



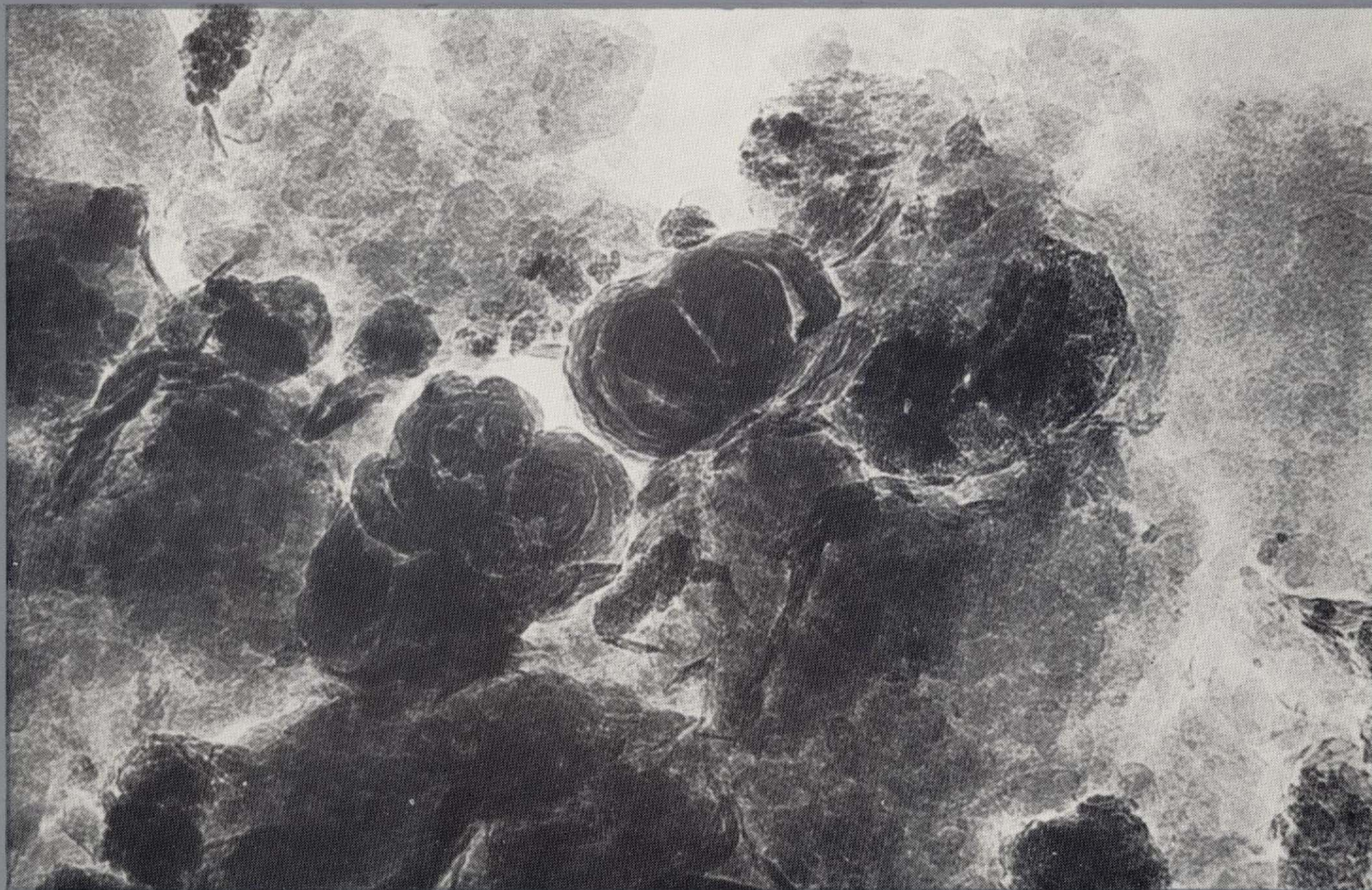
Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

# boletín geológico y minero

VOLUMEN 101

Marzo - Abril 1990

NUMERO 2



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366 - 0176



El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un «Geological Survey of Spain», es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R. D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Volumen 101  
Número 2  
Marzo - Abril 1990

# Boletín Geológico y Minero



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

## SUMARIO

<b>Geología</b>	F. BEA, I. IBARRA y M. PEREIRA: Migmatización y anatexia en la Formación Almohalla, Complejo Anatéctico de la Peña Negra, batolito de Avila ... ..	3
	D. GIL CID y G. M. BERNAL BARREIRO: El género <i>Strenuaeva</i> Richter y Richter ( <i>Trilobita</i> ), en el Cámbrico Inferior de las «Capas de Saukianda» en Sierra Morena Occidental (España) ... ..	26
	J. M. SAMSO, J. TOSQUELLA y J. SERRA-KIEL: Los Géneros <i>Alveolina</i> y <i>Nummulites</i> (Macroforaminíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de <i>Alveolina</i> ... ..	35
<b>Minería</b>	L. A. DIAZ RODRIGUEZ: Estudio general de los depósitos arcillosos en Cantabria (N de España): Su uso potencial ... ..	69
<b>Aguas subterráneas</b>	A. ERASO ROMERO y M. TAYLOR DE LIMA: El Karst en Cuarcitas del Grupo Itacolomi, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil: Aplicación del Método de Predicción de Drenaje Subterráneo ... ..	86
<b>Ingeniería GeoAmbiental</b>	E. GALLEGO VALCARCE y D. BARETTINO FRAILE: Sistema de evaluación cuantitativa de alternativas en la ubicación del nuevo Vertedero de Residuos Sólidos Urbanos de Málaga ... ..	98
	M. J. TURRERO: El uso de la porosimetría de mercurio en la cuantificación de los parámetros físicos de los materiales graníticos de «El Berrocal», Sistema Central ... ..	109
<b>Estudio de minerales y rocas</b>	J. CASAS, M. A. HOYOS, J. GUIJARRO y J. L. MARTIN DE VIDALES: Propiedades químicas y mineralogía de arcillas en los productos de alteración y suelos del volcán de Aldea (Ciudad Real) ... ..	121
	J. D. DE LA ROSA y A. CASTRO: Estudio petrológico de una zona de interacción magmática al sur del Macizo de Gerena (Zona Surportuguesa, Sevilla): Modelo de mezcla ... ..	131
<b>Información</b>	J. M. LOPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX: Ramón Bonifacio Teodorico Adán de Yarza y de la Torre Lequerica (1849-1917). Noticias y Notas bibliográficas ... ..	149 152

### 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 TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

El Instituto Tecnológico GeoMinero 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 Tecnológico GeoMinero de España.  
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA:

Haloisitas esferoidales observadas con MET.

Foto: Dr. J. Galván (C. S. I. C.)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958  
ISSN 0366 - 0176  
NIPO 232 - 90 - 001 - X

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

# Migmatización y anatexia en la Formación Almohalla, Complejo Anatéctico de la Peña Negra, batolito de Avila.

Por F. BEA (1), I. IBARRA (1) y M. D. PEREIRA (1)

## RESUMEN

La Formación Almohalla está compuesta por (1) ortoneises prehercínicos, (2) migmatitas desarrolladas a partir de los ortoneises, y (3) un leucogranito granatífero hercínico. Estos materiales comparten una serie de peculiaridades mineralógicas —presencia de granate— y químicas —altos valores de  $Fe/(Fe+Mg)$  y de  $K/Rb$ — que no se encuentran en las demás rocas del CAPN; se trata de una formación singular, sin otro equivalente en todo el Sector de Gredos. La migmatización del ortoneis pasa por dos etapas; la primera es una migmatización metamórfica que produce oftalmitas; en la segunda se origina neosome anatéctico en venas estrechas sobre cizallas verticales de Fase III; la acción de las cizallas es fundamental para desarrollar el neosome, ya que: (1) concentran  $H_2O$ , lo que eleva la tasa de fusión parcial, y (2) activan la separación fundido/restita. La aplicación de MMA muestra que la generación de neosome es consistente con un proceso de fusión parcial caracterizado por (1) la incorporación activa del feldespato alcalino, plagioclasa y biotita, (2) la fusión inestable de la plagioclasa, y (3) el comportamiento residual del cuarzo e ilmenita. El leucogranito granatífero deriva del ortoneis por un proceso de fusión parcial diferente, que ha debido ocurrir merced a un aporte masivo de agua externa al sistema. Dicho proceso anatéctico se caracteriza por: (1) la intervención activa del cuarzo y el feldespato, (2) la fusión estable de la plagioclasa, y (3) el comportamiento residual de la biotita y la ilmenita. Las diferencias en los procesos de fusión parcial que dan lugar a neosome diktyonítico y al leucogranito granatífero se interpretan como el resultado de la disminución de presión total, y el aumento de  $H_2O$  en el sistema de fusión.

*Palabras clave:* Anatexia, Modelo de mezcla anatéctico, Ortoneis, Granate, Batolito de Avila, Complejo anatéctico de la Peña Negra.

## ABSTRACT

The Almohalla Formation is composed of three lithotypes: (1) a prehercynian, ortoderived, coarse-grained augen-gneiss; (2) ophthalmic and diktyonitic migmatites developed from the orthogneiss; (3) a garnet-bearing leucogranite, which outcrops inside the orthogneiss as a small, irregular, subautochthonous body with transitional contacts to the orthogneiss. These materials have in common many mineralogical —garnet— and chemical —high  $Fe/(Fe+Mg)$  and  $K/Rb$ — features, not found in the other Peña Negra rocks. The migmatization starts by a generalized ophthalmization and continues by developing anatectic neosome through a partial melting located in vertical shear zones. The application of the AMM shows that the neosome generation is compatible with: (1) active incorporation of K feldspar, plagioclase and biotite into the segregate; (2) unstable melting of plagioclase; (3) the residual behavior of quartz and ilmenite. The garnet-bearing leucogranite derives from the orthogneiss through a different partial melting, which happens because a massive water incoming to the system from external sources. The most salient characteristics of this melting are: (1) preferential incorporation of quartz and K feldspar into the segregate; (2) stable melting of plagioclase; (3) the residual behavior of biotite and ilmenite. The differences between both anatectic processes are interpreted as a result of decreasing P and the above mentioned  $H_2O$  increase in the anatectic system.

*Key words:* Anatexis, Anatectic mixing model, Orthogneiss, Garnet, Avila Batholith, Peña Negra Anatectic complex.

## INTRODUCCION

En el Complejo Anatéctico de la Peña Negra (CAPN) se reconocen dos modalidades distintas de migmatización y procesos anatécticos, se-

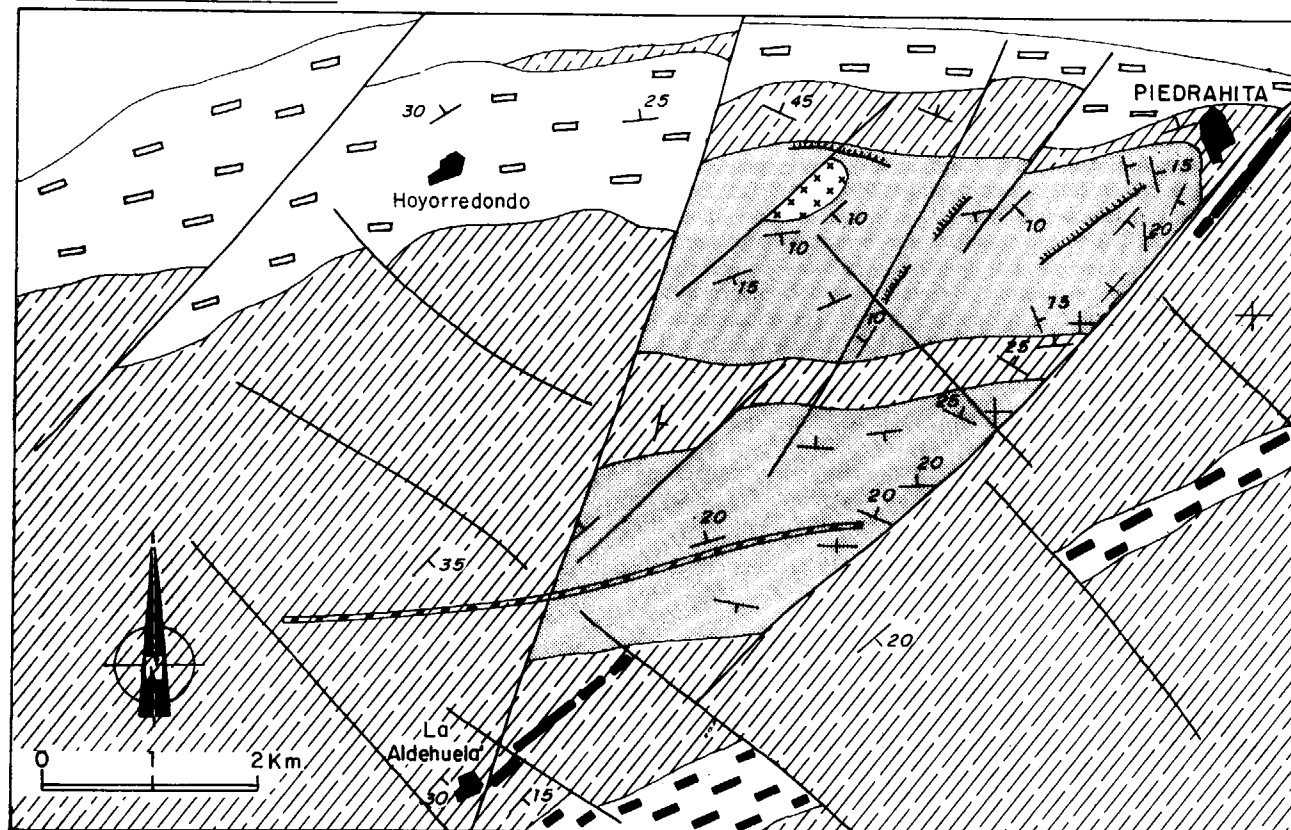
(1) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca (España).

gún sea la naturaleza de los materiales afectados (BEA y PEREIRA, 1990): (1) Migmatización diatexítica y anatexia generalizada; tiene lugar sobre materiales de composición granodioritoide o granítica, ricos en moscovita y biotita. (2) Migmatización metatexítica y anatexia de bajo grado; afecta a materiales orto o paraderivados de com-





Situación de la zona



### LEYENDA

	Terciario.		Granodioritas y adamellitas autoctonas.		Cizalla subvertical
	Granodioritas y adamellita N.O.		Migmatitas mesocráticas. (Serie de la Peña Negra)		Cizalla subhorizontal
	Dique de Alentejo - Plasencia		Ortoneis y migmatitas de la Almohalla.		Foliación subhorizontal
	Pórfidos.		Leucogranito granatífero		Foliación buzante
					Foliación subvertical

Figura 1.—Esquema geológico de la Formación Almohalla.

posición cuarzofeldespática, con biotita como única fase hidratada.

Los mejores ejemplos de migmatización meta-textítica se encuentran en la Formación Almohalla (FAL), aflorante al SO de Piedrahita (Ávila) (IBARRA, 1988). La FAL está formada por: (1) un ortoneis glandular; (2) migmatitas oftalmíticas y diktyoníticas desarrolladas a partir del ortoneis; y (3) un leucogranito granatífero hercínico. El ortoneis aflora en dos bandas subparalelas de dirección E-O (fig. 1) separadas por una intercalación estrecha de migmatitas mesocráticas (la «roca regional» de CAPN, ver PEREIRA, 1989); su estructura interna sugiere una disposición sinformal, probablemente un pliegue de Fase III. Las dos bandas están constituidas por los mismos tipos de materiales, aunque cabe destacar que la migmatización es más intensa en la banda sur. Cortando a los ortoneises se encuentra el único cuerpo de leucogranito granatífero conocido en el CAPN. Ortoneises, migmatitas y leucogranito comparten una serie de peculiaridades mineralógicas y químicas (ibíd.) que no se encuentran en las demás rocas de la zona; se trata de una formación singular, sin equivalente en todo el Sector de Gredos.

En este trabajo se pretende: (1) describir los materiales que forman la FAL; (2) realizar un estudio de los cambios texturales, mineralógicos y químicos producidos como consecuencia de la migmatización; y (3) estudiar la posible generación anatética del leucogranito a expensas del ortoneis y las migmatitas.

## LOS MATERIALES

### EL ORTONEIS GLANDULAR

#### Petrografía y mineralogía

Es una roca leucocrática, de grano grueso, muy deformada, con estructura glandular (foto 1). Mesoscópicamente se identifican las siguientes estructuras de deformación:

- S1, definida por las bandas micáceas (Fase I).
- Pliegues métricos y decimétricos de plano axial subhorizontal (Fase IIa).
- Cizallas subhorizontales buzando 5°-10° al N (Fase IIb).
- Cizallas de desgarre subverticales (Fase III).

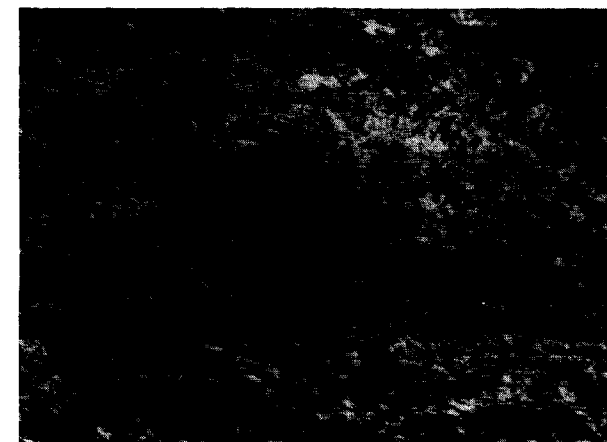


Foto 1.

### Las facies no migmatizadas

La fábrica de las facies no migmatizadas está formada por dos elementos texturales: (1) glándulas cuarzofeldespáticas y (2) bandas micáceas.

Las glándulas cuarzofeldespáticas tienen textura granoblástica, con abundantes puntos triples y bordes de grano generalmente rectos (fig. 2A). La mineralogía esencial consiste en: (1) cristales subautomórficos de plagioclasa ( $\varnothing \approx 1-1,5$  milímetros) de formas prismáticas y tendencia equidimensional, con maclado de la albita, fino y regular; los análisis de microsonda muestran un débil zonado directo desde  $An_{38}$  en el núcleo a  $An_{33}$  en el borde (tabla 1); (2) cristales xenomórficos de cuarzo de tamaño variable; (3) cristales de feldespato potásico (fase potásica  $\approx Or_{92}Ab_8$ ; tabla 2) (4) cristales de biotita, muy escasos, casi siempre retrogradados a biotita verde o clorita.

Las bandas micáceas definen la foliación S1. Están formadas casi exclusivamente por pequeños cristales de biotita ( $\alpha$ =marrón claro;  $\beta$ = $\gamma$ =marrón rojizo;  $\varnothing_{max} \approx 0,5$  mm.;  $Q_{min} \approx 0,2$  mm.) poco magnésiana y moderadamente aluminosa (tabla 3), con abundantes inclusiones de circón que producen fuertes halos pleocroicos. La textura es decusada y forma arcos poligonales desarrollados miméticamente sobre los micropliegues de Fase II. Asociados a la biotita se encuentran pequeños prismas de apatito ( $\varnothing \approx 0,3$  mm.) de tendencia equidimensional, muy abundantes, junto con algunos granos xenomórficos de ilmenita



posición cuarzofeldespática, con biotita como única fase hidratada.

Los mejores ejemplos de migmatización metatexítica se encuentran en la Formación Almohalla (FAL), aflorante al SO de Piedrahita (Ávila) (IBARRA, 1988). La FAL está formada por: (1) un ortoneis glandular; (2) migmatitas oftalmíticas y diktyoníticas desarrolladas a partir del ortoneis; y (3) un leucogranito granatífero hercínico. El ortoneis aflora en dos bandas subparalelas de dirección E-O (fig. 1) separadas por una intercalación estrecha de migmatitas mesocráticas (la «roca regional» de CAPN, ver PEREIRA, 1989); su estructura interna sugiere una disposición sinformal, probablemente un pliegue de Fase III. Las dos bandas están constituidas por los mismos tipos de materiales, aunque cabe destacar que la migmatización es más intensa en la banda sur. Cortando a los ortoneises se encuentra el único cuerpo de leucogranito granatífero conocido en el CAPN. Ortoneises, migmatitas y leucogranito comparten una serie de peculiaridades mineralógicas y químicas (ibíd.) que no se encuentran en las demás rocas de la zona; se trata de una formación singular, sin equivalente en todo el Sector de Gredos.

En este trabajo se pretende: (1) describir los materiales que forman la FAL; (2) realizar un estudio de los cambios texturales, mineralógicos y químicos producidos como consecuencia de la migmatización; y (3) estudiar la posible generación anatética del leucogranito a expensas del ortoneis y las migmatitas.

## LOS MATERIALES

### EL ORTONEIS GLANDULAR

#### Petrografía y mineralogía

Es una roca leucocrática, de grano grueso, muy deformada, con estructura glandular (foto 1). Mesoscópicamente se identifican las siguientes estructuras de deformación:

- S1, definida por las bandas micáceas (Fase I).
- Pliegues métricos y decimétricos de plano axial subhorizontal (Fase IIa).
- Cizallas subhorizontales buzando 5°-10° al N (Fase IIb).
- Cizallas de desgarre subverticales (Fase III).



Foto 1.

### Las facies no migmatizadas

La fábrica de las facies no migmatizadas está formada por dos elementos texturales: (1) glándulas cuarzofeldespáticas y (2) bandas micáceas.

Las glándulas cuarzofeldespáticas tienen textura granoblástica, con abundantes puntos triples y bordes de grano generalmente rectos (fig. 2A). La mineralogía esencial consiste en: (1) cristales subautomórficos de plagioclasa ( $\varnothing \approx 1-1,5$  milímetros) de formas prismáticas y tendencia equidimensional, con maclado de la albita, fino y regular; los análisis de microsonda muestran un débil zonado directo desde  $An_{38}$  en el núcleo a  $An_{33}$  en el borde (tabla 1); (2) cristales xenomórficos de cuarzo de tamaño variable; (3) cristales de feldespato potásico (fase potásica  $\approx Or_{92}Ab_8$ ; tabla 2) (4) cristales de biotita, muy escasos, casi siempre retrogradados a biotita verde o clorita.

Las bandas micáceas definen la foliación S1. Están formadas casi exclusivamente por pequeños cristales de biotita ( $\alpha =$  marrón claro;  $\beta = \gamma =$  marrón rojizo;  $\varnothing_{max} \approx 0,5$  mm.;  $Q_{min} \approx 0,2$  mm.) poco magnésiana y moderadamente aluminosa (tabla 3), con abundantes inclusiones de circón que producen fuertes halos pleocroicos. La textura es decusada y forma arcos poligonales desarrollados miméticamente sobre los micropliegues de Fase II. Asociados a la biotita se encuentran pequeños prismas de apatito ( $\varnothing \approx 0,3$  mm.) de tendencia equidimensional, muy abundantes, junto con algunos granos xenomórficos de ilmenita



**TABLA 1**  
**Selección de análisis por microsonda de las plagioclasas de la Formación Almohalla**

Ref.:	Ortoneis y Oftalmitas (mesosome)							Cristales restfíticos del neosome						
	1centro	1medio	1borde	4centro	4borde	5centro	5borde	1centro	1borde	3centro	4centro	4borde	5centro	5borde
SiO <sub>2</sub>	59.65	60.16	59.76	61.08	59.87	59.93	59.93	59.40	60.17	59.78	59.73	60.15	59.86	60.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.72	25.29	24.71	25.34	25.19	25.44	25.31	25.20	26.09	25.07	25.31	25.16	25.80	25.19
CaO	7.02	6.72	6.40	6.54	6.75	6.83	6.75	7.10	6.62	6.89	7.26	6.63	7.10	6.48
Na <sub>2</sub> O	6.35	7.08	7.28	5.93	7.23	6.31	7.17	7.02	7.24	7.27	6.35	7.10	6.41	7.14
K <sub>2</sub> O	0.35	0.36	0.32	0.13	0.30	0.29	0.32	0.37	0.18	0.27	0.29	0.18	0.35	0.17
Total	99.09	99.25	98.47	99.02	99.34	98.80	99.48	100.09	100.13	99.28	98.94	99.22	99.52	99.11
	2.20	2.17	1.88	0.91	1.93	1.86	1.90	2.19	1.07	1.60	1.81	1.08	2.18	1.03
Or	60.70	64.14	66.02	61.57	64.72	61.41	64.53	62.75	65.72	64.59	60.17	65.24	60.68	65.91
Ab	37.10	33.69	32.10	37.53	33.35	36.73	33.57	35.00	33.21	33.80	38.02	33.67	37.14	33.06
An														

Ref.:	Cristales neoformados del neosome						MEDIAS				
	1	2	3	4	5	6	ME		Rest. NE		NE
							centro	borde	centro	borde	
SiO <sub>2</sub>	60.13	60.90	60.06	60.10	60.21	61.03	60.22	59.93	59.69	60.15	60.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.06	24.89	25.19	25.12	24.97	25.00	25.50	25.12	25.34	25.48	25.03
CaO	6.74	6.08	6.89	6.79	6.77	6.86	6.80	6.65	7.08	6.58	6.68
Na <sub>2</sub> O	7.44	7.89	7.56	7.52	7.49	7.62	6.20	7.19	6.76	7.16	7.59
K <sub>2</sub> O	0.17	0.13	0.19	0.18	0.17	0.15	0.26	0.26	0.32	0.18	0.17
Total	99.54	99.89	99.89	99.71	99.61	100.66	98.98	99.15	99.19	99.55	99.87
Or	1.02	0.97	1.08	1.04	0.99	0.86	1.69	1.55	1.93	1.09	0.98
Ab	65.98	69.45	65.80	66.02	66.03	66.20	61.21	65.15	62.18	65.60	66.62
An	33.00	29.58	33.12	32.94	32.98	32.94	37.10	33.30	35.89	33.32	32.40

**TABLA 2**  
**Selección de análisis por microsonda de los feldespatos de la Formación Almohalla**

Ref.:	Ortoneis y Oftalmitas (mesosome)					Neosome				MEDIAS	
	1centro	1borde	2	3	4	1	2	3	4	ME	NE
SiO <sub>2</sub>	64.31	64.39	64.55	64.33	64.94	63.75	64.11	64.35	64.19	64.50	64.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.31	18.93	18.14	18.03	19.17	18.64	18.37	18.33	19.03	18.72	18.59
CaO	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.10	0.00	0.02	0.05	0.01	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.93	0.86	0.89	0.84	0.87	0.66	0.70	0.66	0.72	0.88	0.69
K <sub>2</sub> O	14.19	15.24	15.07	15.39	14.11	15.98	15.83	15.90	15.77	14.80	15.87
BaO	1.09	0.84	0.75	0.99	0.90	0.89	1.01	1.03	0.74	0.91	0.91
Total	99.86	100.27	99.40	99.60	100.00	99.13	99.01	99.26	99.76	98.91	99.29
Or	90.79	92.06	91.77	92.25	91.46	93.63	93.70	93.97	93.28	91.66	93.62
Ab	9.08	7.92	8.23	7.65	8.50	5.88	6.30	5.93	6.47	8.28	6.19
An	0.01	0.00	0.00	0.10	0.04	0.49	0.00	0.10	0.25	0.05	0.20

( $\varnothing \approx 0,1-0,2$  mm.). También hay pequeñas cantidades de moscovita y clorita, siempre como productos secundarios.

#### Las facies migmatizadas

La migmatización causa dos efectos distintos, que parecen haber ocurrido de forma secuencial: (1) el desarrollo generalizado de una estructura oftalmítica (foto 2); (2) la segregación diktyonítica de neosome anatético (foto 3) en venas estrechas (potencia  $\approx 5-10$  cm.), de escasa continuidad longitudinal, producidas sobre las cizallas de Fase III.

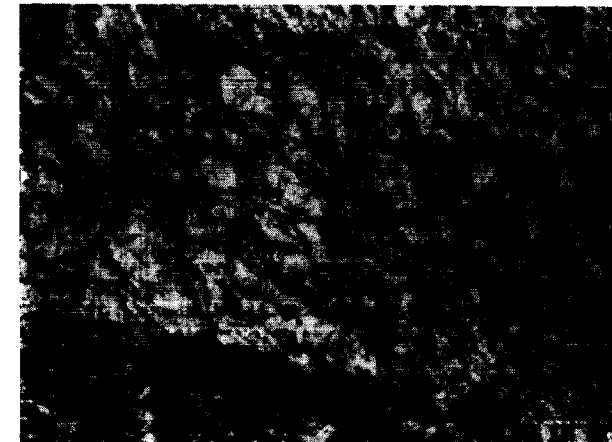


Foto 2.

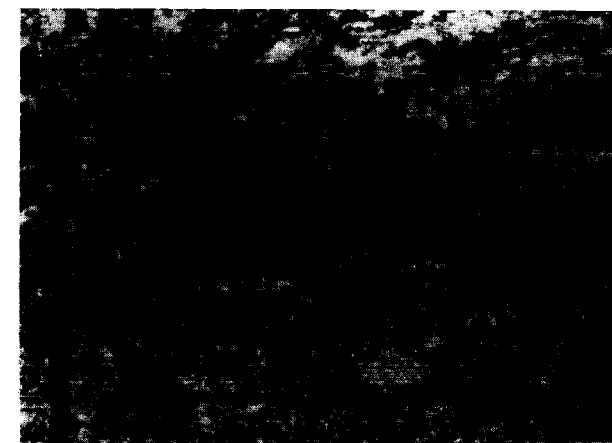


Foto 3.

Respecto de las facies no migmatizadas, las oftalmitas presentan las siguientes diferencias texturales:

- Aparición de grandes cristales xenomórficos de feldespato potásico ( $\varnothing \approx 3-7$  cm.) fosilizando la foliación pre-existente. En contacto con las plagioclasas muestran una intensa mirmequitización. La composición de la fase potásica ( $O_{22}Ab_8$ ) es idéntica a la de los pequeños feldespatos de las facies no migmatíticas.
- Recristalización de las glándulas cuarzofeldespáticas (fig. 2B) mediante: (1) la desaparición de los granos de microclina; parece que hubiese una removilización del feldespato de las glándulas para formar los megacristales mencionados en el apartado anterior; (2) el recrecimiento poiquilítico de la plagioclasa sobre el cuarzo dejando gran cantidad de inclusiones goticulares dispuestas paralelamente al contacto; (3) la aparición de pequeñas bolsadas de micropegmatita, generalmente en los puntos triples.
- Desestabilización parcial de la biotita. Los cristales de biotita suelen aparecer rodeados de un agregado de hercinita, ilmenita y sericita (foto 4). Tanto datos experimentales (KNABE, 1970; BUSH et al., 1974; BREARLEY, 1987), como estudios acerca de rocas semifundidas (LE MAITRE, 1974) y sobre otros terrenos migmatíticos (BROWN, 1979; NEDELEC y PAQUET, 1981; BROWN, 1983) muestran que este tipo de transformación ocurre cuando la biotita comienza a fundir incongruentemente.
- Aparición de granate accesorio ligado a las bandas micáceas, generalmente como blasto estático sobre la Si. El carácter postcinemático y relación exclusiva con las facies migmatizadas sugieren que no es un mineral heredado, sino que se ha originado en curso del proceso de migmatización.

El neosome de las facies diktyoníticas tiene idéntica composición mineralógica (cualitativa y cuantitativamente) que el mesosome, pero la petrografía es notablemente diferente. La microestructura del neosome (fig. 2C) está formada por la mezcla íntima de dos componentes:

- Grandes cristales de plagioclasa, de todo pun-



( $\varnothing \approx 0,1-0,2$  mm.). También hay pequeñas cantidades de moscovita y clorita, siempre como productos secundarios.

### Las facies migmatizadas

La migmatización causa dos efectos distintos, que parecen haber ocurrido de forma secuencial: (1) el desarrollo generalizado de una estructura oftalmítica (foto 2); (2) la segregación diktyonítica de neosome anatético (foto 3) en venas estrechas (potencia  $\approx 5-10$  cm.), de escasa continuidad longitudinal, producidas sobre las cizallas de Fase III.



Foto 2.



Foto 3.

Respecto de las facies no migmatizadas, las oftalmíticas presentan las siguientes diferencias texturales:

- a) Aparición de grandes cristales xenomórficos de feldespato potásico ( $\varnothing \approx 3-7$  cm.) fosilizando la foliación pre-existente. En contacto con las plagioclasas muestran una intensa mirmequitización. La composición de la fase potásica ( $O_{92}Ab_8$ ) es idéntica a la de los pequeños feldespatos de las facies no migmatíticas.
- b) Recristalización de las glándulas cuarzo-feldespáticas (fig. 2B) mediante: (1) la desaparición de los granos de microclina; parece que hubiese una removilización del feldespato de las glándulas para formar los megacristales mencionados en el apartado anterior; (2) el recrecimiento poiquilítico de la plagioclasa sobre el cuarzo dejando gran cantidad de inclusiones goticulares dispuestas paralelamente al contacto; (3) la aparición de pequeñas bolsadas de micropegmatita, generalmente en los puntos triples.
- c) Desestabilización parcial de la biotita. Los cristales de biotita suelen aparecer rodeados de un agregado de hercinita, ilmenita y sericita (foto 4). Tanto datos experimentales (KNABE, 1970; BUSH et al., 1974; BREARLEY, 1987), como estudios acerca de rocas semifundidas (LE MAITRE, 1974) y sobre otros terrenos migmatíticos (BROWN, 1979; NEDELEC y PAQUET, 1981; BROWN, 1983) muestran que este tipo de transformación ocurre cuando la biotita comienza a fundir incongruentemente.
- e) Aparición de granate accesorio ligado a las bandas micáceas, generalmente como blasto estático sobre la  $S_1$ . El carácter postcinemático y relación exclusiva con las facies migmatizadas sugieren que no es un mineral heredado, sino que se ha originado en curso del proceso de migmatización.

El neosome de las facies diktyoníticas tiene idéntica composición mineralógica (cualitativa y cuantitativamente) que el mesosome, pero la petrografía es notablemente diferente. La microestructura del neosome (fig. 2C) está formada por la mezcla íntima de dos componentes:

- Grandes cristales de plagioclasa, de todo pun-



TABLA 3

## Selección de análisis por microsonda de las biotitas de la Formación Almohalla

Ref.:	Ortoneis y Oftalmitas (mesosome)					Neosome				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	34.65	34.23	34.50	34.38	35.49	34.92	34.85	34.12	34.53	34.24
TiO <sub>2</sub>	3.02	3.00	2.82	3.02	2.90	3.02	3.05	2.70	2.51	2.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.30	18.50	17.85	18.03	18.18	17.72	18.01	18.28	18.46	18.13
FeO tot.	23.51	23.87	23.65	23.19	23.19	24.03	24.51	24.48	24.34	24.25
MgO	6.18	6.48	6.35	6.41	6.19	5.78	5.79	5.89	5.92	5.55
MnO	0.14	0.12	0.22	0.21	0.21	0.29	0.32	0.28	0.30	0.27
CaO	0.09	0.01	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.19	0.10	0.10	0.14	0.09	0.07	0.13	0.07
K <sub>2</sub> O	9.51	9.38	9.50	9.69	9.88	9.92	9.93	9.94	9.84	10.01
Total	95.45	95.65	95.14	95.03	96.15	95.82	96.55	95.77	96.06	95.47
<i>Fórmula estructural (22 oxígenos)</i>										
Si	5.394	5.324	5.403	5.380	5.396	5.443	5.401	5.342	5.373	5.374
Al(IV)	2.606	2.676	2.597	2.620	2.604	2.557	2.559	2.658	2.624	2.624
Al(VI)	0.752	2.715	0.698	0.706	0.730	0.699	0.691	0.715	0.763	0.728
Ti	0.354	0.351	0.332	0.355	0.345	0.354	0.355	0.318	0.294	0.345
Fe	3.061	3.105	3.098	3.035	3.058	3.130	3.177	3.205	3.169	3.183
Mg	1.434	1.502	1.483	1.495	1.467	1.342	1.338	1.375	1.374	1.299
Mn	0.018	0.016	0.029	0.028	0.024	0.038	0.042	0.037	0.040	0.036
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.021	0.021	0.058	0.030	0.030	0.040	0.027	0.021	0.039	0.021
K	1.889	1.861	1.898	1.935	1.905	1.973	1.963	1.985	1.954	2.000
<i>Parámetros de Nesbitt y Cramer (1981)</i>										
Al factor	0.171	0.177	0.155	0.163	0.163	0.150	0.155	0.160	0.163	0.159
Fe factor	0.654	0.647	0.651	0.642	0.651	0.674	0.682	0.677	0.677	0.686

to análogos a los del mesosome; aparecen bien sea solos o en agregados de pocos individuos.

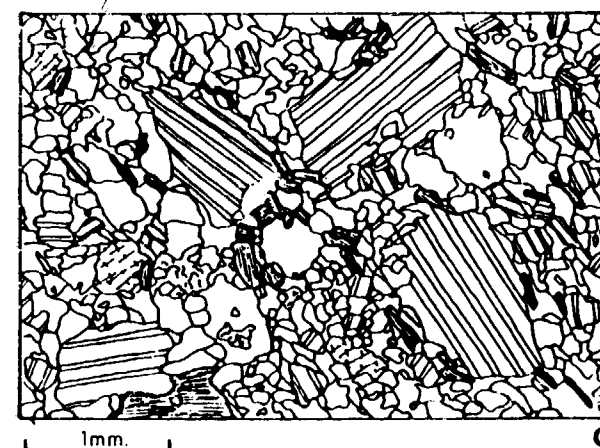
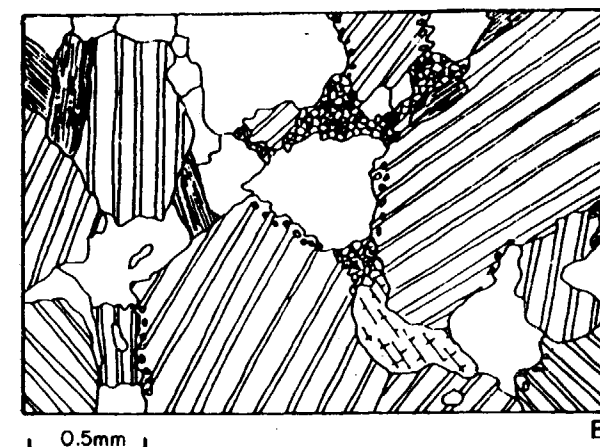
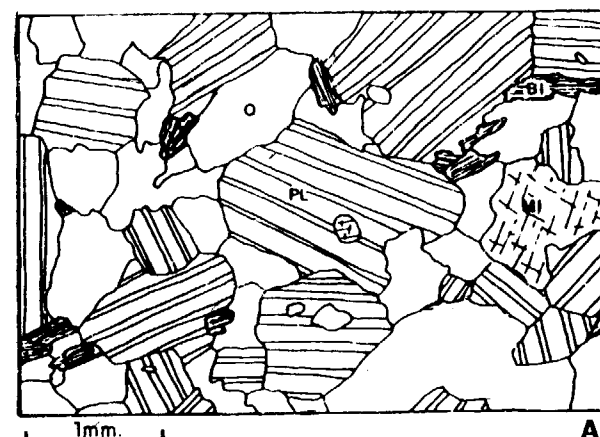
- Mesostasis aplitoide, con frecuentes texturas micropegmatíticas, en la que se encuentran dispersos fragmentos de las bandas micáceas y, a veces, cristales aislados de biotita.

#### Quimismo

La composición química del neis de la Almohalla

(tabla 4) corresponde a la de una roca silícea, moderadamente aluminosa, cuya proyección en el diagrama de O'Connor (fig. 3B) señala una composición granodiorítica o leucotonalítica. Los contenidos de CaO y Na<sub>2</sub>O son considerablemente más altos que las de los granitoides hercínicos con contenidos de sílice equiparables (ver BEA et al., 1988). Por el contrario, las concentraciones de TiO<sub>2</sub>, FeO<sub>total</sub> y MgO son más bajas que los de aquéllos; destacan los altos valores de la relación Fe/[Fe+Mg], netamente superiores a los del resto de las rocas del CAPN (fig. 4). Esto

explica por qué el neis de la Almohalla tiene como mineral tipomorfo al granate almandínico en vez de la cordierita, ubicada en todas las demás facies migmatíticas del Complejo (BEA y



PEREIRA, op. cit.). El quimismo de los elementos mayores es compatible con un origen ortoderivado a partir de una roca calcoalcalina. La única discrepancia al respecto surge por un pequeño exceso del grado de aluminismo (véase diagrama de Debon & Lefort, fig. 3A), pero esto puede ser fácilmente explicado como consecuencia de los cambios químicos ligados a la intensa deformación por cizallas.

En cuanto a los elementos traza (tabla 4) el ortoneis de la Almohalla se caracteriza por: (1) la abundancia de Ba, Sr y Zr; (2) los bajos contenidos en Li y Rb; (3) valores de la relación K/Rb de altos a muy altos (fig. 5). Este modelo de elementos traza es muy diferente al del resto de las rocas del CAPN (PEREIRA, 1988) y está en concordancia con el posible carácter ortoderivado del ortoneis. Respecto a las Tierras Raras (tabla 5; fig. 6), el ortoneis presenta ΣTR moderada (364-389 ppm), discreta fraccionación TRL/TRP (La/Lu ≈ 20,9-24,7) y pequeña o nula anomalía negativa del Europio (Eu/Eu\* ≈ 0,74-0,95). Todas las muestras analizadas dan resultados muy parecidos entre sí.

La composición química del neosome es prácticamente idéntica a la del mesosome (ortoneis). Las diferencias composicionales entre ambos se discutirán más adelante.

#### EL LEUCOGRANITO GRANATIFERO

Es un cuerpo subautótono de pequeñas dimensiones (Ø ≈ 1 Km.) intruido en el neis de la Almohalla, que constituye su único encajante (figura 1). Sólo está afectado por la última generación de cizallas verticales, por lo que parece sincinemático con la Fase III, contemporáneo o algo posterior a la migmatización del ortoneis.

Figura 2.—Evolución textural del neis de la Almohalla (reconstruido a partir de microfotografías). A: Textura granoblástica de las facies no migmatizadas. B: Textura de las facies oftalmiticas. Nótese: (i) el recrecimiento poiquilítico de la plagioclasa hacia el cuarzo, dejando hileras de inclusiones goticulares, y (2) la aparición de micropegmatita en los puntos triples. C: Textura del neosome, compuesta por grandes cristales restíticos de plagioclasa y una mesostasis aplitoide.

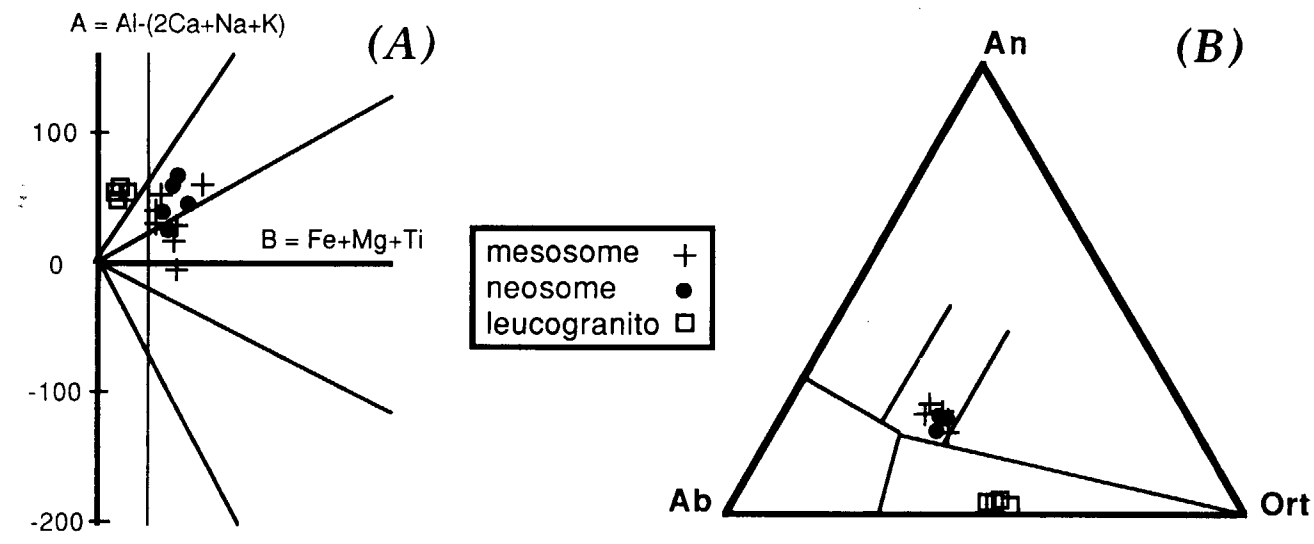


Figura 3.—Proyección de los especímenes analizados de la Formación Almohalla en los diagramas DL (A) y O'Connor (B).

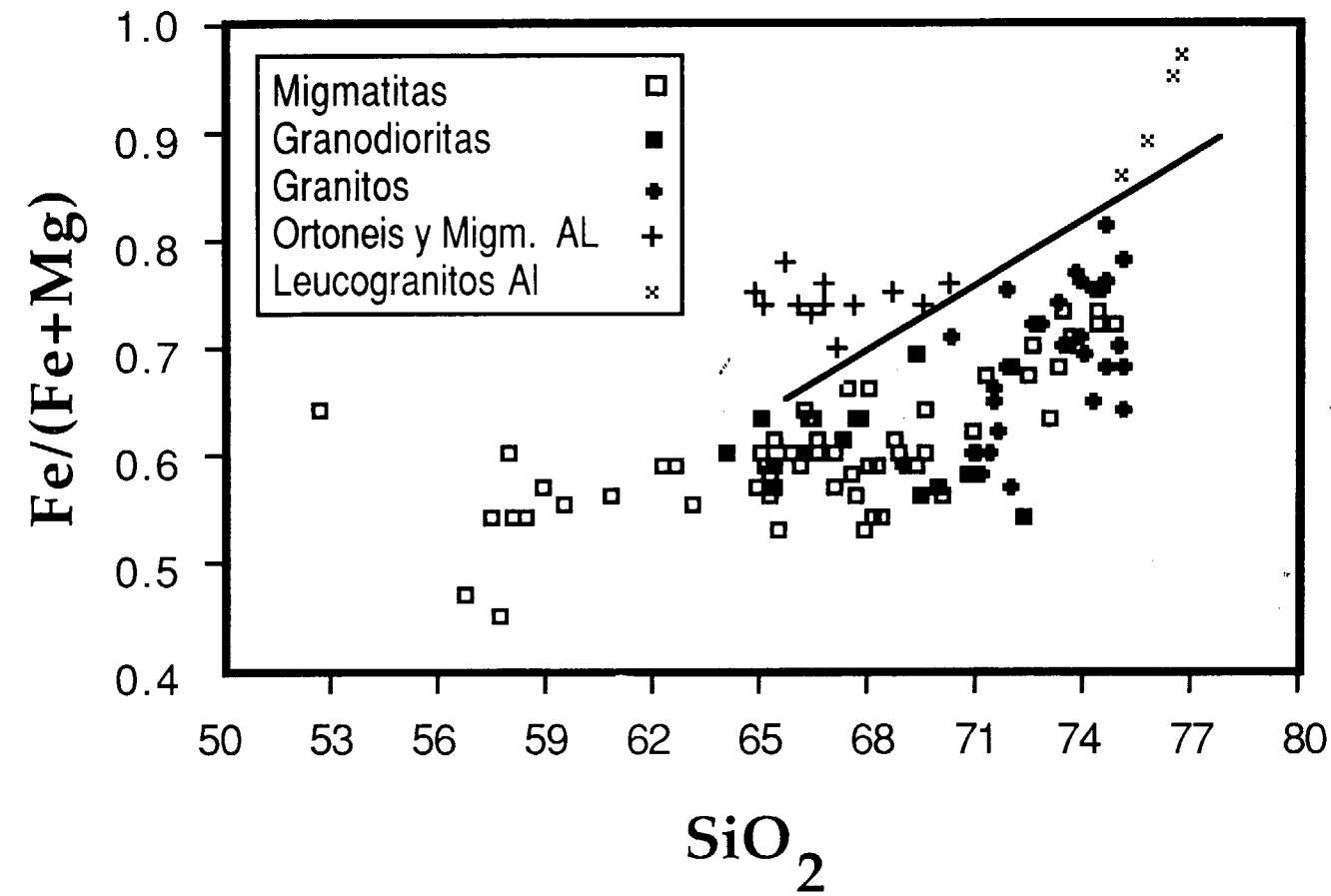


Figura 4.—Proyección de la relación Fe/(Fe+Mg) frente a SiO<sub>2</sub> para las rocas del Complejo Anatéctico de la Peña Negra. Nótese la posición de las muestras de la FAL.

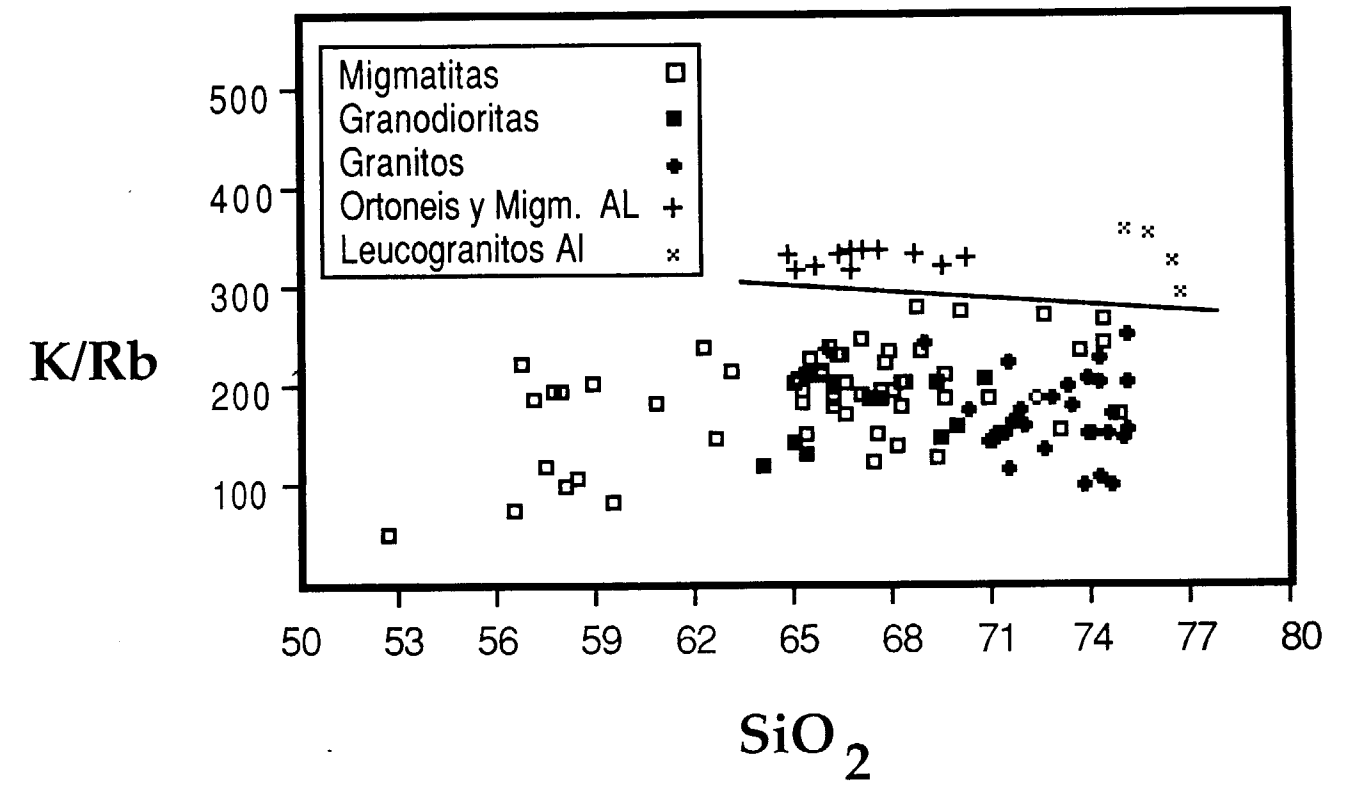


Figura 5.—Proyección de la relación K/Rb frente a SiO<sub>2</sub> para las rocas del Complejo Anatéctico de la Peña Negra. Nótese la posición de las muestras de la FAL.

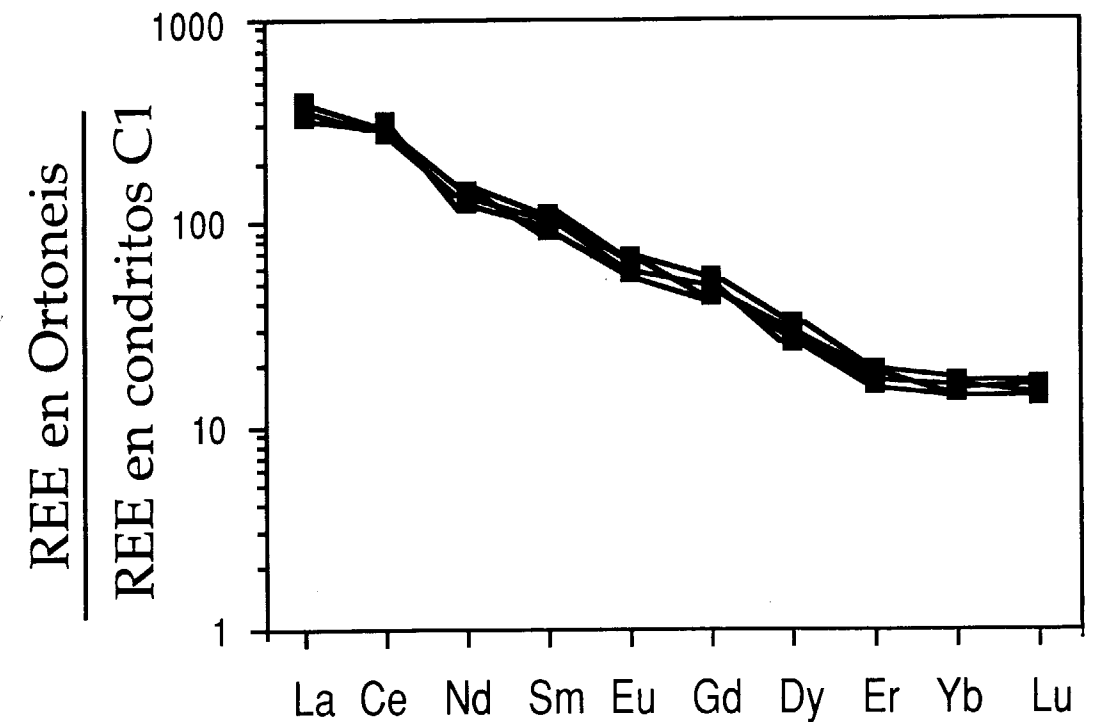


Figura 6.—Espectro normalizado de Tierras Raras para ortoneis y ofalmitas de la Alhomalla.



TABLA 4

## Elementos mayores y norma CIPW de especímenes seleccionados de la Formación Almohalla

	Mesosome							Neosome					Leucogranito			
	B-377	B-376	B-374	B-378	B-312	B-312b	B-321	B-375	RM-34	RM-31	RM-32	RM-33	B-323	B-313	LM-2	LM-1
SiO <sub>2</sub>	68.74	69.58	66.10	70.30	66.85	66.41	67.12	65.17	67.61	66.83	64.86	65.71	75.13	76.52	75.82	76.81
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.47	0.74	0.42	0.45	0.40	0.37	0.56	0.35	0.38	0.49	0.57	0.07	0.03	0.06	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.57	16.57	17.94	15.62	16.69	16.80	17.46	19.03	17.28	17.83	19.21	17.93	13.64	12.85	13.45	13.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.50	0.52	0.35	0.46	0.34	0.39	0.55	0.75	0.69	0.62	0.82	0.53	0.19	0.28	0.23	0.27
FeO	1.79	1.85	3.41	1.75	2.48	2.53	2.09	2.17	1.82	1.98	2.09	3.01	0.98	1.03	0.96	0.98
MgO	0.42	0.46	0.76	0.40	0.57	0.60	0.63	0.57	0.49	0.47	0.55	0.56	0.11	0.04	0.08	0.02
MnO	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	2.81	2.55	3.31	2.61	3.37	3.91	3.37	2.90	3.05	2.85	3.01	3.08	0.23	0.28	0.22	0.31
Na <sub>2</sub> O	3.58	3.47	3.66	3.48	3.90	4.31	3.95	3.93	4.02	3.97	4.16	3.93	3.11	2.94	3.02	3.02
K <sub>2</sub> O	3.62	3.67	3.03	3.65	3.67	3.50	3.56	4.06	3.99	4.19	4.00	3.69	5.34	4.73	5.06	4.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.16	0.18	0.15	0.28	0.42	0.20	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17	0.16	0.16	0.12	0.11
H <sub>2</sub> O	0.97	0.34	0.33	0.65	1.34	0.47	0.65	0.31	0.44	0.84	0.62	0.58	0.77	0.69	0.68	0.39
Total	99.62	99.68	99.87	99.54	99.98	99.78	99.99	99.68	99.96	100.18	100.04	99.81	99.74	99.56	99.71	99.85
Norma CIPW																
Q	27.21	28.81	23.39	29.64	21.49	18.39	21.77	19.18	21.27	20.33	17.58	19.20	36.07	40.83	38.32	39.71
Cor	2.06	2.65	3.07	1.58	0.86	0.00	1.47	3.35	1.24	2.00	3.01	2.30	2.74	2.80	2.98	2.46
Ort	21.68	21.83	17.99	21.81	21.98	20.82	21.17	24.14	23.69	24.92	23.77	21.97	31.88	28.27	30.19	28.99
Ab	30.70	29.55	31.11	29.77	33.45	36.71	33.64	33.46	34.17	33.81	35.40	33.51	26.59	25.16	25.80	25.68
An	13.07	11.68	15.31	12.10	15.09	16.26	15.51	13.29	14.02	13.11	13.84	14.28	0.09	0.35	0.31	0.82
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	3.34	3.43	6.78	3.26	5.09	5.04	4.44	3.98	3.50	3.78	3.84	5.68	1.84	1.75	1.70	1.57
Il	0.81	0.90	1.41	0.81	0.87	0.76	0.71	1.07	0.67	0.73	0.94	1.09	0.13	0.06	0.11	0.09
Mag	0.73	0.76	0.51	0.67	0.50	0.57	0.80	1.09	1.00	0.90	1.12	0.77	0.28	0.41	0.33	0.39
Ap	0.38	0.38	0.43	0.36	0.67	1.00	0.48	0.43	0.43	0.40	0.43	0.41	0.38	0.38	0.28	0.26
ITT	79.59	80.19	72.48	81.22	76.92	75.92	76.59	76.79	79.13	79.06	76.75	75.48	94.53	94.25	94.30	94.30

TABLA 4 (cont.)

## Elementos traza de especímenes seleccionados de la Formación Almohalla

	Mesosome							Neosome					Leucogranito			
	B-377	B-376	B-374	B-378	B-312	B-312b	B-321	B-375	RM-34	RM-31	RM-32	RM-33	B-323	B-313	LM-2	LM-1
Li	37	44	68	36	31	36	34	46	36	41	49	39	4	5	3	54
Rb	90	95	106	92	91	87	88	107	99	110	100	96	125	121	119	139
Ba	1799	1591	1104	1790	1666	1539	1449	868	1082	883	915	1191	70	21	64	27
Sr	241	239	237	223	233	224	223	276	200	265	283	226	4	6	8	8
Cr	108	107	113	111	155	151	158	93	124	95	90	100	195	168	158	177
Co	1	4	6	1	6	8	6	2	4	2	3	4	1	2	1	2
Ni	13	10	16	11	28	32	30	14	22	16	17	10	17	21	10	26
Cu	36	34	34	32	40	37	39	30	38	31	31	31	35	37	42	33
Zn	46	46	78	70	60	68	60	64	61	31	66	49	93	99	111	88
Zr	263	222	365	241	230	309	263	312	276	307	320	283	25	29	27	31
Y	36	31	31	36	33	38	36	34	34	30	33	31	13	8	12	7
Nb	12	15	19	12	13	14	13	14	13	18	14	15	3	1	2	2
V	34	20	50	26	69	81	52	23	38	25	27	22	0	2	3	2
K/Rb	334	321	237	329	335	334	336	315	335	316	332	319	355	325	353	291

## Petrografía y mineralogía

Mesoscópicamente es una roca leucocrática de grano medio, en la que destacan pequeños cristales de granate (foto 5). Bajo el microscopio aparece con textura vesicular desarrollada sobre una masa hipidiomórfica, localmente granofídica (fig. 7). Las vesículas ( $\varnothing \approx 4-10$  mm.) tienen forma irregular, y a veces se anastomosan; están formadas por granos xenomórficos de cuarzo ( $\varnothing \approx 0,5-1,5$  mm.) y rara vez incluyen algún cristal de granate. El resto de la roca está compuesta por: (1) granos de microclina ( $\varnothing \approx 1,5-2,5$  mm.) con tendencia idiomórfica, muy ricos en inclu-

siones; (2) plagioclasas ( $An_{3.7}$ ;  $\varnothing \approx 1,5$  mm.) xenomórficas; (3) cuarzo, a veces con forma piramidal ( $\varnothing \approx 0,5$  mm.); (4) biotita y moscovita xenomórficas ( $\varnothing \approx 1,5-2,0$  mm.) en cristales aislados; (5) granate ( $\varnothing \approx 2$  mm.) en cristales xenomórficos. Como accesorios hay pequeñas cantidades de apatito y circón.



Foto 4.

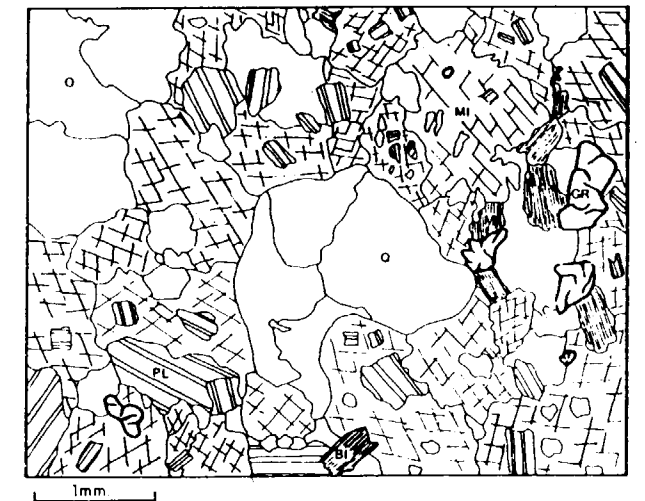


Figura 7.—Textura del leucogranito de la Almohalla. Nótese la presencia de vesículas de cuarzo.

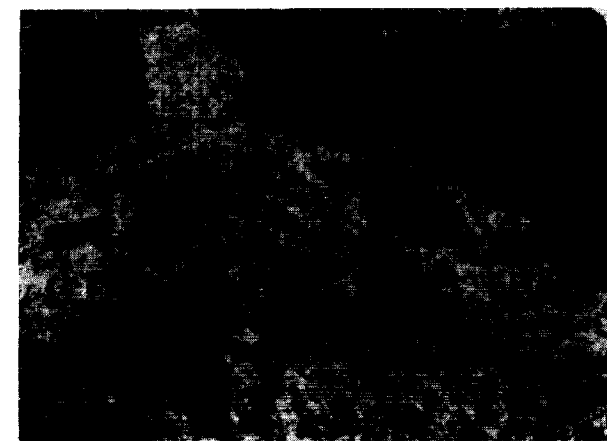


Foto 5.

## Quimismo

La composición química (tabla 4) corresponde a un leucogranito peraluminoso (fig. 3A) rico en potasio, muy silíceo, con bajos contenidos en Ca-Fe-Mg-Ti y relación  $Fe/[Fe+Mg]$  más elevada que la del resto de leucogranitos del CAPN (fig. 4).

Referente a elementos traza, el leucogranito tiene contenidos en Li y Rb muy inferiores, y valores de la relación K/Rb (fig. 5) bastante superiores a las de los leucogranitos hercínicos comunes (ej.: BEA, 1976); las concentraciones de Ba, Sr, Zn, Nb y V son muy escasas. Los contenidos en Tierras Raras (tabla 5, fig. 8) son bajos ( $\Sigma TR \approx 85-125$ ), con escasa fraccionación entre TR ligeras y TR pesadas ( $La/Lu \approx 2,02-3,41$ ), y sin anomalía del Eu o con anomalía ligeramente negativa ( $Eu/Eu^* \approx 1,00-0,76$ ).



### Petrografía y mineralogía

Mesoscópicamente es una roca leucocrática de grano medio, en la que destacan pequeños cristales de granate (foto 5). Bajo el microscopio aparece con textura vesicular desarrollada sobre una masa hipidiomórfica, localmente granofídica (fig. 7). Las vesículas ( $\varnothing \approx 4-10$  mm.) tienen forma irregular, y a veces se anastomosan; están formadas por granos xenomórficos de cuarzo ( $\varnothing \approx 0,5-1,5$  mm.) y rara vez incluyen algún cristal de granate. El resto de la roca está compuesta por: (1) granos de microclina ( $\varnothing \approx 1,5-2,5$  mm.) con tendencia idiomórfica, muy ricos en inclu-

siones; (2) plagioclasas ( $An_{3.7}$ ;  $\varnothing \approx 1,5$  mm.) xenomórficas; (3) cuarzo, a veces con forma piramidal ( $\varnothing \approx 0,5$  mm.); (4) biotita y moscovita xenomórficas ( $\varnothing \approx 1,5-2,0$  mm.) en cristales aislados; (5) granate ( $\varnothing \approx 2$  mm.) en cristales xenomórficos. Como accesorios hay pequeñas cantidades de apatito y circón.

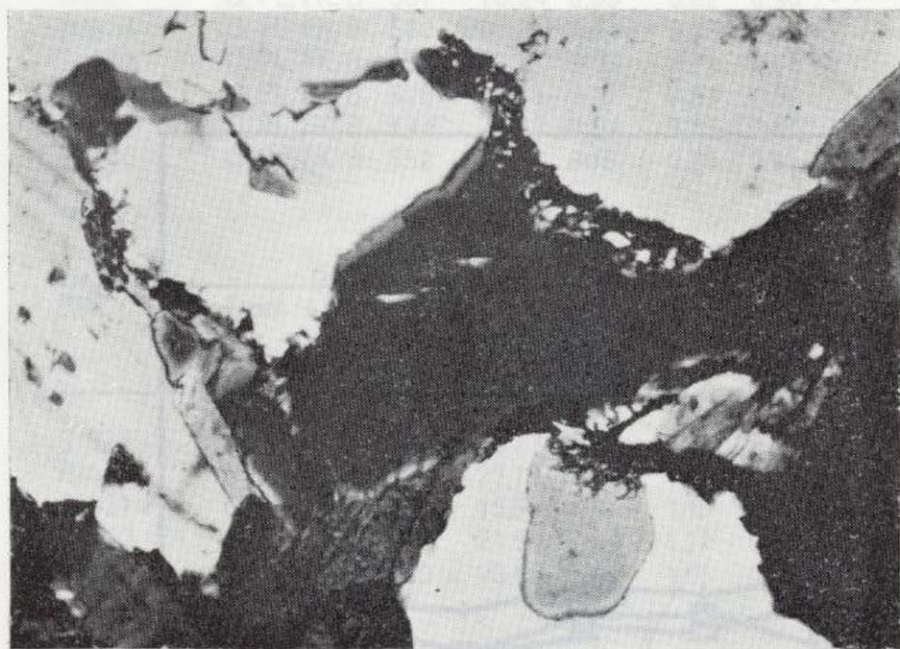


Foto 4.



Foto 5.

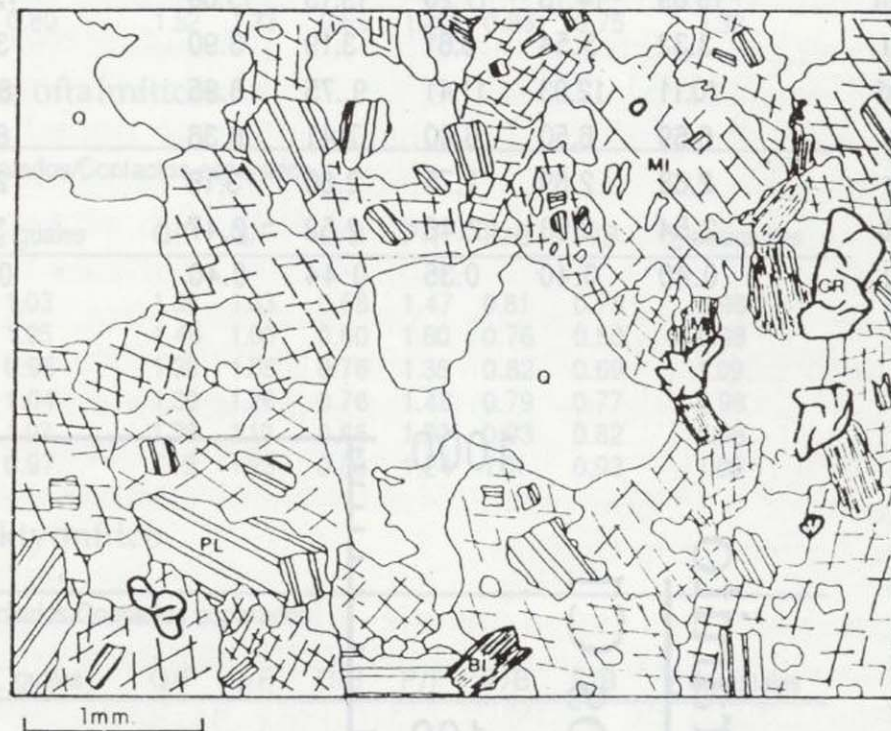


Figura 7.—Textura del leucogranito de la Almohalla. Nótese la presencia de vesículas de cuarzo.

### Quimismo

La composición química (tabla 4) corresponde a un leucogranito peraluminoso (fig. 3A) rico en potasio, muy silíceo, con bajos contenidos en Ca-Fe-Mg-Ti y relación  $Fe/[Fe+Mg]$  más elevada que la del resto de leucogranitos del CAPN (fig. 4).

Referente a elementos traza, el leucogranito tiene contenidos en Li y Rb muy inferiores, y valores de la relación K/Rb (fig. 5) bastante superiores a las de los leucogranitos hercínicos comunes (ej.: BEA, 1976); las concentraciones de Ba, Sr, Zn, Nb y V son muy escasas. Los contenidos en Tierras Raras (tabla 5, fig. 8) son bajos ( $\Sigma TR \approx 85-125$ ), con escasa fraccionación entre TR ligeras y TR pesadas ( $La/Lu \approx 2,02-3,41$ ), y sin anomalía del Eu o con anomalía ligeramente negativa ( $Eu/Eu^* \approx 1,00-0,76$ ).



**TABLA 5**

**Concentraciones de Tierras Raras en las rocas de la Formación Almohalla**

Ref.:	MESOSOME					NEOSOME					LEUCOGRANITO		
	B-374	B-377	B-378	B-312	B-312b	B-375	RM-34	RM-31	RM-32	RM-33	B-323	B-313	LM-1
La	86.9	90.3	83.1	86.9	95.4	69.7	79.8	67.2	69.6	62.0	13.3	19.1	17.1
Ce	180.0	170.1	193.1	175.6	183.2	149.1	163.7	154.3	145.2	153.0	32.2	52.8	40.5
Nd	67.2	60.2	59.4	58.1	65.8	54.6	59.7	50.4	56.2	49.1	14.4	20.3	17.6
Sm	15.09	14.13	17.20	13.13	15.00	12.63	14.41	13.25	12.06	11.90	4.76	5.26	4.49
Eu	3.32	3.54	3.61	3.19	3.90	3.59	3.02	3.17	3.40	3.32	1.55	1.98	1.13
Gd	10.11	12.03	11.41	9.75	8.95	8.94	8.99	8.56	9.17	10.00	4.50	5.72	4.93
Dy	6.69	6.50	6.80	7.41	8.36	6.65	6.14	7.03	6.20	6.63	5.61	7.25	5.70
Er	2.68	2.69	2.75	2.60	3.16	2.97	2.86	3.03	2.75	2.46	2.86	4.16	2.93
Yb	2.54	2.93	2.46	2.52	2.47	3.21	3.00	2.80	3.17	2.95	3.61	4.14	3.07
Lu	0.40	0.40	0.35	0.44	0.40	0.49	0.49	0.52	0.43	0.46	0.47	0.90	0.52

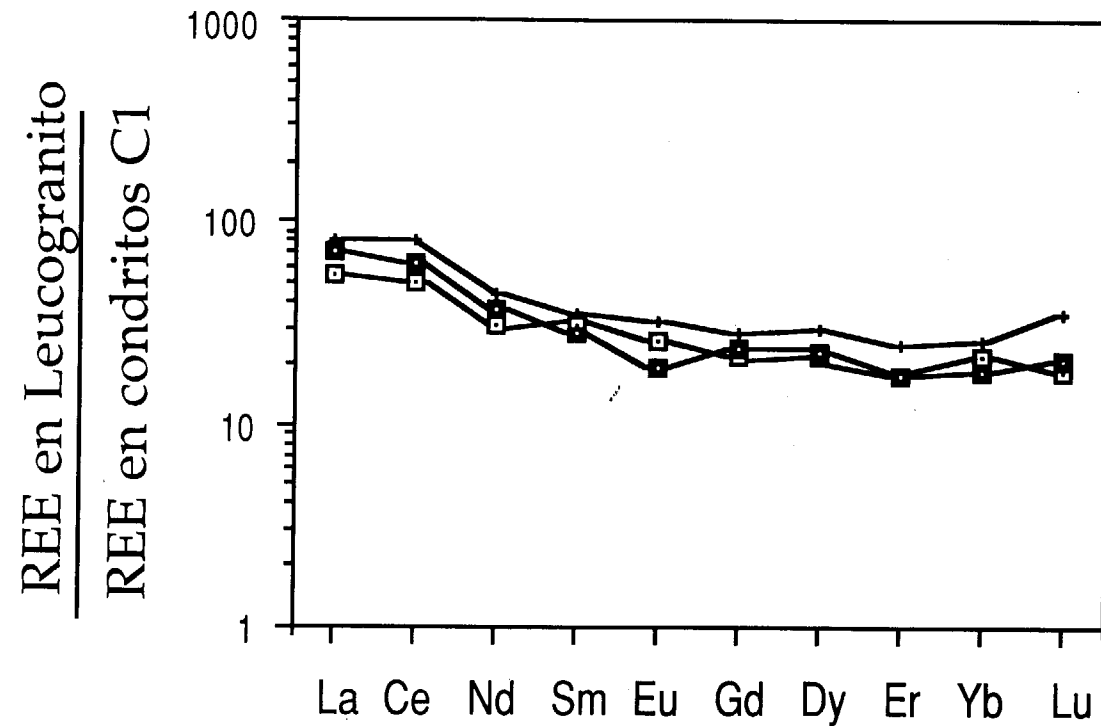


Figura 8.—Espectro normalizado de Tierras Raras para el leucogranito de la Almohalla.

**LA MIGMATIZACION**

**EVOLUCION TEXTURAL**

Los resultados del análisis textural de 17 especímenes de la FAL se exponen en la tabla 6. La

figura 9 muestra los valores del índice de madurez textural ( $\chi^2/\nu$ , donde  $\chi^2$  mide la diferencia del modelo real con un modelo de cristalización al azar, y  $\nu$  es el número de grados de libertad (McLELLAN, 1983). Destaca lo siguiente:

**TABLA 6**

**Resultados del análisis textural de las rocas de la Formación Almohalla**

Mesosome; facies no migmatizadas																	
REF.	Fases	n	$\chi^2$	$\chi^2/\nu$	Contactos observados/Contactos esperados												
					Q/Q	P/P	F/F	B/B	$\Sigma$ iguales	Q/P	Q/F	Q/B	P/F	P/B	F/B	$\Sigma$ desiguales	
B-376	Q, PL, FK, B	645	86.17	9.57	0.73	0.65	--	1.52	0.83	1.45	1.14	0.53	1.01	1.03	0.81	1.08	
B-377	Q, PL, FK, B	559	88.72	9.85	0.71	0.68	--	1.82	0.86	1.38	1.25	0.63	1.20	0.71	0.63	1.12	
B-365	Q, PL, FK, B	663	93.80	10.44	0.70	0.66	--	1.79	0.82	1.41	1.19	0.67	1.17	0.86	0.75	1.19	
B-366	Q, PL, FK, B	574	81.43	9.05	0.73	0.70	--	1.50	0.85	1.35	1.25	0.80	1.10	0.90	0.70	1.08	
B-367	Q, PL, FK, B	507	89.80	9.98	0.76	0.72	--	1.65	0.87	1.40	1.11	0.65	1.05	1.05	0.85	1.16	
B-369	Q, PL, FK, B	526	90.95	10.10	0.68	0.66	--	1.78	0.80	1.52	1.33	0.65	1.21	0.86	0.75	1.32	

Mesosome facies oftalmíticas																	
REF.	Fases	n	$\chi^2$	$\chi^2/\nu$	Contactos observados/Contactos esperados												
					Q/Q	P/P	F/F	B/B	$\Sigma$ iguales	Q/P	Q/F	Q/B	P/F	P/B	F/B	$\Sigma$ desiguales	
B-321	Q, PL, FK, B	587	78.24	8.69	0.82	0.90	--	1.64	1.03	1.38	1.33	0.68	1.47	0.81	0.75	0.98	
B-374	Q, PL, FK, B	550	82.25	9.14	0.73	0.78	--	1.89	1.05	1.46	1.00	0.60	1.60	0.76	0.50	0.98	
B-324	Q, PL, FK, B	539	83.17	9.24	0.72	0.69	--	1.78	0.96	1.38	1.05	0.76	1.35	0.82	0.69	1.09	
B-325	Q, PL, FK, B	528	82.78	9.19	0.80	0.82	--	1.64	1.04	1.39	1.26	0.76	1.48	0.79	0.77	0.98	
B-329	Q, PL, FK, B	448	72.39	8.04	0.85	0.90	--	1.59	1.03	1.28	1.19	0.85	1.30	0.93	0.82	0.98	
B-340	Q, PL, FK, B	552	73.35	8.15	0.88	0.91	--	1.42	0.97	1.19	1.23	0.88	1.24	1.01	0.93	1.00	

Neosome diktyonítico																	
REF.	Fases	n	$\chi^2$	$\chi^2/\nu$	Contactos observados/Contactos esperados												
					Q/Q	P/P	F/F	B/B	$\Sigma$ iguales	Q/P	Q/F	Q/B	P/F	P/B	F/B	$\Sigma$ desiguales	
B-375	Q, PL, FK, B	565	25.77	2.86	1.22	0.79	1.50	0.78	0.94	0.87	0.84	0.99	0.97	1.32	0.79	1.03	
RM-34	Q, PL, FK, B	611	23.19	2.58	1.19	0.88	1.29	0.74	0.98	0.92	0.86	1.03	0.94	1.15	0.86	1.04	
RM-31	Q, PL, FK, B	609	15.59	1.73	1.15	0.95	1.16	0.84	0.98	0.93	0.93	1.01	1.01	1.17	0.90	0.98	
RM-32	Q, PL, FK, B	542	21.94	2.44	1.17	0.89	1.23	0.79	0.96	0.95	0.96	0.97	1.11	1.19	0.79	1.03	
RM-33	Q, PL, FK, B	600	23.66	2.63	1.06	0.98	0.96	1.12	1.05	0.90	0.87	0.93	0.96	0.96	0.98	0.95	

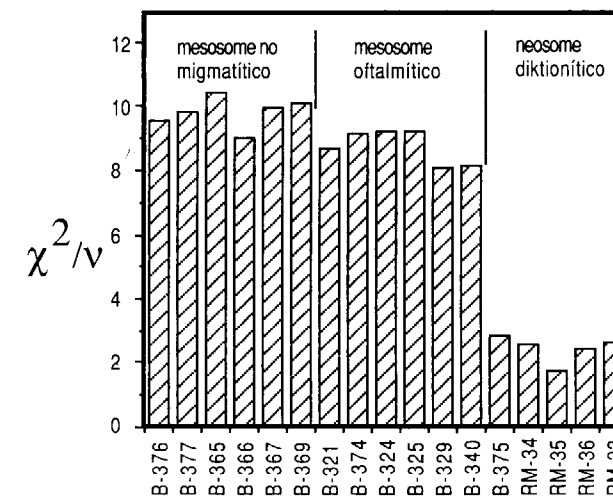


Figura 9.—Distribución del Índice de Madurez Textural ( $\chi^2/\nu$ ) en especímenes de la Formación Almohalla (ver texto).

El alto valor de la relación  $\chi^2/\nu$  en las facies no migmatíticas indica una cristalización condicionada a sitios de nucleación preferencial, tal como ocurre en los procesos al estado sólido. Para los contactos Q/Q y P/P el cociente *observados/esperados* es menor que la unidad, pero con los contactos Bi/Bi ocurre lo contrario. Las glándulas cuarzofeldespáticas tienen textura dispersa, mientras que las bandas micáceas poseen una distribución agregada. Este modelo puede interpretarse como el resultado de un proceso de recocido (annealing) sobre la estructura néisica preexistente. La recristalización de las glándulas cuarzofeldespáticas produce preferentemente contactos entre granos desiguales (de más baja energía) en vez de contactos entre granos iguales (de mayor energía), pero no alcanza la intensidad requerida para dispersar las biotitas de las bandas micáceas que, aunque recrís-

talizadas, permanecen juntas. La razón de tal comportamiento diferencial de la biotita frente al cuarzo y las plagioclasas probablemente haya que buscarla en la distinta capacidad de difusión de sus componentes.

La transformación del neis a oftalmitas supone un ligero descenso de  $\chi^2/\nu$ . La relación observados/esperados para los contactos de tipo Q/Q y Pl/Pl está más próxima a la unidad que en las facies no migmatizadas, como consecuencia de la destrucción progresiva de la distribución dispersa por recristalización de las glándulas cuarzo-feldespáticas. No obstante, los valores de  $\chi^2/\nu$  —aún elevados— indican que el proceso tiene lugar esencialmente al estado sólido y las oftalmitas son migmatitas metamórficas (en el sentido de McLELLAN, op. cit.). Pero la aparición de micropegmatita en los puntos triples (fig. 2B) junto con la desestabilización de la biotita, ponen de manifiesto que la roca ha experimentado una fusión parcial incipiente, aunque en volumen inferior a lo que permite apreciar el análisis estadístico de la textura.

Las muestras del neosome diktyonítico presentan valores de  $\chi^2/\nu$  próximos o inferiores al umbral crítico de rechazo (21,7 para  $\alpha=0,01$ ). Los valores de  $\chi^2/\nu$  sólo son algo más elevados que los correspondientes a rocas magmáticas ( $\chi^2/\nu \approx 0,9-1,8$ ; ibíd., p. 245). Para reducir  $\chi^2/\nu$  a ese nivel, la cantidad de fundido presente en la roca debe haber estado próxima al Porcentaje de Fusión Reológicamente Crítico (PFRC), a partir del cual las fases restíticas (en este caso, los grandes cristales de plagioclasa) comienzan a moverse sin interferencias mutuas (PFRC  $\approx 30$  por 100; ARZI, 1978).

Las evidencias texturales y mineralógicas, así como las relaciones de campo, indican que la formación de las oftalmitas y la segregación de neosome diktyonítico son dos manifestaciones distintas del mismo proceso de migmatización. Las diferencias están en: (1) la intensidad del proceso de fusión, y (2) el acúmulo de fundido en zonas preferenciales. Y ambas cuestiones pueden explicarse por acción de las cizallas de Fase III:

- El trabajo experimental de JUREWICZ y WATSON (1984) ha puesto de relieve que al comienzo de la anatexia el fundido inicial permanece estable en los lugares donde se ha

generado, puntos triples y esquinas de grano, requiriéndose la acción de agentes externos para producir segregación y acúmulo. Parece que la deformación tectónica es la fuerza más indicada para ello, especialmente cuando el porcentaje de fundido es inferior al PFRC, o bien cuando los contrastes de densidad sólido/fundido o la viscosidad de este último no favorezcan la separación gravitatoria (McLELLAN, op. cit.; ASHWORTH y McLELLAN, 1985; BARR, 1985).

- En las zonas de cizalla, además de favorecerse la separación mecánica del fundido, aumenta significativamente el porcentaje de fusión, debido a la mayor disponibilidad de volátiles característica de dichas zonas (ej.: BARR, op. cit.; WEBER y BARBEY, 1986), cuya concentración, sobre todo la de H<sub>2</sub>O, determina de forma directamente proporcional el grado de fusión (OLSEN, 1987).

Por tanto, la historia de la evolución textural del neis de La Almohalla se resume de la siguiente manera:

- Annealing post-Fase II y pre-Fase III de la fábrica producida durante las Fases I y II.
- Formación de las oftalmitas por migmatización metamórfica.
- Inicio de migmatización anatética sin-Fase III.

En la figura 2 se presenta una visión esquematizada de todo el proceso.

#### EVOLUCION MINERALOGICA

Neosome y mesosome de las facies diktyoníticas poseen exactamente los mismos minerales, y en proporciones muy parecidas. Pero el quimismo de las fases muestra diferencias de consideración.

##### Plagioclasas (tabla 1)

La composición de los grandes cristales del neosome es prácticamente idéntica a la de las plagioclasas de mesosome (núcleos An<sub>35-38</sub>; bordes An<sub>32-34</sub>), lo que apoya que se trate de fases res-

títicas. Por otra parte, las plagioclasas de la mesostasis aplitoide no están zonadas y tienen casi la misma composición (An<sub>32-33</sub>) que los bordes de los cristales grandes.

La diferencia composicional entre las plagioclasas neoformadas del neosome y las del mesosome es notablemente menor que lo predicho por los diagramas experimentales (ej.: YODER et al., 1957), y constituye un ejemplo más del «problema de la plagioclasa» (MEHNERT, 1968, p. 259; MEHNERT y BÜSH, 1982; JOHANNES y GUPTA, 1982; ASHWORTH, 1985, p. 25), utilizado a veces como argumento en contra del origen anatético de los neosomes migmatíticos (ej.: MISCH, 1968; YARDLEY, 1977, 1978; LINDH y WAHLGREN, 1985). Para explicar el «problema de la plagioclasa» en las migmatitas anatéticas se han invocado tres mecanismos diferentes (ASHWORTH, op. cit., p. 26): (1) reequilibrio subsólido; (2) fusión inestable; (3) reacción con el residuo durante la cristalización.

En el caso aquí estudiado no parece decisiva la actuación del primer mecanismo, ya que se conserva el zonado de los cristales grandes y no se han destruido las texturas magmáticas. Las otras dos alternativas no se excluyen mutuamente; ambas están favorecidas por la mezcla íntima de residuo y movilizado anatético (MEHNERT y BÜSCH, op. cit.; JOHANNES, 1985), como es el caso. Pero la lenta cinética de difusión sólida en los cristales de plagioclasa (JOHANNES, op. cit.), y, en general, en los sistemas anatéticos (BEA, in litt.), impone severas restricciones a las reacciones residuo/fundido durante la cristalización, por lo que, en principio, puede suponerse que el «problema de la plagioclasa» en la FAL es consecuencia de la fusión inestable.

##### Feldespatos alcalino (tabla 2)

Todos los datos obtenidos hasta el momento muestran que la fase potásica de los feldespatos de neosome (Or<sub>94</sub>Ab<sub>6</sub>) es algo menos sódica que la del mesosome (Or<sub>92</sub>Ab<sub>8</sub>). Los bajos contenidos en Na de los primeros pueden explicarse como consecuencia de la cristalización subsolvus del neosome (ej.: TUTTLE y BOWEN, 1958), así como por el colapso del sistema neosomático a menor temperatura que el del mesosome, debido a la mayor abundancia de volátiles (FERSHTATER, 1974). El mismo mecanismo sirve para explicar

el que las plagioclasas del neosome sean menos potásicas que las del mesosome (tabla 1).

##### Biotita (tabla 3)

Las biotitas del neosome son: (1) más ferrosas; (2) menos magnesianas, y (3) más potásicas que las biotitas del mesosome. No hay grandes diferencias, pero sí ocurren de forma sistemática y resultan estadísticamente significativas. Puesto que no hay otra fase ferromagnésiana en el sistema, estas diferencias deben responder a un proceso de fusión incongruente. En favor de ello hablan los trabajos experimentales acerca de la ruptura de la biotita aluminosa llevados a cabo por BREARLEY (op. cit.), que muestran cómo las biotitas en equilibrio con un fundido se vuelven más magnesianas y menos aluminosas de lo que eran originalmente. El inicio del proceso probablemente esté marcado por las aureolas de transformación en torno a los cristales de biotita, descritas en la sección anterior.

#### EVOLUCION GEOQUIMICA

Al comparar las composiciones de mesosome y neosome (tabla 7) se obtienen los siguientes resultados:

- *En cuanto a elementos mayores:* El neosome tiene contenidos más elevados de K<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que el mesosome, pero es más pobre en SiO<sub>2</sub>. La disminución de sílice debe evaluarse con precaución, ya que puede estar inducida o exagerada por el efecto de suma constante (CHAYES, 1960, 1962). En los demás óxidos no se aprecian diferencias significativas para el 99 por 100 de nivel de confianza.
- *En cuanto a elementos traza:* El neosome es más rico en Rb que el mesosome, pero más pobre en Ba, Cr, Cu y V. Las concentraciones de Li, Sr, Co, Ni, Zn, Zr, Y, Nb, y los valores de K/Rb se mantienen aproximadamente constantes.
- *En cuanto a Tierras Raras:* Tampoco muestran cambios apreciables. En la figura 10 se han representado los datos del neosome normalizado a los de mesosome, insinuándose una débil fraccionación de los lantánidos ligeros

frente a los pesados, y quizá una pequeñísima anomalía positiva de Eu.

Por tanto, parece que la segregación de neosome ha tenido lugar con un grado de fraccionación muy pequeño, de manera casi isoquímica. Y aún cabe plantearse si las diferencias observadas se deben a la anatexia, o por el contrario responden a otros procesos secundarios. Así, el que los neosomes estén emplazados en zonas de permeación (cizallas verticales) podría explicar la disminución de Si y el aumento de Al y K, como el resultado de una moscovitización. Pero ante la falta de evidencias petrográficas que apoyen tal idea, parece razonable aceptar que las diferencias químicas entre mesosome y neosome sean efecto de la anatexia, y, por tanto, puedan utilizarse para modelizar cuantitativamente el proceso de fusión parcial.

Conociendo la composición química de: (1) la fuente, (2) el segregado, y (3) los minerales que componen la fuente, es posible cuantificar el fenómeno anatético mediante el Modelo de Mezcla Anatético (BEA, 1989). La aplicación del MMA a la Formación Almohalla (tabla 8) muestra que el quimismo del neosome es compatible

**TABLA 7**  
Estadística diferencial entre mesosome y neosome

	MESOSOME		NEOSOME		COMP. ENTRE MEDIAS	
	media	desv. standard	media	desv. standard	t Student	prob.
SiO <sub>2</sub>	67.87	1.67	66.04	1.16	2.123	0.060
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.12	0.46	0.10	0.042	0.967
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.81	0.74	18.25	0.83	3.196	0.010
FeO tot.	2.67	0.61	2.83	0.47	0.554	0.598
MgO	0.55	0.13	0.53	0.04	0.337	0.747
MnO	0.04	0.001	0.05	0.004	0.994	0.367
CaO	3.13	0.49	2.98	0.10	0.682	0.511
Na <sub>2</sub> O	3.76	0.31	4.00	0.10	1.656	0.128
K <sub>2</sub> O	3.53	0.23	3.99	0.18	3.689	0.004
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.098	0.18	0.005	1.020	0.332
Li	41	12.6	42	5.3	0.222	0.829
Rb	93	6.4	102	5.8	2.667	0.024
Ba	1563	239	987	142	4.769	0.001
Sr	231	7.9	250	35.6	1.359	0.204
Cr	129	24.2	100	13.7	2.368	0.939
Co	5	2.7	3	1	1.229	0.247
Ni	20	9.6	15.8	4.4	0.903	0.338
Cu	36	2.9	32	3.3	2.130	0.059
Zn	61	12.0	54	14.5	0.905	0.387
Zr	270	51	299	19	1.214	0.253
Y	34	2.8	32	1.8	1.427	0.184
Nb	15	2.5	15	1.9	0.606	0.558
V	47	22.	27	6.4	1.957	0.079
K/Rb	318	36.0	323	9.4	0.323	0.729

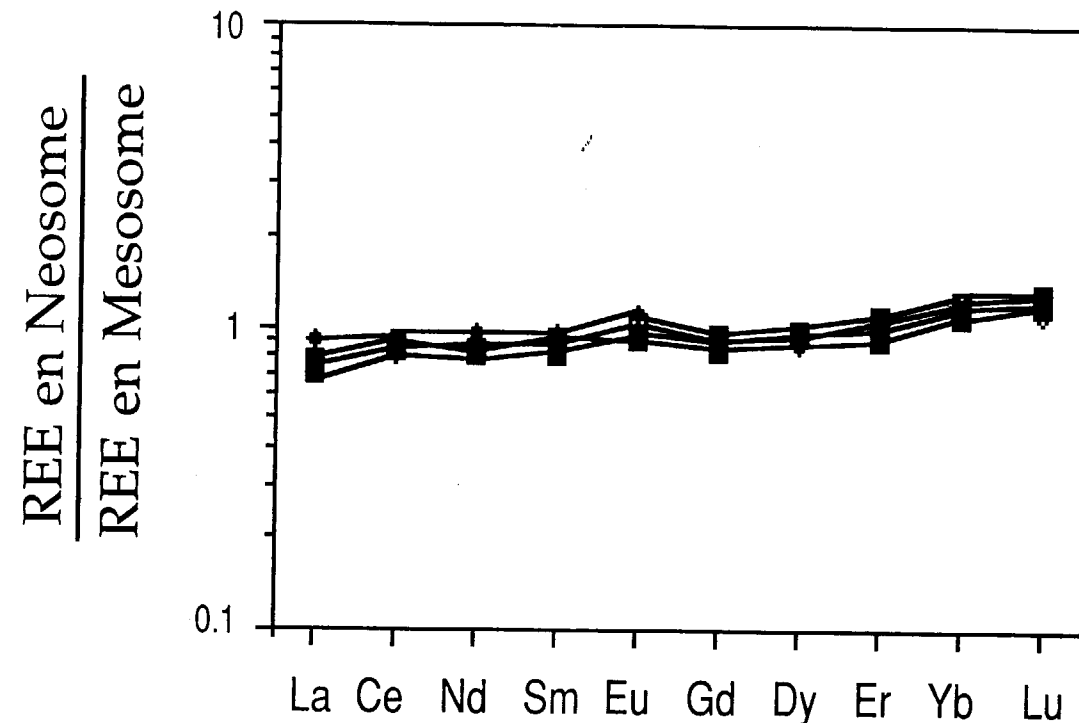


Figura 10.—Concentraciones de Tierras Raras del neosome normalizadas frente al mesosome.

con la derivación a partir del mesosome a través de un proceso de fusión parcial con las siguientes características:

- La incorporación activa al segregado del feldespato alcalino, la plagioclasa y la biotita todos ellos con  $MFI > 1$ ).
- La fusión inestable de la plagioclasa ( $PDI \approx 1$ ).
- El comportamiento residual del cuarzo e ilmenita ( $MFI < 1$ ).

#### REGIMEN TERMICO Y CONTENIDOS DE H<sub>2</sub>O

##### Estima de la T° de fusión

La composición mineralógica de mesosome y neosome, a falta de datos isotópicos, reduce las posibilidades de termometría geológica a las siguientes (ver ESSENE, 1982): (1) el geotermómetro de los dos feldespatos (BARTH, 1957; STORMER, 1965); (2) la distribución de Na entre biotita y feldespato alcalino (FERSHTATER, op. cit.).

Ambos métodos están limitados por la exolución de pertitas, y los errores inherentes a la determinación de bajas cantidades de Na por microsonda. La primera de dichas limitaciones afecta por igual a los dos termómetros; la segunda tiene mayor influencia en el de Fershtater. En consecuencia, se ha preferido utilizar sólo el geotermómetro de los dos feldespatos. Las temperaturas de equilibrio obtenidas mediante los datos de las tablas 1 y 2, y la calibración de STORMER (op. cit.) son las siguientes:

$$T^{\circ}\text{mesosome} \approx 530^{\circ} \text{ C}; T^{\circ}\text{neosome} \approx 450^{\circ} \text{ C}$$

Está claro que tales cifras son demasiado bajas, y su significado no es más que el de una estimación mínima (BOHLEN y ESSENE, 1977). Para obtener resultados más ajustados a la realidad, es necesario restituir la composición pre-exolución del feldespato alcalino (ibíd.), lo que puede hacerse bien sea algebraicamente previo conocimiento del volumen y la composición de la fase albítica desmezclada, o bien mediante separación mecánica del feldespato alcalino y posterior macroanálisis químico. Aplicadas sobre las rocas de la FAL, ambas técnicas dan resultados muy parecidos —en torno a  $Ab_{22}$ —, que implican

temperaturas del solidus más razonables que en el caso anterior:

$$T^{\circ}\text{mesosome} \approx 710^{\circ} \text{ C}; T^{\circ}\text{neosome} \approx 670^{\circ} \text{ C}$$

La temperatura de equilibrio del mesosome corresponde al inicio de la fusión parcial, mientras que la temperatura de equilibrio del neosome representa la T° de cristalización de los fundidos originados en el proceso. Puesto que mesosome y neosome tienen casi la misma composición, la diferencia entre sus respectivas temperaturas de equilibrio probablemente refleje distintos contenidos de agua.

##### Estima de los contenidos y de las fuentes de H<sub>2</sub>O

La temperatura del *solidus*, determinada experimentalmente para sistemas de composición similar al del neis de La Almohalla, en condiciones de saturación en H<sub>2</sub>O, es del orden de 670° C (JOHANNES, 1984), igual a la T° de equilibrio del neosome estimada anteriormente. Parece razonable suponer, por tanto, que la fase líquida del neosome ha cristalizado próxima a la saturación, lo que implica una concentración de H<sub>2</sub>O en torno al 7-8 por 100 (BURHAM, 1979). Es difícil hacer una evaluación realista del volumen ocupado por el neosome, ya que, al estar directamente relacionado con las cizallas subverticales, aparece de forma muy discontinua. De manera tentativa, puede suponerse entre el 5 y el 15 por 100 de la roca. Si se parte de un valor medio ( $\approx 10$  por 100), y se tiene en cuenta que la fase líquida del neosome representa el 30 por 100, la fracción de H<sub>2</sub>O en el sistema rocoso que sería necesaria para producir unos efectos de fusión tal como los observados puede calcularse en torno al 0,24 por 100.

El carácter ortoderivado de las rocas de la FAL hace muy difícil pensar en la existencia de una fase fluida independiente. Por tanto, el suministro de H<sub>2</sub>O ha debido ocurrir a través de la ruptura de la biotita (único mineral hidratado presente en el sistema), reacción acerca de la que hay evidencias petrográficas. La biotita contiene  $\approx 4$  por 100 de H<sub>2</sub>O, y representa  $\approx 11$  por 100 del mesosome. Si se destruyese por completo, aportaría al sistema  $\approx 0,44$  por 100 de H<sub>2</sub>O, una vez y media más de lo requerido. Pero la biotita sólo se desestabiliza parcialmente: los cristales con aureola de transformación no representan



más que  $\approx 30$  por 100, y el volumen afectado en cada uno de ellos supone  $\approx 1/3$  del cristal como máximo. En consecuencia, la cantidad total de biotita desestabilizada puede estimarse en torno a  $\approx 1,1$  por 100, capaz de liberar tan sólo  $\approx ,0044$  por 100 de  $H_2O$ .

Tal escasez de agua explica por qué la migmatización generalizada en el neis de La Almohalla es de tipo metamórfico, no anatético. Pero en aquellas zonas donde actúan las cizallas, capaces de captar la fase vapor previamente dispersa por un volumen mucho mayor de roca, aumenta la concentración local de  $H_2O$ , y como consecuencia, el solidus disminuye hasta intersectar con la curva real de  $T^a$ , en cuyo momento se desencadena la fusión parcial que genera el neosome diktyonítico. Si la acción tectónica se prolonga, y las cizallas siguen actuando como colectores de vapor, aumenta la producción de neosome en las mismas, ya que la tasa de fusión depende de la cantidad disponible de  $H_2O$  (CLEMENS, 1984; OLSEN, op. cit.; CLEMENS y VIELZEUF, 1987). Puesto que la  $T^a$  de inicio del proceso es  $\approx 40^\circ C$  superior al solidus, los fundidos pueden absorber una importante cantidad de agua antes de alcanzar el punto de saturación (BURNHAM, op. cit.). La acción combinada de las cizallas como colectores, y del fundido como absorbente, tiene como resultado la deshidratación del resto de la roca, que, por tanto, permanece esencialmente sólida. El proceso constituye un magnífico ejemplo de fusión deshidratante («dehidratation melting», ej.: THOMPSON y TRACY, 1979; THOMPSON, 1982).

### MODELIZACION DEL LEUCOGRANITO GRANATIFERO

El neosome diktyonítico tiene aproximadamente el 70 por 100 de fases restíticas. Si la desmezcla hubiese sido completa, la roca originada por cristalización del fundido podría tener una composición parecida a la del mínimo ternario, tal como la del leucogranito granatífero. En tal caso, la composición del neosome se situaría en algún punto intermedio entre la del mesosome y la del leucogranito, tanto más próxima a aquél cuanto mayor sea la carga de restitas; en otras palabras, podría aplicarse el «modelo restítico» de WHITE y CHAPPEL (1977). Pero esta supo-

sición no parece probable, ya que las características más importantes de la formación del neosome (comportamiento residual del cuarzo y fusión inestable de la plagioclasa, tabla 8) indican que el proceso tiende a producir composiciones monzoníticas o sieníticas en vez de leucograníticas. Además, la evaluación global de las relaciones químicas entre mesosome, neosome y leucogranito (mediante la proyección de los vecto-

**TABLA 8**  
**Hipótesis anatética para generar el neosome de las migmatitas de la Almohalla obtenida con el Modelo de Mezcla Anatético (BEA, 1989)**

hipótesis: NE = ME - (Q + Ksp + Ab + An + Bio + Ilm)				
	coeficientes $a$	MFI	fracción modal en la fuente	fracción modal en el residuo
ME	1.939			
Q	0.296	0.751	0.249	0.319
Ksp	0.134	1.176	0.176	0.144
Ab	0.267	1.092	0.315	0.288
An	0.136	1.020	0.148	0.146
Bio	0.090	1.076	0.105	0.097
Ilm	0.005	0.680	0.004	0.005
Tasa de Fusión Parcial $F_{AMM} = 0.516$	% An en Pl =		29.9	31.4
Residual = 0.002			PDI = 1.070	

El método está basado sobre un modelo de mezcla no res-

trictivo de la forma:  $B = a_0 A_0 - \sum_{i=1}^n a_i A_i$ ; donde  $B$ ,  $A_0$  y  $A_{1-n}$

son los vectores composicionales del segregado (NE), la fuente (ME) y los minerales de la fuente (Q, Ksp, Ab, An, Bio e Ilm). Los conceptos más importantes son: (1) grado de fusión parcial:  $F_{AMM} = 1/a_0$ ; (2) índice de fraccionación mineral:

$MFI_i = \frac{(a_0 X_i - a_i)}{X_i}$ ; e índice de diferenciación de la plagioclasa:

$PDI = \frac{MFI_{albita}}{MFI_{anortita}}$ . Para un mineral dado, los valores del

MFI tienen el siguiente significado: (a)  $MFI < 0$ : fase residual originada, al menos en parte, como producto de fusión incongruente; (b)  $0 > MFI < 1$ : retención preferencial en el residuo; (c)  $MFI = 1$ : fusión isomodal; (d)  $a_0 > MFI > 1$ : incorporación preferencial al segregado; (e)  $MFI > a_0$  contribución externa al sistema anatético definido por  $A_0 A_0$ . El residual expresa la diferencia entre la composición real del segregado y la obtenida con el AMM.

res composicionales sobre el plano de máxima varianza del conjunto muestral, definido por los dos primeros eigenvectores de la matriz de dispersión, fig. 11) pone de relieve que la traslación desde el campo del mesosome a la del neosome —vector I— tiene sentido opuesto a la traslación desde el neosome al leucogranito —vector II—, en abierta contradicción con el modelo restítico, que, consecuentemente, debe descartarse por completo.

Pero estos argumentos no se oponen a que el leucogranito haya derivado directamente a partir del ortoneis por otro proceso diferente al de la segregación de neosome. Para evaluar tal posibilidad, es conveniente acudir de nuevo a los modelos de mezcla. La aplicación del MMA (tabla 9) muestra que el quimismo de elementos mayores del leucogranito granatífero es consistente con el origen a partir del ortoneis de La Almohalla, mediante un proceso de fusión parcial, cuyas características más destacables son las siguientes:

- Intervención activa del cuarzo y el feldespato (MFI > 1).
- Fusión estable de la plagioclasa (PDI = 4,27).
- Comportamiento residual de la biotita y la ilmenita (MFI < 1).

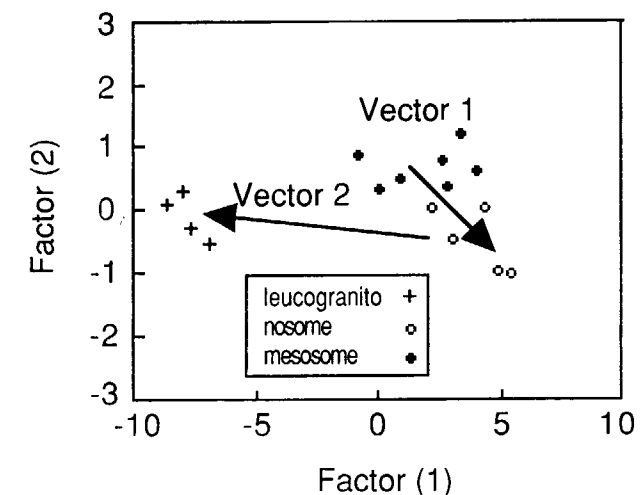


Figura 11.—Proyección de las muestras de la Almohalla en el plano definido por los dos factores principales del espacio petrológico. Nótese cómo el vector 1, que conecta al mesosome con el neosome, tiene dirección opuesta a la del vector 2, que conecta neosome con leucogranito.

**TABLA 9**

**Hipótesis anatética con el Modelo de Mezcla Anatético (BEA, 1989) para generar el leucogranito granatífero a partir del ortoneis de la Almohalla**

hipótesis: LE = ME - (Q + Ksp + Ab + An + Bio + Ilm)				
	coeficientes $a$	MFI	fracción modal en la fuente	fracción modal en el residuo
ME	2.485			
Q	0.271	1.400	0.249	0.182
Ksp	0.121	1.770	0.176	0.081
Ab	0.524	0.815	0.315	0.353
An	0.337	0.191	0.148	0.227
Bio	0.207	0.640	0.105	0.139
Ilm	0.001	0.667	0.004	0.007
Tasa de Fusión Parcial $F_{AMM} = 0.516$	% An en Pl =		29.9	39.13
Residual = 0.003			PDI = 4.267	

El producto así generado tendrá una composición haplogranítica eutectoide.

### REGIMEN TERMICO

El régimen térmico del leucogranito granatífero debe estimarse indirectamente, ya que la intensa transformación deutérica hace muy impreciso el geotermómetro de los dos feldespatos. La textura de la roca, vesicular y en ocasiones granofídica, es indicativa de una gran cantidad de agua en el sistema magmático, de tal manera que puede presumirse la saturación en  $H_2O$  desde el inicio de la fusión parcial; la riqueza en agua explicaría además la copiosidad de la fusión, capaz de formar un cuerpo intrusivo cuyas dimensiones representan una fracción considerable de la FAL. Por tanto, la  $T^a$  de la fusión parcial ha debido ser sólo un poco más elevada que la  $T^a$  del solidus cuando  $P_{total} = PH_2O$ , lo que supone un valor en torno a  $670^\circ C - 680^\circ C$  (JOHANNES, 1984). Puesto que: (1) esta cifra es inferior a la temperatura de equilibrio del mesosome, y (2) el leucogranito es subautóctono y tiene carácter tardío, la fusión ha debido tener lugar cuando la temperatura del sistema ya estaba declinando; este hecho sólo puede comprenderse como conse-

cuencia de un aporte masivo de H<sub>2</sub>O antes de que la T<sup>a</sup> en descenso se adentre en el campo del solidus.

#### CONTENIDOS Y FUENTES DE H<sub>2</sub>O

La producción de un volumen de magma saturado en agua similar al del leucogranito excede ampliamente a las posibilidades de suministro por ruptura de la biotita del ortoneis. Un simple cálculo muestra que la formación del leucogranito exigiría la destrucción total de la biotita en un volumen de ortoneis 15 veces mayor, lo que parece altamente improbable. Así pues, no queda más remedio que admitir el aporte de H<sub>2</sub>O por fuentes externas al sistema que, al menos frente a los volátiles, ha debido comportarse de manera abierta. No hay evidencias que permitan precisar la naturaleza exacta de dichas fuentes; sin embargo, parece razonable pensar que la deshidratación de moscovita y biotita en los materiales metasedimentarios subyacentes ha debido de jugar un papel importante. La dirección del leucogranito, elongado al NE, permite pensar en el posible papel como captadores de agua que podrían haber tenido las cizallas de Fase III; pero, de momento, no hay ninguna evidencia geológica que confirme claramente dicha idea.

#### DIFERENCIAS ENTRE LOS PROCESOS DE FUSIÓN DEL LEUCOGRANITO Y DEL NEOSOME

Según los modelos propuestos, el neosome diktyonítico y el leucogranito se han originado por fusión parcial del mismo material, aunque con distintas cantidades de H<sub>2</sub>O. Sin embargo, los procesos de fusión difieren en aspectos fundamentales, entre los que destacan:

- (1) El papel residual del cuarzo en el neosome, pero activo en el leucogranito.
- (2) La fusión inestable de la plagioclasa en el neosome, pero estable en el leucogranito.

El comportamiento diferencial del cuarzo puede entenderse a la luz de los datos experimentales, y parece estar relacionado con cambios en la presión. CLEMENS y WALL (1981) han mostrado que en sistemas graníticos, independiente-

mente de la concentración H<sub>2</sub>O, la línea de desaparición del cuarzo a 5 Kbar está por encima de la plagioclasa, mientras que a 2 Kbar la situación se revierte. Al fundir una roca de composición granítica pueden producirse dos tipos de situaciones:

- (1) Si funde a P ≈ 5 Kbar hay un intervalo amplio de T<sup>a</sup> en el que dejaría un residuo enriquecido en cuarzo.
- (2) Si la fusión ocurre a 2 Kbar, el residuo estará empobrecido en cuarzo y enriquecido en plagioclasa.

Esto parece reflejar con bastante exactitud lo ocurrido en los procesos de fusión de la Formación Almohalla, e implica un descenso de la presión desde la primera situación, cuando se originó el neosome, hasta la segunda, cuando lo hizo el leucogranito. El cambio deducido en las condiciones báricas concuerda perfectamente con lo observado en las paragénesis de las metapelitas y migmatitas mesocráticas de la zona (desde ≈ 5 Kbar hasta ≈ 3 Kbar; SANCHEZ, 1987; FRANCO y SANCHEZ, op. cit.).

El comportamiento de la plagioclasa en la fusión, inestable primero y estable después, puede ser consecuencia de la variación en los contenidos de agua:

- MEHNERT y BUSCH (op. cit.) afirman que los cambios en el contenido de An sólo pueden ocurrir cuando la separación fundido/restita se lleva a cabo eficiente y rápidamente. Los trabajos experimentales de JOHANNES (op. cit.) apuntan en la misma dirección. En sistemas de composición granítica, la desmezcla es tanto más eficaz a medida que disminuye la viscosidad de los fundidos, que a su vez depende del contenido en H<sub>2</sub>O (SCARFE, 1973).
- JOHANNES (1985, p. 74), refiriéndose a la fusión parcial de una migmatita de composición granodiorítica, enfatiza la importancia de la fase fluida para vehicular las reacciones y mantener la composición cotéctica de los fundidos durante un gran intervalo de fusión: «*If all kinds of felsic minerals are in contact via a fluid phase, melting should occur until one of the felsic phases taking part in the melting reaction is exhausted... The exact stable compositions compositions of the co-*

*tetic formed in leucosomes and mesosomes are no yet known...Such composition should be very poor in An and the Ab/Or/Qz ratio may be around 1/1/1 at PH<sub>2</sub>O=5 Kbar».*

En definitiva, la disminución de presión total, y el aumento de H<sub>2</sub>O en el sistema de fusión, parecen ser los responsables de las diferencias en los procesos de fusión parcial que dan lugar a neosome diktyonítico y al leucogranito granatífero, respectivamente.

#### CONCLUSIONES

Los dos procesos de fusión parcial estudiados son muy distintos, pese a haberse producido sobre el mismo material. La formación de neosome evoluciona casi isoquímicamente, mientras que la formación del leucogranito tiene verdadero carácter de fusión fraccional. Los datos obtenidos permiten establecer las siguientes conclusiones:

- La migmatización oftalmítica del ortoneis de La Almohalla es un proceso al estado sólido. La segregación de neosome diktyonítico se produce por fusión parcial deshidrante, merced a la acción de las cizallas de Fase III, capaces de concentrar la fase vapor (originada por la ruptura de la biotita) dispersa por la roca.
- La fusión parcial que da lugar al neosome tiene lugar a T<sup>a</sup> ≈ 710° C, P ≈ 5 Kbar, en condiciones deficitarias en H<sub>2</sub>O.
- La fusión parcial que da lugar al leucogranito ocurre a T<sup>a</sup> ≈ 670°, P ≈ 3 Kbar en condiciones de saturación en H<sub>2</sub>O. El agua necesaria para ello proviene de alguna fuente externa al sistema.
- El comportamiento de las fases minerales en el proceso de fusión es el siguiente:

**Cuarzo:** En la formación de neosome se comporta de manera residual (IF < 1), pero en la formación del leucogranito lo hace de forma activa (IF > 1). El cambio de comportamiento se debe a la diferencia de P en los respectivos procesos.

**Plagioclasa:** Fusión inestable en la formación de neosome, pero fusión estable en

la generación del leucogranito. El factor determinante del cambio de comportamiento es el aumento de H<sub>2</sub>O.

**Biotita:** Fusión incongruente, volviéndose menos aluminosa y menos manesiana en los productos de fusión.

**Feldespatos:** Disminuye el porcentaje de Ab, pero no por fusión incongruente, sino por aumentar la tasa de exolución de perfitas.

- La generación de neosome es prácticamente isoquímicamente. La formación del leucogranito es muy fraccionante, y produce un material de composición haplogranítica, con idénticas relaciones interelementales que las de la fuente, muy empobrecido en elementos traza.

#### REFERENCIAS

- ARZI, A. A. (1978): *Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks*. Tectonophysics, 44, pp. 173-184.
- ASHWORTH, J. R. (1985): *Introduction*. En: *Migmatites*; ed.: J. R. Ashworth. Blackie. Glasgow, pp. 1-35.
- ASHWORTH, J. R., y McLELLAN, E. L. (1985): *Textures*. En: *Migmatites*; ed.: J. R. Ashworth. Blackie. Glasgow, pp. 180-203.
- BARR, D. (1985): *Migmatites in the Moines*. En: *Migmatites*; ed.: J. R. Ashworth. Blackie. Glasgow, pp. 225-264.
- BARTH, T. F. W. (1957): *The feldspar geological thermometers*. N. Jahrb. Mineral. Abh., 82, pp. 143-154.
- BEA, F. (1976): *Anomalia geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Salamanca-Cáceres-Zamora. Implicaciones petrogenéticas*. Stud. Geol., XI, pp. 25-73.
- BEA, F. (1989): *A method for modelling mass balance in partial melting an anatectic leucosome segregation*. J. met. Geology, 7, pp. 619-628.
- BEA, F. (in litt.): *Chemical relationships among anatectic granites and their sources from the Peña Negra Anatectic Complex (Central Spain). Some implications regarding trace elements fractionation during crustal anatexis*.
- BEA, F., y PEREIRA, M. D. (1990): *Estudio petrológico del Complejo Anatóctico de la Peña Negra (Batolito de Avila, España Central)*. Rev. Soc. Geol. España, 3 (in litt.).
- BEA, F.; SANCHEZ, J. G., y PINTO, M. S. (1987): *Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico*. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*; eds.: F. Bea et al. Rueda (Madrid), pp. 87-194.



BOHLEN, S. R., y ESSENE, E. J. (1977): *Feldspar and oxide thermometry of granulites in the Adirondack Highlands*. Contrib. Mineral. Petrol., 62, pp. 153-169.

BREARLEY, A. J. (1987): *An experimental and Kinetic study of the breakdown of aluminous biotite at 800° C: reaction microstructures and mineral chemistry*. Bull. de Minéralogie, 110, pp. 513-532.

BROWN, M. (1979): *The petrogenesis of St. Malo migmatite belt, Armorican Massif, France, with particular reference to the diatexites*. N. Jb. Miner. Abh., 135, pp. 48-74.

BROWN, M. (1983): *The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, southern Brittany, France*. En: *Migmatites, Melting, and Metamorphism* (eds.: Atherton y Gribble), Shiva, Nantwich, pp. 174-200.

BURHAM, W. (1979): *The importance of volatile constituents*. En: *The Evolution of Igneous Rocks-fiftieth anniversary perspectives* (ed.: Yoder). Princeton University Press, Princeton, New Jersey.

BUSH, W.; SCHNEIDER, G., y MEHNERT, K. R. (1974): *Initial melting at grain boundaries*. Part. II: *Melting in rocks of granodioritic, quartz dioritic, and tonalitic composition*. N. Jb. Miner. Mh., 8, pp. 345-370.

CHAYES, F. (1960): *On correlation between variables of constant; sum*. J. Geophys. Res., 65, pp. 4184-4193.

CHAYES, F. (1962): *Numerical correlation and petrographic variation*. J. Geol., 70, pp. 440-452.

CLEMENS, J. D. (1984): *Water contents of silicic to intermediate magmas*. Lithos, 17, pp. 273-288.

CLEMENS, J. D., y VIELZEUF, D. (1987): *Constraints on melting and magma production in the crust*. Earth & Planet. Sci. Letters, 86, pp. 287-306.

CLEMENS, J. D., y WALL, V. J. (1981): *Origin and crystallization of some peraluminous magmas, Whipple Mountains, California*. Can. Mineral., 19, pp. 111-131.

ESSENE, E. J. (1982): *Geologic Thermometry and Barometry*. En: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*; ed.: J. M. Ferry. Min. Soc. Amer. Rev. in Mineralogy, 10, pp. 153-196.

FERSTATER, G. B. (1974): *Distribution of Titanium and Sodium between minerals of granitoids as a geological thermometer*. Geochem. Internat., 19, pp. 74-83.

FRANCO, M. P., y SANCHEZ, T. (1988): *Características petrológicas del área del Mirón (N del Valle del Corneja, provincia de Avila)*. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*; eds.: F. Bea et al. Rueda (Madrid), pp. 295-313.

IBARRA, M. I. (1988): *Estudio de los procesos de migmatización en la formación Almohalla (Piedrahíta-Sierra de Gredos)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.

JOHANNES, W. (1984): *Beginning of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H<sub>2</sub>O*. Contrib. Mineral. Petrol., 86, pp. 264-273.

JOHANNES, W. (1985): *The significance of the experimen-*

*tal studies for the formation of migmatites*. En: *Migmatites*; ed.: J. R. Ashworth. Blackie. Glasgow, pp. 36-85.

JOHANNES, W., y GUPTA, L. N. (1982): *Source and development of a stromatic migmatite*. Contr. Mineral. Petrol., 79, pp. 14-23.

JUREWICZ, S. R., y WATSON, B. (1984): *Distribution of partial melt in a felsic system: the importance of surface energy*. Contrib. Mineral. Petrol., 85, pp. 25-29.

KNABE, W. (1970): *Reaktionen des biotits bei der anatexis*. Geol. Jahrb., 88, pp. 355-372.

LE MAITRE, R. W. (1974): *Partially fused blocks from Mt. Elephant, Victoria, Australia*. J. Petrology, 15, pp. 403-412.

LE MAITRE, R. W. (1982): *Numerical Petrology*. Elsevier. Amsterdam.

LINDH, A., y WALHGREN, H. (1985): *Migmatite formation at subsolidus conditions*. J. met. Geology, 3, pp. 1-12.

McLELLAN, E. L. (1983): *Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides*. J. met. Geology, 1, pp. 241-262.

MEHNERT, K. R., y BÜSCH, W. (1982): *The Initial stage of Granitic Rocks*. Elsevier. Amsterdam.

MERNERT, K. R., y BÜSCH, W. (1982): *The initial stage of migmatite formation*. Neues Jb. Miner. Abh., 145, pp. 211-238.

MISCH, P. (1968): *Plagioclase composition and non-anatectic origin of migmatitic gneisses in Northern Cascade Mountains of Washington State*. Contrib. Mineral. Petrol., 17, pp. 1-70.

NEDELEC, A., y PAQUET, J. (1981): *Biotite melting in high-grade metamorphic gneisses from the Haut Aillier (French Massif Central)*. Contrib. Mineral. Petrol., 77, pp. 1-10.

OLSEN, S. N. (1987): *The composition and role of the fluid in migmatites: a fluid inclusion study of the Front Range rocks*. Contrib. Mineral. Petrol., 96, pp. 104-120.

PEREIRA, M. D. (1989): *Migmatización diatexitica y la génesis de las granodioritas subautóctonas del Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca.

SANCHEZ, T. (1987): *Características petrológicas del área del Mirón (N de la depresión del Corneja, prov. de Avila)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca.

SCARFE, C. M. (1973): *Viscosities of basics magmas at varying pressures*. Nature Phys. Sci., 241, pp. 101-102.

STORMER, J. C., Jr. (1965): *A practical two feldspar thermometer*. Am. Mineral., 60, pp. 667-674.

THOMPSON, A. B. (1982): *Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H<sub>2</sub>O-undersaturated granitic liquids*. Am. J. Sci., 282, pp. 1567-1595.

THOMPSON, A. B., y TRACY, R. J. (1979): *Model system for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series and reactions*

*in the system CaO-KAlO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. Contrib. Mineral. Petrol., 70, pp. 429-438.

TUTTLE, O. F., y BOWEN, N. (1958): *Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. Geol. Soc. Am. Mem., 74.

WEBER, C., y BARBEY, P. (1986): *The role of water, mixing processes and metamorphic fabric in the genesis of the Baume migmatites (Ardèche, France)*. Contrib. Mineral. Petrol., 92, pp. 481-491.

WHITE, A. J. R., y CHAPPEL, B. W. (1977): *Ultrametamor-*

*phisms and granitoid genesis*. Tectonophysics, 43, pp. 7-22.

YARDLEY, B. W. D. (1977): *Petrogenesis of migmatites in the Huntley-Portsoy area, Northeast Scotland - a discussion*. Mineralog. Mag., 41, pp. 292-294.

YARDLEY, B. W. D. (1978): *Genesis of the Skagit Gneiss migmatites, Washington, and the distinction, between possible mechanisms of migmatization*. Bull. Geol. Soc. Am., 89, pp. 941-951.

YODER, H. S.; STEWART, D. B., y SMITH, J. R. (1957): *Ternary feldspars*. B. Carnegie Inst. Wash., 56, pp. 206-214.

Original recibido: Diciembre de 1988.

Original aceptado: Noviembre de 1989.



# El género *Strenuaeva* Richter y Richter (Trilobita), en el Cámbrico Inferior de las «Capas de Saukianda» en Sierra Morena Occidental (España) <sup>(1)</sup>

Por D. GIL CID (\*) y G. M. BERNAL BARREIRO (\*\*)

## RESUMEN

Se estudia la especie *Strenuaeva sampelayoi* RICHTER y RICHTER, 1940 (Trilobites), con materiales de Alanís (Sevilla) y Alconera (Badajoz), precisando los caracteres morfológicos y biométricos de los elementos del exoesqueleto. Asimismo, se confirma la presencia de dicha especie en ambas localidades, dentro de la denominada zona de Ossa-Morena.

**Palabras clave:** Trilobites, *Strenuaeva*, Cámbrico Inferior, Biometría, Alanís, Alconera, Ossa-Morena.

## ABSTRACT

We study here *Strenuaeva sampelayoi* RICHTER y RICHTER, 1940 (Trilobita), with materials coming from Alanís (Sevilla) and Alconera (Badajoz). We fix the morphological and Biometrical characters for the exoskeletal elements. We confirm too the presence of this species in those localities Ossa-Morena.

**Key words:** Trilobita, *Strenuaeva*, Lower Cambrian, Biometry, Alanís, Alconera, Ossa-Morena.

## INTRODUCCION

En este trabajo se estudian, individualizadamente, entidades registradas en los materiales pizarreros del Cámbrico Inferior de las localidades de Alanís (Sevilla) y Alconera (Badajoz), que contienen, entre otros invertebrados, ejemplares asignados al género *Strenuaeva* (fig. 1). Este género constituye uno de los taxones presentes más abundantes en las paleocomunidades citadas, sobre todo en las capas de Alanís. Los trabajos existentes, y que guardan relación temática con las denominadas por R. y E. RICHTER (1940) «Capas de Saukianda», recogen aspectos

bioestratigráficos y sistemáticos de los invertebrados presentes en estos sedimentos, si bien son muy escasos. Nuestro objetivo consiste en precisar, completar y ampliar los aspectos morfológicos, biométricos y de relación entre las especies del género *Strenuaeva*.

## PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA

El género *Strenuaeva*, en las series cámbricas españolas, aparece en la zona 4 (LOTZE, 1961) (=zona incondita) y alcanza la zona 19 (=zona mureroensis-moratrix-hastata) (cuadro I); esta biozona indica actualmente el tránsito Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. Las especies de este género, existentes en las correspondientes biozonas del Cámbrico en España, abarcan las divisiones que para el Cámbrico Inferior (Unterkambrium B y C) propuso K. SDZUY en 1971 como Marianense y Bilbiliense.

(\*) Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica. Facultad de CC. Geológicas. UCM-CSIC. 28040 Madrid.

(\*\*) Departamento de Paleontología. Facultad de CC. Geológicas. UCM. 28040 Madrid.

(1) Este trabajo corresponde a la comunicación de igual título defendida en las «V Jornadas de Paleontología», en la sesión del día 3 de noviembre de 1989, en Valencia.

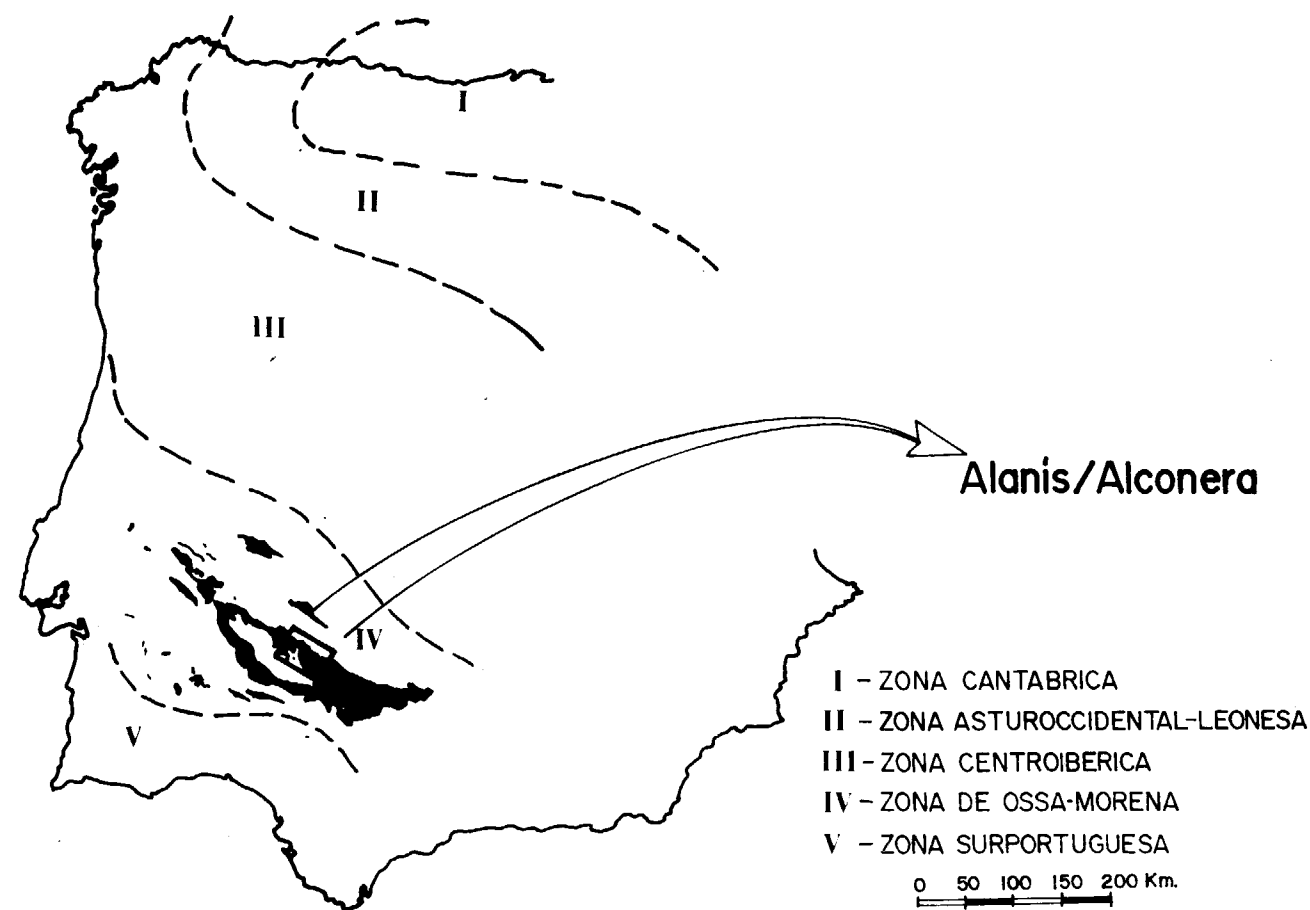


Figura 1.—Situación geográfica del área de estudio.

## CUADRO 1

Cuadro resumen en el que aparecen las especies del género *Strenuaeva* presentes en el Cámbrico español basado en el cuadro general de LOTZE y SDZUY (1961)

Nº de Zona (Lotze 1961)	Nombre de la zona	Trilobites principales.	Capas en que aparecen
19	Mureroensis-moratrix-hastata	<i>Strenuaeva sampelayoi moratrix</i> , <i>Alanisia hastata</i> , <i>Parad. mureroensis</i> .	Capas de Murero (A <sub>11</sub> - A <sub>13</sub> ) (Cordillera Ibérica)
12 a 11	Saukianda-guillermoi, Alanisana	<i>Strenuaeva sampelayoi</i> , <i>Saukianda andalusiae</i> , <i>Perrector perrectus</i> , <i>Alanisia guillermoi</i> , <i>Ellipsostrenua alanisiana</i> .	Capas de Lobo (Ossa-Morena)
9	Serratus	<i>Strenuaeva cf. vigilans</i> , <i>Eodiscus (Serrodiscus) serratus</i> .	Margas superiores de Herrería (Cordillera Ibérica)
4	Incondita	<i>Strenuaeva incondita</i>	Dolomía de Ribota inferior (Cordillera Ibérica)



De este cuadro se deduce que, dentro del Cámbrico español, la relación específica para el género *Strenuaeva* es como sigue:

- Strenuaeva incondita* SDZUY, 1961
- Strenuaeva cf. vigilans* MATTHEW, 1899
- Strenuaeva sampelayoi* R. y E. RICHTER, 1940
- Strenuaeva sampelayoi moratrix* SDZUY, 1958

El material que hemos utilizado para este trabajo procede de las denominadas «pizarras verdes» de Alanís (Sevilla), concretamente de los puntos 2 al 7 (fig. 2) y del tramo inferior del miembro «La Hoya» en Alconera (Badajoz) (fig. 3). En la figura 4 aparece representada la columna parcial en que se encuentran los materiales de Alanís (= «Capas de Saukianda»), a las cuales pertenecen las entidades registradas estudiadas en este trabajo. Desde el punto de vista histórico son escasos los estudios realizados sobre los fósiles contenidos en estas pizarras; el obligado punto de referencia nos viene dado por el tra-

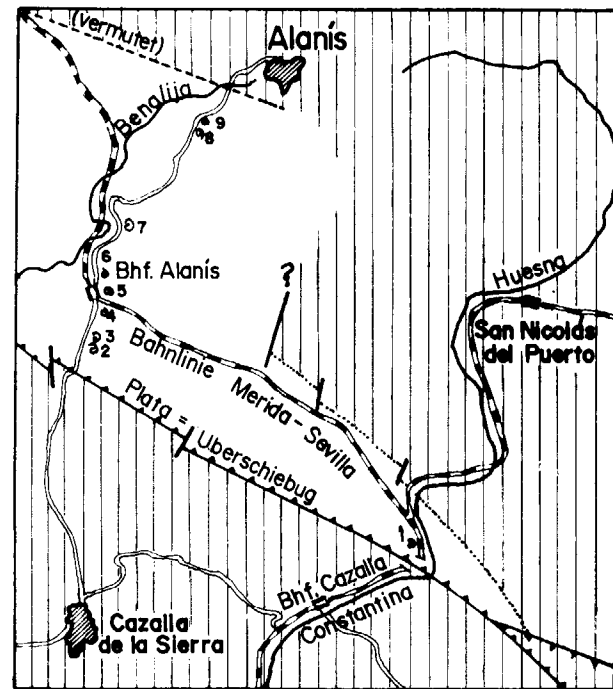


Figura 2.—Situación geográfica de los yacimientos de Alanís (Sevilla), de los cuales procede el material estudiado. (Tomado de RICHTER y RICHTER, 1941).

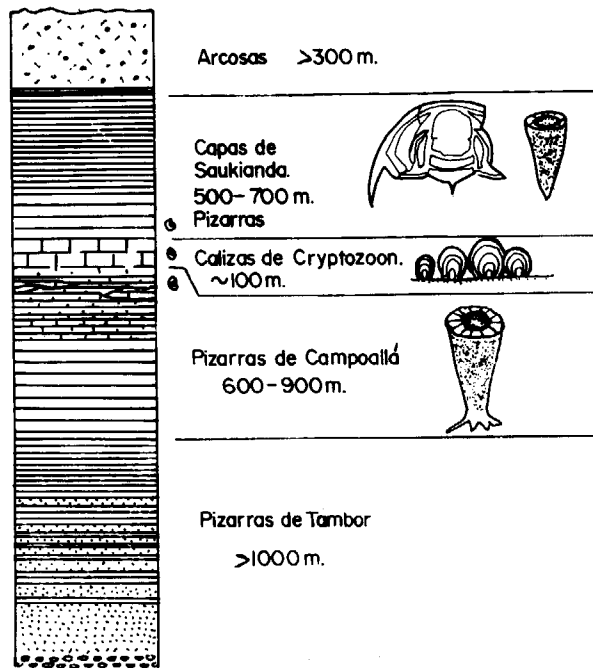


Figura 3.—Columna parcial de las pizarras de Alanís (basada en SIMON, 1951).

bajo publicado en 1941 por R. y E. RICHTER sobre las «Capas de Saukianda» del Cámbrico de Andalucía, en el cual se define el género *Strenuaeva* dentro de un contexto más amplio sobre los invertebrados contenidos en estas pizarras cámbricas; posteriormente, P. HUPE (1952), con motivo de sus investigaciones sobre el Precámbrico III y Cámbrico Inferior de Marruecos, analiza la posición sistemática del género *Strenuaeva*, dando una relación de las especies que, según este autor, debe comprender el género; la mencionada relación es la siguiente:

- Strenuaeva annio* COBBOLD: *Angusteva annio* (\*)
- Strenuaeva cf. annio* COBBOLD: *Angusteva cf. annio*
- Strenuaeva insecta* RICHTER: *Hindermeyeria insecta*
- Strenuaeva primaeva* BROGGERT: *Strenuaeva primaeva*
- Strenuaeva sampelayoi* RICHTER: *Strenuaeva sampelayoi*

(\*) Transcritas del texto del autor.

- Strenuaeva vigilans* MATTHEW: *Angusteva vigilans*
- Strenuaeva cf. vigilans* MATTHEW: *Strenuaeva cf. vigilans*

En el año 1957 G. HENNINGSMOEN lleva a cabo una revisión del trabajo efectuado en 1940-41 por R. y E. RICHTER, introduciendo importantes modificaciones al mismo y confirmando la edad Cámbrico Inferior de las «Capas de Saukianda»; este autor cita en esta ocasión la especie *Strenuaeva sampelayoi* R. y E. RICHTER, 1940, como la única representante de este género. En el trabajo monográfico de K. SDZUY y F. LOTZE sobre el Cámbrico de España, publicado en 1961, encontramos nuevos datos al respecto, si bien para el caso del género *Strenuaeva* hay una re-

misión a los datos suministrados en 1957 por G. HENNIGSMOEN.

La descripción del género *Strenuaeva* aparece en RICHTER (1940, p. 40), HUPE (1952, p. 209) y observaciones a la misma en HENNIGSMOEN (1957, p. 265). No obstante, consideramos necesario explicitar los rasgos más característicos y definitorios del género, en función de la especificidad de nuestro trabajo sobre el mismo.

GENERO STRENUAEVA RICHTER y RICHTER, 1940

Especie tipo

*Arionellus primaevus* BROGGERT, 1879.

Descripción

En 1940 R. y E. RICHTER presentan *Strenuaeva*

EDAD	PISO	FORMACION	MIEMBRO	ESCALA m.	COLUMNA	PRINCIPALES GENEROS FOSILES		
						TRILOBITES	ARQUEOCIATOS	
CAMBRICO	OVETIENSE	MARIANENSE	ALCONERA	SIERRA GORDA	LA HOYA	SUP.	Serrordiscus, Triangulospis, Hicksia, Strenuaeva, Termierella, Geigidiella.	Aidanocyathus, Uryathus, Rotastocyathus, Aftacyathus, Taylorcyathus, Rosencyathus, Alconerocyathus.
							Pagetidae, Pagetellus, Saukianda, Gigantopygus, Strenuaeva y otros Protolenidae	Coscinocyathus, Meniericyathus, Dictyocyathus, Protopharetra, Chaberticyathus, Andalusicyathus.
							Pagetidae Saukianda	Coscinocyathus, Aidanocyathus, Taylorcyathus

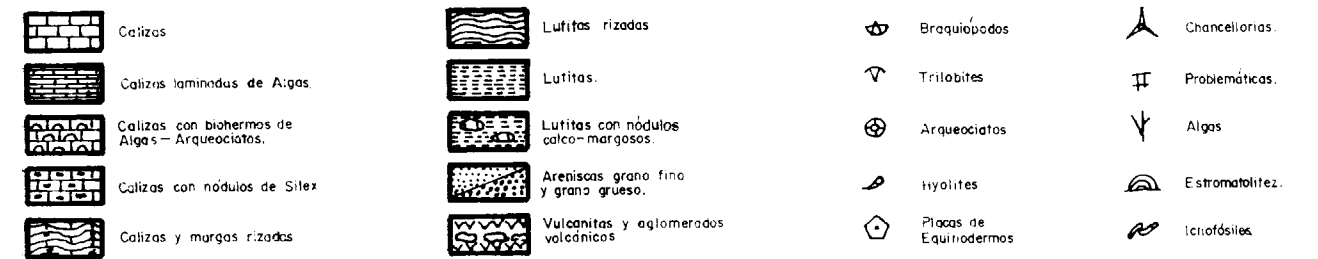


Figura 4.—Serie parcial del Cámbrico de Alconera (basada en la columna general dada por LIÑAN y PEREJON en 1981).

como un nuevo subgénero dentro del género *Strenuella* MATTHEW, 1887. La diagnosis dada por los autores se encuentra en su trabajo publicado en 1940 (p. 40), indicando como distribución geográfica del subgénero Sierra Morena (España) y Escandinavia. Sus caracteres más relevantes son: cranidio presentando surcos dorsales prominentes y generalmente acusados o profundos; el borde anterior de las mejillas fijas (fixigenas) está fuertemente abultado; la región glabellar presenta una clara definición, no es ancha en comparación con la anchura total del escudo y en la parte anterior aparece claramente roma o redondeada; los surcos glabellares laterales suelen ser visibles, si bien su grado de profundidad no es muy elevado, por lo que a veces suministra un escaso y tenue relieve; el surco occipital está suficientemente marcado; los lóbulos palpebrales tienen un recorrido alargado en sentido exagital y las secciones correspondientes de la sutura facial resultan divergentes hacia delante. Uno de los rasgos diferenciadores en la especie tipo lo constituye el anillo occipital relativamente largo en el sentido sagital.

Algunas de las especies referidas al género *Triangulaspis* (LERMONTOVA, 1940) (sin. *Angusteva* HUPE, 1953) comparten algunos caracteres con *Strenuaeva*; este aspecto ha sido tratado por K. SDZUY (1962, p. 208); las especies anteriores se diferencian de *Strenuaeva* por presentar una glabella más reducida y puntiaguda, los surcos glabellares aparecen más tenues, así como el surco occipital, y existe «alae» en la zona posterior de la fixigena. El género *Hindermeyeria* HUPE, 1953, aparece como sinónimo de *Strenuaeva* (HENNIG-SMOEN, 1957; SDZUY, 1961 y 1962).

En el trabajo publicado en 1978 por P. AHLBERG y J. BERGSTROM, titulado «Lower Cambrian Ptychopariid Trilobites from Scandinavia», aparece un compendio de especies incluidas dentro del género *Strenuaeva* para esta región centro-europea; la relación sería, según estos autores:

- Arionellus primaevus* BROGGER, 1879
- Strenuella (Strenuaeva) sampelayoi* RICHTER y RICHTER, 1940
- Strenuaeva sampelayoi moratrix* SDZUY, 1958
- Strenuaeva incondita* SDZUY, 1961
- Strenuaeva orlowicensis* SAMSONOWICZ, 1959
- Strenuaeva marocana* HUPE, 1953

- Strenuaeva inflata* AHLBERG y BERGSTROM, 1978
- Strenuaeva spinosa* AHLBERG y BERSTROM, 1978

y probablemente también *Strenuaeva? kullingi* AHLBERG y BERGSTROM, 1978. En la figura 5 hemos representado, siguiendo un orden cronológico, la morfología cranial de las especies del género *Strenuaeva* citadas para el Cámbrico inferior español y hemos incluido, intercalándolas, las cuatro especies del citado género dadas por P. AHLBERG y J. BERGSTROM (1978) para Escandinavia. Pretendemos evidenciar las posibles relaciones y tendencias entre los elementos craneales (básicamente la configuración craneal, desarrollo y geometría del área preglabellar e inicio de rodetes oculares) en estas especies y la conexión entre las formas españolas y las centro-europeas.

CARACTERIZACION BIOMETRICA

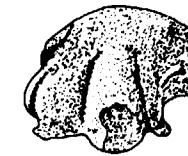
El procedimiento que hemos seguido, con el fin de obtener una cuantificación que nos permitiera la caracterización biométrica de las entidades registradas, objeto de este trabajo, está formado básicamente por los siguientes apartados:

- a) En primer lugar se ha utilizado el sistema clásico de atribución nomenclatural del exoesqueleto tipo (fig. 6); en este esquema aparecen representadas las anchuras («W») con diferentes subíndices, así como las longitudes («L»), también con subíndices.
- b) El siguiente paso ha consistido en tomar por pares discretos las relaciones de anchura y longitudes; dado que los ejemplares procedentes principalmente de la localidad de Alanís presentan con frecuencia cierto grado de deformación, hemos aplicado medidas correctoras de la misma, utilizando el método fotográfico; en cualquier caso, para los cálculos biométricos se ha trabajado con aquellas piezas exoesqueléticas que, a través de una selección rigurosa, presentaban menos efectos deformadores. En el caso del material procedente de la localidad de Alconera se ha operado de igual manera.
- c) En base a los datos biométricos obtenidos,

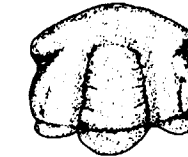
*Strenuaeva sampelayoi moratrix*  
Sdzuy 1958



*Strenuaeva inflata*  
Ahlberg y Bergström 1978



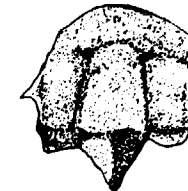
*Strenuaeva? kullingi*  
Ahlberg y Bergström 1978



*Strenuaeva primaeva*  
Brøgger 1879



*Strenuaeva espinosa*  
Ahlberg y Bergström 1978



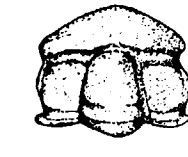
*Strenuaeva sampelayoi*  
Richter y Richter 1940



*Strenuaeva insecta*  
Richter y Richter 1940



*Strenuaeva cf. vigilans*  
Matthew 1899



*Strenuaeva incondita*  
Sdzuy 1961

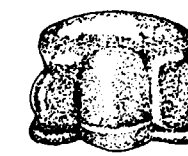


Figura 5.—Esquemas morfológicos de los cranidios de las especies de *Strenuaeva*, citados para el Cámbrico hispano por diversos autores y para Escandinavia por AHLBERG y BERGSTRÖM (1978).

éstos se han reflejado gráficamente utilizando para ello sistemas de ejes coordenados, en los cuales aparecen representadas las medidas tomadas sobre los restos de estos trilobites a través de sus cefalones, cranidios, fixigenas o exuvios completos. Así se han elaborado las gráficas que aparecen a continuación y que pretenden expresar de una forma precisa la morfología de cada uno de los elementos que componen la diagnosis específica de este género.

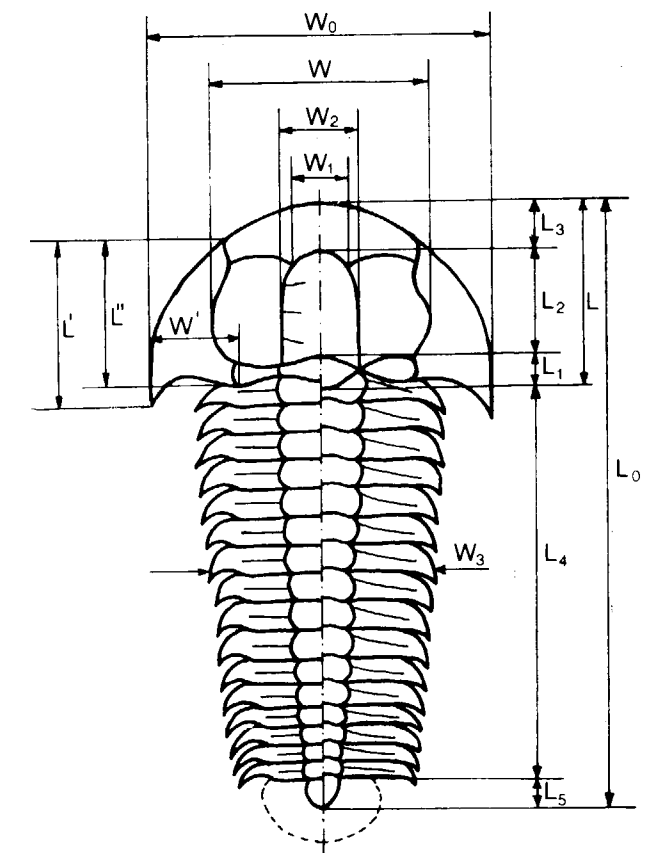


Figura 6.—Esquema gráfico de las asignaciones paramétricas en un supuesto exoesqueleto, en el cual se representan las longitudes con la letra L (L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>, etc.) y las anchuras con la letra W (W<sub>1</sub>, W<sub>2</sub>, etc.).



A continuación, y por medio de los gráficos que aparecen como figuras 7 y 8, podemos apreciar las distribuciones que para los ejemplares de Alconera y Alanís, van tomando las relaciones paramétricas (entre L y W) a las que hemos aludido en anteriores párrafos; así, para concretar geoméricamente las proporciones glabulares en el

contexto cranial, hemos de observar las figuras 9 y 10, en que se expresan las relaciones.

Tal y como se aprecia en estos gráficos, las nubes de puntos correspondientes en cada caso, reflejan los caracteres definidos en la diagnosis de *Strenuaeva sampelayoi* RICHTER y RICHTER, 1940.

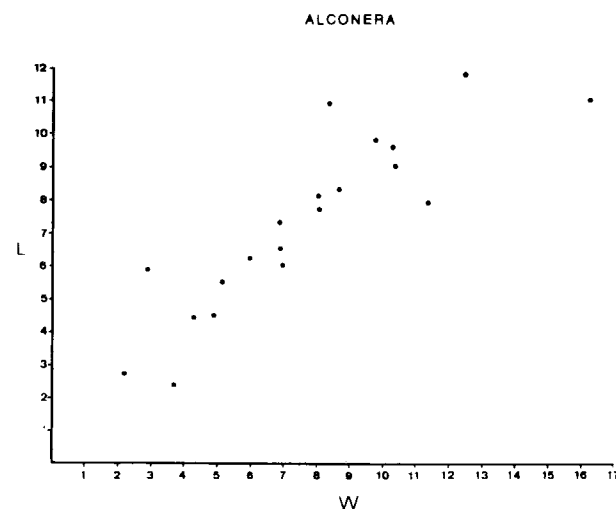


Figura 7.—Explicación en el texto. Todas las medidas en milímetros.

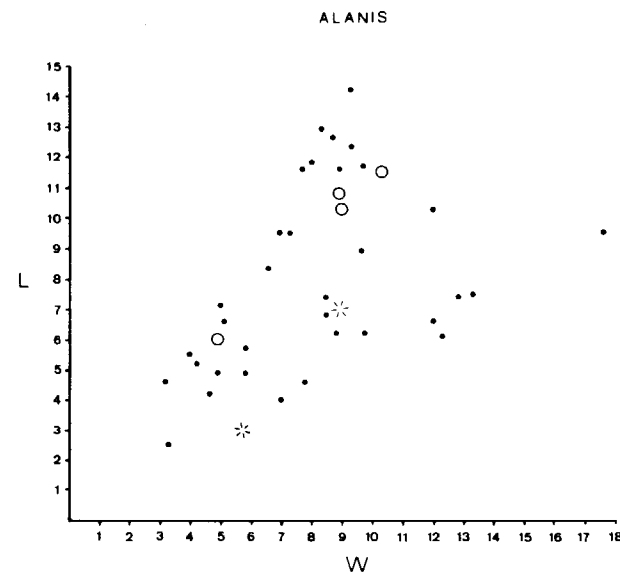


Figura 8.—Explicación en el texto. (Los signos «○» representan las medidas de los ejemplares dados por AHLBERG y BERGSTRÖM en 1978; los signos «★» expresan las medidas dadas para los ejemplares estudiados por RICHTER y RICHTER (1940). Todas las medidas en mm.

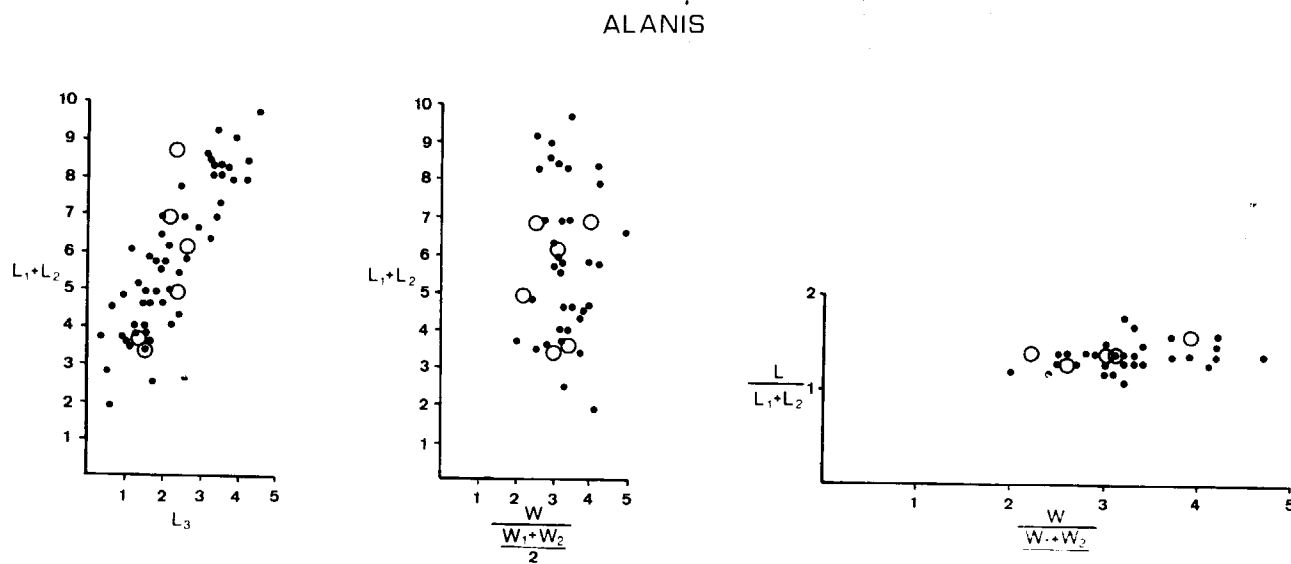


Figura 9.—Explicación en el texto. Todas las medidas en milímetros.

ALCONERA

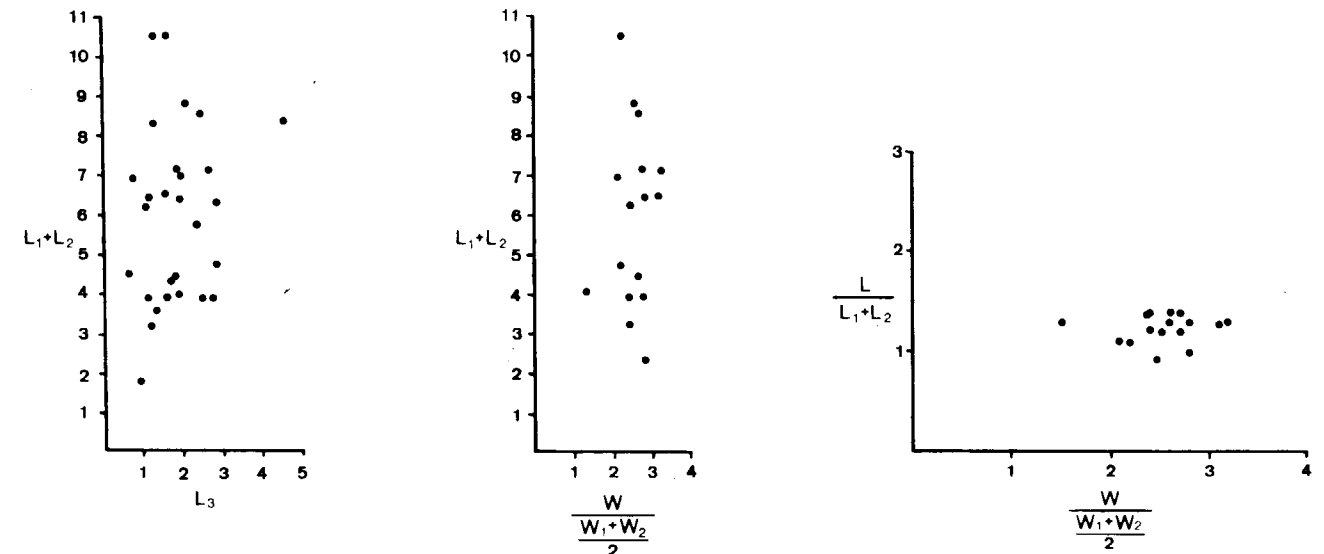


Figura 10.—Explicación en el texto. Todas las medidas en milímetros.

CONCLUSIONES

El principal objetivo de este trabajo consiste en la obtención de los parámetros que definen a la especie *Strenuaeva sampelayoi* descrita por RICHTER y RICHTER en 1940, de tal manera que éstos sirvan de referencia para trilobites con morfologías próximas a la mencionada especie; asimismo, y después del estudio de las entidades registradas procedentes de la localidad de Alconera, se puede asegurar la presencia de *S. sampelayoi* RICHTER y RICHTER, 1940, en las capas de dicho yacimiento; para Alanís se confirma la existencia de esta especie como la única dentro de este género. Los trilobites de la especie *S. sampelayoi* nos indican un ambiente marino alejado de la zona litoral, tal y como se puede comprobar por la asociación en que se encuentran.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de delineación fueron realizados por D. F. Paso Núñez, del Departamento y U. E. I. de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid.

Este trabajo de investigación ha sido financiado en su integridad por los Proyectos ID-456, «Bioestratigrafía y Paleocología del Paleozoico Inferior del SO del Macizo Hespérico» y el PB 88-0046, «Evolución de las cuencas sedimentarias del Paleozoico Inferior en el sector meridional del Macizo Hespérico».

El material estudiado se encuentra depositado en el Departamento y U. E. I. de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la U. C. M.

REFERENCIAS

AHLBERG, P., and BERGSTRÖM, J. (1978): *Lower Cambrian Ptychopariid Trilobites from Scandinavia*. Sveriges Geologiska Undersökning, 49, 1-42.  
 BROGGER, W. C. (1978): *Om Paradoxideskifrene ved krekling*. Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, 24, 18-88.  
 COBBOLD, E. S. (1931): *Additional fossils from the Cambrian rocks of Comley, Shropshire*. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 87, 459-511.  
 GIL CID, M. D. (1973): *Nota preliminar sobre el contenido faunístico y edad del Cámbrico de Zafrá y Alconera (Badajoz)*. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, 84, 26-35.

GIL CID, M. D., y BERNAL BARREIRO, G. M. (1988): *Afinidades entre los trilobites del Cámbrico Inferior del SO de Ossa-Morena y los del Anti-Atlas*. II Congreso Geológico de España, 1, 281-284.

GIL CID, M. D., y BERNAL BARREIRO, G. M. (1989): *Aspectos Paleocológicos de la comunidad fósil «Saukianda andalusiae» en el Cámbrico Inferior de Alanis (Sevilla)*. Henares. Revista de Geología (en prensa).

HENNINGSMOEN, G. (1957): *Los trilobites de las capas de Saukianda, Cámbrico Inferior en Andalucía*. Estudios Geológicos, 14, 250-269.

HUPE, P. (1952): *Contribution a l'étude du Cambrien Inférieur et du Precambrien III de l'Anti-Atlas Marocain*. Service Géologique Française, notes et memoires, 103, 1-402.

HUPE, P. (1953): *Classe des trilobites*. In: *Traité de Paléontologie* (Ed. J. Piveteau), Masson, París, 44, 44-246.

LIÑAN, E. (1984): *Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa-Morena*. Cuaderno del Laboratorio Xeológico de Laxe, 8, 283-314.

LIÑAN, E., y PEREJON, A. (1981): *El Cámbrico Inferior de la «Unidad Alconera», Badajoz (SO de España)*. Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural (sec. Geología), 79, 125-148.

LOTZE, F. (1961): *Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie*. Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse, 6, 1-216.

MATTHEWS, G.-F. (1899): *A new Cambrian Trilobite*. Bulletin of Natural Historical Society New Brunswick, 17, 3-42.

RICHTER, R. & E. (1940): *Die Saukianda Stufe von Andalusien, eine fremde fauna im europäisches Ober-Kambrium*. Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, 450, 1-88.

RICHTER, R. & E. (1941): *Die fauna des Unter-Kambriums von Cala in Andalusien*. Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, 455, 1-90.

SAMSONOWICZ, J. (1959): *On Strenuaeva from Lower Cambrian in Klimontow Anticlinorium*. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Chim. Géol. Géogr., 7, 521-524.

SDZUY, K. (1958): *Neue trilobiten aus dem Mittelkambrium von Spanien*. Senckenbergiana Lethaea, 39, 235-253.

SDZUY, K. (1961): *Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten*. Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse, 7, 217-408.

SDZUY, K. (1962): *Über das Entzerren von Fossilien (mit Beispielen aus der unter Kambrischen Saukianda - Fauna)*. Paläontologische Zeitschrift, 36, 275-284.

SDZUY, K. (1971): *Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior en la Península Ibérica*. I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, 2 (1), 753-768.

SIMON, W. (1951): *Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien)*. Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, 485, 31-52.

Original recibido: Enero de 1990.  
Original aceptado: Febrero de 1990.

## Los géneros *Alveolina* y *Nummulites* (Macroforaminíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de *Alveolina* (\*)

Por J. M. SAMSO (\*\*), J. TOSQUELLA (\*\*) y J. SERRA-KIEL (\*\*)

### RESUMEN

El estudio cartográfico y estratigráfico de los sedimentos marinos del Ilerdiense y del Cuisiense de la Cuenca de Graus, en la zona comprendida entre los ríos Isábena y Esera, ha permitido establecer la relación geométrica entre las diferentes unidades litoestratigráficas.

En la zona de estudio la transgresión ilerdiense se sitúa encima de sedimentos marinos (calizas del Thanetiense) y continentales (facies Garumniense), y está representada por el desarrollo de una extensa plataforma carbonatada de carácter somero con alveolinas (Formación Ager), que pasa en la vertical progresivamente a margas más profundas (Margas de Riguala o parte inferior de las Margas de Morillo), el techo de la transgresión está marcado por el Nivel de la Pobra, que presenta gran continuidad lateral.

A continuación, en el sector oriental (valle del Isábena), se desarrollaron aparatos progradantes de «fan delta» con intercalaciones marinas. Todo el conjunto pasa progresivamente a facies de plataforma marina y talud (parte superior de las Margas de Morillo) en el sector occidental (valle del Esera).

La anterior fase regresiva generalizada se encuentra limitada a techo por un intervalo transgresivo (Nivel de Eroles) que se sigue en toda la cuenca y presenta carácter más marino en dirección SO.

Seguidamente la Formación Sant Esteve del Mall representa otra fase progradante de «fan delta» que se desarrolló tanto en el sector oriental como en el occidental. Esta unidad presenta pequeñas intercalaciones marinas con macroforaminíferos en el valle del Esera.

Por último, en la Formación Castissent, de carácter fluvial, únicamente se localizan niveles de retrabajamiento marino con macroforaminíferos en el valle del Esera. A techo de esta unidad, y en el mismo sector, se localizan los niveles margosos marinos de la base de la Formación Campanue.

A partir del estudio estratigráfico se ha efectuado un muestreo de los géneros *Alveolina* y *Nummulites* del intervalo comprendido entre el Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio, que corresponde estratigráficamente a los sedimentos situados entre el Nivel de la Pobra y las margas de la base de la Formación Campanue inclusive.

El estudio de *Alveolina* (SAMSO, 1988) y *Nummulites* (TOSQUELLA, 1988) ha permitido establecer la relación entre las formas características de plataforma somera (alveolínidos) con las de plataforma abierta (nummulítidos). Hemos centrado el estudio en el Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio por ser los macroforaminíferos de este intervalo los menos estudiados de la Cuenca Eocena Pirenaica.

Las especies que caracterizan cada biozona son las siguientes (SAMSO, 1988, y TOSQUELLA, 1988):

Para el género *Alveolina*:

ILERDIENSE MEDIO ALTO: Biozona A. (A.) *corbarica*: A. (A.) *corbarica*, A. (A.) *leupoldi*, A. (A.) *ilerdensis*.

ILERDIENSE SUPERIOR: Biozona A. (A.) *tremplina*: sin representación.

CUISIENSE INFERIOR: Biozona A. (A.) *oblonga*: A. (A.) *oblonga*, A. (A.) *coudurensis*, A. (A.) *sicula*, A. (A.) *fornasinii*, A. (A.) *canavarii*, A. (A.) *cosinensis*, A. (A.) *schwageri*, A. (A.) *indicatrix*, A. (A.) aff. *rotundata*.

(\*) Este trabajo forma parte del Proyecto CAICYT PB 85-0089.

(\*\*) Departamento de Geología Dinámica, Geofísica i Paleontología. Universitat de Barcelona.



CUISIENSE MEDIO: Biozona A. (A.) *dainelli*: A. (A.) *oblonga*, A. (A.) aff. *lehneri*, A. (A.) *schwageri*, A. (A.) *decastroi*, A. (A.) *di-stefanoi*, A. (A.) *rüttimeyeri*.

Para el género *Nummulites*:

ILERDIENSE MEDIO ALTO: Biozona N. *exilis*: N. *exilis*, N. *globulus nanus*.

ILERDIENSE SUPERIOR: Biozona N. *involutus*: N. *globulus laxiformis*, N. *subramondi*, N. *soerenbergensis*, N. *increscens*, N. *pernotus*.

CUISIENSE INFERIOR: Biozona N. *planulatus*: N. *planulatus*, N. *pernotus*, N. *subramondi*, N. *increscens*, N. *soerenbergensis*, N. *leupoldi*, N. *escheri*, N. *bombitus*, N. *pavloveci*, N. *rotularius*, N. *praelucasii*.

CUISIENSE MEDIO: Biozona N. *praelaevigatus*: N. *planulatus*, N. *vonderschmitti*, N. *rotularius*, N. *aquitanicus*, N. aff. *manfredi*, N. *burdigalensis cantabricus*, N. *praelaevigatus*.

Palabras clave: Sistemática, Bioestratigrafía, Alveolina, Ilerdiense, Cuisiense, Pirineo.

## R E S U M E

L'étude cartographique et stratigraphique des sédiments marins de l'Ilerdien et du Cuisien dans le Bassin de Graus, dans la zone comprise entre les fleuves Isábena et Esera, a permis d'établir la relation géométrique entre les différentes unités lithostratigraphiques.

Dans la zone étudiée la transgression ilerdiennse est située sur des sédiments marins (Calcaires du Thanetien) et continentaux (faciès Garumnien), et est représentée par le développement d'une grande plate-forme carbonatée peu profonde avec des alvéolines (Formation Ager), qui passe progressivement dans la verticale à des marnes plus profondes (Marnes de Riguala ou partie inférieure des Marnes de Morillo), le sommet de la transgression est marquée par le Niveau de la Pobla, qui présente une grande continuité laterale.

Au dessus de ce niveau, dans le secteur oriental (vallée du Isábena), se sont développés des appareils progradants de «fan delta» avec intercalations marines. Tout l'ensemble passe progressivement aux faciès de plate-forme marine et talus (partie supérieure des Marnes de Morillo) dans le secteur occidental (vallée du Esera).

L'antérieure phase régressive généralisée se trouve limitée au sommet par un intervalle transgressif (Niveau de Eroles), qui continue dans tout le bassin et présente un caractère plus marin vers le SO.

Sur les niveaux antérieurs, la Formation Sant Esteve del Mall représente une autre phase progradante de «fan delta» qui se développe dans toute la zone étudiée. Cette unité présente des petits intervalles avec macroforaminifères dans la vallée de l'Esera.

Enfin dans la Formation Castissent de caractère fluvial dans la vallée du Esera, on trouve uniquement des niveaux marins avec macroforaminifères remaniés. Au sommet de cette unité et dans le même secteur on trouve les niveaux marneux de la base de la Formation Campanue.

Sur base de l'étude stratigraphique nous avons effectué un échantillonnage des genres *Alveolina* et *Nummulites* de l'intervalle compris entre l'Ilerdien Moyen-Cuisien Moyen, qui correspond stratigraphiquement aux sédiments situés entre le Niveau de la Pobla et les marnes de la base de la Formation Campanue, incluant celles-ci.

L'étude d'*Alveolina* (SAMSO, 1988) et *Nummulites* (TOSQUELLA, 1988) a permis d'établir la relation entre des faunes caractéristiques de plate-forme peu profonde (alvéolinidés) et celles de la plate-forme ouverte (nummulitidés). L'étude de l'intervalle Ilerdien Moyen-Cuisien Moyen a été spécialement approfondi, étant donné que ce sont les macroforaminifères de cet intervalle les moins connus du Bassin Eocène Pyrénéen.

Les espèces qui caractérisent chaque biozone sont les suivantes (SAMSO, 1988, et TOSQUELLA, 1988):

Pour le genre *Alveolina*:

ILERDIEN MOYEN HAUT: Biozone A. (A.) *corbarica*: A. (A.) *corbarica*, A. (A.) *leupoldi*, A. (A.) *ilerdensis*.

ILERDIEN SUPERIEUR: Biozone A. (A.) *trepina*: sans représentation.

CUISIEN INFERIEUR: Biozone A. (A.) *oblonga*: A. (A.) *oblonga*, A. (A.) *coudurensis*, A. (A.) *sicula*, A. (A.) *fornasinii*, A. (A.) *canavarii*, A. (A.) *cosinensis*, A. (A.) *schwageri*, A. (A.) *indicatrix*, A. (A.) aff. *rotundata*.

CUISIEN MOYEN: Biozone A. (A.) *dainelli*: A. (A.) *oblonga*, A. (A.) aff. *lehneri*, A. (A.) *schwageri*, A. (A.) *decastroi*, A. (A.) *di stefanoi*, A. (A.) *rüttimeyeri*.

Pour le genre *Nummulites*:

ILERDIEN MOYEN HAUT: Biozone N. *exilis*: N. *exilis*, N. *globulus nanus*.

ILERDIEN SUPERIEUR: Biozone N. *involutus*: N. *globulus laxiformis*, N. *subramondi*, N. *soerenbergensis*, N. *increscens*, N. *pernotus*.

CUISIEN INFERIEUR: Biozone N. *planulatus*: N. *planulatus*, N. *pernotus*, N. *subramondi*, N. *increscens*, N. *soerenbergensis*, N. *leupoldi*, N. *escheri*, N. *bombitus*, N. *pavloveci*, N. *rotularius*, N. *praelucasii*.

CUISIEN MOYEN: Biozone N. *praelaevigatus*: N. *planulatus*, N. *vonderschmitti*, N. *rotularius*, N. *aquitanicus*, N. aff. *manfredi*, N. *burdigalensis cantabricus*, N. *praelaevigatus*.

Mots clés: Systématique, Biostratigraphie, Alveolina, Ilerdien, Cuisien, Pyrénées.

## INTRODUCCION

La cuenca terciaria surpirenaica central es una gran unidad paleogeográfica que se extiende en dirección ESE-ONO entre la región de Tremp (Lleida) y la de Pamplona (Navarra). Esta cuenca se divide en dos grandes sectores: la cuenca de Tremp-Graus al este, cuyo límite occidental es el manto del Cotiella, y la fosa de Jaca-Pamplona al oeste.

El área estudiada, comprendida entre los valles del Isábena y Esera (provincia de Huesca) forma parte de la cuenca de Tremp-Graus, zona en donde se encuentra el estratotipo del Ilerdiense (Tremp, HOTTINGER & SCHAUB, 1960), así como su paraestrotipo en el perfil de Campo (SCHAUB, 1969).

En este trabajo se describen las especies de macroforaminíferos correspondientes al género *Alveolina*, y se toman los datos de TOSQUELLA (1988) para el género *Nummulites*. La descripción de las especies del género *Nummulites* será publicada en esta misma colección con el título «Los géneros *Alveolina* y *Nummulites* (Macroforaminíferos) del Ilerdiense Medio - Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. II. Sistemática de *Nummulites*». Si bien los alveolínidos del Ilerdiense de Tremp han sido exhaustivamente estudiados por HOTTINGER (1960), y los del Cuisiense en las facies carbonatadas de Yugoslavia por DROBNE (1977), los alveolínidos de facies detríticas proximales del Cuisiense de la cuenca pirenaica no se habían estudiado, así como su correlación con los nummulitidos de las facies de plataforma siliciclástica, estudiados por SCHAUB (1966, 1973, 1981) en Tremp y en el perfil de Campo.

Se amplía el conocimiento de los nummulitidos en este intervalo de tiempo, al estudiar perfiles estratigráficos situados entre las facies someras con *Alveolina* y las de plataforma con *Nummulites*.

A fin de precisar el límite de las biozonas que caracterizan el Ilerdiense Superior y el Cuisiense Inferior, se han estudiado los especímenes del Ilerdiense Medio y Cuisiense Medio, para verificar los límites inferior y superior, respectivamente, de dichas biozonas.

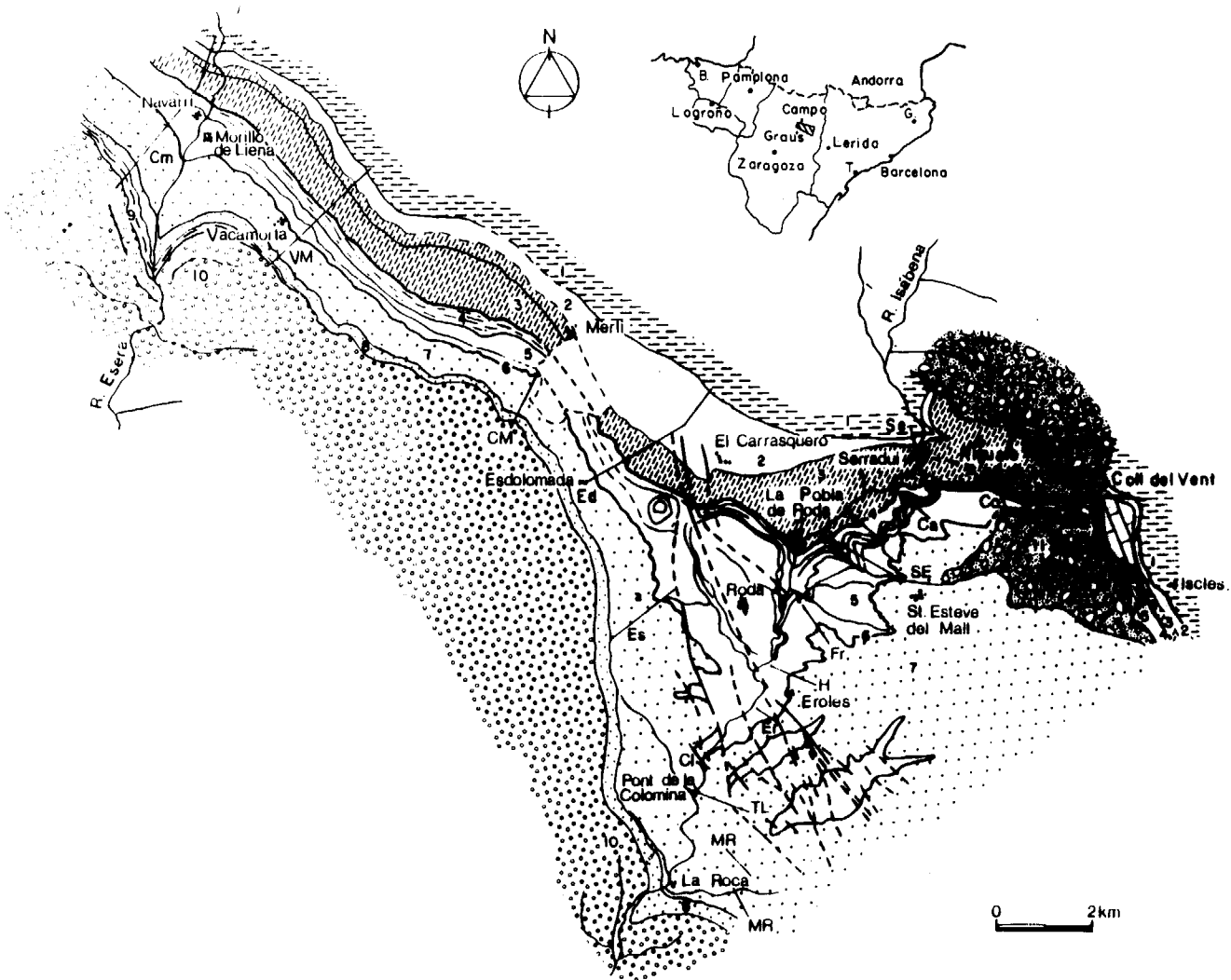
El muestreo se ha efectuado previa elaboración de una cartografía y de perfiles estratigráficos que han permitido la correlación de las unidades estratigráficas.

## ESBOZO ESTRATIGRAFICO

En la zona estudiada, la transgresión ilerdiense se sitúa encima de sedimentos marinos (calizas del Thanetiense) y continentales (facies Garumnense), y está representada por calizas de alveolinas de carácter somero, definidas por LUTERBACHER (1969) como Formación Ager en la zona de Tremp. En la vertical las calizas de alveolinas gradan a margas de carácter marino más profundo; SAMSO (1988) y TOSQUELLA (1988) las han denominado Margas de Riguala y equivalen al tramo inferior de las Margas de Morillo (Fm. de Morillo, GARRIDO & RIOS, 1972). Estas dos unidades pertenecen al Ilerdiense Inferior y base del Ilerdiense Medio, según datos de HOTTINGER (1960) y SCHAUB (1966, 1973 y 1981); en este trabajo su contenido en *Nummulites* y *Alveolina* no se ha estudiado por considerarse suficientemente conocido.

A techo de las Margas de Riguala se desarrolla un tramo limolítico carbonatado rico en fauna, que representa un nivel de estabilización, SAMSO (1988) y TOSQUELLA (1988) lo han definido y denominado Nivel de la Pobla; presenta una gran continuidad lateral pasando desde facies de plataforma somera en el valle del Isábena a facies de talud con «slumps» en el valle del Esera.

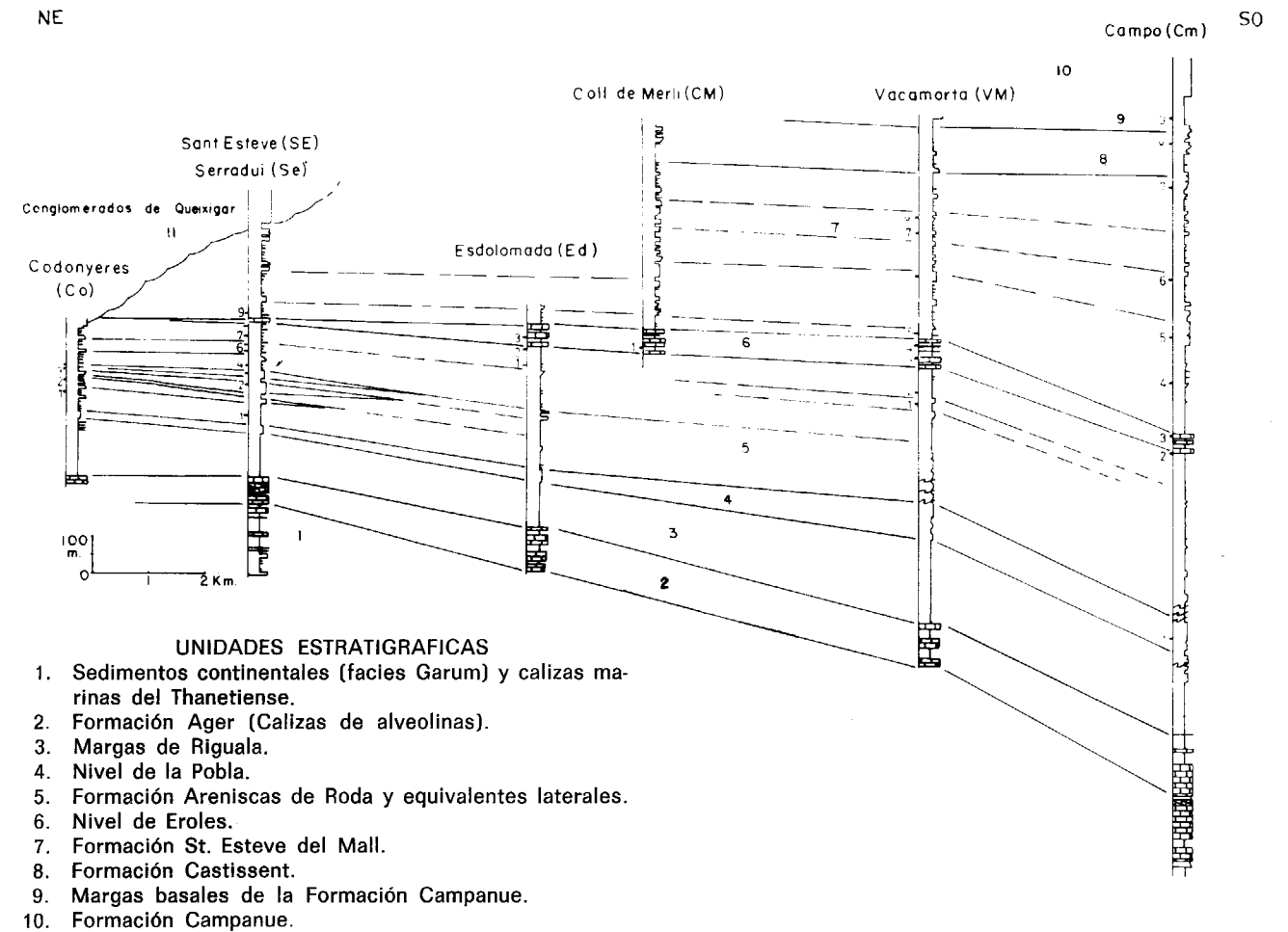
A continuación, en el sector oriental de la zona



UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

- |   |   |
|---|---|
| 1. Sedimentos continentales (facies Garumniense) y calizas marinas del Thanetiense. | 8. Formación Castissent.  |
| 2. Formación Ager (Calizas de alveolinas).  | 9. Margas basales de la Formación Campanue.   |
| 3. Margas de Riguala.   | 10. Formación Campanue.   |
| 4. Nivel de la Pobla.   | 11. Conglomerados de Queixigar.   |
| 5. Formación Areniscas de Roda y equivalentes laterales.                            | Perfiles: Co, Codonyeres; Ca, Canudes; Se, Serradui; SE, St. Esteve; Fr, Forques; H, Horta; Er, Eroles; Cl, Colomina; TL, Tozal Lino; MR, Mont de Roda; Es, Esplans; Ed, Esdolomada; CM, Coll de Merli; VM, Vacamorta; Cm, Campo. |
| 6. Nivel de Eroles.   |   |
| 7. Formación St. Esteve del Mall.   |   |

Figura 1.—Mapa geológico del área estudiada y situación de los perfiles estratigráficos.



UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

1. Sedimentos continentales (facies Garum) y calizas marinas del Thanetiense.
2. Formación Ager (Calizas de alveolinas).
3. Margas de Riguala.
4. Nivel de la Pobla.
5. Formación Areniscas de Roda y equivalentes laterales.
6. Nivel de Eroles.
7. Formación St. Esteve del Mall.
8. Formación Castissent.
9. Margas basales de la Formación Campanue.
10. Formación Campanue.

Figura 2.—Correlación de los perfiles estratigráficos entre el valle del Isábena y el valle del Esera, indicándose la relación geométrica de las unidades litoestratigráficas y la situación de las muestras estudiadas.

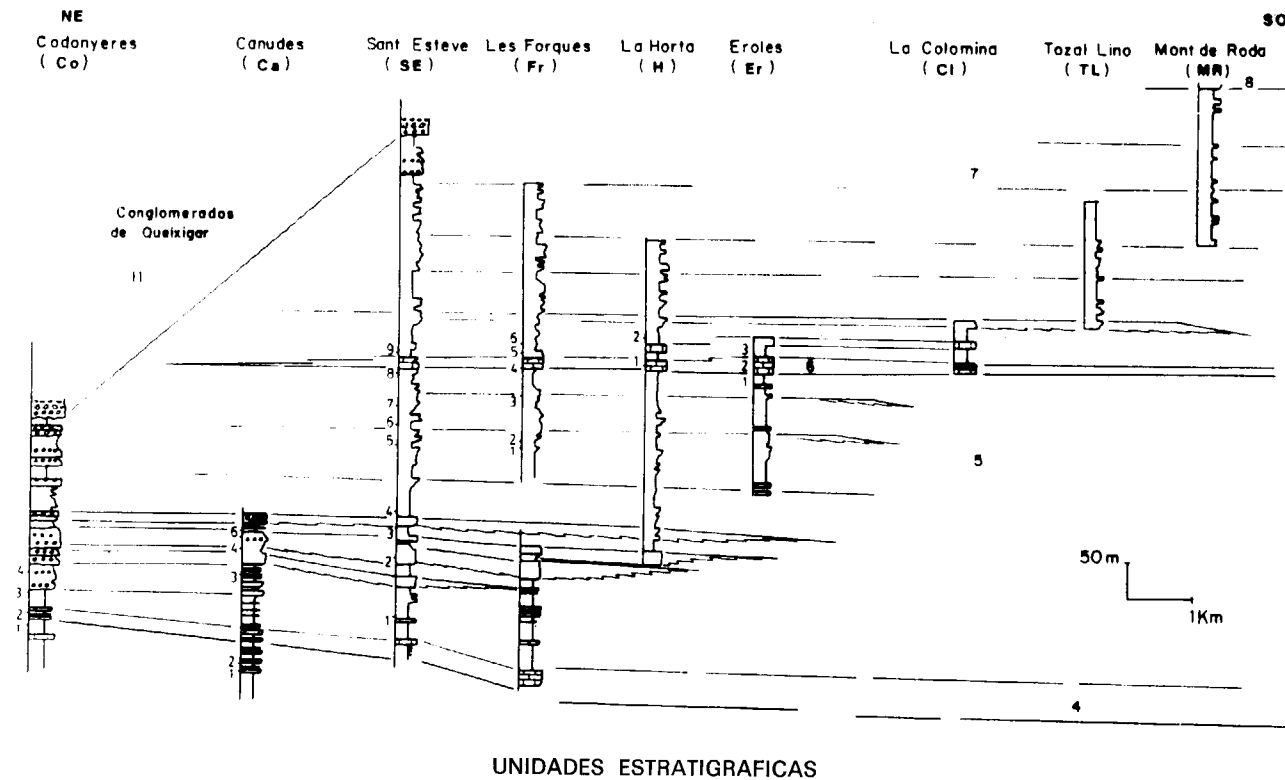
estudiada, se deposita la Formación Areniscas de Roda (NIO, 1976), que representa una fase regresiva generalizada con la sedimentación de cuerpos detríticos, que corresponden ambientalmente a aparatos de «fan delta»; intercalados a estos cuerpos progradantes se desarrollan intervalos marinos (PUIGDEFABREGAS, SAMSO, SERRA-KIEL & TOSQUELLA, 1985, 1987). Todo el conjunto pasa progresivamente en dirección SO a margas de plataforma y de talud con «slumps».

El techo de la Formación Areniscas de Roda viene marcado por un intervalo transgresivo, que en las facies proximales está representado por calizas con miliólidos y alveolínidos, pasando gradualmente en dirección SO a limos carbonatados de plataforma externa con nummulítidos y discociclínidos; este nivel ha sido definido por SAMSO (1988) y TOSQUELLA (1988) como Nivel de Eroles.

Seguidamente se deposita la Formación San Esteban (NIO, 1976), redefinida por PUIGDEFABREGAS, SAMSO, SERRA-KIEL & TOSQUELLA (1987), SAMSO (1988) y TOSQUELLA (1988) como Formación St. Esteve del Mall, y según estos autores equivalente a la Formación Castigaleu (NIJMAN & NIO, 1975). La Formación St. Esteve representa otra fase regresiva formada por un «fan delta» con un retrabajamiento mareal muy importante. Esta unidad detrítica se desarrolla en toda la zona estudiada; en el sector del río Esera y al sur del valle del Isábena (Pont de la Colomina) presenta intercalaciones marinas con macroforaminíferos.

A continuación se deposita la Formación Castissent (NIJMAN & NIO, 1975), de carácter fluvial meandriforme, que sólo en el valle del Esera presenta niveles de retrabajamiento marino con ma-





4. Nivel de la Pobla.  
5. Formación Areniscas de Roda y equivalentes laterales.  
6. Nivel de Eroles.

7. Formación St. Esteve del Mall.  
8. Formación Castissent.

Figura 3.—Correlación de los perfiles estratigráficos en el valle del Isábena, indicándose la relación geométrica de las unidades litoestratigráficas y la situación de las muestras estudiadas.

croforaminíferos. Encima de esta Formación, en la zona del Esera, se desarrolla un tramo margoso con abundantes macroforaminíferos, que han permitido la datación de la base de la Formación Campanúe (GARRIDO, 1968), no estudiada en este trabajo.

Por último, en el sector oriental se emplazan discordantemente los conglomerados postorogénicos de Queixigar.

#### DESCRIPCIÓN DE LAS ESPECIES DEL GENERO *Alveolina*

En este trabajo se han utilizado los criterios establecidos por HOTTINGER (1960), DROBNE (1977) y HOTTINGER & DROBNE (1988). La categoría sistemática de los diferentes grupos de alveolinas, así como las posibles líneas filéticas, han sido propuestas y discutidas por los autores citados anteriormente.

Filum	Protista	HAECKEL
Subfilum	Sarcodina	SCHMARDA, 1871
Orden	Foraminiferida	EICHWALD, 1870
Suborden	Miliolina	DELAGE & HEROUARD, 1896
Superfamilia	Miliolacea	EHRENBERG, 1839
Familia	Alveolinidae	EHRENBERG, 1839
Género	<b>Alveolina</b>	D'ORBIGNY, 1826

#### Subgénero *Alveolina (Glomalveolina)*. HOTTINGER, 1960 Grupo de *A. (G.) lepidula*

Se caracterizan por presentar morfologías ovaladas, crecimiento regular de la espira y celdillas apretadas y numerosas.

#### *Alveolina (Glomalveolina) minutula* REICHEL in O. RENZ, 1936 Lámina 1, figuras 1 y 2

1960 *A. (G.) minutula* REICHEL in O. RENZ. Hot-

tinger: 62; Pl. 1, figs. 31-33; text. fig. 29, núm. 23.

1966 *A. (G.) minutula* REICHEL in O. RENZ. Di Scotto: 68, Tav. (I), 45, figs. 5-23, text. figura 1 a.

1977 *A. (G.) minutula* REICHEL in O. RENZ. Drobne: 16, text. fig. 4 k-m.

#### Material estudiado

Los especímenes estudiados pertenecen a las muestras Ca 5, SE 9, Fr 4, Fr 6, H 1, Er 2, Er 3 y CM 1.

#### Descripción

Morfología pseudoesférica (índice de alargamiento 1,0-1,1). El diámetro máximo observado para la doceava vuelta es de 1,66 mm., normalmente oscila entre 0,7 y 1,1 mm. entre la novena y doceava vueltas. Presentan tres o cuatro vueltas iniciales apretadas y el resto con un grosor de la capa basal variable que nunca supera la altura de las celdillas («logettes»); este carácter es muy variable y puede presentar todas las vueltas apretadas. La sección de las celdillas es circular o ligeramente alargada y no son apretadas.

*A. (G.) minutula* se reconoce fácilmente por su esfericidad y sus pequeñas dimensiones; es la única especie del subgénero que se encuentra en el Cuisiense.

#### Distribución estratigráfica

Cuisiense Inferior.

#### Subgénero *Alveolina (Alveolina)* HOTTINGER, 1960 Grupo de *A. (A.) ellipsoidalis*

Es el grupo básico de la cronoestratigrafía con alveolínidos del Ilerdiense. Según HOTTINGER (1960), *A. (A.) ellipsoidalis* del Ilerdiense Inferior, *A. (A.) moussoulensis* del Ilerdiense Inferior-Medio, *A. (A.) corbarica* del Ilerdiense Medio-Superior y *A. (A.) trempina* del Ilerdiense Superior, forman una línea filética.

Sus características son: morfologías alargadas,

ovaladas o fusiformes, con polos redondeados o agudos, espira con crecimiento regular y apretada en sentido ecuatorial sin diferenciarse claramente estadios de crecimiento. Las celdillas son pequeñas y apretadas en las primeras vueltas y ligeramente más grandes y alargadas en las últimas.

#### *Alveolina (Alveolina) corbarica* HOTTINGER, 1960 Lámina 1, figura 3

1960 *A. (A.) corbarica* n. sp. Hottinger: 68, Pl. 2, figs. 20-24, tex. fig. 6a, fig. 35 c-g.

1970 *A. (A.) corbarica* HOTTINGER. Luterbacher, Pl. 11.

#### Material estudiado

Especímenes procedentes del Coll del Vent, en materiales equivalentes al Nivel de la Pobla.

#### Descripción

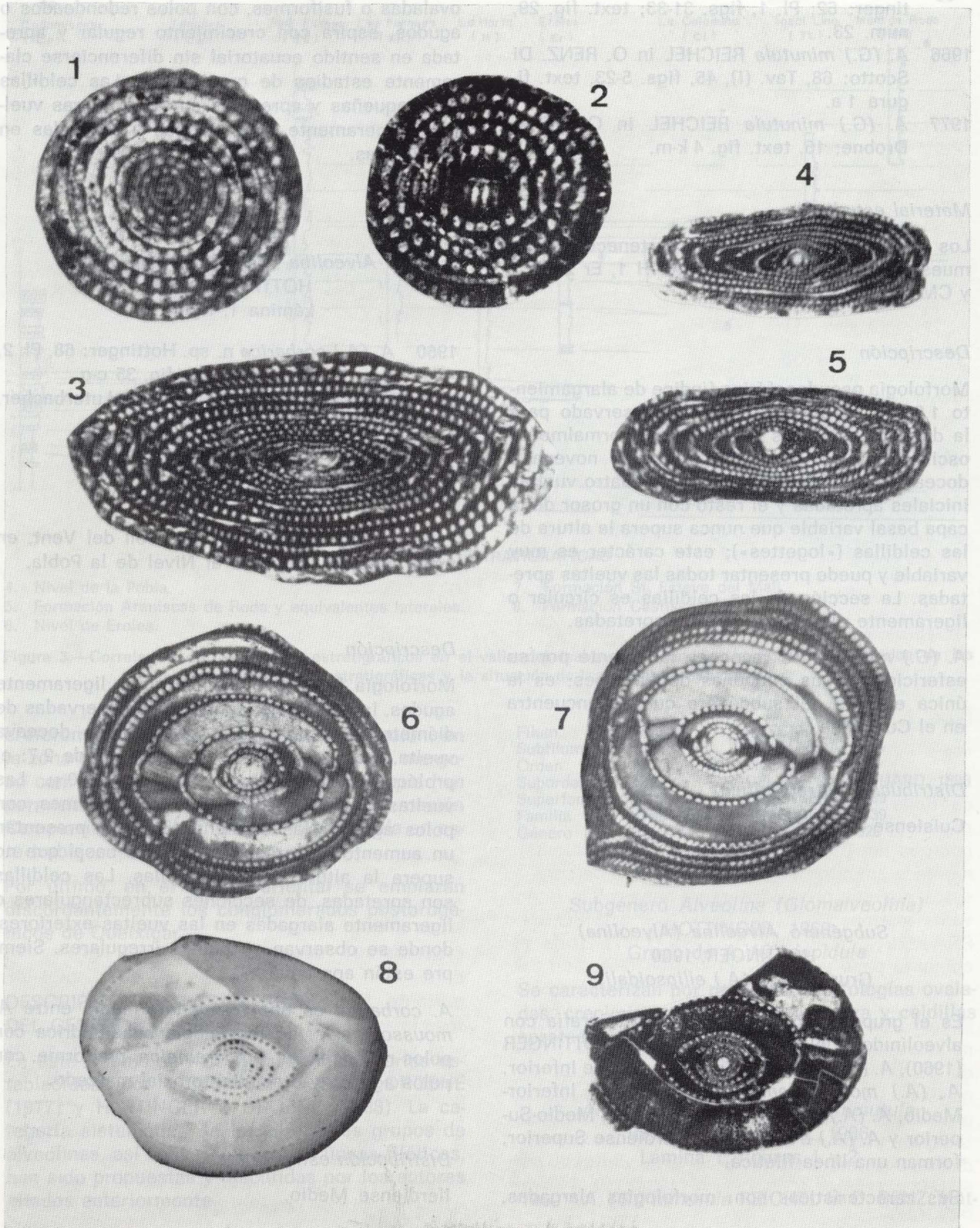
Morfología fusiforme con los polos ligeramente agudos, las dimensiones máximas observadas de diámetro axial son de 2,2 mm. en la doceava vuelta, con un índice de alargamiento de 2,7; el prolóculus mide aproximadamente 200  $\mu$ . Las vueltas iniciales son apretadas y fusiformes, con polos agudos; las siguientes vueltas presentan un aumento del grosor de la capa basal que no supera la altura de las celdillas. Las celdillas son apretadas, de secciones subrectangulares o ligeramente alargadas en las vueltas exteriores, donde se observan secciones irregulares. Siempre están apretadas.

*A. corbarica* es una forma intermedia entre *A. moussoulensis*, de morfología subcilíndrica con polos redondeados, y *A. trempina*, fusiforme, con polos agudos y crecimiento axial marcado.

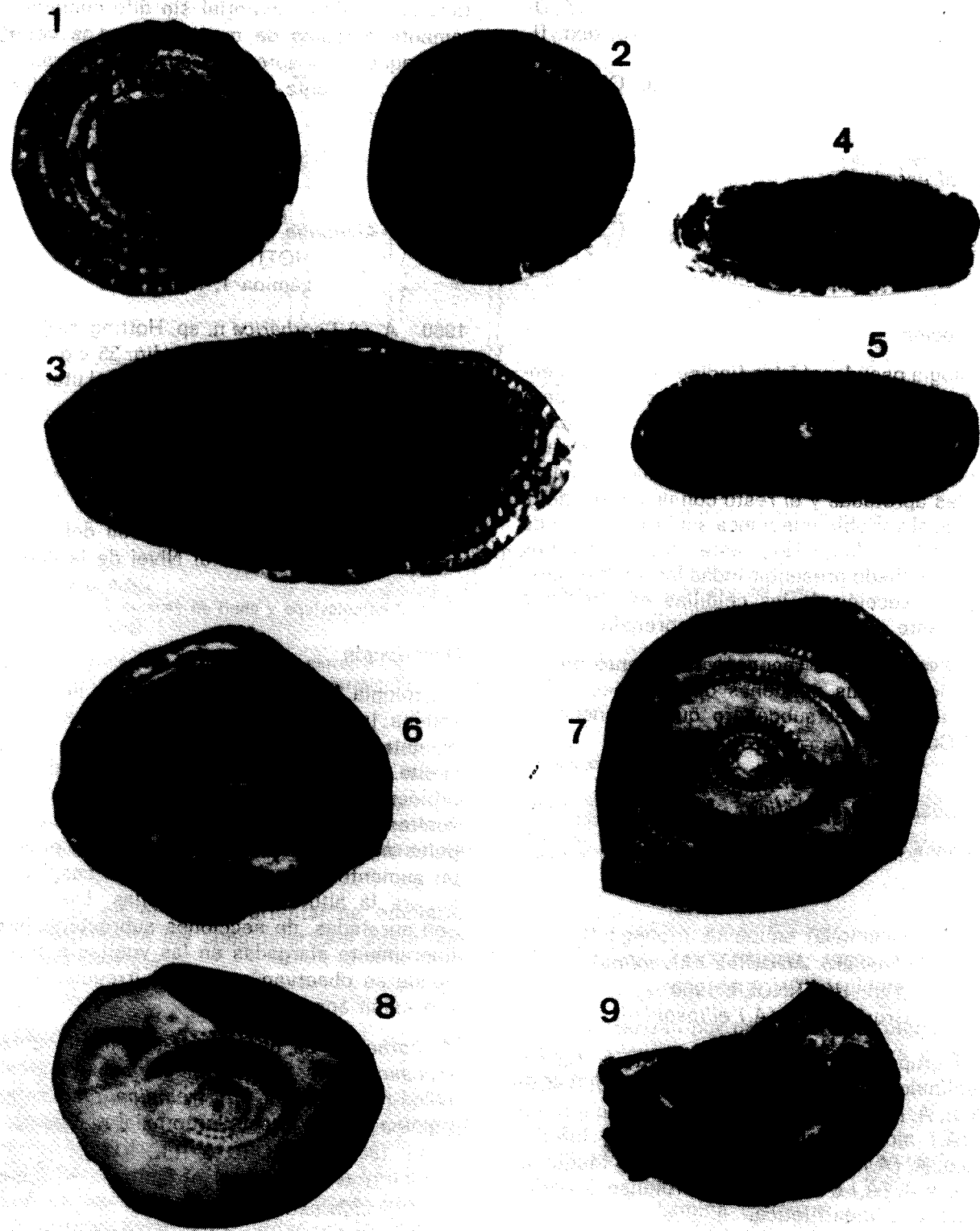
#### Distribución estratigráfica

Ilerdiense Medio.









*Alveolina (Alveolina) aff. trempina*  
HOTTINGER, 1960  
Lámina 1, figuras 4 y 5

*Material estudiado*

Especímenes procedentes del Coll del Vent (CdV) en materiales equivalentes al Nivel de la Pobra.

*Descripción*

Morfología fusiforme de polos redondeados. El diámetro máximo axial es de 4,1 mm. en la doceava vuelta, con un índice de alargamiento de 2,7; el prolóculus oscila entre 150 y 200  $\mu$ . Las dos o tres vueltas iniciales son apretadas, las siguientes presentan un crecimiento axial marcado, que da a estas vueltas un carácter fusiforme con polos agudos, las últimas vueltas son más apretadas y perfilan la forma redondeada de los polos. El crecimiento de la capa basal en sentido ecuatorial nunca supera la altura de las celdillas; la sección de las celdillas es subrectangular, y son pequeñas y apretadas en todas las vueltas.

*A. trempina* presenta un crecimiento axial marcado con estadios de crecimiento muy bien desarrollados, y morfología fusiforme con polos agudos. Los ejemplares de nuestro material se diferencian de *A. corbarica* y *A. cylindrata* por el marcado crecimiento de la capa basal en sentido ecuatorial, pero presentan dimensiones más pequeñas y polos redondeados, por lo cual la hemos considerado como una afinidad.

*Distribución estratigráfica*

Ilerdiense Medio.

Grupo de *A. (A.) pasticillata*

Las características del grupo son: prolóculus pequeño, un estadio inicial de cuatro a seis vueltas apretadas, seguido de dos a tres vueltas muy flosculinizadas y finalizando de nuevo con vueltas apretadas, las celdillas son siempre de pequeñas dimensiones. El grupo comprende: *A. (A.) pasticillata* del Ilerdiense Inferior, *A. (A.) leupoldi* del Ilerdiense Medio, *A. (A.) recondita* y *A. (A.) bronneri* del Ilerdiense Medio y Superior.

*A. (A.) leupoldi* HOTTINGER, 1960  
Lámina 1, figuras 6 y 7

1960 *A. (A.) leupoldi* n. sp. Hottinger: 88; Pl. 4, figs. 20-23; tex. figs. 6b y 47.

1970 *A. (A.) leupoldi* HOTTINGER. Luterbacher: Pl. 3.

1977 *A. (A.) leupoldi* HOTTINGER. Drobne: 25, Pl. 4, fig. 10.

*Material estudiado*

Especímenes procedentes del Coll del Vent (CdV) en materiales equivalentes al Nivel de La Pobra.

*Descripción*

Morfología subcilíndrica ligeramente alargada, las dimensiones oscilan entre 2,1 y 2,7 mm. de diámetro ecuatorial y 2,6-2,7 mm. de diámetro axial para nueve o diez vueltas; el índice de alargamiento es de 1,1 a 1,3 para la novena o décima vueltas. El diámetro del prolóculus oscila entre 125 y 150  $\mu$ . El estadio inicial de crecimiento presenta tres o cuatro vueltas apretadas que

Lámina 1

- Alveolina (Glomalveolina) minutula* REICHEL, 1960.  
1. Forma A de la muestra SE 9. Sección axial centrada.  
2. Forma A de la muestra SE 9. Sección axial no centrada.  
*Alveolina (Alveolina) corbarica* HOTTINGER, 1960.  
3. Forma A de la muestra CdV. Sección axial centrada.  
*Alveolina (Alveolina) aff. trempina* HOTTINGER, 1960.  
4, 5. Formas A de la muestra CdV. Secciones axiales centradas.

- Alveolina (Alveolina) leupoldi* HOTTINGER, 1960.  
6, 7. Formas A de la muestra CdV. Secciones axiales centradas.  
*Alveolina (Alveolina) indicatrix* HOTTINGER, 1960  
8, 9. Formas A de la muestra Fr 4. Secciones axiales centradas.  
Figuras 1 y 2,  $\times 40$  aumentos.  
Figuras 3-9,  $\times 20$  aumentos.

pasan rápidamente a dos vueltas muy flosculinizadas (la flosculinización puede alcanzar seis o siete veces la altura de las celdillas), y por último tres o cuatro vueltas apretadas; a menudo el número de vueltas de postflosculinización es mayor, hasta seis, en cuyo caso las dos o tres últimas son de crecimiento irregular. Las celdillas están apretadas y su sección es variable, subrectangulares en las vueltas apretadas (sean las iniciales o las postflosculinización), aplanadas en las flosculinizadas y alargadas o irregulares en las últimas vueltas.

*A. pasticillata* descrita por HOTTINGER (1960) se diferencia de *A. leupoldi* por presentar tres vueltas flosculinizadas y un paso gradual entre las flosculinizadas y las apretadas.

#### Distribución estratigráfica

Ilerdiense Medio.

#### Grupo de *A. (A.) indicatrix*

El grupo se caracteriza por un dimorfismo poco marcado, prolóculus de pequeñas dimensiones, primeras vueltas apretadas y flosculinización acusada en las siguientes; con celdillas pequeñas y apretadas.

El grupo comprende *A. (A.) parva* del Ilerdiense Medio y Superior; *A. (A.) indicatrix*, del Cuisiense Inferior, y *A. (A.) dainelli* del Cuisiense Medio.

#### *Alveolina (Alveolina) indicatrix* HOTTINGER, 1960 Lámina 1, figuras 8 y 9

1960 *A. (A.) indicatrix* n. sp. Hottinger: 100, Pl. 5, figs. 1 y 2, tex. fig. 21a, fig. 22e-f, figura 51a-b, fig. 52.

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de las muestras SE 6, Fr 2 y Fr 3.

#### Descripción

Morfología subesférica o ligeramente ovalada,

con polos redondeados o ligeramente agudos. Índice de alargamiento de 1,6, con un diámetro axial de 4,3 mm. y un diámetro ecuatorial de 2,1 mm. para siete vueltas. El prolóculus máximo medido es de 100  $\mu$ . Inicialmente presenta cinco o seis vueltas apretadas, que pasan bruscamente a dos vueltas muy flosculinizadas como mínimo, la flosculinización puede ser doce veces superior a la altura de las celdillas, éstas son pequeñas, apretadas y de sección subesférica.

*A. dainelli* se diferencia de *A. indicatrix* por presentar un prolóculus y dimensiones mayores. Se diferencia de *A. cosinensis* por su prolóculus mayor, una flosculinización que sólo afecta a dos vueltas y por la ausencia de celdillas aplanadas.

#### Distribución estratigráfica

Cuisiense Inferior.

#### Grupo de *A. (A.) aragonensis*

Las características del grupo son: estadio de crecimiento inicial apretado, que pasa a un estadio con vueltas con crecimiento de la capa basal muy variable y finaliza con vueltas apretadas. Suelen presentar prolóculus con diámetro alrededor de 200  $\mu$ . Las celdillas de las últimas vueltas son muy grandes.

#### *A. (A.) aragonensis* HOTTINGER, 1960 Lámina 2, figuras 1-3

1960 *A. (A.) aragonensis* n. sp. Hottinger, 109, Pl. 6, figs. 5-10; text. fig. 20e, fig. 22h, fig. 60b-f.

1977 *A. (A.) aragonensis* HOTTINGER, Drobne: 30; Pl. 5, figs. 1-6; text. fig. 14a-c.

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de la muestra Cm 1, en materiales equivalentes al Nivel de La Pobla.

#### Descripción

Morfología ovalada o subcilíndrica de polos re-

dondeados o rectilíneos. En la doceava vuelta se han medido diámetros axiales de 3,8 mm., con un índice de alargamiento de 1,5; los valores medios oscilan entre 2,6 y 3,3 mm. de diámetro axial y 2,0 y 2,5 mm. de diámetro ecuatorial para la novena o décima vueltas, con índices entre 1,2 y 1,5. El prolóculus varía entre 175 y 275  $\mu$ . Inicialmente presenta dos o tres vueltas apretadas, posteriormente se inicia un ligero crecimiento de la capa basal, el crecimiento en sentido axial es ligeramente más marcado y se mantiene durante tres o cuatro vueltas, desapareciendo progresivamente, siendo las últimas vueltas apretadas. Las celdillas están apretadas, son de dimensiones pequeñas y de sección circular en las primeras vueltas, crecen progresivamente presentando secciones circulares, elipsoidales o rectangulares; en las últimas vueltas reducen su tamaño y muchas de las secciones son irregulares.

*A. aragonensis* se diferencia fácilmente por la gran dimensión de las celdillas y el carácter variable del crecimiento de la capa basal. *A. fornasinii* presenta una morfología ligeramente fusi-forme de polos agudos o redondeados.

#### Distribución estratigráfica

Ilerdiense Medio.

#### *Alveolina (Alveolina) aff. fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI, 1909 Lámina 2, figuras 4 y 5

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de la muestra Cm 1.

#### Descripción

Morfología ovalada con tendencia a subcilíndrica, de polos redondeados; el diámetro axial oscila entre 3,1 y 3,4 mm. y el ecuatorial entre 1,9 y 2,0 mm., para la octava y novena vueltas, con un índice de alargamiento de 1,6 ó 1,7; el prolóculus presenta 150-175  $\mu$  de diámetro. El estadio de crecimiento inicial está formado por tres o cuatro vueltas apretadas, las siguientes tienen un crecimiento axial importante, en la sección ecuatorial el crecimiento de la capa basal está me-

nos desarrollado o es inexistente; las últimas vueltas son progresivamente apretadas. Las celdillas son pequeñas, apretadas y de sección circular en las primeras vueltas, creciendo progresivamente hacia las últimas.

El gran volumen de las celdillas y el carácter variable del crecimiento de la capa basal son características típicas del grupo de *A. aragonensis*, pero el crecimiento axial de nuestros ejemplares lo diferencian de *A. aragonensis* y lo aproximan a *A. fornasinii*. El hecho de encontrarlos asociados a *A. aragonensis* y al no encontrarse formas intermedias nos han inducido a considerarlos como *A. fornasinii*.

#### Distribución estratigráfica

Ilerdiense Medio.

#### *Alveolina (Alveolina) fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI, 1909 Lámina 2, figuras 6 y 7

1960 *A. (A.) fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI, Hottinger: 112; Pl. 6, figs. 1-4, tex. fig. 60a.

1966 *A. (A.) fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI, Di Scotto: 71; Pl. III, figs. 1-7; Pl. IV, figs. 1-4; Pl. V, figs. 1-6; Pl. VI, figs. 1-3; Pl. VII, figura 1; tex. fig. 1c.

1977 *A. (A.) fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI, Drobne: 30; Pl. 5, figs. 7 y 8; tex. fig. 14d.

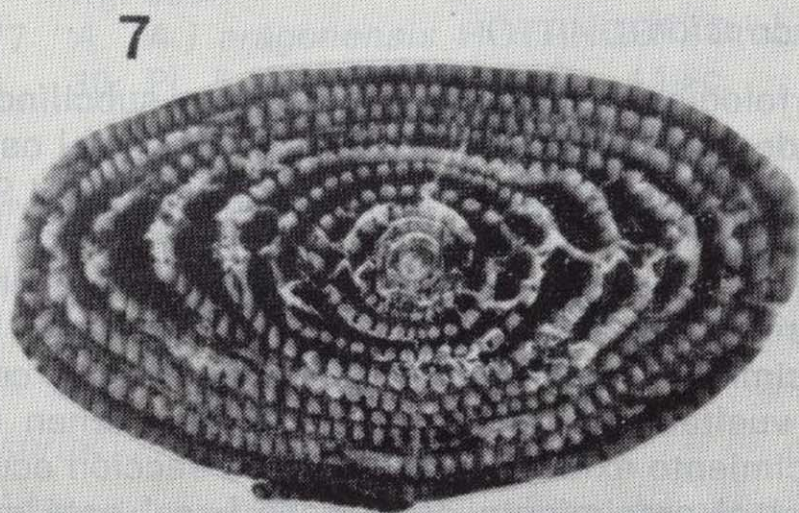
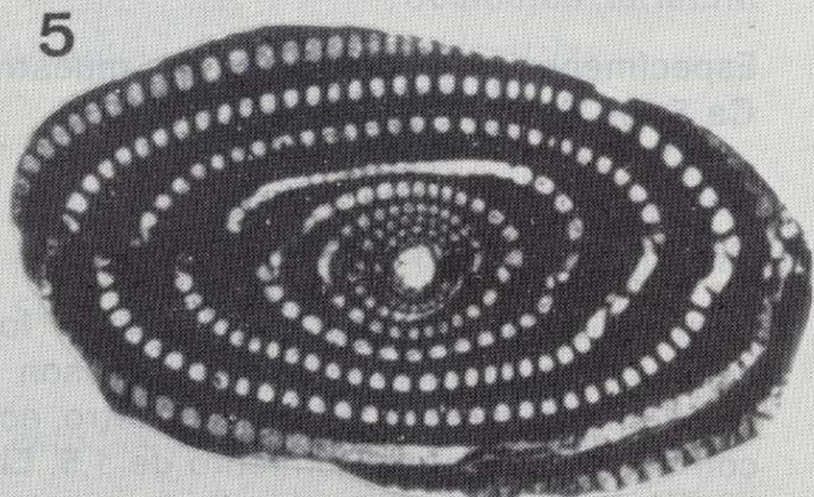
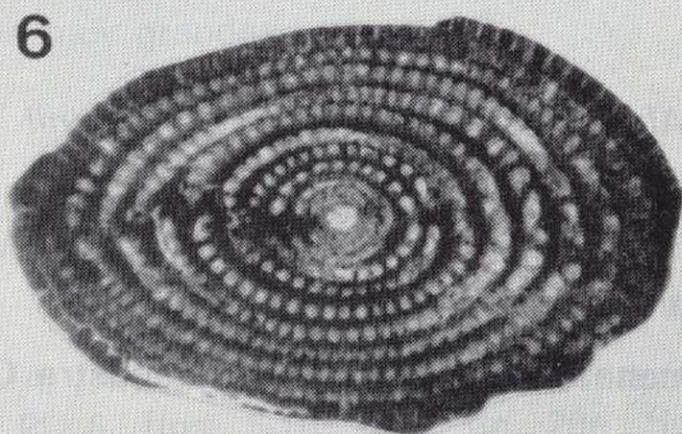
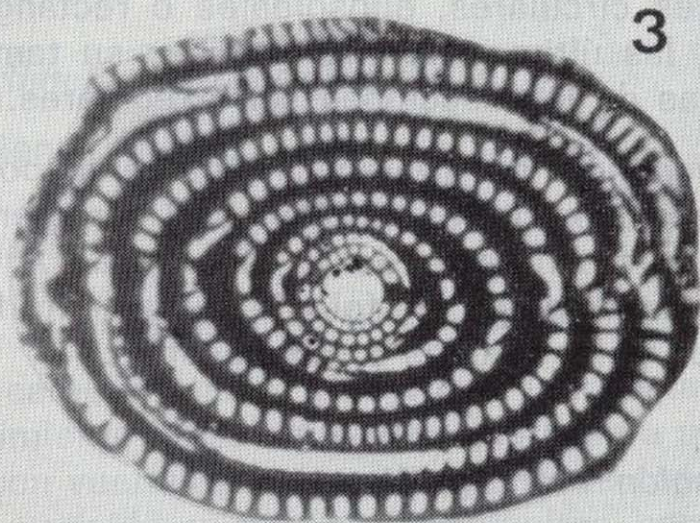
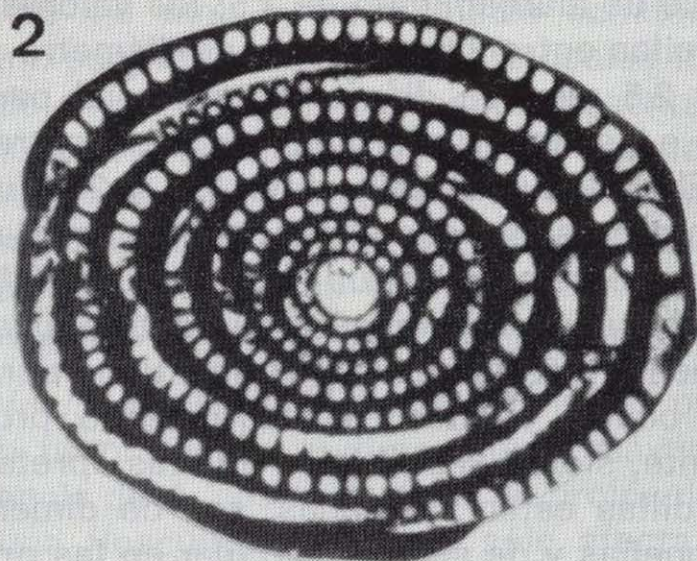
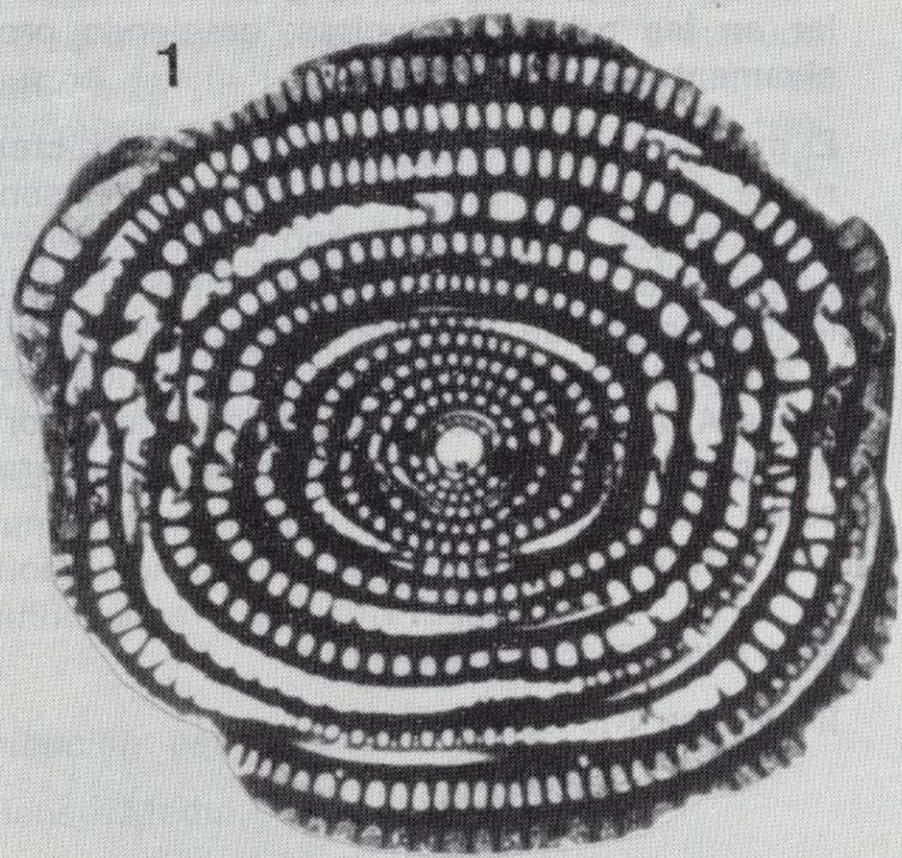
#### Material estudiado

Especímenes procedentes de las muestras Co 4, Ca 5, SE 6, SE 7, SE 8, SE 9 y Fr 3.

#### Descripción

Formas B. Morfología ovalada con los polos agudos; las dimensiones máximas son 3,3 mm. de diámetro axial y 2,1 de diámetro ecuatorial, con un índice de alargamiento de 1,5. El estadio inicial está formado por cinco o seis vueltas muy apretadas, a continuación las vueltas presentan un crecimiento de la capa basal muy variable, marcado en sentido axial y casi inexistente en sentido ecuatorial; las últimas vueltas son apretadas y el alargamiento axial desaparece pro-







gresivamente. Las celdillas son pequeñas, apretadas y de sección subrectangular en las vueltas iniciales, progresivamente más grandes hacia las vueltas exteriores.

Formas A. Morfología ovalada o subcilíndrica, con los polos redondeados o ligeramente agudos, el diámetro axial máximo medido es de 3,8 mm. en la vuelta doceava, el valor medio oscila entre 2,0 y 3,2 mm. de diámetro axial y 1,4 y 2,0 mm. de diámetro ecuatorial para la novena y décima vueltas, donde el índice de alargamiento es de 1,5 a 1,7 (en algunos casos puede alcanzar 2,0). El diámetro del prolóculus oscila entre 150 y 200  $\mu$ , el mínimo observado es de 100  $\mu$ , y el máximo de 300  $\mu$ . La espira se inicia con tres o cuatro vueltas apretadas que pasan a cuatro o cinco, con crecimiento basal axial moderado y crecimiento ecuatorial muy pequeño o inexistente, en estas vueltas el crecimiento basal es muy variable; el desarrollo de la espira finaliza con vueltas apretadas, donde el crecimiento axial se reduce progresivamente. Las celdillas son pequeñas, apretadas y presentan una sección circular en las vueltas iniciales, crecen progresivamente llegando a ser muy grandes en las últimas vueltas, con secciones rectangulares o subrectangulares.

*A. fornasinii* se caracteriza por su morfología ovalada y por las dimensiones grandes de las celdillas.

#### Distribución estratigráfica

Cuisiense Inferior.

#### Grupo de *A. (A.) subpyrenaica*

Se caracteriza por: morfologías ovaladas o subcilíndricas con los polos redondeados; crecimen-

to de la espira muy regular. El estadio inicial es muy apretado, las vueltas siguientes presentan un crecimiento de la capa basal importante (en algunos casos puede considerarse flosculinización), que se mantiene uniforme o disminuye ligeramente en las últimas vueltas. El grupo está formado por: *A. (A.) dolioliformis* del Ilerdiense Inferior, *A. (A.) subpyrenaica* del Ilerdiense Medio y *A. (A.) ilerdensis* del Ilerdiense Superior.

#### *Alveolina (Alveolina) ilerdensis* HOTTINGER, 1960 Lámina 4, figura 1

- 1960 *A. ilerdensis* n. sp. Hottinger: 119-121; Pl. 7, figs. 14-20; tex. fig. 64.  
1970 *A. ilerdensis* HOTTINGER, Luterbacher: Pl. 8, Pl. 9.

#### Material estudiado

Especímenes procedentes del Coll del Vent (CdV) en materiales equivalentes al Nivel de La Pobla.

#### Descripción

Morfología ovalada con los polos redondeados, el diámetro axial máximo observado es de 5,2 mm. y el ecuatorial 3,8 mm. en la onceava vuelta, con un índice de alargamiento de 1,3; el diámetro del prolóculus oscila entre 250 y 300  $\mu$ . La espira presenta inicialmente tres vueltas apretadas, prosigue con cuatro vueltas flosculinizadas, donde la capa basal puede ser cuatro veces superior a la altura de las celdillas, continúa con cuatro o cinco vueltas con crecimiento de la capa basal moderado que disminuye progresivamente (en realidad la capa basal mantiene su grosor, pero las celdillas aumentan

## Lámina 2

*Alveolina (Alveolina) aragonensis* HOTTINGER, 1960  
1-3. Formas A de la muestra CM 1. Secciones axiales centradas.

*Alveolina (Alveolina) aff. fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI, 1909.  
4, 5. Formas A de la muestra CM 1. Secciones axiales centradas.

*Alveolina (Alveolina) fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI, 1909.  
6. Formas A de la muestra SE 6. Sección axial centrada.  
7. Formas A de la muestra Fr 3. Sección axial centrada.

Todas las figuras,  $\times 20$ .



notablemente de volumen); las últimas vueltas tienen un crecimiento irregular. Las celdillas son pequeñas, apretadas y con secciones circulares en las primeras vueltas, y grandes, apretadas y alargadas con secciones ovaladas, rectangulares o irregulares en las últimas vueltas.

*A. ilerdensis* se diferencia de *A. subpyrenaica* por sus dimensiones más grandes, mayor diámetro del prolóculus y tipo de crecimiento.

#### Distribución estratigráfica

Ilerdiense Medio y Superior.

#### Grupo de *A. (A.) decipiens*

Se caracteriza por presentar morfología alargada, un estadio inicial de vueltas apretadas muy marcado, seguido de tres o cuatro vueltas flosculinizadas y finalizando la espira con vueltas apretadas. El prolóculus presenta un diámetro de reducidas dimensiones y las dimensiones de las celdillas crecen en las vueltas más externas. El grupo comprende: *A. (A.) decipiens* del Ilerdiense Medio y *A. (A.) sicula* del Cuisiense Inferior.

*Alveolina (Alveolina) aff. decipiens*  
HOTTINGER, 1960  
Lámina 4, figura 2

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de las muestras Co 4, SE 7, SE 8 y Fr 2.

#### Descripción

Morfología ovalada con polos redondeados o ligeramente agudos; el diámetro axial máximo ob-

servado es de 3,6 mm. para la décima vuelta, normalmente oscilan entre 2,9 y 3,4 m. de diámetro axial y entre 1,3 y 1,7 mm. de diámetro ecuatorial para la novena o décima vueltas, con un índice de alargamiento entre 1,8 y 2,1. El prolóculus presenta un diámetro entre 175 y 300  $\mu$ . Las tres o cuatro vueltas iniciales son apretadas, las dos, tres o cuatro vueltas siguientes tienen un crecimiento de capa basal muy variable (que en algunos ejemplares puede considerarse flosculinización), este crecimiento basal desaparece progresivamente en las dos o tres últimas vueltas. Las celdillas son pequeñas, apretadas y de sección subrectangular en las vueltas iniciales, crecen progresivamente aunque de forma irregular en las vueltas exteriores, donde adquieren mayores dimensiones, son alargadas y de sección irregular.

Hemos considerado nuestros ejemplares como afines a *A. decipiens* por tener unas dimensiones de la concha y del prolóculus ligeramente mayores, pero unos estadios de crecimiento análogos a esta especie. En cambio, *A. sicula* presenta dimensiones mayores a los ejemplares estudiados.

#### Distribución estratigráfica

Cuisiense Inferior.

*Alveolina (Alveolina) sicula*  
(DI STEFANI), 1951  
Lámina 3, figuras 1-3

1960 *A. sicula* DI STEFANI. Hottinger: 126-127; Pl. 8, figs. 13-14, tex. fig. 67.

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de la muestra Ca 5 y SE 8.

### Lámina 3

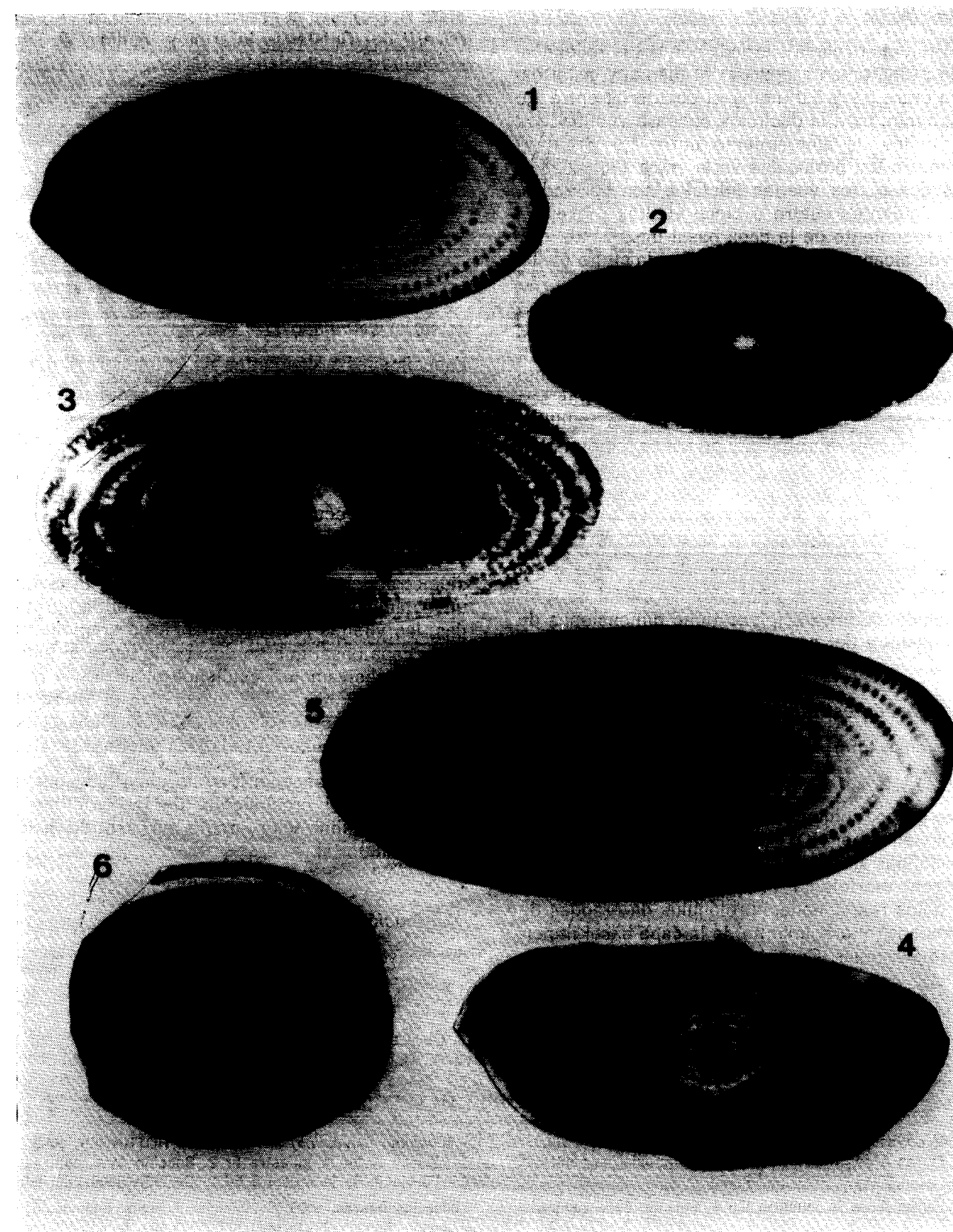
*Alveolina (Alveolina) sicula* (DI STEFANI), 1951.  
1-3. Formas A de las muestras Co 4. Secciones axiales centradas.

*Alveolina (Alveolina) aff. canavarii* CHECCHIA-RISPOLI, 1905.  
4. Forma A de la muestra Co 4. Sección axial centrada.

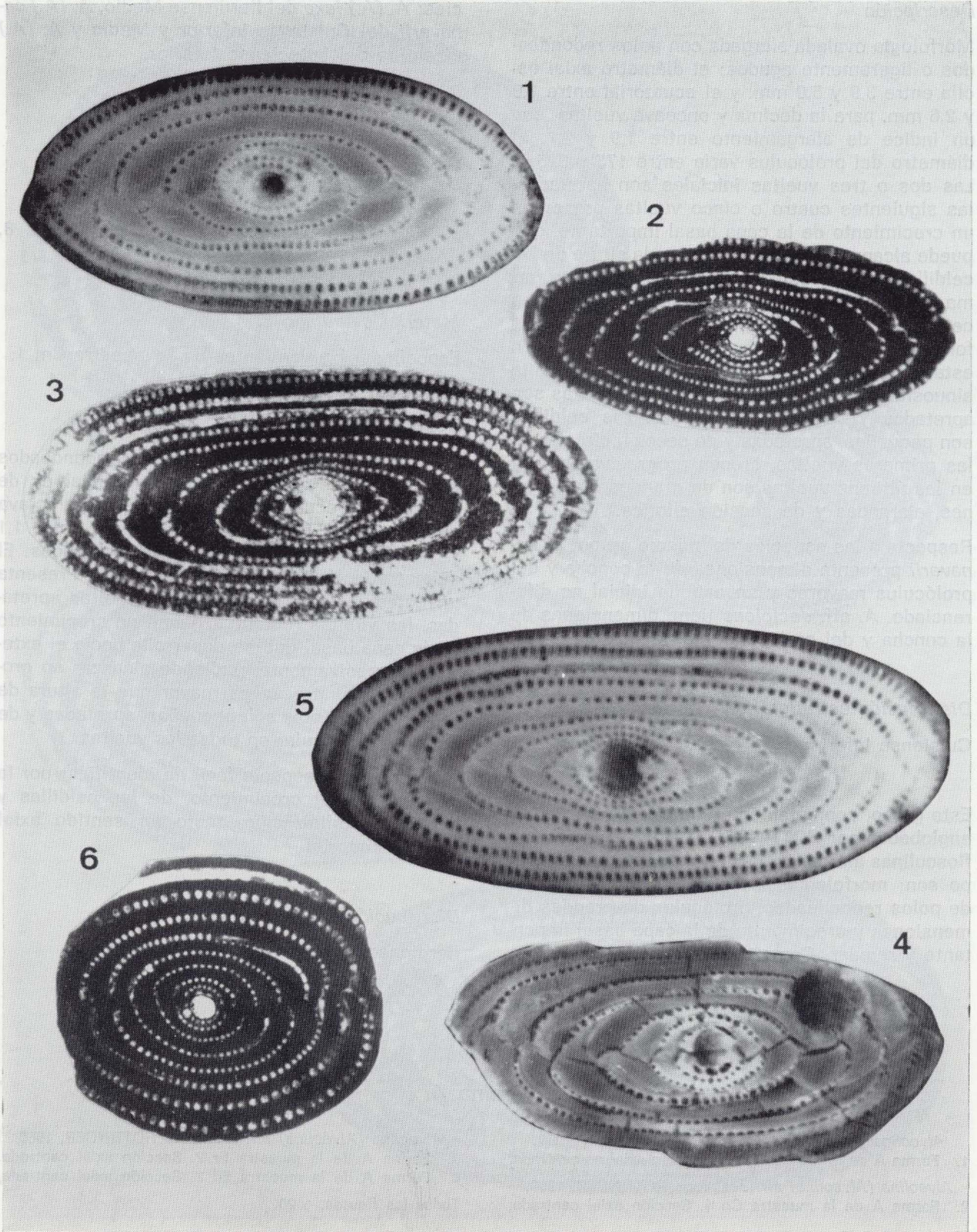
*Alveolina (Alveolina) canavarii* CHECCHIA-RISPOLI, 1905.  
5. Forma A de la muestra SE 8. Sección axial centrada.

*Alveolina (Alveolina) laxa* HOTTINGER, 1960.  
6. Forma A de la muestra CM 1. Sección axial centrada.

Todas las figuras,  $\times 20$ .









**Descripción**

Morfología ovalada alargada con polos redondeados o ligeramente agudos; el diámetro axial oscila entre 3,9 y 5,0 mm. y el ecuatorial entre 1,8 y 2,6 mm. para la décima y onceava vueltas, con un índice de alargamiento entre 1,9 y 2,7. El diámetro del prolóculus varía entre 175 y 325  $\mu$ . Las dos o tres vueltas iniciales son apretadas, las siguientes cuatro o cinco vueltas presentan un crecimiento de la capa basal importante, que puede alcanzar cinco o seis veces la altura de las celdillas, la flosculinización se inicia de una forma gradual, siendo más marcada en las vueltas centrales y en sentido axial, lo que perfila la morfología ovalada alargada de los ejemplares; en estas vueltas la espira es irregular y presenta sinuosidades; las dos o tres últimas vueltas son apretadas y su traza es regular. Las celdillas son pequeñas, apretadas y de sección circular en las primeras vueltas, crecen progresivamente y en las últimas vueltas son de grandes dimensiones, alargadas y de sección elíptica.

Respecto a las especies del mismo grupo: *A. canavarii* presenta dimensiones de la concha y del prolóculus mayores y un estadio inicial no diferenciado. *A. aff. decipiens* tiene dimensiones de la concha y del prolóculus más pequeñas.

**Distribución estratigráfica**

Cuisiense Inferior.

Este grupo, conjuntamente con el anterior, están englobados por HOTTINGER (1960), dentro de las flosculinas alargadas. Las características del grupo son: morfologías alargadas o subcilíndricas, de polos redondeados, prolóculus de grandes dimensiones y crecimiento de la capa basal importante y regular. Comprende las siguientes espe-

cies: *A. (A.) laxa* del Ilerdiense Medio, *A. (A.) canavarii* del Cuisiense Inferior y Medio y *A. (A.) vicentina* del Luteciense Inferior.

*Alveolina (Alveolina) laxa*  
HOTTINGER, 1960  
Lámina 3, figura 6

1960 *A. laxa* n. sp. Hottinger: 127-128; Pl. 8, fig. 21; tex. fig. 68f-g.

**Material estudiado**

Especímenes procedentes de la muestra Cm 1.

**Descripción**

Morfología ovalada corta de polos redondeados o ligeramente rectos; el diámetro axial es de 2,8 mm. y el ecuatorial de 2,2 mm. para la octava vuelta, con un índice de alargamiento entre 1,1 y 1,4 en los ejemplares mejor conservados. El diámetro del prolóculus es de 200  $\mu$ . Presenta un estadio inicial de dos o tres vueltas apretadas, las vueltas restantes tienen un crecimiento de la capa basal que se desarrolla hacia el exterior progresivamente, pudiendo alcanzar un grosor tres o cuatro veces mayor que la altura de las celdillas; éstas son pequeñas, apretadas y de sección subcircular en todas las vueltas.

*A. laxa* es una especie fácil de identificar por la regularidad del crecimiento, de las celdillas y de la flosculinización, tanto en sentido axial como ecuatorial.

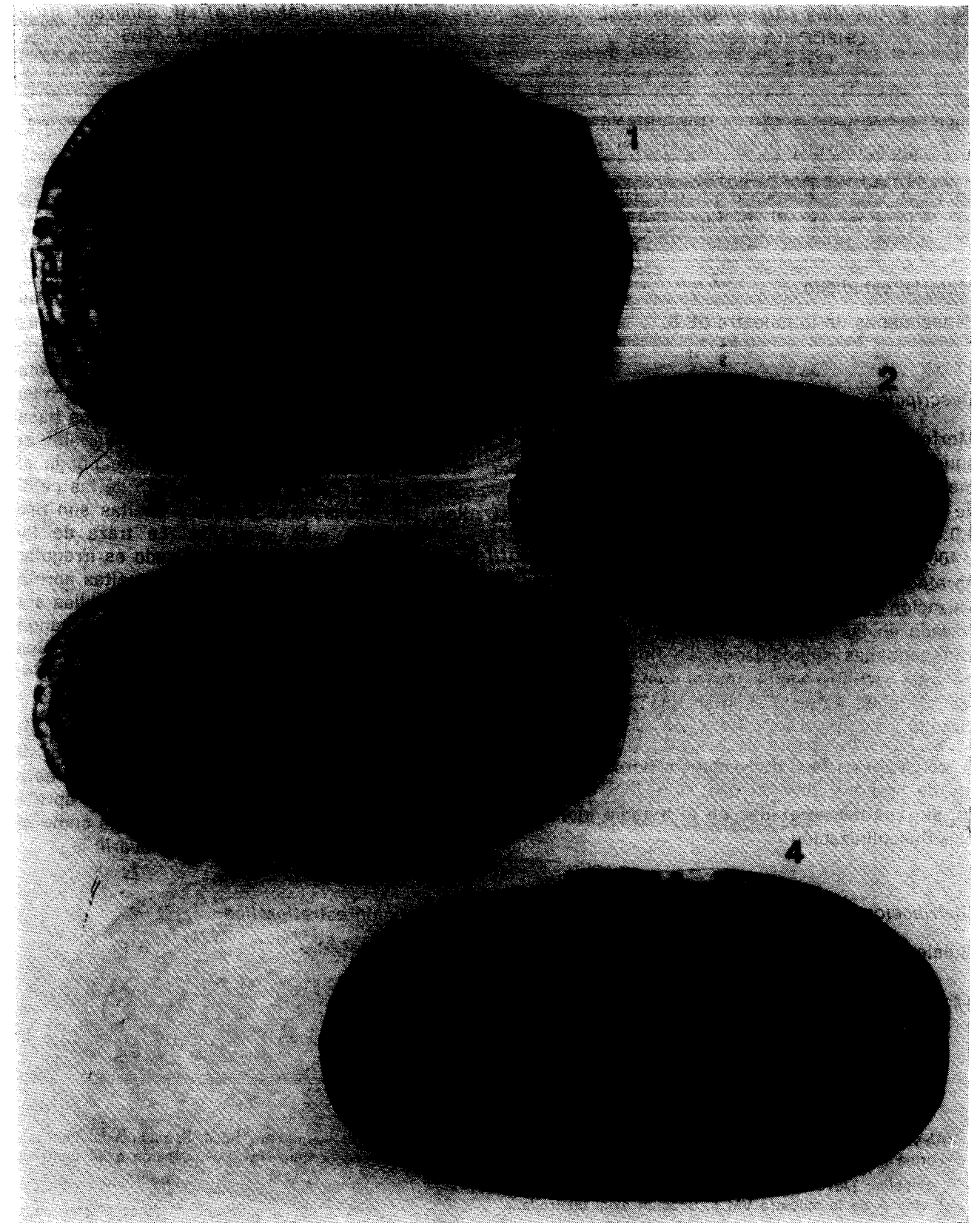
**Distribución estratigráfica**

Ilerdiense Medio.

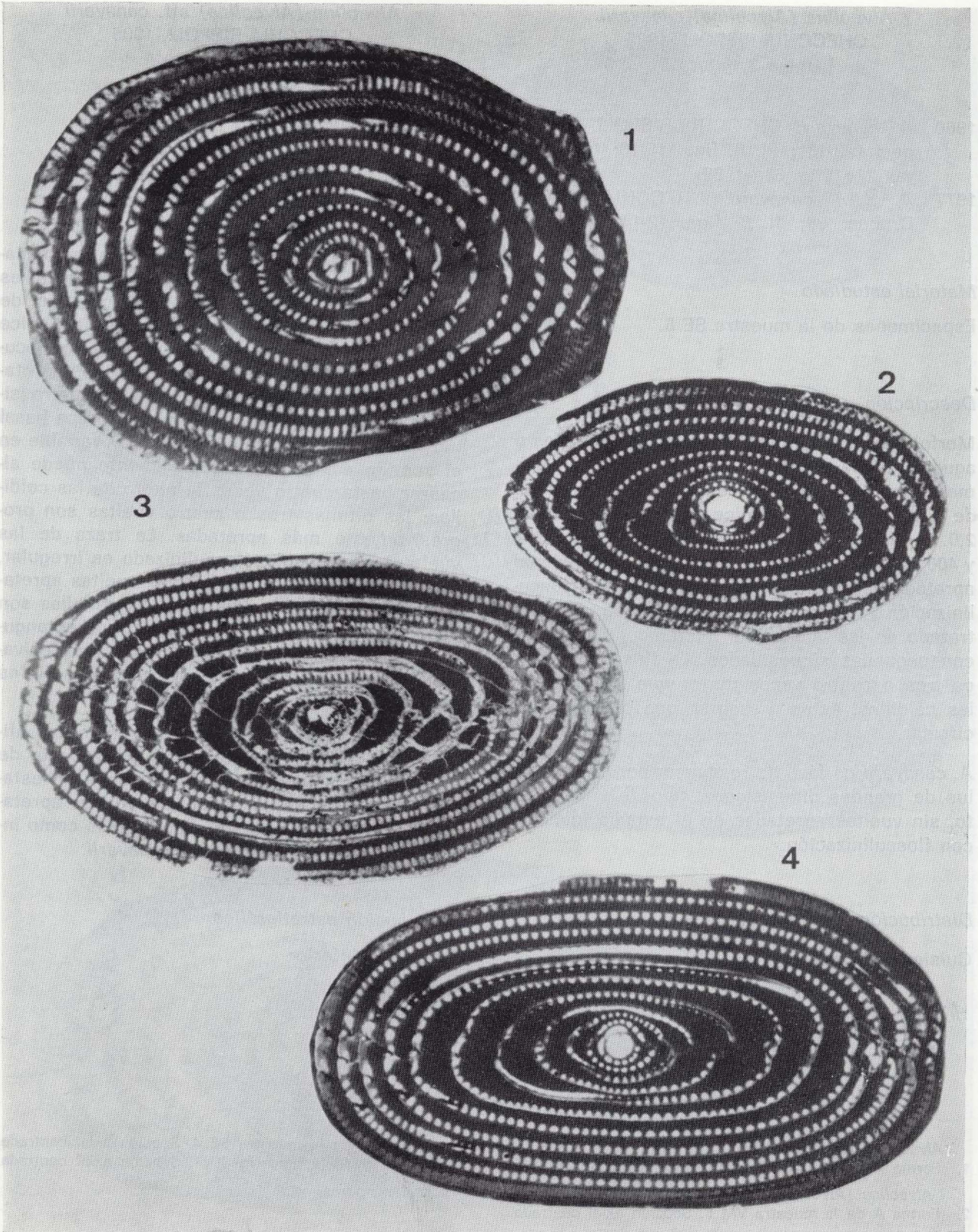
**Lámina 4**

- Alveolina (Alveolina) ilerdensis* HOTTINGER, 1960.  
1. Forma A de la muestra CdV. Sección axial no centrada.  
*Alveolina (Alveolina) aff. decipiens* HOTTINGER, 1960.  
2. Forma A de la muestra Co 4. Sección axial centrada.

- Alveolina (Alveolina) aff. rotundata* HOTTINGER, 1960.  
3. Forma A de la muestra Fr 2. Sección axial centrada.  
4. Forma A de la muestra Ed 2. Sección axial centrada.  
Todas las figuras,  $\times 20$ .







32  
33



*Alveolina (Alveolina) canavarii*  
 CHECCHIA-RISPOLI, 1905  
 Lámina 3, figura 5

1960 *A. canavarii* CHECCHIA-RISPOLI. Hottinger: 128-131; Pl. 8, figs. 15-18; tex. figuras 21c, 22g, 68a-d, 69.

1977 *A. (A.) canavarii* CHECCHIA-RISPOLI, Drobne: 39; Pl. 6, figs. 12-14.

*Material estudiado*

Especímenes de la muestra SE 8.

*Descripción*

Morfología subcilíndrica de polos redondeados o agudos. En la séptima vuelta presenta un diámetro axial de 3,2 mm. y un diámetro ecuatorial de 1,8 mm., con un índice de alargamiento de 2,0. El diámetro del prolóculus oscila entre 350 y 400  $\mu$ . Tiene una sola vuelta en el estadio inicial apretado; las vueltas restantes presentan flosculinización muy marcada en el sentido axial. El trazado de las vueltas es ligeramente irregular, con pequeñas sinuosidades. La flosculinización es tres o cuatro veces mayor que la altura de las celdillas, éstas presentan una sección subcircular.

*A. canavarii* es fácil de reconocer por el prolóculus de grandes dimensiones, tipo de crecimiento, sin vueltas apretadas en el estadio inicial y con flosculinización.

*Distribución estratigráfica*

Cuisiense Inferior.

*Alveolina (Alveolina) aff. canavarii*  
 CHECCHIA-RISPOLI, 1905  
 Lámina 3, figura 4

*Material estudiado*

Especímenes de la muestra Co 4.

*Descripción*

Morfología ovalada alargada con polos redondeados o ligeramente agudos. El diámetro axial es aproximadamente de 4,8 mm. y el ecuatorial de 2,1 mm. para la novena vuelta, con un índice de alargamiento de 2,3. El diámetro del prolóculus es de 350  $\mu$ . Se observan dos vueltas apretadas en el estadio inicial, las tres o cuatro siguientes tienen un crecimiento de la capa basal muy marcado en sentido axial y muy variable en el sentido ecuatorial, que localmente puede alcanzar hasta cuatro veces la altura de las celdillas; las últimas tres o cuatro vueltas son progresivamente más apretadas. La traza de las vueltas en el estadio flosculinizado es irregular, con sinuosidades, en las últimas vueltas apretadas el crecimiento es regular. Las celdillas son pequeñas, apretadas y de sección subrectangular en las vueltas iniciales y crecen progresivamente pasando a ser grandes y alargadas en las últimas vueltas.

Hemos considerado estas formas como una afinidad a *A. canavarii*, por presentar alrededor de un prolóculus de grandes dimensiones un estadio inicial formado por una o dos vueltas apretadas. Estas formas podrían considerarse como intermedias entre *A. sicula* y *A. canavarii*.

*Distribución estratigráfica*

Cuisiense Inferior.

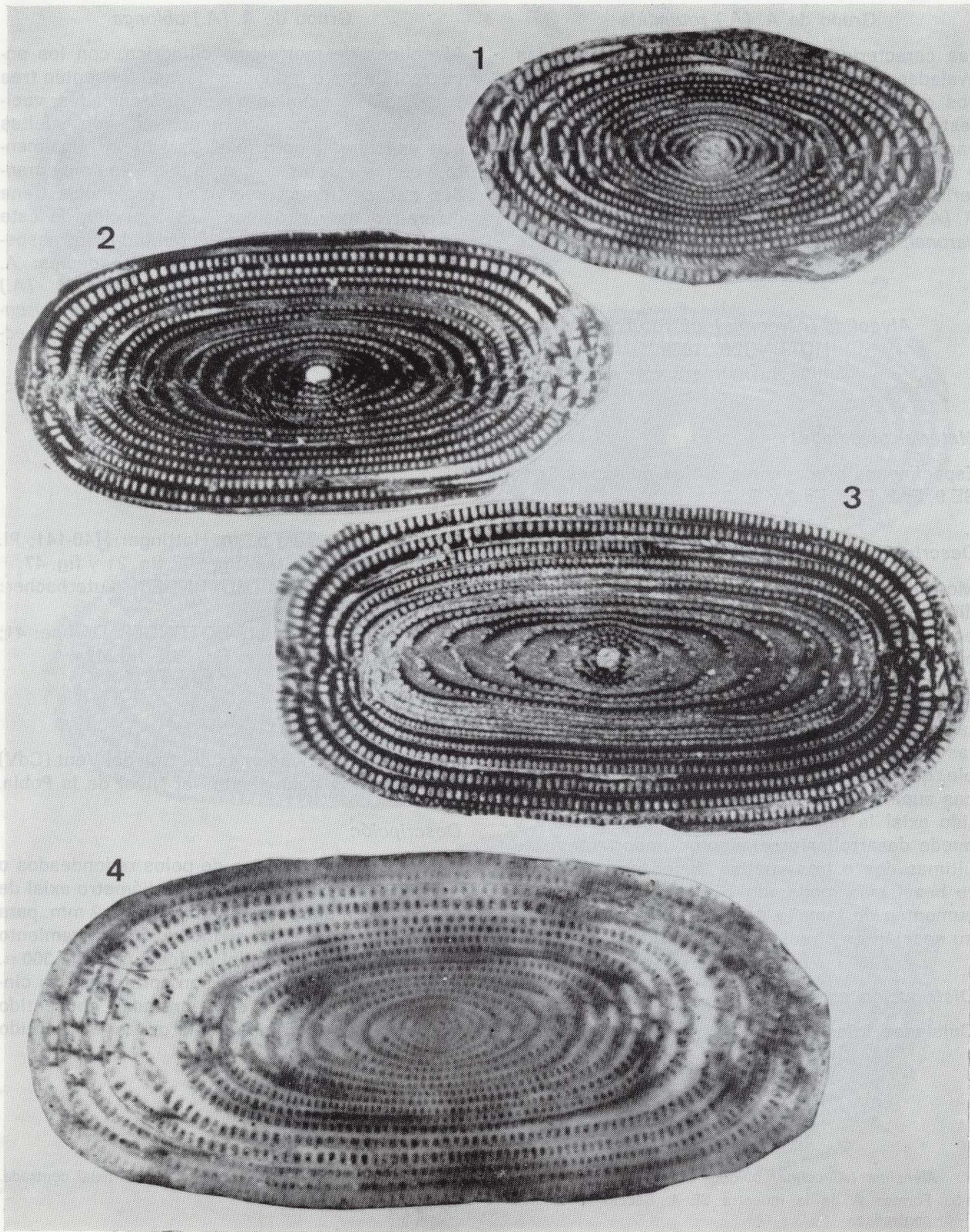
**Lámina 5**

- Alveolina (Alveolina) cylindrata* HOTTINGER, 1960.  
 1. Forma A de la muestra CdV. Sección axial centrada.  
*Alveolina (Alveolina) oblonga* HOTTINGER, 1960.  
 2. Forma A de la muestra VM 6. Sección axial centrada.

3. Forma A de la muestra SE 4. Sección axial centrada.  
 4. Forma B de la muestra SE 4. Sección axial centrada.  
 Todas las figuras,  $\times 20$ .









Grupo de *A. (A.) rotundata*

Las características del grupo son: morfologías ovaladas alargadas, de polos redondeados; las dos o tres vueltas iniciales son apretadas y el resto presenta un crecimiento de la capa basal variable, que se mantiene durante el crecimiento o disminuye progresivamente en las vueltas exteriores. Comprende las siguientes especies: *A. (A.) rotundata* del Ilerdiense Superior y *A. (A.) paronai*, del Ilerdiense Inferior y Medio.

*Alveolina (Alveolina) aff. rotundata*  
HOTTINGER, 1960  
Lámina 4, figuras 3 y 4

*Material estudiado*

Especímenes procedentes de las muestras Fr 2, SE 9, Er 2, Er 3, Ed 2 y Ed 3.

*Descripción*

Morfología elipsoidal de polos redondeados; el diámetro axial oscila entre 4,0 y 4,7 mm. y el ecuatorial entre 1,9 y 2,8 mm. para la décima u onceava vuelta, con un índice de alargamiento entre 1,7 y 2,0. El diámetro del prolóculus es de 250  $\mu$ . El estadio inicial presenta dos o tres vueltas apretadas, las siguientes cuatro o cinco vueltas tienen un crecimiento de la capa basal variable, que en sentido ecuatorial puede ser dos veces superior a la altura de las celdillas; en sentido axial la flosculinización es muy variable y puede desarrollar crecimientos importantes; las últimas dos o tres vueltas tienen un crecimiento basal más moderado y regular. Las celdillas aumentan de tamaño en las vueltas exteriores y su sección es circular o elipsoidal.

*Distribución estratigráfica*

Cuisiense Inferior.

Grupo de *A. (A.) oblonga*

Alveolinas de morfología cilíndrica, con los polos rectilíneos o redondeados, que presentan tres estadios de crecimiento bien diferenciados; vueltas iniciales apretadas a continuación vueltas con un alargamiento axial variable y, finalmente, vueltas apretadas. Las celdillas son muy grandes en las últimas vueltas. El prolóculus tiene diámetros muy variables. Las especies de este grupo presentan una gran variabilidad intraespecífica. Comprende las siguientes especies: *A. (A.) cylindrata* del Ilerdiense Medio, *A. (A.) oblonga* del Cuisiense Inferior, *A. (A.) coudurensis* del Cuisiense Inferior y Medio, y *A. (A.) rectiangula* del Cuisiense Medio y Superior.

*Alveolina (Alveolina) cylindrata*  
HOTTINGER, 1960  
Lámina 5, figura 1

- 1960 *A. cylindrata* n. sp. Hottinger: 140-141; Pl. 9, figs. 1-3; tex. fig. 20f, fig. 21 y fig. 47.  
1970 *A. cylindrata* HOTTINGER. Luterbacher: Pl. 5.  
1977 *A. (A.) cylindrata* HOTTINGER. Drobne: 41; Pl. 7, fig. 7; tex. fig. 21a, fig. 42a.

*Material estudiado*

Especímenes procedentes del Coll del Vent (CdV) en materiales equivalentes al Nivel de la Pobra.

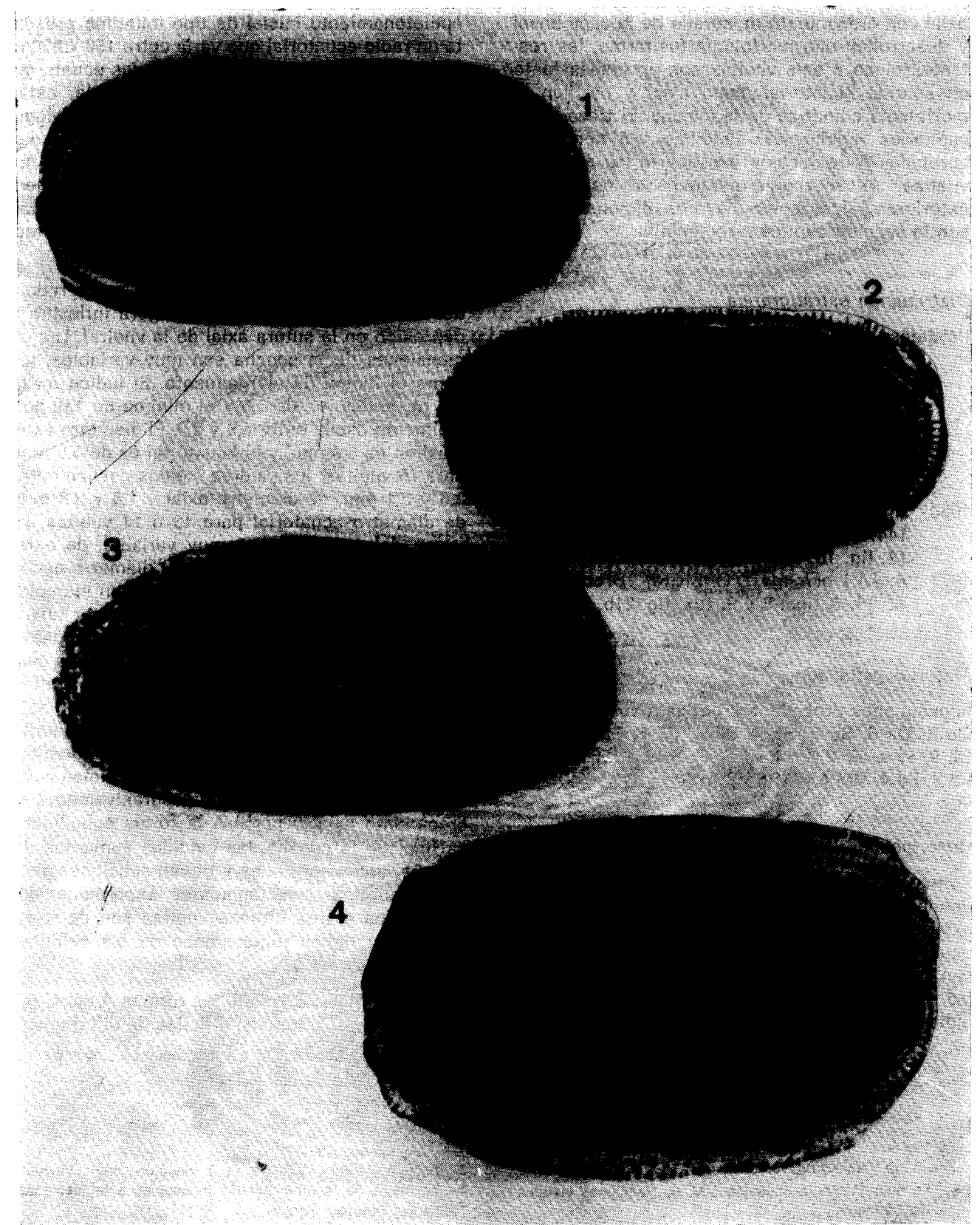
*Descripción*

Morfología subcilíndrica de polos redondeados o ligeramente rectilíneos, con un diámetro axial de 4,3 mm. y un diámetro ecuatorial de 2,2 mm. para la catorceava vuelta; el índice de alargamiento es de 2,0. El diámetro del prolóculus es de 300  $\mu$ . Las primeras dos vueltas son apretadas, las cinco o seis siguientes son apretadas en sentido ecuatorial y ligeramente alargadas en sentido

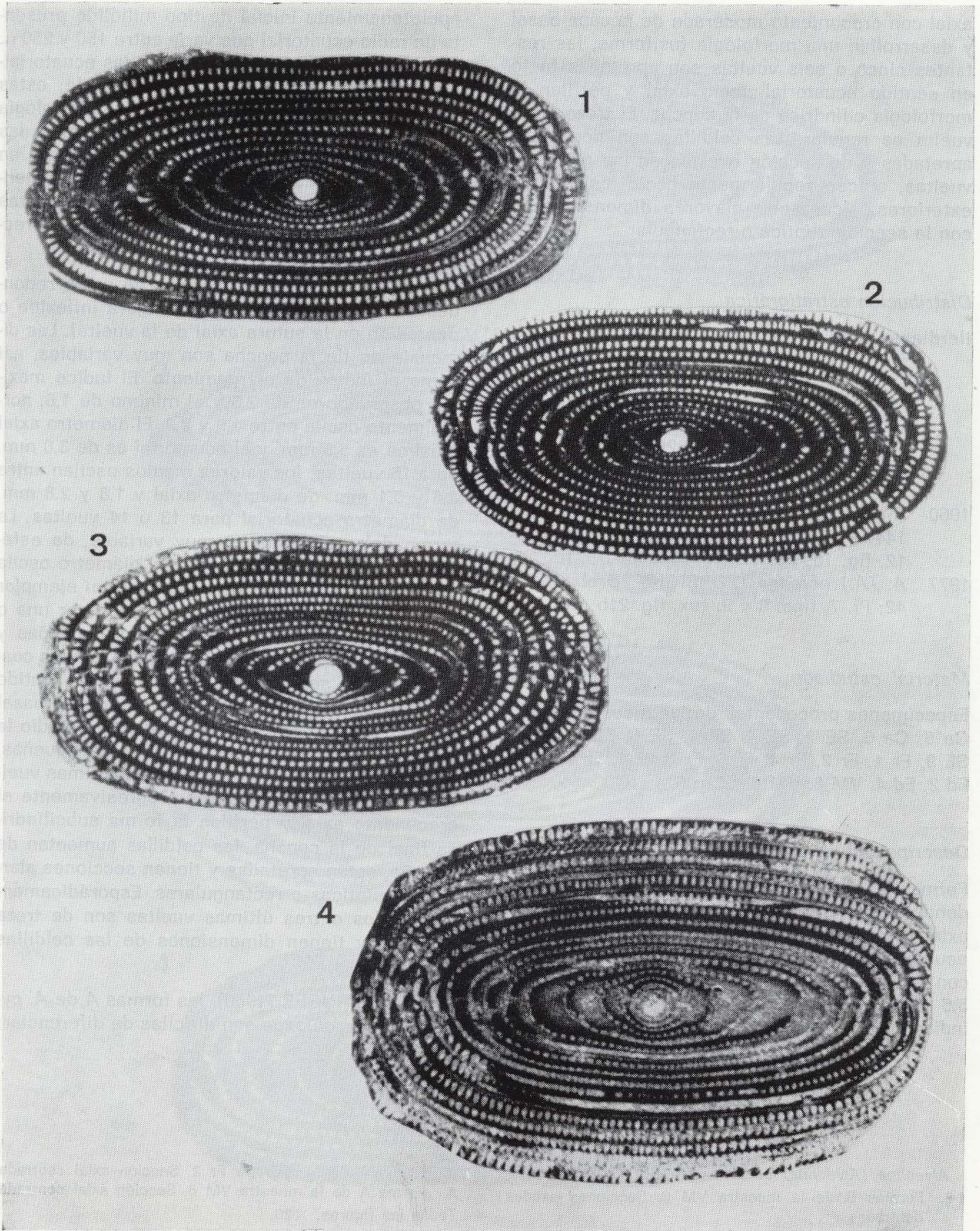
## Lámina 6

*Alveolina (Alveolina) oblonga* HOTTINGER, 1960.  
1-3. Formas A de la muestra SE 4. Secciones axiales centradas.

4. Forma A de la muestra VM 6. Sección axial centrada.  
Todas las figuras,  $\times 20$ .









axial con crecimiento moderado de la capa basal y desarrollan una morfología fusiforme, las restantes cinco o seis vueltas son apretadas tanto en sentido ecuatorial como axial y perfilan la morfología cilíndrica de la concha. El trazo de la vuelta es regular. Las celdillas son pequeñas, apretadas y de sección ovalada en las primeras vueltas, crecen regularmente hacia las vueltas exteriores, alcanzando mayores dimensiones y con la sección elíptica o rectangular.

#### Distribución estratigráfica

Ilerdiense Medio.

#### *Alveolina (Alveolina) oblonga* D'ORBIGNY, 1826

Lámina 5, figuras 2-4; lámina 6, figuras 1-4

- 1960 *A. oblonga* D'ORBIGNY. Hottinger: 141-144; Pl. 9, figs. 6-16; tex. fig. 5, núms. 10-12, fig. 16, fig. 17, fig. 22k, fig. 75, fig. 76.  
1977 *A. (A.) oblonga* D'ORBIGNY. Drobne: 41-42; Pl. 7, figs. 8 y 9; tex. fig. 21b, fig. 42b.

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de las muestras Co 4, Ca 5, Ca 6, SE 2, SE 4, SE 5, SE 6, SE 7, SE 8, SE 9, Fr 1, Fr 2, Fr 4, Fr 5, Fr 6, H 1, Er 2, Er 3, Ed 2, Ed 4, VM 6, VM 8 y Cm 6.

#### Descripción

Formas B. Morfología subcilíndrica, de polos redondeados o rectilíneos. El máximo diámetro axial medido es 6,3 mm. y 2,8 mm. el máximo ecuatorial para la vuelta 17, otros ejemplares con 21 vueltas presentan un diámetro axial de 5,5 mm. y un diámetro ecuatorial de 2,5 mm. El índice de alargamiento varía entre 2 y 2,4. El

apelotonamiento inicial de tipo miliólido presenta un radio ecuatorial que varía entre 150 y 250  $\mu$ . Siguen cinco o seis vueltas apretadas ecuatorialmente y con alargamiento axial variable; estas vueltas tienen un trazado regular y morfología fusiforme. Las últimas vueltas son apretadas ecuatorialmente y progresivamente apretadas en sentido axial (siete u ocho vueltas). Las dimensiones de las celdillas crecen hacia las vueltas exteriores y presentan secciones elípticas o rectangulares.

Formas A. Morfología cilíndrica de polos redondeados o rectilíneos (con una ligera inflexión o depresión en la sutura axial de la vuelta). Las dimensiones de la concha son muy variables, así como el índice de alargamiento. El índice máximo observado es de 2,5 y el mínimo de 1,6, normalmente oscila entre 1,9 y 2,3. El diámetro axial máximo es 5,5 mm. y el ecuatorial es de 3,0 mm. para 15 vueltas; los valores medios oscilan entre 3,6 y 5,1 mm. de diámetro axial y 1,8 y 2,8 mm. de diámetro ecuatorial para 13 ó 14 vueltas. La forma del prolóculus es muy variable, de esféricos a ovalados o elípticos, y el diámetro oscila entre 150 y 325  $\mu$  (se ha observado un ejemplar de 400  $\mu$ ). Al estadio inicial, formado por una o dos vueltas apretadas con celdillas pequeñas y apretadas de sección subrectangular, siguen cuatro, cinco o seis vueltas apretadas en sentido ecuatorial y con un crecimiento de la capa basal muy variable en sentido axial, en este estadio la concha es fusiforme y las celdillas son pequeñas, apretadas y de sección circular; las últimas vueltas (de seis a ocho) pierden progresivamente el crecimiento axial y perfilan la forma subcilíndrica final de la concha, las celdillas aumentan de tamaño, están apretadas y tienen secciones alargadas, elípticas o rectangulares. Esporádicamente, las dos o tres últimas vueltas son de traza irregular y tienen dimensiones de las celdillas muy grandes.

Según HOTTINGER (1960), las formas A de *A. cylindrata* y *A. oblonga* son difíciles de diferenciar;

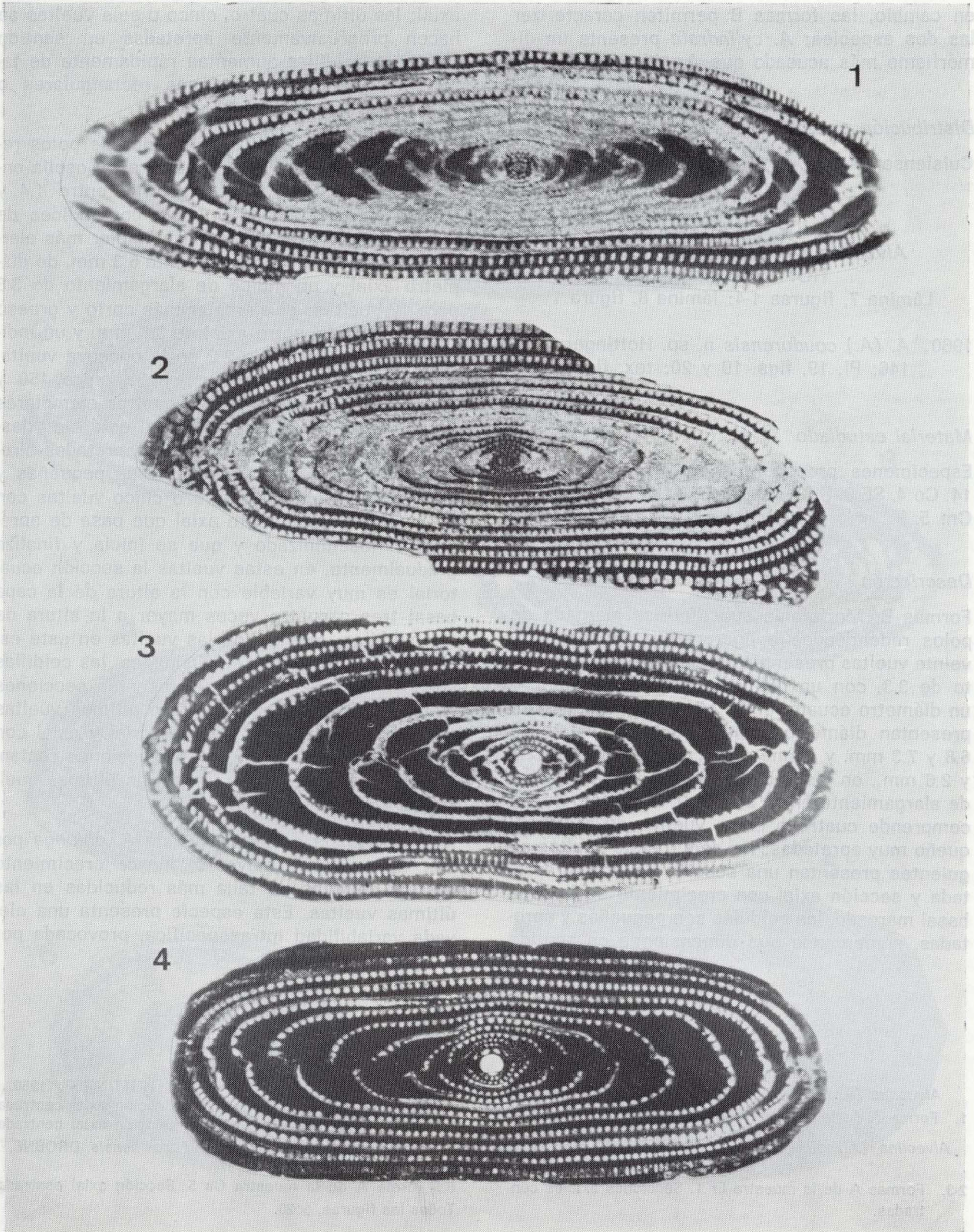
#### Lámina 7

*Alveolina (Alveolina) coudurensis* HOTTINGER, 1960.  
1-2. Formas B de la muestra VM 6. Secciones axiales centradas.

3. Forma A de la muestra Fr 2. Sección axial centrada.  
4. Forma A de la muestra VM 6. Sección axial centrada.  
Todas las figuras,  $\times 20$ .









en cambio, las formas B permiten caracterizar las dos especies; *A. cylindrata* presenta un dimorfismo más acusado que *A. oblonga*.

#### Distribución estratigráfica

Cuisiense Inferior.

#### *Alveolina (Alveolina) coudurensis* HOTTINGER, 1960

Lámina 7, figuras 1-4; lámina 8, figura 1

1960 *A. (A.) coudurensis* n. sp. Hottinger: 144-146; Pl. 19, figs. 19 y 20; tex. fig. 77a.

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de las muestras SP 14, Co 4, SE 6, SE 7, Fr 1, Fr 2, Fr 3, VM 6, Cm 4 y Cm 5.

#### Descripción

Formas B. Morfología subcilíndrica alargada de polos redondeados o ligeramente agudos. Para veinte vueltas presentan un índice de alargamiento de 3,3, con un diámetro axial de 8,7 mm. y un diámetro ecuatorial de 2,7 mm.; normalmente presentan diámetros axiales que oscilan entre 6,8 y 7,3 mm. y diámetros ecuatoriales entre 2,4 y 2,6 mm., en las vueltas 13 ó 14, con un índice de alargamiento entre 2,6 y 3,0. El estadio inicial comprende cuatro o cinco vueltas de radio pequeño muy apretadas; las seis o siete vueltas siguientes presentan una sección ecuatorial apretada y sección axial con crecimiento de la capa basal marcado, las celdillas son pequeñas y apretadas, aumentando sus dimensiones en sentido

axial; las últimas cuatro, cinco o seis vueltas se hacen progresivamente apretadas en sentido axial, las celdillas aumentan rápidamente de tamaño y presentan secciones rectangulares o elípticas.

Formas A. Morfología subcilíndrica de polos redondeados o rectos. El diámetro axial oscila entre 4,2 y 6,0 mm. y el ecuatorial entre 1,4 y 2,2 mm. para 10 u 11 vueltas, con índices de alargamiento entre 2,3-3,3. El ejemplar más alargado de los observados presenta 6,3 mm. de diámetro axial y un índice de alargamiento de 3,3 para 12 vueltas; el ejemplar más corto y grueso presenta un diámetro axial de 3,3 mm. y un índice de alargamiento de 2,2 en la onceava vuelta. El diámetro del prolóculus oscila entre 150 y 275  $\mu$ , aunque se pueden encontrar ejemplares de 350 y 400  $\mu$ . El estadio inicial está bien desarrollado, con dos o tres vueltas apretadas alrededor del prolóculus, con celdillas pequeñas y apretadas; le siguen cuatro o cinco vueltas con un marcado crecimiento axial que pasa de apretado a flosculinizado y que se inicia y finaliza gradualmente, en estas vueltas la sección ecuatorial es muy variable con la altura de la capa basal tres o cuatro veces mayor a la altura de las celdillas; el trazo de las vueltas en este estadio puede presentar sinuosidades, las celdillas son pequeñas, apretadas y presentan secciones subcirculares. Las tres o cuatro últimas vueltas son apretadas en sentido ecuatorial y axial con celdillas grandes, alargadas y secciones rectangulares o elípticas, la traza de las últimas vueltas es ligeramente irregular.

*A. coudurensis* se diferencia de *A. oblonga* por sus dimensiones mayores, mayor crecimiento axial y celdillas de talla más reducidas en las últimas vueltas. Esta especie presenta una elevada variabilidad intraespecífica, provocada por

#### Lámina 8

##### *Alveolina (Alveolina) coudurensis* HOTTINGER, 1960

1. Forma A de la muestra VM 6. Sección axial centrada.

##### *Alveolina (Alveolina) schwageri* CHECCHIA-RISPOLI, 1905.

2-3. Formas A de la muestra Er 1. Secciones axiales centradas.

##### *Alveolina (Alveolina) aff. lehneri* HOTTINGER, 1960.

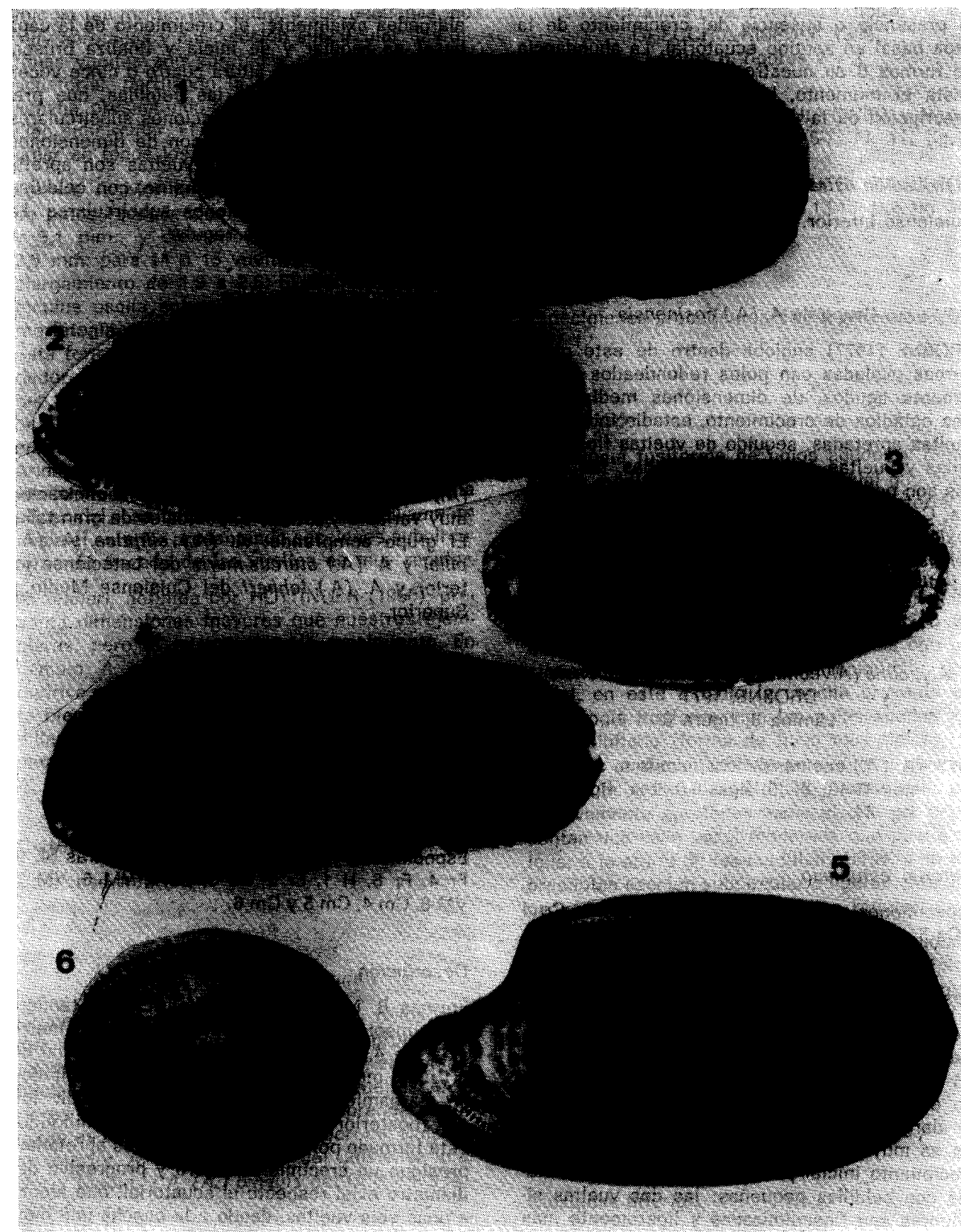
4. Forma A de la muestra VM 8. Sección axial centrada.

5. Forma B de la muestra Cm 6. Sección axial centrada.

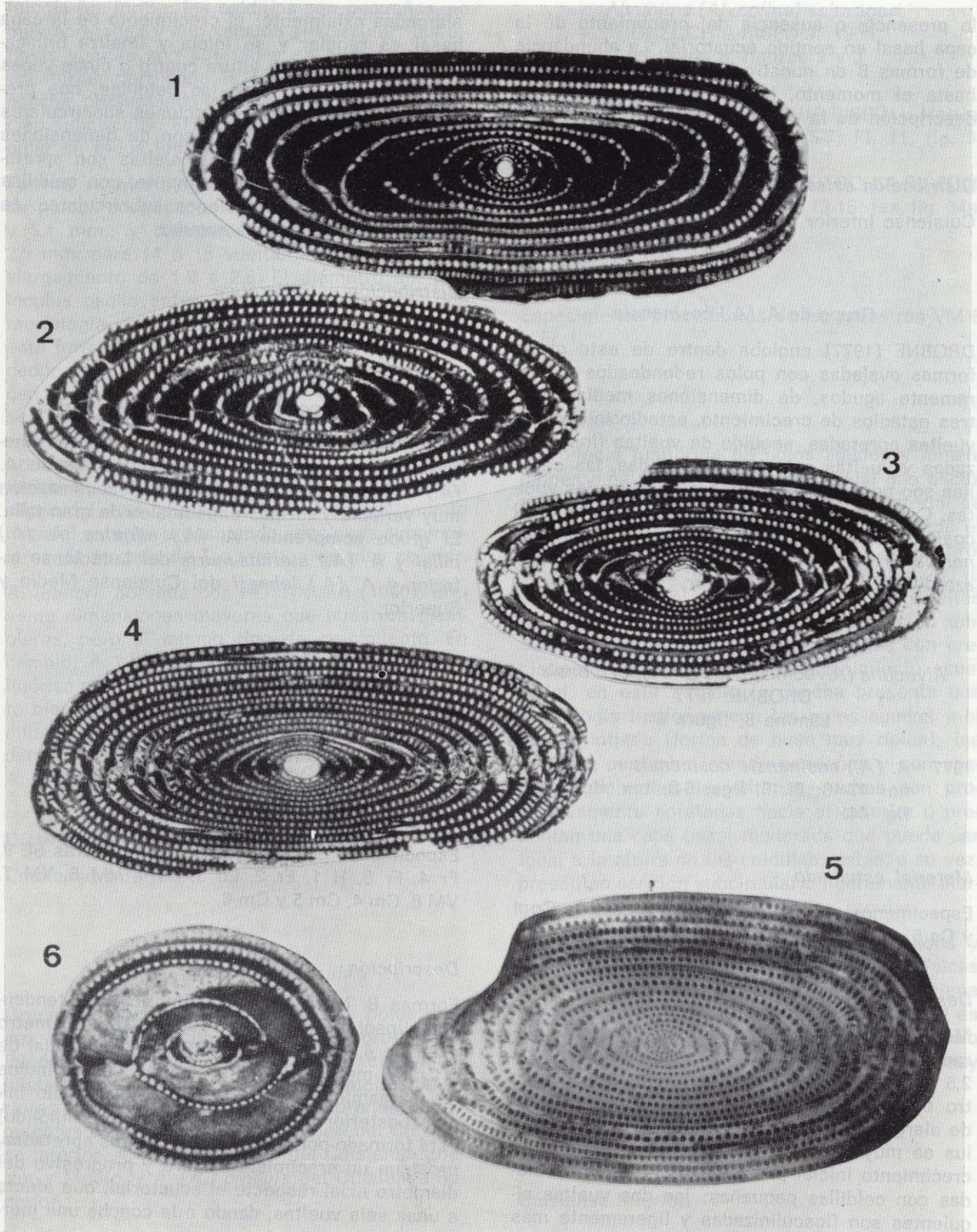
##### *Alveolina (Alveolina) cosinensis cosinensis* DROBNE, 1977.

6. Forma A de la muestra Ca 5. Sección axial centrada.

Todas las figuras,  $\times 20$ .









la presencia o ausencia del crecimiento de la capa basal en sentido ecuatorial. La abundancia de formas B en nuestro material, desconocidas hasta el momento, ha permitido completar la descripción de la especie.

#### Distribución estratigráfica

Cuisiense Inferior.

#### Grupo de *A. (A.) cosinensis*

DROBNE (1977) engloba dentro de este grupo formas ovaladas con polos redondeados o ligeramente agudos, de dimensiones medias, con tres estadios de crecimiento, estadio inicial con vueltas apretadas, seguido de vueltas flosculinizadas y vueltas exteriores apretadas, las celdillas son pequeñas y apretadas en todas las vueltas. Comprende las siguientes especies: *A. (A.) cosinensis* del Cuisiense Inferior, *A. (A.) cosinensis cosigena* del Cuisiense Superior y *A. (A.) azarolli* del Luteciense Inferior.

#### *Alveolina (Alveolina) cosinensis cosinensis*

DROBNE, 1977

Lámina 8, figura 6

1977 *A. (A.) cosinensis cosinensis* n. sp. Drobne: 47-48; Pl. 9, figs. 6-8; tex. fig. 27a-b, fig. 44.

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de las muestras Co 4 y Ca 5.

#### Descripción

Morfología ovalada de polos redondeados o ligeramente agudos, de dimensiones pequeñas, 2,5 mm. de diámetro axial y 1,9 mm. de diámetro ecuatorial para ocho vueltas con un índice de alargamiento de 1,3. El diámetro del prolóculus es muy pequeño, 80 o 100  $\mu$ . El estadio de crecimiento inicial presenta tres vueltas apretadas con celdillas pequeñas; las dos vueltas siguientes son flosculinizadas y ligeramente más

alargadas axialmente; el crecimiento de la capa basal es regular y se inicia y finaliza bruscamente, presenta una altura cuatro o cinco veces superior a la altura de las celdillas, que presentan en estas vueltas secciones subcirculares o ligeramente aplanadas y son de dimensiones pequeñas; las tres últimas vueltas son apretadas axialmente y ecuatorialmente, con celdillas más grandes y de secciones subcirculares. La traza de las vueltas es regular.

#### Distribución estratigráfica

Cuisiense Inferior.

#### Grupo de *A. (A.) elliptica*

Según HOTTINGER (1960) es un grupo muy heterogéneo, que engloba a los sucesores de *A. (A.) oblonga*, con especies de flosculinización muy variable y formas elipsoidales de gran talla. El grupo comprende: *A. (A.) elliptica*, *A. (A.) pillai* y *A. (A.) stercus-muris* del Luteciense Inferior y *A. (A.) lehneri* del Cuisiense Medio y Superior.

#### *Alveolina (Alveolina) aff. lehneri*

HOTTINGER, 1960

Lámina 8, figuras 4 y 5

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de las muestras SE 9, Fr 4, Fr 6, H 1, Er 2, Ed 3, Ed 4, VM 6, VM 7, VM 8, Cm 4, Cm 5 y Cm 6.

#### Descripción

Formas B. Morfología subcilíndrica con tendencia elipsoidal, de polos redondeados. Diámetro axial de 4,5 a 4,9 mm. y diámetro ecuatorial de 2,1 a 2,3 mm. para 16 ó 17 vueltas, con un índice de alargamiento entre 1,9 y 2,1. El estadio inicial (posterior al apelotonamiento tipo miliólido) está formado por tres o cuatro vueltas apretadas, prosigue un crecimiento ligero y progresivo del diámetro axial respecto al ecuatorial, que afecta a unas seis vueltas, dando a la concha una mor-

fología fusiforme; las celdillas son pequeñas, no muy apretadas y con sección subcircular; las últimas vueltas son apretadas en sentido axial y ecuatorial, perfilando la forma elipsoidal de la concha, presentando celdillas pequeñas y de sección subcircular. El trazado de las vueltas es regular en todos los estadios de crecimiento.

Formas A. Morfología subcilíndrica o elipsoidal de polos redondeados. Diámetro axial entre 3,5 y 5,1 mm., y diámetro ecuatorial entre 1,4 y 2,5 mm. para 14 ó 15 vueltas, con un índice de alargamiento de 1,9 a 2,6. El diámetro del prolóculus oscila entre 200 y 350  $\mu$ , presenta una morfología esférica u ovalada. El estadio inicial está formado por una sola vuelta apretada alrededor del prolóculus, las vueltas restantes crecen regular y progresivamente, con las cinco o seis siguientes ligeramente más alargadas en sentido axial y las últimas más apretadas. Las primeras vueltas dan a la concha una morfología fusiforme y las últimas perfilan la morfología elipsoidal. Las celdillas crecen progresivamente hacia el exterior presentando secciones subcirculares. El trazado de las vueltas es muy regular.

*A. lehneri*, definida por HOTTINGER (1960), presenta dimensiones mayores que nuestros ejemplares, pero el mismo tipo de crecimiento. En cambio, *A. oblonga* presenta una morfología cilíndrica más marcada, con estadios de crecimiento bien diferenciados y dimensiones de las celdillas mucho mayores. Por tanto hemos considerado estos ejemplares como una afinidad de *A. lehneri*.

#### Distribución estratigráfica

Cuisiense Inferior.

#### Grupo de *A. (A.) pinguis*

Grupo de alveolinas fusiformes con polos agudos. Presentan crecimiento regular y progresivo. Pueden tener vueltas apretadas en el estadio inicial alrededor del prolóculus y vueltas exteriores ligeramente apretadas. Comprende las siguientes especies: *A. (A.) schwageri* del Cuisiense Inferior, *A. (A.) di-stefanoi* del Cuisiense Inferior y Medio, y *A. (A.) pinguis* del Cuisiense Superior.

#### *Alveolina (Alveolina) schwageri*

CHECCHIA-RISPOLI, 1905

Lámina 8, figuras 2 y 3

1960 *A. schwageri* CHECCHIA-RISPOLI. Hottinger: 155; Pl. 10, figs. 5-7; Pl. 11, fig. 3; tex. fig. 20g y 21h.

1977 *A. (A.) schwageri* CHECCHIA-RISPOLI. Drobne: 51; Pl. 15, figs. 13-16; tex. fig. 34a.

#### Material estudiado

Especímenes procedentes de las muestras VM 8 y Er 1.

#### Descripción

Morfología fusiforme de polos agudos y dimensiones medias, con un diámetro axial que oscila entre 3,6 y 5,0 mm. y un diámetro ecuatorial de 1,8 a 2,4 mm., en las vueltas 12 ó 13, donde el índice de alargamiento es de 1,9 a 2,5. El prolóculus presenta un diámetro entre 125 y 200  $\mu$ . El estadio inicial presenta dos o tres vueltas apretadas con celdillas pequeñas de sección subcircular, siguen cuatro o cinco vueltas con crecimiento axial y un pequeño crecimiento ecuatorial, en este estadio la concha presenta una morfología fusiforme con los polos agudos y el centro inflado (forma de huso muy típica); las celdillas continúan siendo pequeñas y con sección subcircular; las últimas vueltas son progresivamente apretadas hacia el exterior o presentan una capa basal moderada que puede ser igual a la altura de las celdillas; éstas, a su vez, presentan sección subcircular o ligeramente alargada. La traza de las vueltas es regular.

La concha fusiforme corta de polos agudos y las primeras vueltas en forma de huso son típicas de *A. (A.) schwageri*. *A. (A.) di-stefanoi* tiene unas dimensiones mayores. *A. (A.) decastroi* es de mayores dimensiones y presenta un estadio inicial muy típico, con tres o cuatro vueltas muy apretadas.

#### Distribución estratigráfica

Cuisiense Inferior.



*Alveolina (Alveolina) aff. schwageri*  
 CECCHIA-RISPOLI, 1905  
 Lámina 9, figura 4

*Material estudiado*

Especímenes procedentes de las muestras Ca 5, SE 4 y SE 6.

*Descripción*

Morfología fusiforme o elipsoidal de polos redondeados y dimensiones medias; el diámetro axial oscila entre 2,8 y 3,5 mm. y el ecuatorial entre 1,2 y 1,5 mm para 8 ó 9 vueltas, con un índice de alargamiento entre 2,5 y 3,0. El prolóculus presenta diámetros entre 150 y 250  $\mu$ . El estadio de crecimiento inicial está formado por una o dos vueltas apretadas con celdillas pequeñas y de sección subcircular, las seis siguientes vueltas son apretadas ecuatorialmente y con un crecimiento en sentido axial muy marcado, que se inicia y finaliza progresivamente; las celdillas son pequeñas y de sección subcircular; las últimas dos o tres vueltas son apretadas ecuatorialmente y progresivamente apretadas en sentido axial, con vueltas regulares y celdillas algo más grandes y con secciones subcirculares o ligeramente alargadas.

Los ejemplares estudiados tienen características en común con *A. oblonga*, por los tres estadios de crecimiento diferenciados y polos redondeados, pero se diferencian por la morfología elipsoidal o fusiforme y dimensiones más pequeñas de las celdillas, típicas en *A. schwageri*, es por ello que los hemos considerado formas afines.

*Distribución estratigráfica*

Cuisiense Inferior.

*Alveolina (Alveolina) di-stefanoi*  
 CECCHIA-RISPOLI, 1905  
 Lámina 9, figuras 1-3

- 1960 *A. di-stefanoi* CECCHIA-RISPOLI. Hottinger: 155-157; Pl. 10, figs. 1-4; Pl. 11, figs. 1 y 2.  
 1966 *A. di-stefanoi* CECCHIA-RISPOLI. Di Scotto: 71; Pl. VI, figs. 4-6.  
 1977 *A. (A.) di-stefanoi* CECCHIA-RISPOLI. Drobne: 61-63; Pl. 16, figs. 1-4, tex. fig. 34b.

*Material estudiado*

Especímenes procedentes de las muestras Er 1 y VM 8.

*Descripción*

Morfología fusiforme de polos redondeados o agudos, de grandes dimensiones; con un diámetro axial que oscila entre 4,8 y 5,6 mm. y diámetro ecuatorial entre 1,8 y 2,4 mm. para la vuelta 13 ó 14, donde el índice de alargamiento es de 2,0 a 2,6. El prolóculus presenta diámetros entre 150 y 250  $\mu$ . El estadio de crecimiento inicial tiene dos o tres vueltas apretadas con celdillas pequeñas y apretadas, siguen de seis a ocho vueltas con un crecimiento regular y progresivo en sentido axial y crecimiento de la capa basal en sentido ecuatorial muy variable, en este estadio la traza de las vueltas puede presentar pequeñas sinuosidades y las celdillas aumentan de tamaño y son de sección subcircular, las dos últimas vueltas de este estadio son progresivamente apretadas en sentido axial y conservan el grosor de la capa basal en sentido ecuatorial; las vueltas finales presentan una traza irregular (sinuosidades), dimensiones grandes de las celdillas con secciones rectangulares y subrectangulares, y un aumento considerable de la altura

**Lámina 9**

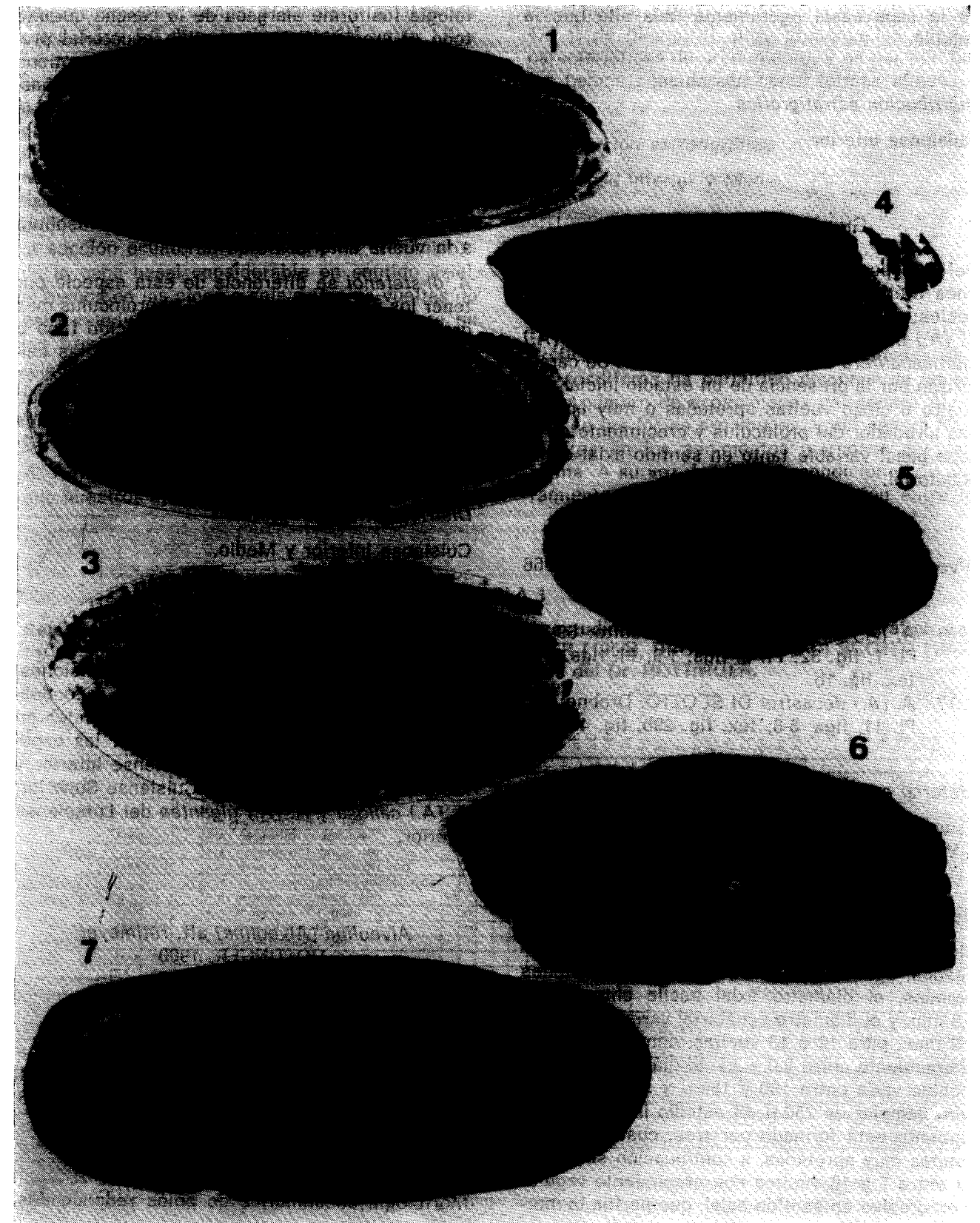
*Alveolina (Alveolina) di-stefanoi* CECCHIA-RISPOLI, 1905.  
 1-3. Formas A de la muestra Er 1. Secciones axiales centradas.

*Alveolina (Alveolina) aff. schwageri* CECCHIA-RISPOLI, 1905.

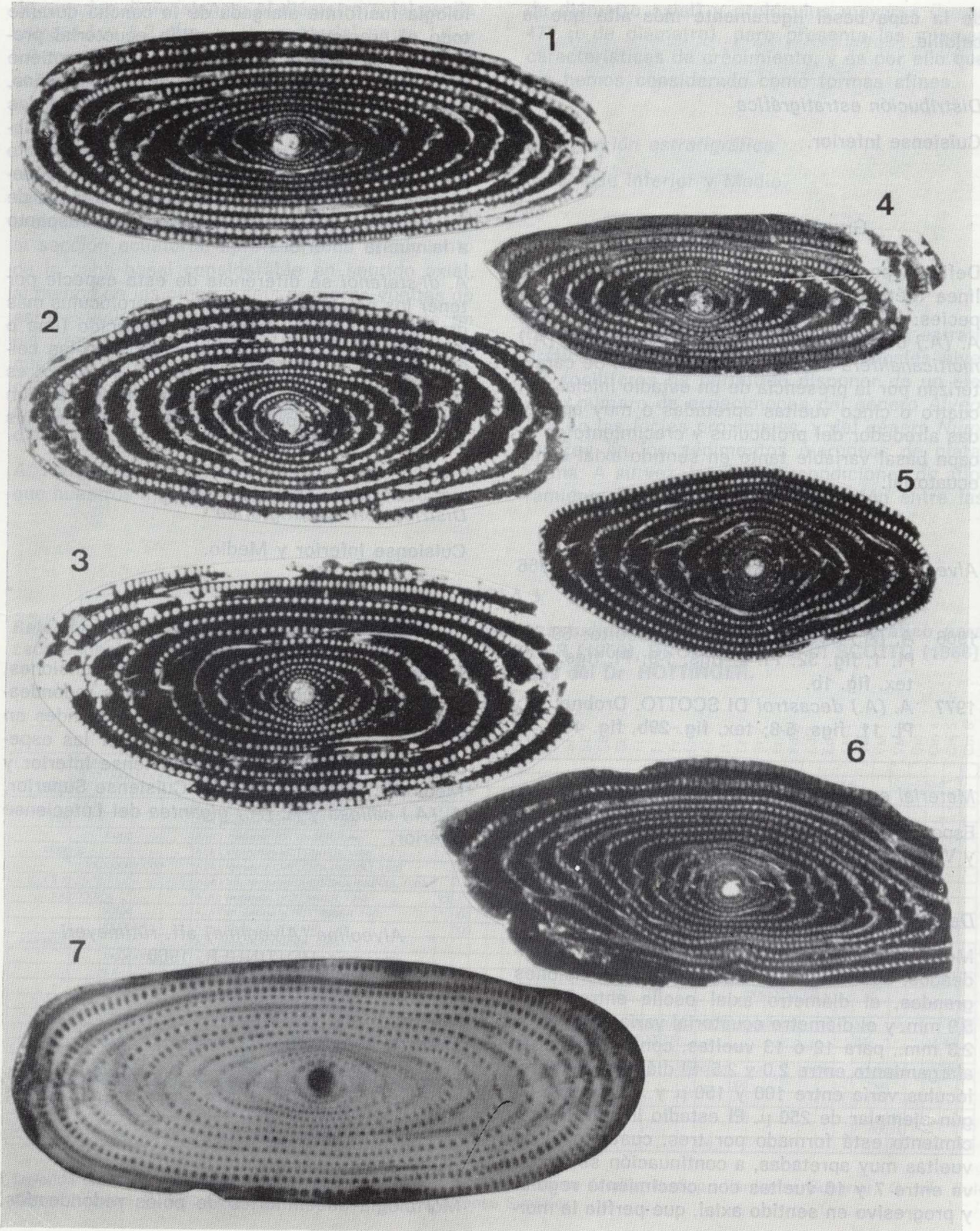
4. Forma A de la muestra Ca 5. Sección axial centrada.

*Alveolina (Alveolina) decastroi* DI SCOTTO, 1966.  
 5. Forma A de la muestra VM 7. Sección axial centrada.  
 6. Forma A de la muestra VM 8. Sección axial centrada.

*Alveolina (Alveolina) aff. rütimeyeri* HOTTINGER, 1960.  
 7. Forma A de la muestra SE 4. Sección axial centrada.  
 Todas las figuras,  $\times 20$ .









de la capa basal ligeramente más alta que la celdilla.

*Distribución estratigráfica*

Cuisiense Inferior.

Grupo de *A. (A.) minuta*

Definido por DROBNE (1977), se considera una línea filética que comprende las siguientes especies: *A. (A.) minuta* del Cuisiense Inferior, *A. (A.) decastrói* del Cuisiense Medio y *A. (A.) multicanalifera* del Cuisiense Superior. Se caracterizan por la presencia de un estadio inicial con cuatro o cinco vueltas apretadas o muy apretadas alrededor del prolóculus y crecimiento de la capa basal variable tanto en sentido axial como ecuatorial.

*Alveolina (Alveolina) decastrói* DI SCOTTO, 1966  
Lámina 9, figuras 5 y 6

- 1966 *A. (A.) decastrói* n. sp. Di Scotto: 69-70; Pl. 1, fig. 32; Pl. 2, figs. 1-6; Pl. figs. 1-4; tex. fig. 1b.
- 1977 *A. (A.) decastrói* DI SCOTTO. Drobne: 52; Pl. 11, figs. 5-8; tex. fig. 29b, fig. 45b.

*Material estudiado*

Especímenes procedentes de las muestras VM 7 y VM 8.

*Descripción*

Morfología fusiforme alargada de polos redondeados, agudos o muy agudos, de dimensiones grandes, el diámetro axial oscila entre 4,4 y 5,9 mm. y el diámetro ecuatorial varía entre 1,7 y 2,3 mm., para 12 ó 13 vueltas, con un índice de alargamiento entre 2,0 y 2,5. El diámetro del prolóculus varía entre 100 y 150 μ y se observa algún ejemplar de 250 μ. El estadio inicial de crecimiento está formado por tres, cuatro o cinco vueltas muy apretadas, a continuación se observa entre 7 y 10 vueltas con crecimiento regular y progresivo en sentido axial, que perfila la mor-

fología fusiforme alargada de la concha durante todo el crecimiento, en sentido ecuatorial presentan una delgada capa basal que se mantiene en todas las vueltas. Las celdillas son pequeñas, aumentando ligeramente de tamaño hacia las vueltas exteriores, apretadas y con sección sub-circular. Algunos ejemplares presentan una o dos vueltas con la traza de la vuelta irregular (pequeñas sinuosidades) y dimensiones grandes de las celdillas que crecen bruscamente respecto a la vuelta anterior.

*A. di-stefanoi* se diferencia de esta especie por tener los polos menos agudos, el prolóculus más grande, un estadio inicial muy reducido (una o dos vueltas) y crecimiento marcado de las celdillas en las vueltas exteriores. *A. decastrói* es fácil de identificar por su estadio inicial con muchas vueltas apretadas, prolóculus pequeños y celdillas de reducidas dimensiones.

*Distribución estratigráfica*

Cuisiense Inferior y Medio.

Grupo de *A. (A.) gigantea*

Comprende alveolinas de grandes dimensiones, de morfología subcilíndrica con polos redondeados, muy alargadas, y celdillas muy grandes en las últimas vueltas. Está formado por las especies: *A. (A.) rütimeyeri* del Cuisiense Inferior y Medio, *A. (A.) aixiample* del Cuisiense Superior, *A. (A.) callosa* y *A. (A.) gigantea* del Luteciense Inferior.

*Alveolina (Alveolina) aff. rütimeyeri*  
HOTTINGER, 1960  
Lámina 9, figura 7

*Material estudiado*

Especímenes procedentes de las muestras Co 4, Ca 5, SE 4, SE 5, SE 6, Fr 6, VM 8, Cm 4 y Cm 6.

*Descripción*

Morfología subcilíndrica de polos redondeados,

de grandes dimensiones; el diámetro axial oscila entre 4,1 y 5,2 mm. y el ecuatorial entre 1,4 y 2,0 mm. para las vueltas 11 ó 12, con un índice de alargamiento entre 2,4 y 3,0. El prolóculus es grande, de morfología esférica o elipsoidal, y presenta diámetros entre 200 y 400 μ. El trazado de las vueltas es regular y presenta tres estadios de crecimiento, el inicial está poco marcado, con una sola vuelta apretada alrededor del prolóculus; siguen de ocho a diez vueltas con la sección ecuatorial apretada y un crecimiento de la capa basal considerable en sentido axial, al menos en las cinco o seis primeras vueltas de este estadio, reduciéndose progresivamente en las tres o cuatro últimas. Las celdillas son pequeñas y apretadas en las primeras vueltas, crecen de tamaño progresivamente y pasan de secciones subrectangulares a alargadas, de grandes dimensiones en las últimas vueltas.

*A. rütimeyeri* tiene unas dimensiones mayores que nuestros ejemplares (puede alcanzar 10 mm.

de diámetro axial) y prolóculus mayores (hasta 475 μ de diámetro), pero presenta las mismas características de crecimiento, y es por ello que las hemos considerado como formas afines.

*Distribución estratigráfica*

Cuisiense Inferior y Medio.

BIOCRONOESTRATIGRAFIA

La elaboración sistemática de columnas estratigráficas y el muestreo de los principales niveles fosilíferos ha permitido disponer de un elevado número de especímenes del género *Alveolina* en las facies proximales, y del género *Nummulites* en los sedimentos margosos de plataforma. A su vez, las buenas condiciones de afloramiento han facilitado la correlación entre las

TABLA I

Relación de las especies de alveolinas en las muestras estudiadas. El rango cronoestratigráfico para cada especie se ha elaborado con los datos de HOTTINGER (1960), DROBNE (1977), DI SCOTTO (1966), más comunicaciones personales del Dr. HOTTINGER.

Il. inf.	Il. mt.	Il. sup.	C. inf.	C. mt.	C. sup.	Género Alveolina	Co 4	Ca 5	SE 2	SE 4	SE 5	SE 6	SE 7	SE 8	SE 9	Fr 1	Fr 2	Fr 3	Fr 4	Fr 5	Fr 6	H 1	Er 1	Er 2	Er 3	Ed 2	Ed 3	Ed 4	CM 1	VM 6	VM 7	VM 8	Cm 1	Cm 4	Cm 5	Cm 6		
		X X)	XXXX	XXX	X X	<i>A. (Giomalveolina) minuta</i> REICHEL, 1960		XX							XX						XX	XX	XX															
		X X X)				<i>A. (Alveolina) corbarica</i> HOTTINGER, 1960	XX																															
		XXX)				<i>A. (A.) aff. trempina</i> HOTTINGER, 1960	XX																															
			XXXX			<i>A. (A.) leupoldi</i> HOTTINGER, 1960	XX																															
				XXXX		<i>A. (A.) indicatrix</i> HOTTINGER, 1960						XX						XX	XX																			
		XXXX	X			<i>A. (A.) argonensis</i> HOTTINGER, 1960																															XX	
		XX	XXXX	XXXX		<i>A. (A.) fornasinii</i> CHECCHIA-RISPOLI, 1909	XX	XX				XX	XX	XX	XX				XX																			
		X X X)				<i>A. (A.) aff. fornasinii</i> CHECCHIA-RISPOLI, 1909																															XX	
		XX	XXXX	X		<i>A. (A.) llerdensis</i> , HOTTINGER, 1960	XX																															
			X X X)			<i>A. (A.) aff. decipiens</i> HOTTINGER, 1960	XX							XX																								
			XXXX	XX X)		<i>A. (A.) sicula</i> (DI STEFANI), 1951	XX							XX																								
		XX	XXXX			<i>A. (A.) laxa</i> HOTTINGER, 1960																															XX	
			XXXX	XXXX		<i>A. (A.) canavani</i> CHECCHIA-RISPOLI, 1905								XX																								
			X X			<i>A. (A.) aff. canavani</i> CHECCHIA-RISPOLI, 1905	XX																															
			X X X)			<i>A. (A.) aff. rotundata</i> HOTTINGER, 1960									XX		XX							XX	XX	XX	XX											
		X X X)				<i>A. (A.) cylindrata</i> HOTTINGER, 1960	XX																															
			XXXX	X X		<i>A. (A.) oblonga</i> D'ORBIGNY, 1826	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX
		X	XXXX	X X		<i>A. (A.) coudurensis</i> HOTTINGER, 1960	XX							XX	XX																						XX	
			XXXX			<i>A. (A.) cosinensis</i> cosinensis DROBNE, 1977	XX	XX																														
			X X	X X		<i>A. (A.) aff. lehneri</i> HOTTINGER, 1960									XX								XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	
			XXXX			<i>A. (A.) schwageri</i> CHECCHIA-RISPOLI, 1905																		XX													XX	
			X X			<i>A. (A.) aff. schwageri</i> CHECCHIA-RISPOLI, 1905	XX								XX																							
			XXXX	XX X)		<i>A. (A.) di-stefanoi</i> CHECCHIA-RISPOLI, 1905																		XX													XX	
				XXXX		<i>A. (A.) decastrói</i> DI SCOTTO, 1966																														XX		
		X X X)	X X X)			<i>A. (A.) aff. rütimeyeri</i> HOTTINGER, 1960	XX	XX																												XX		

Leyenda cronoestratigráfica: Il. Inf., llerdiense Inferior; Il. Mt., llerdiense Medio; Il. Sup., llerdiense Superior; C. Inf., Cuisiense Inferior; C. Mt., Cuisiense Medio; C. Sup., Cuisiense Superior.



TABLA II

Relación de las especies de Nummulites en las muestras estudiadas. El rango cronoestratigráfico para cada especie se ha elaborado con los datos de SCHAUB (1951, 1966, 1981).

II. In. 2	II. M.	II. S.	C. In. 2	C. M.	C. S.	Género Nummulites	Co 1	Co 2	Co 3	Ca 1	Ca 2	Ca 3	Ca 4	SE 1	SE 2	SE 3	SE 4	SE 5	SE 6	SE 8	SE 9	H 2	Ed 1	VM 1	VM 2	VM 3	VM 4	VM 5	VM 6	VM 7	VM 8	Cm 1	Cm 2	Cm 3	Cm 7	Cm 8	Cm 9			
XXX	XXXX	XXXXXX				Nummulites pernotus SCHAUB, 1951		XX						XX	XX	XX	XX																							
		XX	XX	XX	XX	N.burdigalensis kuapperi SCHAUB, 1981																																		
					XXXX	N.burdigalensis cantabricus SCHAUB, 1981																																		
					XXXX	N.kapelloi SCHAUB, 1981																																		
		XXX				N.aticus LEYMERIE, 1946		XX	XX		XX																													
			XX	XX	XX	N.sp. aff. pomelii FICHEUR, 1890															XX	XX																		
			XX	XXXX	XXXX	N.pavloveci SCHAUB, 1981																																		
				XXXX	XXXX	N.panschi DE LA HARPE, 1880																																		
				XXXX	XXXX	N.praelucasi DOUVILLE, 1924																																		
					XXX	N.leupoldi SCHAUB, 1981																																		
				XXXX	XXXX	N.rotularius DESHAYES, 1838															XX	XX																		
		XXX	XX			N.globulus nanus SCHAUB, 1951		XX																																
		XXX	XX			N.globulus lafor SCHAUB, 1951					XX																													
		XX	XXXX			N.globulus laxiformis SCHAUB, 1981			XX		XX	XX		XX	XX																									
		XXX				N.cf. crimensis NEMKOV&BARKHATOVA, 1961					XX																													
		XX	XXXX			N.soerenbergensis SCHAUB, 1951			XX																															
		XXXX	XXXX			N.increcens SCHAUB, 1981			XX		XX	XX		XX	XX																									
		XXXX	XXXX	X		N.subramondi subramondi DE LA HARPE, 1883			XX		XX	XX		XX	XX	XX																								
				XXXX	XXXX	N.subramondi thalmanni SCHAUB, 1981			XX		XX	XX		XX	XX																									
					XXX	N.escheri SCHAUB, 1981																																		
		XXXX				N.exilis DOUVILLE, 1919																																		
		X	X	X		N.aff. exilis DOUVILLE, 1919			XX																															
				XXXX	XXXX	N.planulatus (LAMARCK, 1804)																																		
				X	XXXX	N.aff. manfredi SCHAUB, 1986																																		
		X	X	X	X	N.aff. aquitanicus BENOIST, 1884																																		
		XXXX	XXXX	XX		N.aquitanicus BENOIST, 1889																																		
				XX	XXXX	N.praelaevigatus SCHAUB, 1951																																		
				XXXX	XXXX	N.cf. jacquoti DE LA HARPE, 1883																																		
				XX	XXXX	N.cf. buxtorfi SCHAUB, 1951																																		
		XX	XXXX	XX		N.vonderschmitti SCHAUB, 1951																																		
		XXXX	XXXX			N.spirectypus DONCEUX, 1926					XX	XX																												
				XXXX	XXXX	N.bombitus HOTTINGER, 1977																																		
				XXXX	XXXX	N.aff. bombitus HOTTINGER, 1977																																		

Leyenda cronoestratigráfica: II. In. 2, Ilerdiense Inferior alto; II. M., Ilerdiense Medio; II. S., Ilerdiense Superior; C. In. 2, Cuisiense basal; C. In. 2, Cuisiense Inferior alto; C. M., Cuisiense Medio; C. S., Cuisiense Superior.

especies de ambos géneros y, en consecuencia, de las biozonas correspondientes.

Los rangos cronoestratigráficos de las especies de *Alveolina* utilizadas en este trabajo se basan en HOTTINGER (1960), DI SCOTTO (1966), DROBNE (1977), comunicaciones personales del Dr. L. HOTTINGER y datos propios. Para las especies de *Nummulites*, el rango cronoestratigráfico se basa esencialmente en SCHAUB (1951, 1966, 1981) y en datos propios.

La subdivisión de los pisos Ilerdiense y Cuisiense se ha efectuado según los criterios de HOTTINGER (1960) respecto las biozonas de alveolínidos y SCHAUB (1981) para las biozonas de nummulítidos.

Las Calizas de *Alveolina* (Fm. Ager) de la base

de la serie paleógena han sido estudiadas en el valle del río Esera (perfil de Campo) por HOTTINGER (1960); este autor cita materiales desde el Thanetiense Inferior al Ilerdiense Medio basal con las biozonas siguientes:

- Biozona de *Alveolina (Glomalveolina) primaeva*, del Thanetiense Inferior.
- Biozona de *Alveolina (Glomalveolina) levis*, del Thanetiense Superior.
- Biozona de *Alveolina (Alveolina) cucumiformis*, del Ilerdiense Inferior 1.
- Biozona de *Alveolina (Alveolina) ellipsoidalis*, del Ilerdiense Inferior 2.
- Biozona de *Alveolina (Alveolina) moussoulensis*, del Ilerdiense Medio 1.

Las Margas de Riguala, datadas por SCHAUB (1966, 1981) como Ilerdiense Medio 1 con *Nummulites praecursor* y *N. carcasonensis* en el valle del Esera; este nivel corresponde a la Biozona de *N. praecursor*, equivalente a la Biozona de *A. (A.) moussoulensis*.

El Nivel de La Pobla presenta en el sector más oriental (Coll del Vent) *A. (A.) corbarica*, *A. (A.) leupoldi* y *A. (A.) ilerdensis*; en el área más septentrional del río Isábena (perfiles de Codonyeres y Canudes) presenta *N. ataticus* y *N. aff. exilis*; por último, en el valle del Esera, en niveles de acumulación del perfil de Campo: *A. (A.) aragonensis*, *A. (A.) laxa*, *N. exilis*, *N. globulus nanus* y *N. cf. crimensis*. Todas las asociaciones indican para los alveolínidos la Biozona de *A. (A.) corbarica* y para los nummulítidos la Biozona de *N. exilis*, ambas caracterizan el Ilerdiense Medio 2.

En el techo de los cuerpos detríticos progradantes de la Formación Areniscas de Roda, en el valle del Isábena, se encuentran acumulaciones de alveolínidos (perfiles de Codonyeres, Canudes, St. Esteve...), entre los que destacan por su abundancia *A. (A.) oblonga*, *A. (A.) coudurensis*, *A. (A.) sicula*, *A. (A.) fornasinii*, *A. (A.) canavarii* y *A. (A.) cosinensis*, que caracterizan la Biozona de *A. (A.) oblonga* del Cuisiense Inferior; en los sedimentos margosos de carácter más marino, intercalados en los cuerpos detríticos, se encuentran *N. pernotus*, *N. spirectypus*, *N. subramondi*, *N. increcens*, *N. soerenbergensis* y *N. leupoldi*, que caracterizan un rango comprendido entre el Ilerdiense Superior y el Cuisiense Inferior (Biozonas de *N. involutus* y *N. planulatus*); en la parte superior de la Formación, en el mismo área, se encuentra *A. (A.) oblonga*, *A. (A.) coudurensis*, *A. (A.) indicatrix*, *A. (A.) fornasinii*, *A. (A.) sicula* y *A. (A.) schwageri*, con *N. planulatus* y *N. subramondi*; y en los sedimentos lateralmente equivalentes en el perfil de Vacamorta (valle del Esera) se encuentran *N. planulatus*, *N. escheri*, *N. pavloveci* y *N. pernotus*; todas estas asociaciones indican las Biozonas de *A. (A.) oblonga* y *N. planulatus*, ambas del Cuisiense Inferior. Es interesante señalar que el Ilerdiense Superior se encuentra representado por la asociación *N. globulus laxiformis*, *N. subramondi*, *N. soerenbergensis*, *N. increcens* y *N. pernotus*, únicamente en las margas basales del primer cuerpo detrítico de la formación; esta asociación

se puede considerar englobada dentro de la Biozona de *N. involutus* y sólo está representada en el sector del Isábena; respecto a la Biozona de *A. (A.) trempina*, no se ha localizado en ninguno de los perfiles realizados.

El Nivel de Eroles presenta abundantes alveolínidos en los perfiles del valle del Isábena y nummulítidos en los del valle del Esera. Entre las alveolinas destacan *A. (A.) oblonga*, *A. (G.) minutula*, *A. (A.) fornasinii*, *A. (A.) aff. rotundata* y *A. (A.) coudurensis*, y entre los nummulítidos *N. bombitus*, *N. pernotus*, *N. rotularius*, *N. praelucasi* y *N. increcens*; ambas asociaciones pertenecen al Cuisiense Inferior, Biozona de *A. (A.) oblonga* y Biozona de *N. planulatus*, respectivamente.

En la Formación St. Esteve del Mall, sólo se observan alveolínidos y nummulítidos en los perfiles de Vacamorta y Campo en el valle del Esera. Entre los nummulítidos se encuentran *N. planulatus*, *N. vonderschmitti*, *N. rotularius*, *N. aquitanicus*, *N. burdigalensis cantabricus* y *N. praelaevigatus*; esta asociación pertenece a la Biozona de *N. praelaevigatus* del Cuisiense Medio; entre los alveolínidos destacan *A. (A.) oblonga*, *A. (A.) aff. lehneri*, *A. (A.) schwageri*, *A. (A.) decastroi*, *A. (A.) di-stefanoi* y *A. (A.) rütimeyerii*; en esta asociación la presencia de *A. (A.) decastroi* nos indica la Biozona de *A. (A.) dainelli* del Cuisiense Medio.

Por último, las facies retrabajadas de la Formación Castisent, y las margas de la base de la Formación Campanúe, presentan en el perfil de Campo las siguientes asociaciones de nummulítidos: *N. vonderschmitti*, *N. aquitanicus*, *N. burdigalensis cantabricus*, *N. praelaevigatus*, *N. aff. manfredi* y *N. aquitanicus*, *N. burdigalensis cantabricus*, *N. kapelloi*, *N. praelaevigatus*, *N. aff. manfredi*, respectivamente, correspondiente a la Biozona de *N. praelaevigatus* del Cuisiense Medio.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Dr. Cai Puigdefábregas, del Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya, su aportación y discusión sobre los datos estratigráficos, y al Dr. Lukas HOTTINGER, de l'Institut de Géologie, Université de Bâle (Suiza), por la ayuda prestada en el estudio de los alveolínidos.



## REFERENCIAS

- DROBNE, K. (1977): *Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie*. *Mém. Suisses de Paléontologie*, vol. 99, 132 pp., 96 figs., láms. 1-21.
- GARRIDO, A. (1968): *Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanúe (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental) de la Cuenca Tremp-Graus, Pirineo Central (Provincia de Huesca)*. Dpto. Geol. Fac. Ciencias Univ. Zaragoza, 5 pp., 2 figs.
- GARRIDO-MEGIAS, A. & RIOS, L. M. (1972): *Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida)*. *Bol. Geol. y Min.*, 83, 1, pp. 1-47.
- HOTTINGER, L. (1960): *Recherches sur les Alveolines du Paléocène et de l'Eocène*. *Mém. Suisses Paléontologie*, 75-76, 243 pp., 1 tabl., 117 figs., láms. 1-18.
- HOTTINGER, L. & SCHAUB, H. (1960): *División en pisos del Paleoceno y del Eoceno. Introducción de los pisos Illerdiense y Biarritziense*. Traducción de J. M. RIOS. *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 61, pp. 199-234.
- HOTTINGER, L. & DROBNE, K. (1988): *Alvéolines tertiaires: Quelques problèmes liés à la conception de l'espèce. Benthos 86*. *Revue de Paléobiologie*, volume special No. 2, II, pp. 665-681, 6 figs., láms. I-IV.
- LUTERBACHER, H. P. (1969): *Remarques sur la position stratigraphique de la Formation de Ager (Pyrénées méridionales)*. *Mém. Bureau Recherches Géol. et Min.*, 69, pp. 225-232.
- LUTERBACHER, H. P. (1970): *Environmental distribution of Early Tertiary microfossils, Tremp Basin, Northeastern Spain*. *Esso Production Research-European Laboratories*, 46 pp., 44 figs., láms. 1-18.
- NIJMAN, W. & NIO, S. D. (1975): *The Eocene Montañana delta*. In: *Sedimentary evolution of the Paleogene south Pyrenean basin*. IX Congress Intern. Assoc. Sediment., Nice, France, 1975. Excursion guide no. 19, pp. 1-20, 25 figs.
- NIO, S. D. (1976): *Marine transgressions as a factor in the formation of sandwave complexes*. *Geol. Mijnbouw.*, 55 (1-2), pp. 18-40.
- PUIGDEFABREGAS, C.; SAMSO, J. M.; SERRA-KIEL, J. & TOSQUELLA, J. (1985): *Facies Analysis and Faunal Assemblages of the Roda Sandstone Formation, Eocene of the Southern Pyrenees*. 6th European Regional Meeting of Sedimentology I. A. S. Lleida (Spain), pp. 639-642.
- PUIGDEFABREGAS, C.; SAMSO, J. M.; SERRA-KIEL, J. & TOSQUELLA, J. (1987): *An Early Eocene tidal fan-delta, Roda and San Esteban formations, southern Pyrenees*. International Symposium Fan Deltas, Sedimentology & Tectonic settings. Bergen (Norway), pp. 143-144.
- SAMSO, J. M. (1988): *Estudi sedimentològic i biostratigràfic de la Formació St. Esteve del Mall (Eocè, Conca Tremp-Graus)*. Tesis de Licenciatura. Fac. Geología, Univ. Barcelona. Inédita.
- SCHAUB, H. (1966): *Über die Grossforaminiferen im Unter-eocaen von Campo (Ober-Aragonien)*. *Ecolog. geol. Helvetica*, 59, 1, pp. 355-377, 9 figs., láms. I-VI.
- SCHAUB, H. (1969): *L'Ilerdien, état actuel du problème*. *Mém. B. R. G. M.*, 69, pp. 259-266.
- SCHAUB, H. (1973): *La sección de Campo (provincia de Huesca)*. XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología, pp. 151-171, 5 figs.
- SCHAUB, H. (1981): *Nummulites et Assilines de la Téthys Paléogène, Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie*. *Mém. Suiss. Paléont.*, 104, 105, 106, 236 pp., 18 tabl., 116 figs., láms. 1-97.
- SCOTTO DI, C. B. (1966): *Le alveoline del Gargano Nord-Orientale*. *Palaeontographia Italica*, vol. LXI, pp. 65-73, láminas 49-60.
- TOSQUELLA, J. (1988): *Estudi sedimentològic i biostratigràfic de la Formació Gresos de Roda (Eocè, Conca Tremp-Graus)*. Tesis de Licenciatura. Fac. Geología, Univ. Barcelona. Inédita.

Original recibido: Octubre de 1989.

Original aceptado: Diciembre de 1989.

## Estudio general de los depósitos arcillosos en Cantabria (N. de España): Su uso potencial.

Por L. A. DIAZ RODRIGUEZ (\*)

## RESUMEN

Los depósitos arcillosos que se investigan en este trabajo, dentro de la Comunidad Autónoma de Cantabria (N de España), pertenecen a 22 unidades litoestratigráficas incluidas y abarcando desde el Triásico hasta el Cuaternario. Se tomaron 119 muestras a las que se les realizó unos análisis granulométricos, mineralógicos y químicos para su caracterización. Posteriormente, sobre una selección de 30 muestras, representativas del conjunto, se realizaron unos análisis tecnológicos y, por último, unos ensayos semi-industriales de producto acabado.

Los resultados obtenidos de las arcillas de Cantabria analizadas proveen su aprovechamiento industrial hacia el sector de productos cerámicos, dentro de los campos: 1) Ladrillos y tejas; 2) Azulejos para pavimentos y revestimientos; y 3) Loza y porcelana.

Finalmente, se realiza un comentario de correlación entre las variables litoestratigrafía, mineralogía, quimismo y el uso potencial a que son destinadas las arcillas de Cantabria.

**Palabras clave:** Arcillas, Litoestratigrafía, Mineralogía, Quimismo, Propiedades tecnológicas, Uso industrial, Cantabria (N de España).

## ABSTRACT

A study on several clayey sediments in Cantabria (N Spain) from 22 different lithostratigraphic units, range from Triassic to Quaternary, was carried out. Grain-size, mineralogy, and chemistry analysis on 119 samples have been made. Subsequently, 30 samples were technologically analyzed.

The results obtained indicate that clays from Cantabria have a potential as a raw material for the following products: building brick, roof tile, wall tile, floor tile, ware and porcelain. Finally, moreover, correlation studies were made using the variables: a) lithostratigraphic unit and use; b) mineralogy and use; and c) chemistry and use.

**Key words:** Clays, Lithostratigraphy, Mineralogy, Chemistry analyses, Technological properties, Industrial uses, Cantabria (N Spain).

## INTRODUCCION

Dentro del Programa de Investigación de Arcillas que el ITGE puso en marcha en 1977 con el Plan Nacional de Minería, con el objeto de conocer la caracterización general, uso potencial y las reservas de las arcillas existentes en España, se puede encuadrar la investigación llevada a cabo

en Cantabria (ITGE, 1988) y que justifica la Memoria presente que a continuación sigue.

La bibliografía existente acerca de los depósitos arcillosos de Cantabria es muy escasa y está basada, fundamentalmente, en las referencias que se citan en la Memoria del Mapa Nacional de Rocas Industriales (IGME, 1974), y, también, en los trabajos más generales y amplios de LOPEZ AGUAYO y MARTIN VIVALDI (1975), que reflejan las características mineralógicas e hipótesis genéticas de los materiales arcillosos de las cuen-

(\*) ITGE. Dirección de Recursos Minerales. Sección de Rocas y Minerales Industriales. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. España.



cas triásicas y wealdenses de la Península Ibérica.

Los objetivos perseguidos en nuestra investigación han sido los siguientes:

- Localización, dentro de la Comunidad Autónoma, de todos los indicios posibles, así como la caracterización granulométrica, mineralógica y química de las muestras tomadas.
- Cartografía, a escala 1/25.000, del entorno de todos los indicios favorables.
- Caracterización tecnológica del conjunto de arcillas representativas de una determinada unidad litoestratigráfica y su uso potencial.

En este estudio se tomaron 119 muestras, correspondientes a 73 indicios o depósitos, en bolsas de 5 Kg. de peso, cuyo contenido fue descrito de visu en cuanto a color (Munsell Color, 1975; Rock Color Chart, 1984), tamaño de grano y propiedades físicas. Todas las bolsas fueron enviadas a los laboratorios del ITGE para la realización de los análisis granulométricos, mineralógicos y químicos correspondientes. Otras muestras, sólo las seleccionadas por sus favorables análisis, de mayor volumen ( $\approx 50$  Kg.), fueron analizadas tecnológicamente y sometidas a diversos tratamientos o ensayos semi-industriales. Estos últimos se realizaron en el Instituto de Química Técnica de Investigaciones Cerámicas de Valencia (AICE).

#### MARCO GEOLOGICO DE CANTABRIA

La Comunidad Autónoma de Cantabria forma parte de la denominada Región Vasco-Cantábrica, que posee unas características intermedias entre las cordilleras Cantábrica, Celtibérica y Pirenaica. Sus límites son, por el oeste, el Macizo Paleozoico Asturiano; por el este, los Pirineos, y, por el sur, las cuencas del Duero y del Ebro (fig. 1). Siguiendo la nomenclatura de FEUILLEE y RAT (1971), Cantabria se halla incluida dentro del Dominio Peri-Asturiano.

Del conjunto de materiales geológicos que recubren la Comunidad Autónoma de Cantabria y que pertenecen a las eras Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica, se efectuó un seguimiento de aquellos fundamentalmente detríticos y con una marcada componente arcillosa.

#### ESTRATIGRAFIA DE LAS LITOLOGIAS MUESTREADAS

Los materiales arcillosos muestreados en la realización de esta investigación abarcan en edad desde el Triásico hasta el Cuaternario, perteneciendo al Cretácico el volumen más representativo. En la figura 2 se puede observar la distribución geográfica de las muestras tomadas.

Los afloramientos triásicos muestreados pertenecen a la facies Keuper, salvo un indicio muestreado en las proximidades de Santa María de Cayón y que pertenece a la facies Buntsandstein.

Las muestras del Keuper se tomaron, en su mayoría, en los frecuentes diapiros que asoman en la Franja Litoral Costera de Cantabria, y también en los alrededores de Reinosa.

Dentro del Cretácico se encuentran la mayoría de grupos y formaciones geológicas muestreadas en este estudio.

La formación Arcera (Malm-Valanginiense Inferior), que se incluye dentro del denominado Grupo Cabuérniga, es una unidad fundamentalmente detrítica formada por bancos de conglomerados y/o areniscas con intercalaciones limolítico arcillosas rojas. Esta unidad ha sido seguida por todo el sur de Cantabria en su contacto discordante con la Formación Utrillas.

La Formación Bárcena Mayor (Valanginiense Superior-Hauteriviense Inferior) es una unidad litoestratigráfica guía del Cretácico Inferior, dentro del Dominio Peri-Asturiano, donde se desarrolla (PUJALTE, 1974). Está constituida por areniscas amarillentas y blanquecinas, bastante micáceas, areniscas microconglomeráticas e intercalaciones lutíticas grises y rojas, con restos de vegetales carbonizados.

Gradual y concordantemente a esta última Formación encontramos encima a la Formación Vega de Pas (Hauteriviense Superior-Barremiense) cuyos dos miembros (Capas de Vivíparus y Capas Rojas) fueron muestreados. El Miembro Capas de Vivíparus está constituido por lutitas negras, limolitas grises verdosas y areniscas de grano fino con gran abundancia (lumaquelas) de gasterópodos (Paludinas) y lamelibranquios (Unios, Glauconias). El Miembro Capas Rojas consta, fundamentalmente, de limolitas arcillosas rojas ma-

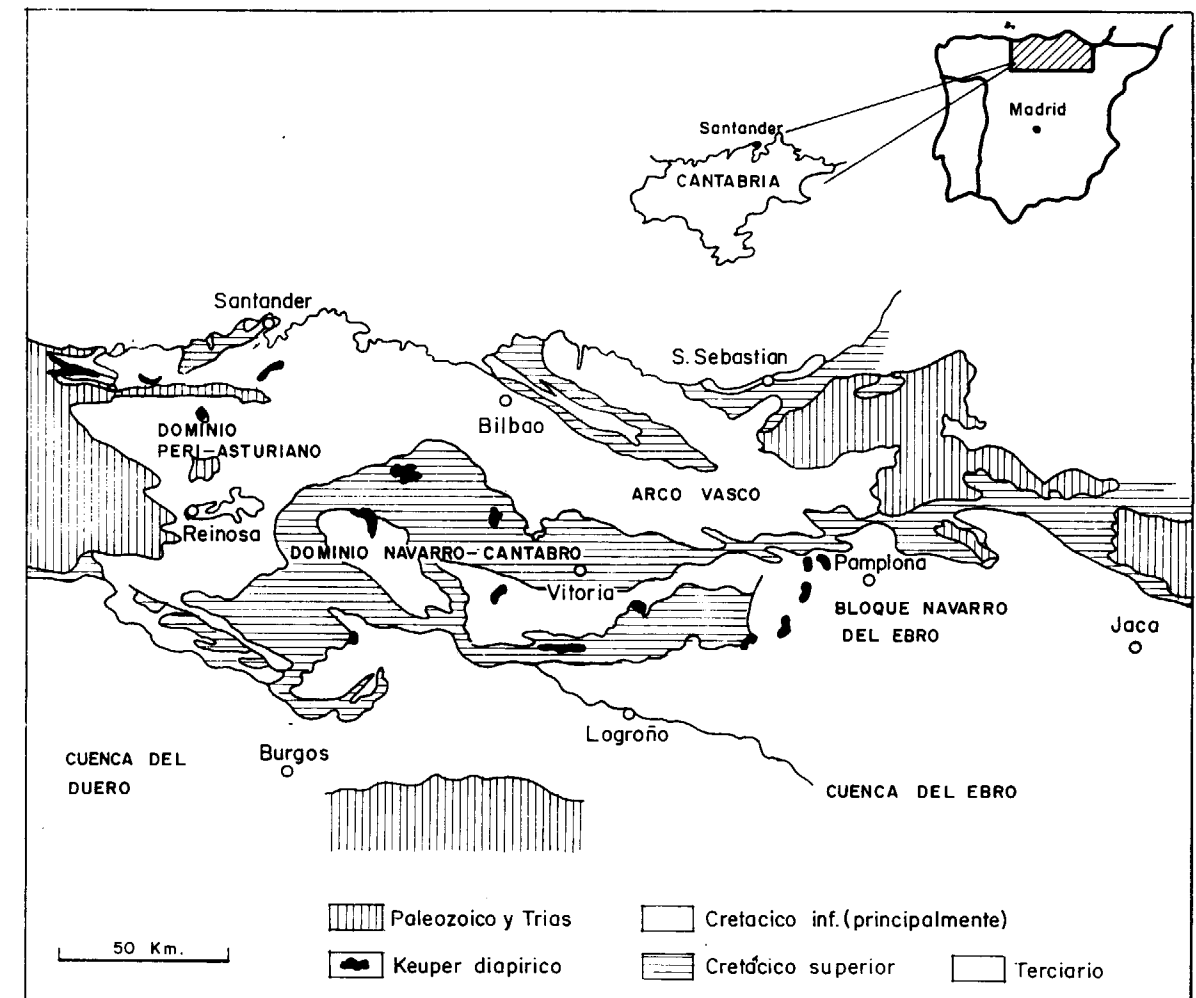


Figura 1.—Localización geográfica y geológica de Cantabria dentro de la Región Vasco-Cantábrica.

sivas, con ciertos tonos verdes, y, en menor medida, de bancos areniscos cremas y grises verdosos de escasa potencia. De las 24 muestras tomadas en esta Formación, 21 de las mismas pertenecen al Miembro Capas Rojas y las tres restantes (AC-46, AC-54, AC-55) se tomaron en el Miembro Capas de Vivíparus.

Dentro de la Formación Las Rozas (Aptiense Superior-Albiense Inferior) se muestreó el Miembro Areniscas y Lignitos del Ontañón (PUJALTE, 1982), que está constituido por una secuencia de arenas, lutitas, niveles lignitíferos, areniscas y limolitas. Todas las muestras se tomaron en la proximidad de lechos lignitíferos y correspondían a lutitas grises, de tipo «underclay» (DIAZ

RODRIGUEZ, et al., 1988), tanto más oscuras cuanto más próximas estuvieran al lecho de carbón.

Otras formaciones muestreadas fueron la Formación Cuchía (Bedouliense-Gargasiense Inferior), en las proximidades de Reocín (Torrelavega), la Formación Las Peñas (Albiense Inferior, parte superior-Albiense Medio), entre Cóbrecas y Comillas, que por un cambio lateral de facies, del SO al NE, se transforma en la Formación Suanes.

Se realizó la caracterización de los materiales arcillosos de la Unidad C<sup>1-2</sup><sub>16</sub> de la Hoja Magma número 60 (Valmaseda) que está constituida por



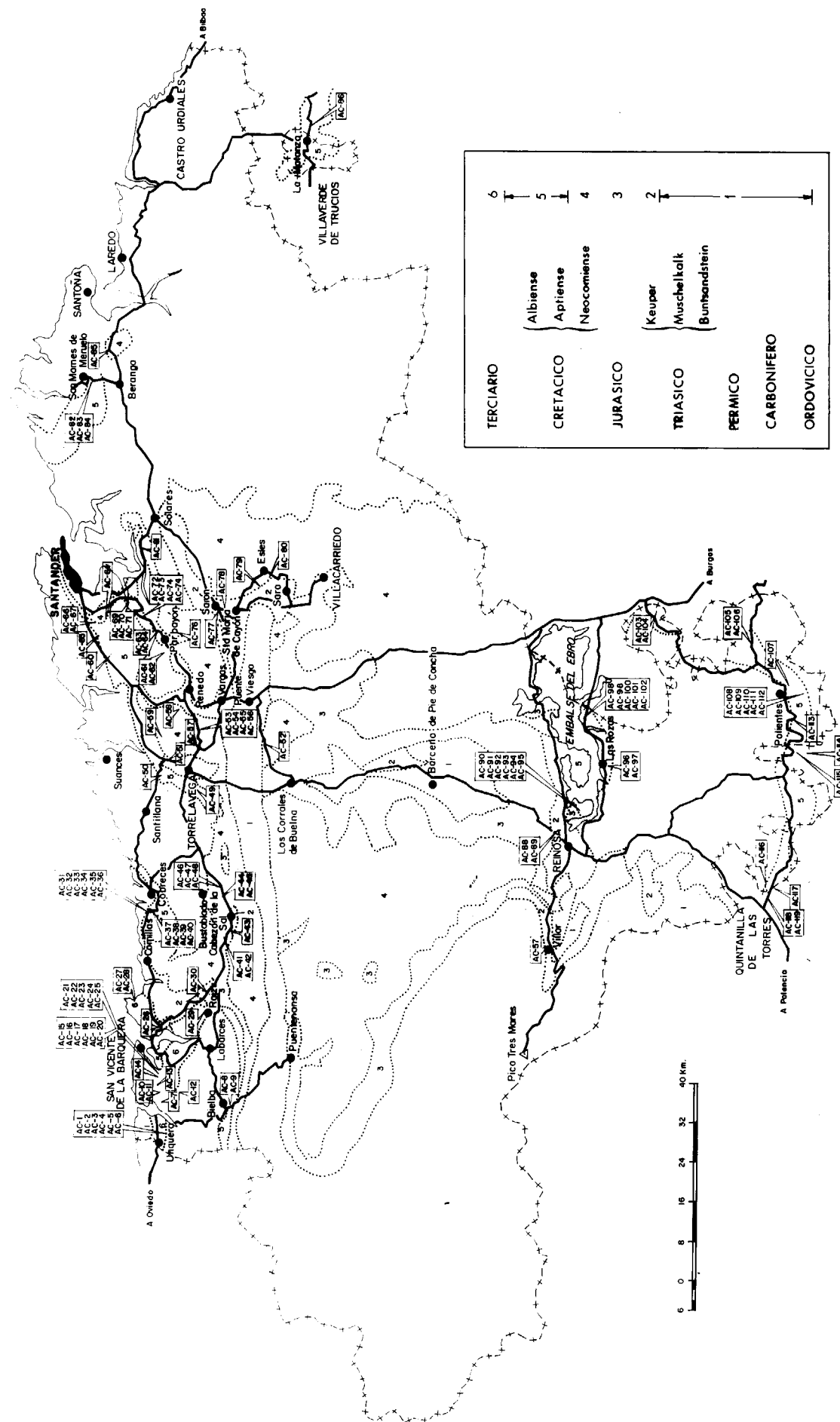


Figura 2.—Distribución geográfica de las 119 muestras tomadas en la Comunidad Autónoma de Cantabria.

una alternancia de limolitas arcillosas verdes oliva, micáceas, con bancos arenosos y limolíticos ocre amarillentos y margas grises con disyunción en bolos.

La Formación Quintanilla de An (Albiense Inferior-Superior) es una secuencia conglomerática con intercalaciones, de escasa potencia, de areniscas y de lutitas, que se desarrolla en el sur de Cantabria. Esta formación, sin individualidad específica, suele incluirse en los cortes del área, en la base de la Formación Utrillas.

Se muestreó el Miembro Areniscas de Cuillas del Valle, perteneciente a la Formación La Canal (Albiense Inferior-Superior), que se caracteriza por su contenido en bancos arenosos blanquecinos potentes con intercalaciones de limolitas y lutitas de coloración gris y roja.

En la Formación Utrillas (Albiense Superior-Cenomaniense Inferior) se efectuó un seguimiento y caracterización de los estratos arcillosos intercalados entre los bancos arenosos, así como la evaluación del contenido arcilloso existente en los niveles de arenas.

Las últimas formaciones cretácicas muestreadas pertenecían a la Formación Meruelo (Albiense Superior, parte superior), la Formación Valmaseda (Albiense Medio-Cenomaniense Inferior) y a la Formación Bielba (Cenomaniense Inferior).

En el Terciario se han muestreado las unidades litoestratigráficas siguientes: Formación Hortigal, Formación La Acebosa, Formación Oyambre y Formación Merón. A excepción de la primera Formación, de carácter arenoso, las restantes son transiciones litológicas graduales, fundamentalmente limolitas, de una a otra, con gran contenido de foraminíferos. En DIAZ RODRIGUEZ y GARCIA CORTES (1988) se expone la relación de las especies encontradas. Las muestras tomadas se distribuyen geográficamente por todo el área comprendida entre Unquera y San Vicente de la Barquera.

El conjunto de materiales muestreados pertenecientes al Cuaternario son de carácter muy diverso, desde depósitos de playas levantadas, en la playa de la Rabia, a depósitos coluvionares, entre Unquera y San Vicente de la Barquera, pasando por depósitos residuales de alteración de ofitas, en el pueblo de Esles (Santa María de Cayón).

## METODOS ANALITICOS

### ANALISIS GRANULOMETRICOS

En la clasificación granulométrica del material y para la obtención de la fracción arcillosa se han empleado diversos procedimientos: tamización en húmedo, tamización en húmedo con ciclónado y sedigraph. El proceso de trabajo fue el siguiente:

Una vez recepcionada la bolsa-muestra se efectuó su pesado y troceado, en los casos en que su contenido así lo exigía, a menos de 8 mm. para la realización de un cuarteo del que se extrajeron tres partes: una del todo-uno, para analizar por rayos X y conocer la composición química, otra para la determinación de la humedad y la última parte para efectuar el análisis granulométrico en sí.

La clasificación de la muestra comienza en húmedo por tamizado desde 8 mm. hasta la fracción superior a 62  $\mu\text{m}$ . Con la fracción inferior a 62  $\mu\text{m}$ . se continuó el análisis granulométrico por ciclónado, mediante un Cyclosizer, llegando hasta la fracción superior a 12  $\mu\text{m}$ . A partir de la fracción inferior a 12  $\mu\text{m}$ , se utilizó un Sedi-graph.

Los intervalos considerados dentro de este estudio como fracción arena, limo y arcilla se basan en los trabajos de WENTWORTH (1922), y son: arena > 62  $\mu\text{m}$ ; 4  $\mu\text{m}$  < limo < 62  $\mu\text{m}$ ; arcilla < 4  $\mu\text{m}$ .

### DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Los resultados obtenidos (tabla 1) denotan que de todos los sistemas geológicos muestreados es el Cretácico Inferior el que presenta un mayor contenido en fracción arcillosa, concretamente, y, sobre todo, la Formación Las Rozas y también las Formaciones Las Peñosas y Utrillas, con valores inferiores a 2  $\mu\text{m}$ . que rondan en algunos casos el 60 por 100.

En la figura 3 se puede contemplar, en el diagrama triangular de SHEPARD (1954), la representación de las 119 muestras investigadas, la mayoría de las cuales, alrededor de un 45 por 100, pertenecen al campo de los limos arcillosos, siguiéndole a continuación los campos de los limos (17 por 100) y de las arcillas limosas (14



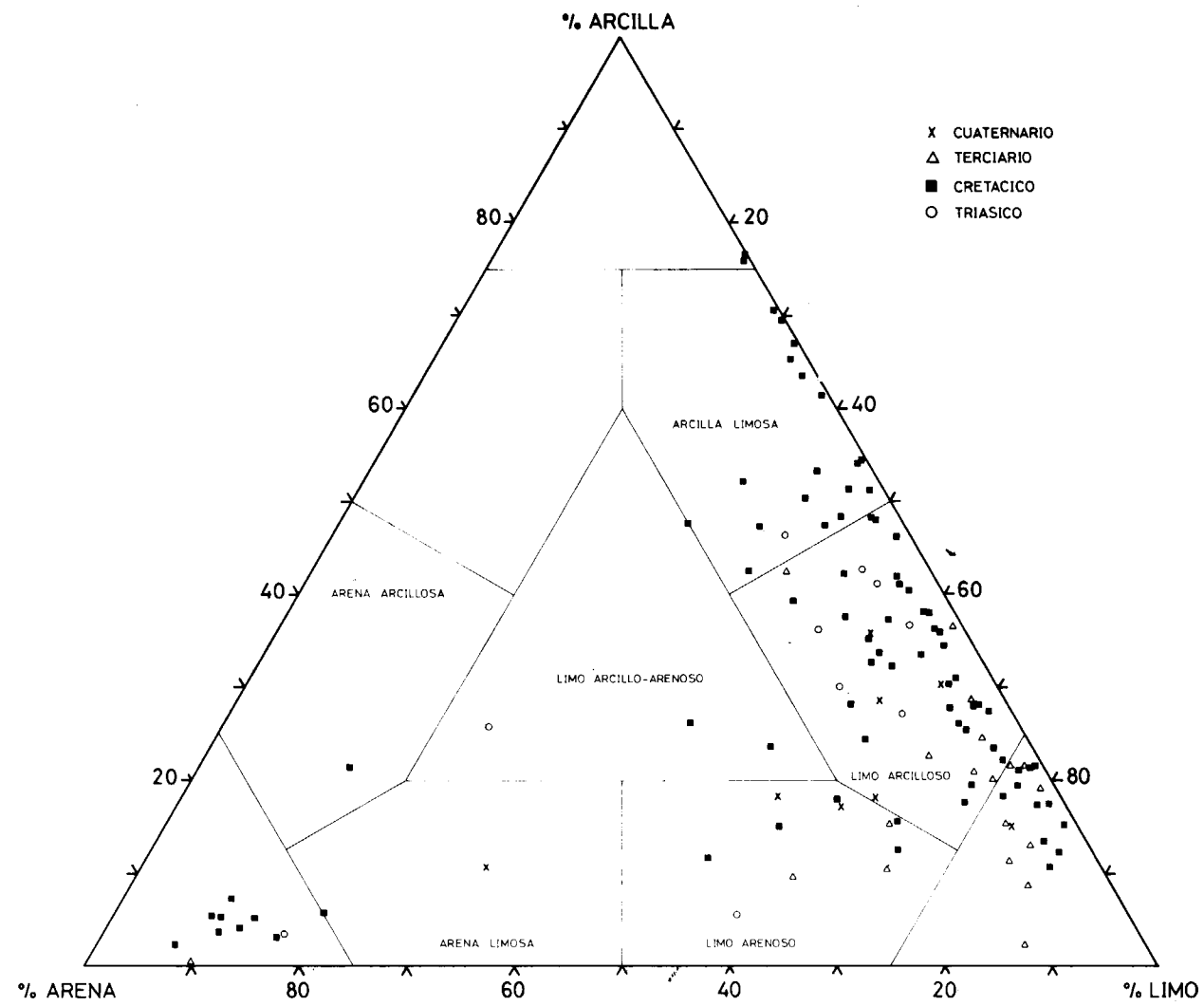


Figura 3.—Representación, en el diagrama triangular de SHEPARD (1954), de las fracciones granulométricas analizadas.

por 100). En grupos más aislados y con menos porcentajes, de mayor a menor abundancia, están los campos de los limos arenosos, las arenas, los limos arcillo-arenosos, las arenas limosas y las arcillas.

#### ANÁLISIS MINERALÓGICOS

Los estudios mineralógicos fueron llevados a cabo mediante un difractómetro «Philips», modelo PW-130, con las siguientes condiciones expe-

rimentales: tubo de cobre, monocromador de grafito, excitado a 40 Kv. y 40 mA., y con barridos de 2° a 60°, siendo la velocidad del goniómetro de 1°/mín.

La fracción arcilla fue separada mediante una suspensión acuosa en probetas, con la ayuda de unas gotas de hexametáfosfato sódico, obteniéndose a la vez agregados orientados. Estos se han sometido a las pruebas clásicas de hinchamiento, por tratamiento con etilen-glicol, y de colapso, por calentamiento a 550°C durante una







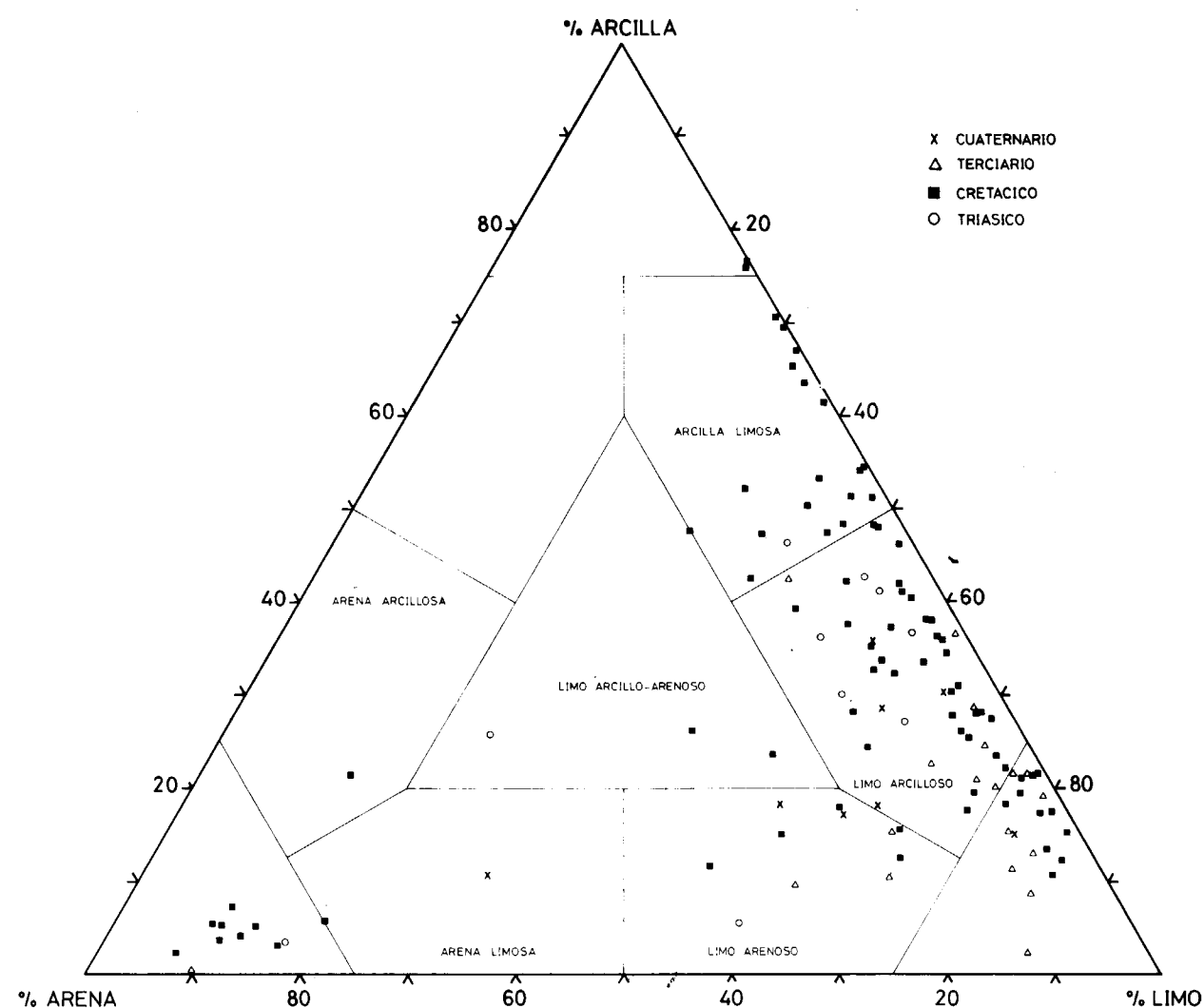


Figura 3.—Representación, en el diagrama triangular de SHEPARD (1954), de las fracciones granulométricas analizadas.

por 100). En grupos más aislados y con menos porcentajes, de mayor a menor abundancia, están los campos de los limos arenosos, las arenas, los limos arcillo-arenosos, las arenas limosas y las arcillas.

#### ANALISIS MINERALOGICOS

Los estudios mineralógicos fueron llevados a cabo mediante un difractómetro «Philips», modelo PW-130, con las siguientes condiciones expe-

rimentales: tubo de cobre, monocromador de grafito, excitado a 40 Kv. y 40 mA., y con barridos de 2° a 60°, siendo la velocidad del goniómetro de 1°/mín.

La fracción arcilla fue separada mediante una suspensión acuosa en probetas, con la ayuda de unas gotas de hexametáfosfato sódico, obteniéndose a la vez agregados orientados. Estos se han sometido a las pruebas clásicas de hinchamiento, por tratamiento con etilen-glicol, y de colapso, por calentamiento a 550°C durante una

hora, cuando la identificación de la fase mineral arcillosa así lo requería. Los difractogramas que se han realizado a todas las muestras han sido: los del todo-uno, los de la fracción inferior a 12  $\mu\text{m.}$ , procedente del análisis granulométrico y que a su vez fue reducida de tamaño hasta  $< 2 \mu\text{m.}$ , mediante una suspensión adecuada, y, por último, los de los tratamientos especiales, anteriormente expuestos.

En todas las muestras analizadas se señalan los minerales principales, los accesorios y trazas, y en la fracción arcillosa se realiza una estimación semicuantitativa de las fases minerales presentes por la medida de las áreas de los picos. Se considera contenido bajo al menor de 30 por 100, contenido medio al comprendido entre el 30 y el 50 por 100 y contenido alto al superior del 50 por 100.

#### DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Los materiales triásicos muestreados presentan como minerales principales a la calcita, la dolomita y, sobre todo, al cuarzo, estando los feldespatos y, en ocasiones, las anteriores fases minerales como accesorios o trazas (tabla 1). En cuanto a la fracción arcillosa en sí, la mineralogía principal corresponde a los grupos de la clorita, vermiculita y mica; como accesorios aparecen el talco y la caolinita.

Dentro del sistema geológico Cretácico el mineral no arcilloso principal es el cuarzo, presentándose los feldespatos (K-Na-Ca) como accesorios. El contenido de la fracción arcillosa principal de las 82 muestras cretácicas se concentra, principalmente, en la asociación mica-caolinita, con predominio variable de una u otra fase mineral, en función de la formación geológica a la que pertenezca la muestra en cuestión; también se ha detectado como minerales arcillosos principales, pero en menor número de muestras, esmectita y clorita.

En el Terciario, la mineralogía de las muestras analizadas nos aportan información de la propia evolución genética de la cuenca desde el Cui-siense Inferior (Formación Hortigal) hasta el Oligoceno Medio (Formación Merón) (DIAZ RODRIGUEZ y GARCIA CORTES, 1988). Destaca la pre-

sencia de esmectita, junto con la asociación mica-caolinita (tabla 1).

Las muestras cuaternarias analizadas tienen como componente mineralógico-arcilloso principal a la esmectita y proceden de arcillas neofor-madas, propias de suelos hidromorfos calciformes (MILLOT, 1964) desarrollados sobre la Formación La Acebosa. En los suelos muestreados se observa un enriquecimiento en esmectita, debido a fenómenos de degradación de las micas en favor de las esmectitas, a medida que progresa la pedogénesis. Del estudio de rayos X se desprende que las esmectitas son dioctaédricas (MARTIN RUBI, comm. per.) y se consideran del tipo ricas en hierro (NEWMAN, 1987).

#### ANALISIS QUIMICOS

De las 119 muestras tomadas en nuestro estudio se analizaron dos fracciones granulométricas, una correspondiente al todo-uno y otra a la fracción inferior a 12  $\mu\text{m.}$ ; por tanto, se analizaron en total 238 muestras. En éstas se investigaron nueve elementos químicos (Si, Al, Fe, Ti, Ca, K, Mg, Na, Mn), expresados como óxidos, la presencia de sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) y la pérdida por calcinación (Ppc), por lo que, en total, se registraron 2.618 determinaciones analíticas.

Por fluorescencia de rayos X se han analizado los siguientes elementos: Si, Al, Fe, Ca, Ti, Mn y K, trabajando con un equipo «Philips» PW-1450 ADP-48 en las siguientes condiciones: tubo de rodio con una intensidad de 80 mA. y un potencial de 30 Kv. Las muestras a analizar, en pastillas perladas mediante fusión, constaban de 0,5 gramos de material junto con 5,5 gramos de metaborato de litio, siendo los cristales analizados utilizados LiF (200) para Fe, Ca, Ti, Mn, Mn y K y TAP para Si y Al.

Los elementos Na y Mg se analizaron por espectrofotometría de absorción atómica con un equipo modelo IL-951. El contenido de sulfatos se analizó gravimétricamente.

#### DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Los resultados obtenidos en los análisis químicos se pueden contemplar en la tabla 1.



El  $\text{SiO}_2$  es predominante en todos los análisis y las muestras cretácicas, en general, superan el 50 por 100. Las muestras terciarias bajan su contenido medio de  $\text{SiO}_2$  hasta un 40 por 100, aproximadamente.

La alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), de todas las muestras analizadas, tiene un valor promedio mínimo de 8,98 por 100, perteneciente a la Formación La Acebosa, y un valor promedio máximo del 29,22 por 100, correspondiente a la Formación Utrillas. Los materiales cretácicos analizados superan claramente, salvo alguna excepción, el 20 por 100 de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; mientras que no ocurre así con los materiales pertenecientes a los sistemas Triásico, Terciario y Cuaternario.

Las formaciones geológicas con un mayor contenido en minerales del grupo de las kanditas (Formación Bárcena Mayor, Formación Las Rozas, Formación Utrillas) son las que presentan unos contenidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  más altos.

Las arcillas cántabras analizadas poseen unos contenidos en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  muy variados, desde valores promedio del 1,8 por 100 (Formación Las Rozas) hasta el 7,16 que alcanzan las arcillas del Keuper.

Precisamente el color del producto cerámico acabado lleva, o no, una coloración roja característica, en función del contenido en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; así las arcillas de cocción roja son propias de contenidos en  $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 2-2,5$  por 100, estando las arcillas de cocción blanca por debajo de esos porcentajes.

El  $\text{TiO}_2$  presenta unos valores medios máximos en la Formación Las Rozas (1,21 por 100), en la Formación Suances (1,44 por 100) y en una muestra del Pleistoceno (1,31 por 100). Estos altos porcentajes parecen debidos a la presencia de óxidos de titanio libres (rutilo, anatasa, brookita) aportados al medio de sedimentación.

El  $\text{CaO}$  se presenta, con altos porcentajes, en todas las muestras terciarias, con valores que van desde un 26,46 por 100 en la Formación La Acebosa, litológicamente de naturaleza margosa, hasta un 17,03 por 100 en la Formación Oyambre y un 13,69 por 100 en la Formación Merón. La Formación Utrillas es la unidad litoestratigráfica muestreada que presenta el menor indicio promedio de  $\text{CaO}$  (0,03 por 100).

El contenido en  $\text{MgO}$  es bastante bajo en todas las muestras analizadas, con excepción de las muestras triásicas, con un valor promedio del 14 por 100 y una muestra cuaternaria que ronda el 17 por 100. Estos altos contenidos se interpretan atendiendo a la composición mineralógica de las arcillas analizadas (clorita-vermiculita) y también debido a la existencia de intercalaciones dolomíticas entre los niveles arcillosos muestreados.

El contenido en  $\text{K}_2\text{O}$  de prácticamente la totalidad de las 119 muestras analizadas se encuentra por encima del 3 por 100, siendo la Formación Vega de Pas la que presenta uno de los valores promedio más elevados y que ronda el 4,38 por 100.

Los contenidos en  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{MnO}$  no presentan valores significativos dignos de comentario y los correspondientes a la Ppc varían entre un 5 y un 10 por 100, existiendo valores muy altos, dentro de los materiales terciarios, que llegan a alcanzar valores del 26,34 por 100 de promedio, estando relacionados con el contenido carbonatado de los mismos.

La representación gráfica de las 119 muestras tomadas, en un diagrama triangular cuyas vértices están constituidos por  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y Resto de Oxidos junto con la pérdida por calcinación (fig. 4), nos ha puesto de manifiesto, en líneas generales, una agrupación significativa por áreas, siendo la variable  $\text{Al}_2\text{O}_3$  la que mejor nos explica la distribución planar de las mismas. Así, si trazamos diversas líneas paralelas al lado opuesto del vértice de la alúmina (fig. 4), vemos, de manera general, que se nos separan zonas con muestras con altos contenidos en alúmina (cretácicas) de otras con menor contenido (triásicas, cuaternarias) y, por último, de otras con contenidos mucho más bajos (terciarias).

#### ANALISIS TECNOLOGICOS

Sobre una selección de 30 muestras representativas del conjunto total de las unidades litoestratigráficas muestreadas se realizaron una serie de ensayos tecnológicos (GOMEZ MORENO et al., 1988) cuyos resultados más significativos se exponen en la tabla 2.

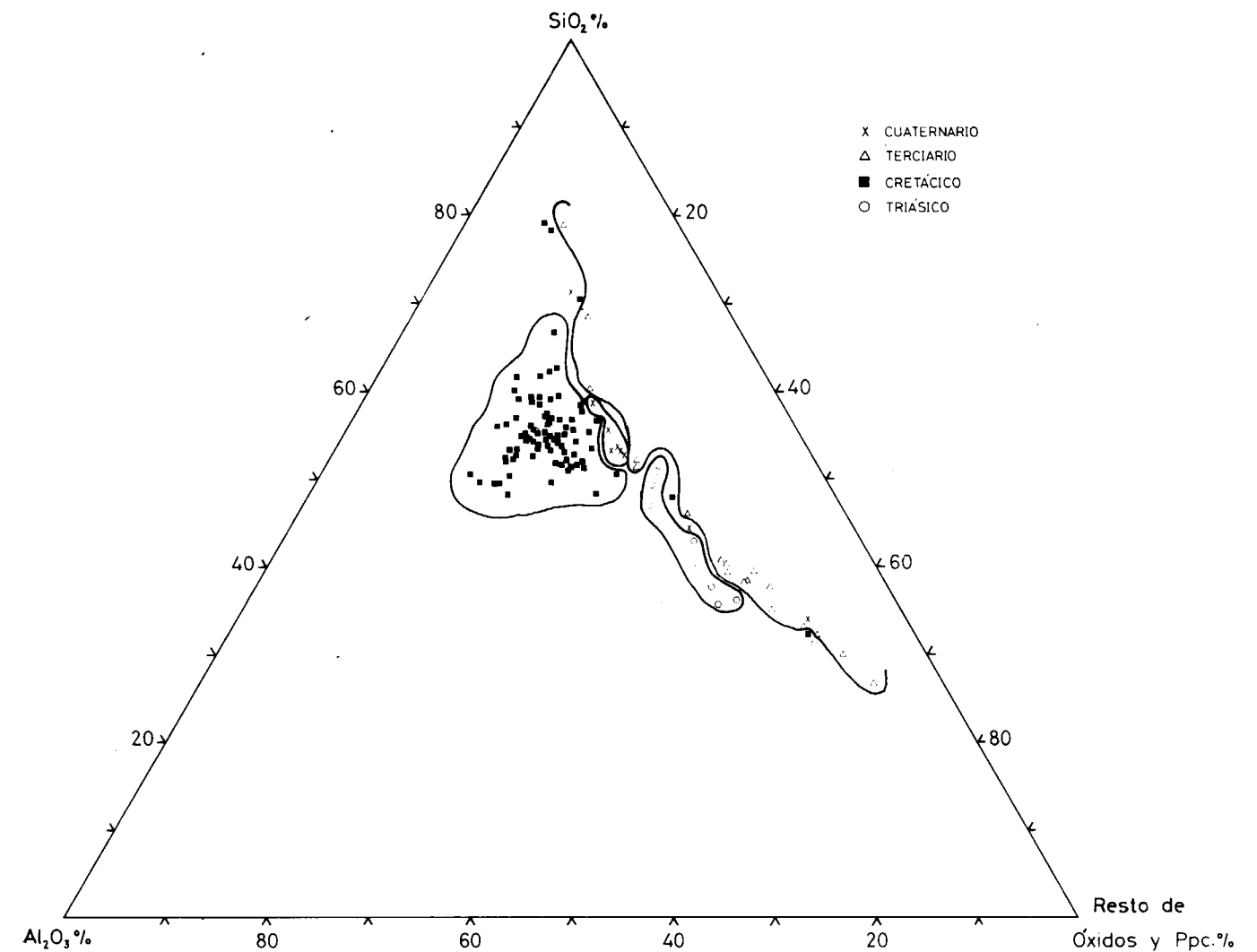


Figura 4.—Diagrama ternario utilizado para representar la composición química de las arcillas analizadas.

Todos los procedimientos de los ensayos realizados, así como la descripción de la técnica analítica utilizada, se pueden consultar en el informe ITGE (1988).

Del volumen total de muestras tomadas en esta investigación se efectuaron, en diez de ellas, una serie de tratamientos a escala semi-industrial. Las muestras tratadas, a partir de un volumen de unos 50 Kg., se eligieron atendiendo a los diversos parámetros analizados, como las composiciones granulométricas, mineralógicas y químicas, y, también, al volumen de masa can-

terable donde estaban incluidas. Todas ellas fueron cretácicas y pertenecieron a las siguientes Formaciones: Bárcena Mayor, Vega de Pas, Las Rozas, Las Peñasas, La Canal y Utrillas.

Para la preparación de las composiciones a caracterizar, las materias primas utilizadas en cada composición se han triturado y homogeneizado por molienda en seco y se efectuaron distintos tratamientos según el producto deseado. Se eligieron 10 utilidades industriales para las arcillas de Cantabria: para gres sin esmaltar (clinker), para ladrillos caravista y tejas, para



**TABLA 2**  
**Relación de las principales propiedades tecnológicas analizadas sobre un conjunto de 30 muestras.**

	RESISTENCIA (Kg/cm <sup>2</sup> )			WORKABILITY		CONTRACCIÓN LINEAL (%)						ABSORCIÓN EN AGUA (%)						BLANCURA (%)						COEFICIENTE DILAT (°C <sup>-1</sup> ) 300°C-500°C		
	PLASTICIDAD (%)			Seco	Cocido	Agua Amosado	Comoción Secado	1020°C	1070°C	1120°C	1170°C	1220°C	1270°C	1020°C	1070°C	1120°C	1170°C	1220°C	1270°C	1020°C	1070°C	1120°C	1170°C		1220°C	1270°C
	L. Líquido	L. Plástico	I.P.																							
Keuper	36,0	24,3	11,7	20	158	253	20,0	2,8	1,1	1,7	2,4	26,9	25,7	24,4	30	29	27	105·10 <sup>-7</sup>								
AC-88	47,0	30,9	16,1	54	557	582	28,8	5,8	5,9	10,0	15,2	14,5	8,3	2,4	15	14	12	96·10 <sup>-7</sup>								
G. Cabuérniga	46,5	26,1	20,4	89	365	328	23,7	5,9	5,5	7,2	8,4	9,4	4,4	0,5	17	12	12	84·10 <sup>-7</sup>								
Fm. B. Mayor	34,5	22,7	11,8	50	352	463	20,6	4,4	3,2	5,7	6,4	7,1	1,9	0,5	12	8	8	84·10 <sup>-7</sup>								
AC-70	26,7	20,1	6,6	42	411	501	17,4	5,0	3,3	6,3	7,0	9,8	3,5	0,1	10	8	8	93·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Vega de Pas	30,5	22,1	8,4	20	287	337	20,3	5,5	4,6	7,0	6,4	5,0	0,5	0,0	8	7	7	94·10 <sup>-7</sup>								
AC-47	28,5	21,4	7,1	59	434	530	19,1	6,3	3,7	6,1	6,1	6,2	1,9	0,0	10	9	9	95·10 <sup>-7</sup>								
AC-56	27,0	20,9	6,1	36	387	551	19,7	4,1	0,5	4,5	5,9	8,6	4,7	1,4	10	8	8	94·10 <sup>-7</sup>								
AC-41	26,0	19,8	6,2	43	302	401	17,4	4,5	3,1	5,0	6,2	6,4	2,2	0,2	13	10	9	91·10 <sup>-7</sup>								
AC-71	25,8	18,4	7,4	31	357	448	17,7	4,7	2,2	4,8	6,4	9,5	5,5	1,7	11	9	8	82·10 <sup>-7</sup>								
AC-68	26,5	20,0	6,5	28	307	428	20,0	3,9	3,9	5,2	7,6	9,8	6,7	1,7	11	10	9	91·10 <sup>-7</sup>								
AC-62	38,0	26,7	11,3	20	255	369	23,8	4,0	6,5	7,9	9,1	6,8	4,4	0,7	45	38	-	83·10 <sup>-7</sup>								
AC-93	44,0	28,5	15,5	52	389	473	23,7	5,4	-	8,0	10,0	-	5,4	1,0	-	47	36	83·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Las Rozas	50,5	32,6	17,9	51	449	492	25,9	5,0	5,8	7,4	8,2	7,6	3,2	0,8	44	39	26	85·10 <sup>-7</sup>								
AC-95	37,0	29,9	11,1	33	351	421	24,2	4,3	4,3	6,6	7,8	7,2	5,0	2,8	14	12	12	92·10 <sup>-7</sup>								
AC-97	38,5	25,4	13,1	19	187	281	21,6	3,7	2,6	3,8	5,2	7,6	3,2	0,8	44	39	26	85·10 <sup>-7</sup>								
AC-102	45,5	29,4	16,1	50	457	560	25,7	4,5	4,3	6,6	7,8	7,6	3,2	0,8	44	39	26	85·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Las Peñas	52,0	28,1	23,9	86	454	547	24,8	6,3	4,3	6,6	7,8	7,6	3,2	0,8	44	39	26	85·10 <sup>-7</sup>								
AC-34	32,5	18,6	13,9	69	319	327	20,2	6,2	2,6	3,8	5,2	7,2	5,0	2,8	14	12	12	92·10 <sup>-7</sup>								
AC-39	30,0	21,8	8,2	20	342	449	22,2	3,2	3,6	5,6	6,5	6,8	2,8	0,7	40	34	31	92·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Quintanilla	36,0	23,8	12,2	31	310	391	20,3	3,5	0,3	3,5	5,7	12,5	6,8	2,0	43	34	29	90·10 <sup>-7</sup>								
Fm. La Canal	53,5	33,2	20,3	21	583	415	28,8	3,9	7,6	9,8	10,5	5,8	1,0	0,0	14	11	11	87·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Utrillas	35,0	24,4	10,6	20	263	362	23,6	2,0	-	3,8	6,1	-	9,6	5,1	-	46	41	85·10 <sup>-7</sup>								
AC-112	29,5	23,0	6,5	30	431	610	23,1	3,5	4,8	6,7	-	6,3	1,0	-	11	10	-	92·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Meruelo	54,0	38,0	16,0	23	439	481	33,7	8,2	-	4,7	8,9	-	12,3	4,7	-	25	18	99·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Valmaseda	49,0	30,3	18,7	87	459	496	27,8	6,6	4,6	6,9	7,8	7,8	2,8	0,3	34	22	20	87·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Bielba	38,5	22,1	16,4	92	174	180	21,5	6,0	-0,5	-1,2	-1,5	30,3	31,0	31,2	36	41	36	108·10 <sup>-7</sup>								
Fm. La Acebosa	34,5	19,5	15,0	82	254	288	19,4	5,6	-0,3	-0,3	1,4	16,1	16,1	11,6	15	15	10	96·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Oyambre	35,0	19,8	15,2	73	287	324	21,0	5,9	-0,6	-0,7	-0,5	24,8	25,9	26,3	28	32	28	104·10 <sup>-7</sup>								
Fm. Merón	54,0	24,4	29,6	146	196	228	24,5	7,0	2,2	4,1	4,6	13,3	10,0	6,7	9	9	9	92·10 <sup>-7</sup>								
Holoceneo																										

- = no analizado

pavimento gresificado en pastas roja y blanca, para revestimiento poroso en pastas roja y blanca, para loza calcárea, para gres artístico, para loza feldespática y, por último, para porcelana sanitaria. A continuación se exponen las composiciones elegidas y las propiedades analizadas para cada una de estas aplicaciones:

**Proporciones:**

AC-39 (Fm. Las Peñas):	80%
Chamota:	20%

**Propiedades:**

Coefficiente de dilatación.  
Resistencia mecánica en seco y en cocido.  
Deformación pirolástica.  
Resistencia química (UNE 67-1-6-85).  
Abrasión superficial (UNE 67-154-85).  
Dureza al rayado (UNE 67-101-85).  
Resistencia a las manchas (UNE 67-122-85).

El pavimento rústico sin esmaltar, de escasa absorción en agua, se fabrica normalmente por extrusión. La extrusión permite una mayor orientación de las partículas lo que proporciona a la pieza una menor porosidad superficial y mejora la resistencia del producto a las manchas. Para la preparación de la composición se ha partido de la arcilla AC-39, una arcilla bastante plástica y no muy fundente, a la que se adicionó un 20 por 100 de chamota, para reducir las contracciones de secado y de cocción, así como facilitar la eliminación del agua durante el secado y las desgasificaciones de la arcilla en la cocción.

— Ladrillo caravista y tejas

**Proporciones:**

AC-41 (Fm. Vega de Pas):	70%
AC-116 (Grupo Cabuérniga):	20%
Chamota:	10%

**Propiedades:**

Coefficiente de dilatación.  
Resistencia mecánica en seco y en cocido.  
Test de eflorescencias (UNE 67-25-85).  
Permeabilidad (UNE 67-33-85).

Los ladrillos caravista y las tejas son productos cerámicos fabricados normalmente en estado plástico por un proceso de extrusión y, en el caso de las tejas, un posterior prensado en plástico.

Para la realización de la composición elegida se escogieron las arcillas AC-41 y AC-116. La primera es una arcilla de elevado contenido en hierro y alcalinos y de muy baja plasticidad. La segunda es una arcilla más plástica y fue introducida para facilitar el proceso de extrusión y aumentar la resistencia mecánica en seco. Por otro lado, para facilitar el secado y las desgasificaciones de cocción, así como para obtener una distribución porosimétrica más adecuada para obtener productos resistentes a la helada, se adicionó un 10 por 100 de chamota.

— Pavimento gresificado en pastas roja\* y blanca\*\*.

**Proporciones:**

*AC-47 (Fm. Vega de Pas):	80%
Arena feldespática:	20%
**AC-72 (Fm. Bárcena Mayor):	70%
Feldespato SPS:	30%

**Propiedades:**

Coefficiente de dilatación.  
Resistencia mecánica en seco y en cocido.  
Deformación pirolástica.

Los pavimentos gresificados en pastas roja y blanca se fabrican, principalmente, por un proceso de prensado en seco, obteniéndose piezas que son cocidas en ciclos rápidos (40-50 minutos) y a unas temperaturas del orden de los 1.150°C, para obtener un producto con una porosidad baja (2-5 por 100) y unas contracciones de cocción del orden del 5 por 100. En estas condiciones se consigue formar la suficiente fase vítrea para cerrar la mayor parte de la porosidad inicial. Así se obtiene un material poco poroso, estable frente a la acción de la humedad y con una elevada resistencia mecánica en cocido.

Para la composición en pasta roja se ha partido de la arcilla AC-47, que presenta un buen comportamiento al prensado y elevada fundencia. Aunque se podría utilizar como materia prima exclusiva para la fabricación de pavimentos gre-



sificados, se introdujo en la composición un desgrasante (20 por 100) para mejorar la compactación en crudo y disminuir así la contracción de cocción.

En la composición de pasta blanca se ha tenido en cuenta a una arcilla de bajo contenido en hierro (AC-72), buena fundencia y de comportamiento adecuado en el prensado.

— Revestimiento poroso en pastas roja\* y blanca\*\*.

#### Proporciones:

*AC-56 (Fm. Vega de Pas):	70%
AC-3 (Fm. La Acebosa):	30%
**AC-100 (Fm. Las Rozas):	70%
Creta T-EO	15%
Cuarzo:	10%
Talco:	5%

#### Propiedades:

Coeficiente de dilatación.  
Resistencia mecánica en seco y en cocido.  
Expansión por humedad.  
Resistencia al cuarteo (UNE 67-105-83).

Los productos porosos de revestimiento en pasta roja y en pasta blanca se fabrican por un proceso de prensado en seco, con humedades del orden del 5 por 100 y con presiones de alrededor de 250 Kg/cm.<sup>2</sup> Las pastas suelen tener una porosidad elevada (15-20 por 100) fruto de las proporciones (10-20 por 100) de carbonato cálcico o cálcico-magnésico utilizadas. Estos compuestos carbonatados reaccionan con los minerales arcillosos formando una fase cristalina nueva que estabiliza el tamaño y porosidad de las piezas así como una resistencia mecánica adecuada.

— Loza calcárea\*, feldespática\*\* y gres artístico\*\*\*.

#### Proporciones:

*AC-93 (Fm. Las Rozas):	15%
Arcilla HVA/R:	10%
Caolín Burela:	25%
Cuarzo:	25%
Creta:	20%
Talco:	5%

**AC-112 (Fm. Utrillas):	20%
Arcilla VC:	15%
Caolín Burela:	15%
Creta:	10%
Feldespato K:	30%
Cuarzo:	10%
***AC-95 (Fm. Las Rozas):	30%
Caolín Caosil:	20%
Feldespato Na:	50%

#### Propiedades:

Curva de dilatación.  
Resistencia mecánica en seco y en cocido.  
Expansión por humedad.  
Velocidad de formación de espesor de capa.  
Deformación pirolástica.

Los productos cerámicos aquí contemplados se preparan normalmente por un proceso de colado en molde de escayola, realizándose una primera cocción alrededor de los 1.000-1.100°C para la obtención de un bizcocho poroso, que normalmente se esmalta por inmersión o pistola, para terminar con una segunda cocción alrededor de los 950°C. Para las composiciones, a las arcillas de Cantabria elegidas se las adicionó caolín, para aumentar la velocidad de formación de capa y mejorar la blancura del producto, carbonato cálcico, para estabilizar la porosidad y el tamaño de las piezas cocidas, talco, para aumentar la resistencia mecánica en cocido, cuarzo, que facilita el secado, la cocción y aumenta el coeficiente de dilatación para prevenir el cuarteo, y feldespato potásico.

— Porcelana sanitaria.

#### Proporciones:

AC-114 (Fm. Utrillas):	20%
Arcilla ESVA:	15%
Caolín Caosil:	20%
Feldespato:	30%
Cuarzo:	15%

#### Propiedades:

Curva de dilatación.  
Resistencia mecánica en seco y en cocido.  
Deformación pirolástica.

Los productos de porcelana sanitaria se preparan normalmente por un proceso de colado en moldes de escayola, esmaltándose en crudo generalmente a pistola y cociéndose simultáneamente la pasta y el esmalte en un horno túnel a temperaturas del orden de los 1.250-1.300°C. En la composición realizada se ha utilizado la arcilla AC-114, de fácil defloculación y poco plástica, a la que se añadió la arcilla ESVA, plástica y formadora de capa, caolín, para aumentar la velocidad de formación de pared, cuarzo y feldespato sódico.

En la figura 5 se pueden observar varias fotografías de las composiciones realizadas.

#### USO POTENCIAL DE LAS ARCILLAS DE CANTABRIA. DISCUSION

En la tabla 1 puede ser contemplado el uso potencial de las 119 muestras tomadas en esta investigación. En aquella se reflejan la posible utilidad cerámica de las muestras para 15 aprovechamientos industriales, agrupados en tres sectores básicos: ladrillos y tejas, azulejos para pavimentos y revestimientos, y loza y porcelana. Se indica también una posibilidad de uso medio-alto.

Con respecto a la litoestratigrafía y uso (tabla 1) hay que señalar que las muestras triásicas presentan una utilización cerámica reducida y dirigida fundamentalmente al sector de ladrillería, aunque su empleo no es muy aconsejable teniendo en cuenta que dichas arcillas se extraen, en ocasiones, junto con algunos componentes mineralógicos como yesos, sales, carbonatos, etc., que provocan un comportamiento tecnológico muy variado.

Las muestras cretácicas son las que poseen las aplicaciones industriales más diversas. Comenzando por el Wealdense, Grupo Cabuerniga y Grupo Pas (Formación Bárcena Mayor y Formación Vega de Pas), la utilización preferencial de las arcillas de estas unidades litoestratigráficas se encamina hacia los sectores de ladrillos y tejas, y de azulejos para pavimentos y revestimientos de pasta roja. Son muy adecuadas, sobre todo, en este último sector industrial y en los productos obtenidos por prensado, dada la escasa plasticidad de estas arcillas. Como excepción podemos citar algunos niveles arcillo-

sos en la Formación Bárcena Mayor, e incluso niveles de arenas, cuya utilización alcanza al sector de loza y porcelana.

La Formación Las Rozas posee arcillas de buena calidad cuyo uso se recomienda en el sector de azulejos y revestimientos de pasta blanca o roja y también en el sector de loza y porcelana por su elevada blancura de cocción y fácil defloculación, siendo arcillas adecuadas para los procesos de colado.

Otras unidades litoestratigráficas dignas de mención, y pertenecientes al Cretácico, son la Formación Las Peñas y la Formación Utrillas, ya que el resto, en mayor o menor medida, se podrán utilizar en el sector de ladrillos y tejas.

La Formación Las Peñas posee arcillas de cierta calidad cuyo empleo tecnológico se dirige principalmente al sector azulejero de pasta roja, tanto de tipo prensado como extrusionado. Esta formación posee también arcillas de cocción blanca, las menos, muy plásticas cuya utilización pudiera recaer en el sector de loza y porcelana.

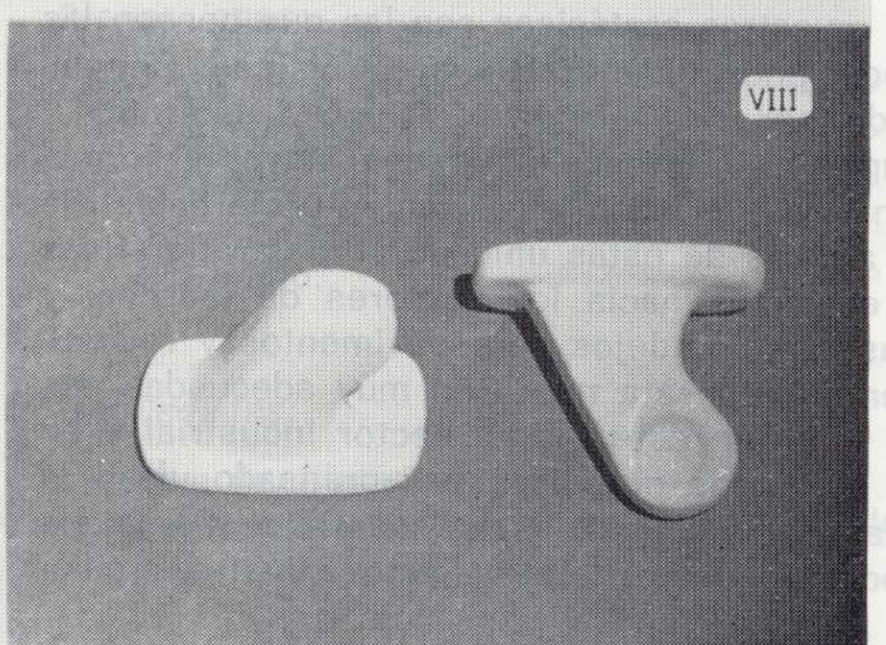
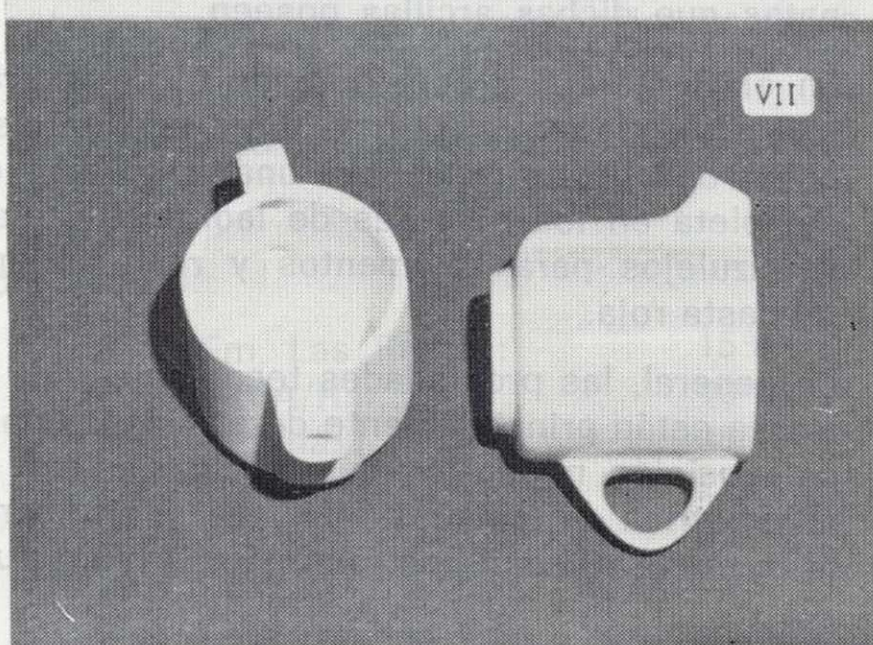
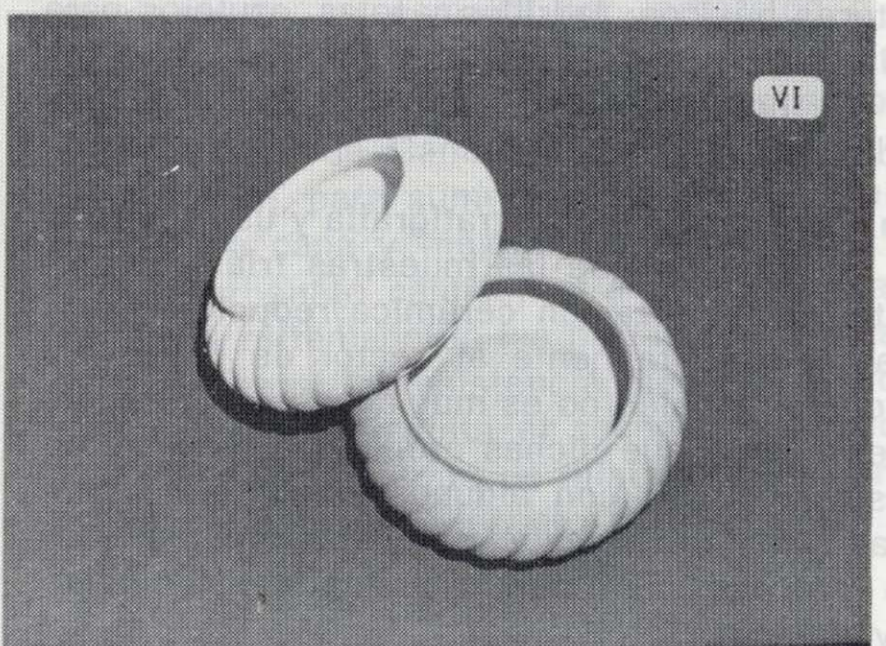
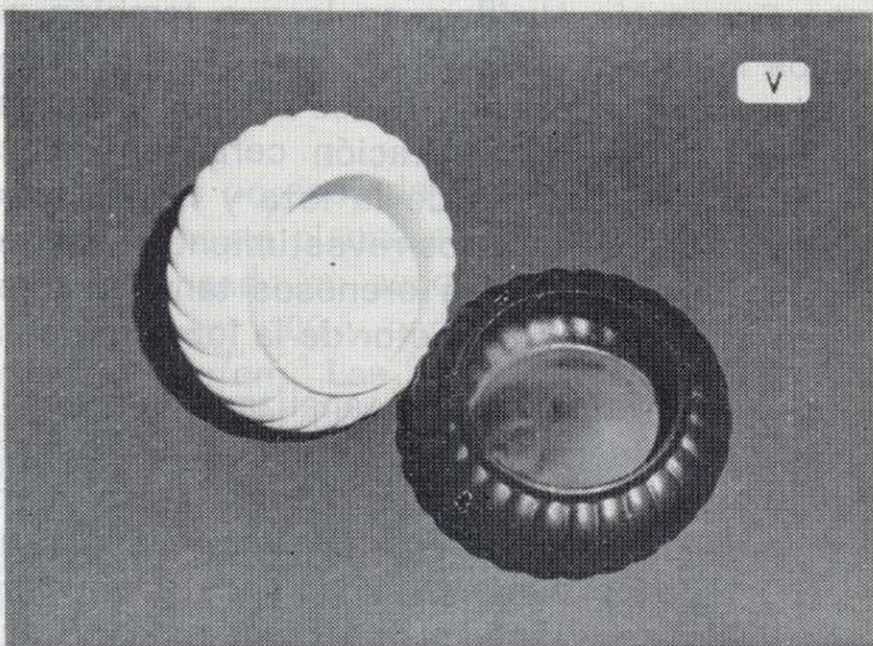
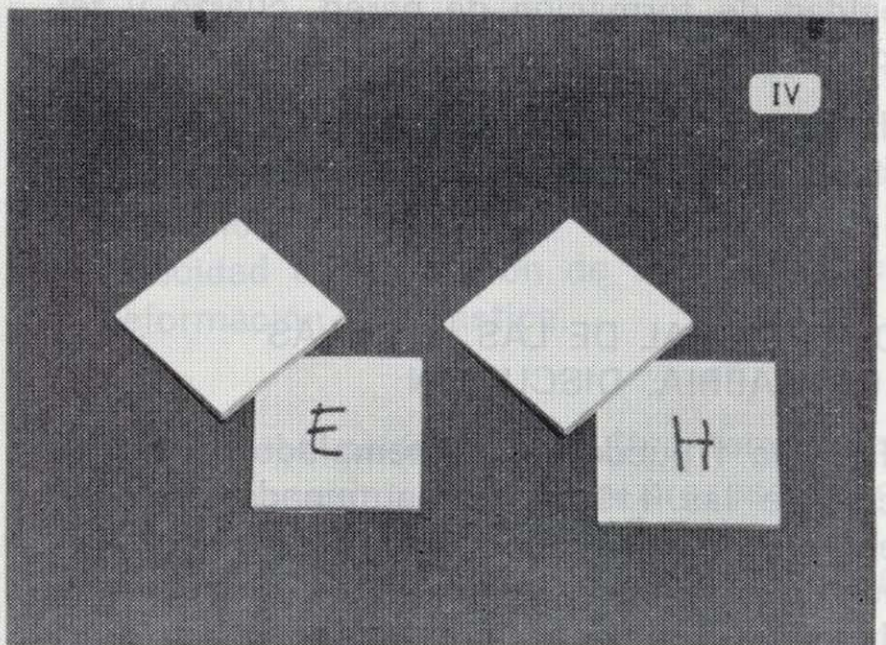
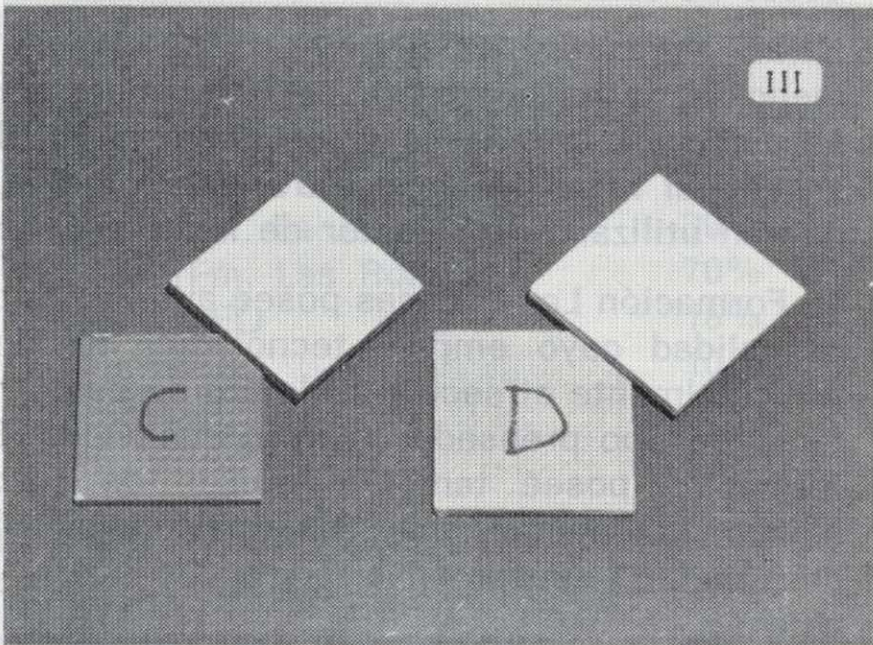
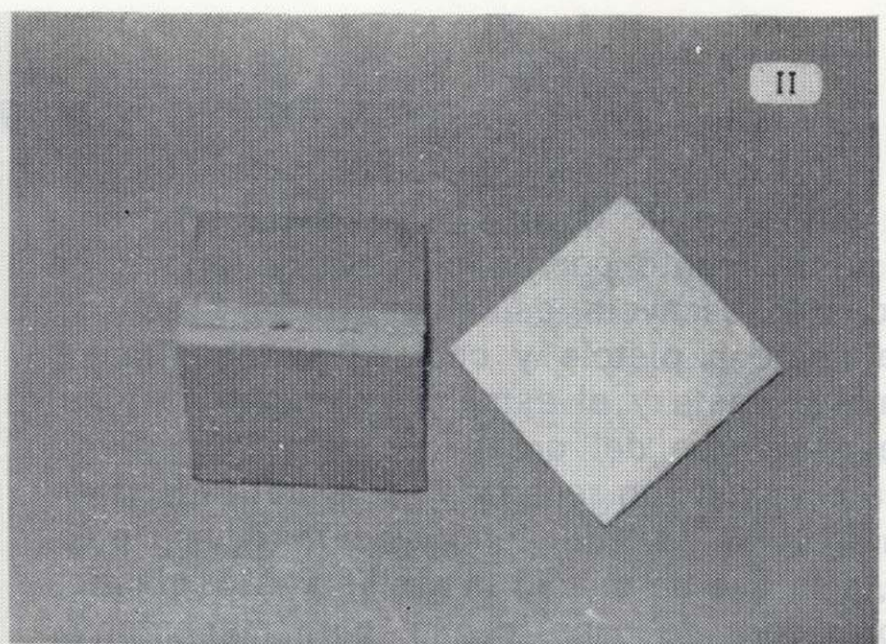
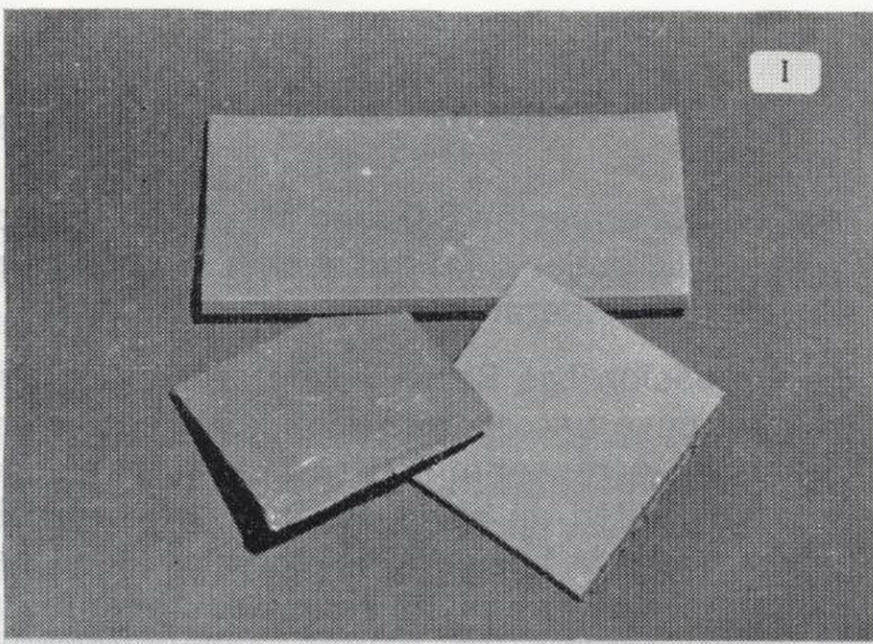
La Formación Utrillas, en la que también podemos incluir a las Formaciones Quintanilla de An y La Canal, contiene niveles arcillosos de buena calidad, con una utilización cerámica selectiva y dirigida al campo de la loza y la porcelana y al sector de azulejos-revestimientos. Por otro lado, algunos niveles arenosos también pueden ser utilizados en el sector de la loza y porcelana.

Las muestras terciarias analizadas poseen una utilización cerámica restringida, concretamente se aconseja su uso como ladrillo hueco y, sobre todo, como material para revestimientos porosos, tanto de pasta roja como de pasta blanca, teniendo en cuenta el alto contenido en carbonatos que dichas arcillas poseen.

En el Cuaternario, considerando el carácter heterogéneo de las muestras, la mayoría de las arcillas ensayadas presentan una aplicación casi completa en los sectores de ladrillos y tejas y de azulejos para pavimentos y revestimientos de pasta roja.

En general, las propiedades tecnológicas de una arcilla están principalmente determinadas por su composición mineralógica y la distribución granulométrica de tamaños. Así, la caolinita controla la refractariedad, los minerales de los grupos







de la mica, clorita y esmectita inducen favorablemente al proceso de sinterización. La contracción de secado depende parcialmente del tamaño de las partículas y, sobre manera, de la presencia de minerales esmectíticos.

Por otro lado, los feldespatos y los minerales con altos contenidos en hierro y titanio son muy efectivos en los procesos de vitrificación, sobre todo si están presentes en pequeñas cantidades. Además, el hierro y el titanio controlan el color del producto cerámico final.

El conjunto de todas las muestras tomadas en esta investigación pueden ser empleadas en el sector de ladrillos y tejas, teniendo en cuenta que las características mineralógicas (principalmente de composición illítica) que debe poseer una arcilla para su utilización en dicho sector son muy variadas. Sin embargo, se desaconseja el empleo de arcillas con altos contenidos en minerales del grupo de las kanditas, caolinita principalmente, reservándose las mismas para productos cerámicos de cocción blanca, de comportamiento más refractario.

Las muestras con altos contenidos en esmectitas (terciarias fundamentalmente) son adecuadas para material extrusionado, por su elevada plasticidad, si bien pueden presentar algunos problemas de contracción. El alto contenido en carbonatos que poseen las arcillas terciarias las hace aconsejables como materiales de revestimiento poroso.

Para terminar el comentario del uso potencial de las arcillas de Cantabria se puede correlacionar con su composición química. Así se pueden citar algunos elementos químicos como el sodio y el potasio, asociados a los alumino-silicatos, que constituyen la fracción alcalina de los materiales cerámicos y, por ejemplo, el contenido en  $Fe_2O_3$  y  $Al_2O_3$ , que nos pueden dar cierta información, a priori, del comportamiento tecnológico o del posible uso industrial de una arcilla.

En Cantabria, las arcillas con altos contenidos en

$Fe_2O_3$  (Keuper, Wealdense) poseen una coloración rojiza muy significativa (tabla 1), frente a las que presentan menores contenidos en hierro, de colores generalmente grises, aunque estas últimas arcillas poseen unos contenidos en  $Al_2O_3$  más elevados (Fm. Las Rozas, Fm. Utrillas).

El aumento del contenido en hierro de las muestras, además de favorecer la toma de color del producto cerámico, origina la disminución de la refractariedad. Este último efecto es también originado con altos contenidos en óxidos alcalinos.

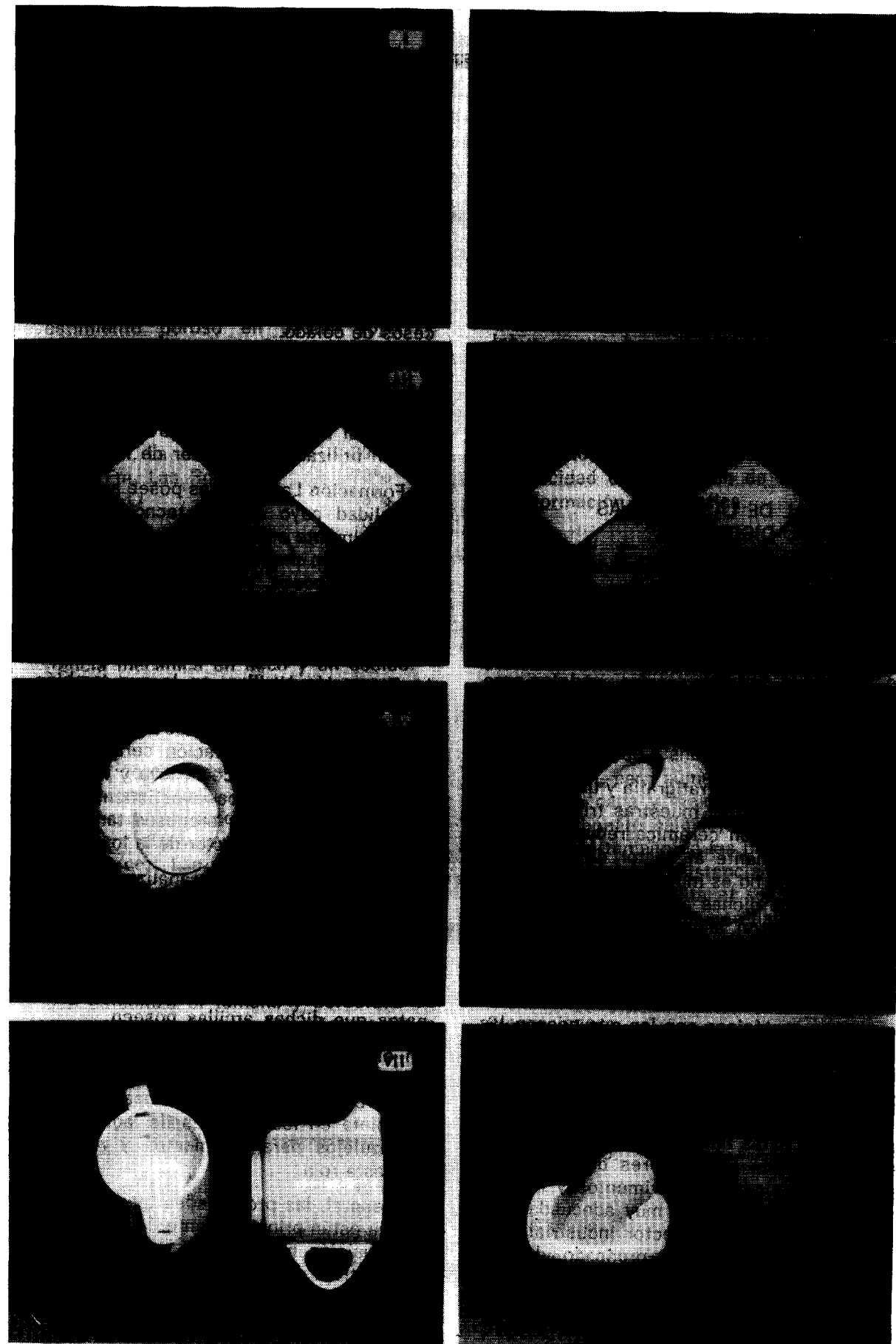
Las formaciones geológicas con altos contenidos en  $Fe_2O_3$  y óxidos alcalinos, la mayoría de las investigadas (tabla 1), tienen su aplicación industrial en los sectores de ladrillos y tejas y azulejos para pavimentos y revestimientos de pasta roja. Mientras que, por el contrario, existen otras formaciones con menores contenidos en  $Fe_2O_3$  y un comportamiento más refractario, por su elevado contenido en  $Al_2O_3$ , cuyas arcillas pueden ser utilizables en el campo de la cerámica de pasta blanca.

A modo de resumen, y como colofón, se puede afirmar, teniendo en cuenta la investigación que se ha llevado a cabo en las arcillas de Cantabria, que para poder atribuir a un material arcilloso una u otra posible aplicación industrial será preciso conjugar el análisis de una serie de parámetros como los siguientes: granulometría, mineralogía, quimismo, propiedades físicas y tests de cocción. Posteriormente, como última fase analítica, se pueden realizar diversos ensayos, a escala semi-industrial, de productos, en nuestro caso cerámicos, acabados.

## CONCLUSIONES

Las principales conclusiones que se desprenden del estudio y caracterización de las arcillas de Cantabria pueden desglosarse en las siguientes:

Figura 5.—Fotografías de los distintos productos cerámicos obtenidos con las arcillas de Cantabria. I) Gres sin esmaltar. II) Ladrillo caravista y tejas. III) Pavimento gresificado en pasta roja (C) y revestimiento poroso en pasta roja (D). IV) Pavimento gresificado en pasta blanca (E) y revestimiento poroso en pasta blanca (H). V) Loza calcárea. VI) Loza feldespática. VII) Gres artístico. VIII) Porcelana sanitaria.





- 1) Localización de 73 indicios, tanto de canteras activas como inactivas o de simples afloramientos, de los que se tomaron 119 muestras.
- 2) La pertenencia a un sistema geológico u otro del conjunto de muestras tomadas es la siguiente:
 

Triásico:	10 muestras
Cretácico:	82 muestras
Terciario:	18 muestras
Cuaternario:	9 muestras
- 3) En general, de todo el conjunto de 119 muestras tomadas, alrededor de un 45 por 100 se clasifican como limos arcillosos, otro 17 por 100 como limos «sensu stricto» y, por último, aproximadamente un 14 por 100 se clasifican como arcillas limosas. El porcentaje restante se reparte irregularmente entre los campos de los limos arenosos, las arenas, los limos arcillo-arenosos, las arenas limosas y las arcillas (s. str.).
- 4) La mineralogía de la fracción arcillosa caracterizada en esta investigación, en función del sistema geológico en que nos encontremos, fue la siguiente:
  - Triásico: Predominancia de clorita.
  - Cretácico: Abundancia de caolinita y mica.
  - Terciario: Destaca la presencia de esmectita junto con la asociación mica-caolinita.
  - Cuaternario: Esmectita preferentemente, la asociación mica-caolinita y la clorita.
- 5) La representación, en un diagrama triangular, de la composición química de las 119 muestras analizadas, siendo los vértices el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, el SiO<sub>2</sub> y el Resto de Oxidos, junto con la Ppc, nos define perfectamente, por zonas, la distribución planar de las muestras pertenecientes a los distintos sistemas geológicos.
- 6) Sobre una selección de 30 muestras representativas del conjunto total de las mismas se realizaron otros tantos ensayos tecnológicos, que comprenden las siguientes propiedades:

*Propiedades en crudo:*

Plasticidad  
 Densidad aparente  
 Resistencia a la flexión en seco y en cocido (2 temp.)  
 Agua de amasado y contracción de secado

*Propiedades en cocido:*

Contracción lineal (5 temp.)  
 Absorción en agua (5 temp.)  
 Blancura (5 temp.)  
 Coeficiente de dilatación  
 Ensayo de corazón negro  
 Curva de defloculación

- 7) El uso potencial de las 119 muestras tomadas en Cantabria se proyecta sobre su utilización cerámica, según 15 aprovechamientos industriales resumidos en tres grupos: I) Ladrillos y tejas; II) Azulejos para pavimentos y revestimientos; III) Loza y porcelana.
- 8) Como aplicación práctica a nivel de ensayo semi-industrial se realizaron diversos productos cerámicos que se resumen:
  - Pavimento gresificado esmaltado en pasta roja y pasta blanca.
  - Gres sin esmaltar (clinker).
  - Azulejos esmaltados de revestimiento en pasta roja y pasta blanca.
  - Ladrillo caravista y tejas.
  - Loza calcárea.
  - Loza feldespática.
  - Gres artístico.
  - Porcelana sanitaria.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Dirección de Recursos Minerales del ITGE las facilidades obtenidas para la publicación de los resultados que se exponen en este trabajo. También, a todas las personas que de una u otra manera han intervenido en esta investigación: D. Gregorio Gómez Moreno,

director-supervisor del Proyecto: «Posibilidades de Rocas Arcillosas en Cantabria»; D. Vicente Calderón Almena, colaborador en los trabajos de campo; D. Vicente Beltrán Porcar (AICE), y todo el personal de los laboratorios del ITGE.

## REFERENCIAS

- CABALLERO, M. A., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1975): *Estudio mineralógico y genético de la fracción fina del Trias español*. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, t. 87, 277 pp.
- DIAZ RODRIGUEZ, L. A., y GARCIA CORTES, A. (1988): *Depósitos arcillosos terciarios en los alrededores de San Vicente de la Barquera (Cantabria, NE de España): Aspectos genéticos y propiedades cerámicas*. VIII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia. Oviedo, t. 6, 527-536.
- DIAZ RODRIGUEZ, L. A.; CALDERON ALMENA, V., y PERALTA VAQUERO, M. (1988): *Tipos de arcillas en Cantabria*. II Congreso Español de Geología. Granada, t. 2, 267-270.
- FEUILLEE, P., y RAT, P. (1971): *Structures et paléogéographies pyrénéo cantabriques*. En: *Histoire Structurale du Golfo de Gascogne*. Ed. Technip, París, V-VI, 1-48.
- GOMEZ MORENO, G.; DIAZ RODRIGUEZ, L. A.; CALDERON ALMENA, V., y PERALTA VAQUERO, M. (1988): *Caracterización tecnológica de las arcillas de Cantabria (N de España) y su aprovechamiento industrial*. VIII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia. Oviedo, t. 6, 553-560.

IGME (1974): *Mapa de Rocas Industriales a escala 1:200.000. Hoja y Memoria 4-11 (Santander-Reinosa)*. Servicio de Publicaciones del ITGE, 64 pp.

ITGE (1988): *Posibilidades de rocas arcillosas en Cantabria*. Informe inédito. Servicio de Documentación del ITGE, 192 pp.

LOPEZ AGUAYO, F., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1973): *Mineralogía de las arcillas de la facies Wealdense española*. I. Antecedentes, métodos y materiales. II. Cuencas Norte, Levantina y Bética. III. Cuenca Asturiana, discusión y conclusiones. Estudios geológicos, 29, 389-437.

MILLOT, G. (1964): *Geologie des Argiles*. Ed. Masson, París, 499 pp.

MUNSELL COLOR CO. (1975): *Munsell Soil Color Charts, for use of soil scientists, geologist, and archaeologist*. Munsell Color, Baltimore.

NEWMAN, A. C. D. (1987): *Chemistry of clay and clay minerals*. Mineralogical Society Monograph, núm. 6, 480 pp.

PUJALTE, V. (1974): *Litoestratigrafía de la facies Weald (Valanginiense Superior-Barremiense), en la provincia de Santander (Norte de España)*. Bol. Geol. Min., 85, 10-21.

PUJALTE, V. (1982): *El tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense*. En: *El Cretácico en España*. Capítulo tercero. Ed. Univ. Complutense, Madrid, 51-63.

ROCK-COLOR CHART COMMITTEE (1984).—*Rock-Color Chart*. Geol. Soc. Amer. Colorado.

SHEPARD, F. P. (1954): *Nomenclature based on sand-silt-clay ratios*. Jour. Sediment. Petrol., 24, 151-158.

WENTWORTH, C. K. (1922): *A scale of grade and clase terms for clastic sediments*. Jour. Geol., v. 30, 377-392.

Original recibido: Enero de 1989.  
 Original aceptado: Febrero de 1990.



## AGUAS SUBTERRANEAS

# El Karst en Cuarcitas del Grupo Itacolomi, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil: Aplicación del Método de Predicción de Drenaje Subterráneo.

Por A. ERASO ROMERO (\*) y M. TAYLOR DE LIMA (\*\*)

## RESUMEN

La investigación del karst en cuarcitas desarrollado en las rocas del Grupo Itacolomi, llevada a cabo en 1988, identificó diversos rasgos endokársticos y exokársticos, tales como dolinas, ponores, surgencias, lapiazes, cuevas, espeleotemas y flujos subterráneos. Se han estudiado espeleotemas de ópalo-A, alofana y un mineral rico en hierro en las cuevas exploradas.

La aplicación del Método de Predicción en el karst en cuarcitas de Itacolomi ha dado un grado de precisión del 95.2 por 100, similar al encontrado en otras rocas solubles, tales como calizas, dolomías, yesos y hielo glaciar. Ello refuerza la idea de la existencia de procesos de karstificación en las cuarcitas.

El contraste entre las polimodales de predicción de drenaje y de direcciones encontradas en las exploraciones de los conductos en dos bloques separados por una escama tectónica, muestra que a pesar de que existen algunas diferencias probablemente causadas por dicha discontinuidad, la moda principal permanece constante.

**Palabras clave:** Karst en cuarcitas, Itacolomi, Método de predicción, Espeleotemas, Opalo, Alofana.

## ABSTRACT

The investigation of the quartzite karst developed in the Itacolomi Group rocks, carried out in 1988, identified several exokarstic and endokarstic features such as sinkholes, swallowholes, springs, karrens, caves, speleothems and underground streams. Opal-A, allophane and an iron-rich mineral or mineraloid speleothems were found in the caves.

The application of the Prediction Method to Itacolomi Quartzite Karst gave a high degree of accuracy (95.2 per 100), similar to that found in other soluble rocks such as limestones, dolomites, gypsum and glacier ice. It enhances the idea of karstification processes in quartzites.

The contrast of the drainage prediction and conduit directions polymodals for two blocks of a thrust fault shows that, although there are some differences probably caused by this structural discontinuity, the main mode keeps unchanged.

**Key words:** Karst, Quartzite Karst, Itacolomi, Prediction Method, Speleothems, Opal, Allophane.

## RESUMO

No estudo do carste em quartzitos do Grupo Itacolomi, na região do Pico homônimo, foram identificadas diversas feições endo e exokársticas, tais como dolinas, ponores, ressurgências, lapiazes, cavernas, espeleotemas e drenagens subterráneas. Nas cavernas estudadas foram encontrados espeleotemas de opala-A, alofana e um mineral rico em ferro.

A aplicação do Método de Predição no carste em quartzitos do Itacolomi obteve um grau de precisão de 95,2 por 100, similar ao encontrado em outras rochas solúveis como calcáreos, dolomitos, gessos e gelo glaciar. Este fato reforça a idéia da existência de processos de carstificação em quartzitos.

O contraste entre as polimodais de predição de drenagem e as de direções de condutos nas cavernas mapeadas, aplicadas em dois blocos separados por uma falha de empurrão, mostra que apesar de existirem algumas diferenças causadas provavelmente por essa discontinuidade tectônica, a moda principal permanece constante.

(\*) Past President of UIS. Prof. Titular de la Cátedra de Hidrogeología de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid. Sociedade Brasileira de Espeleologia.

(\*\*) Sociedade Excursionista e Espeleológica da Escola de Minas de Ouro Preto. Cátedra de Hidrogeología de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid. Sociedade Brasileira de Espeleologia.

## 1. INTRODUCCION

El presente trabajo desarrolla las investigaciones realizadas en los meses de julio y agosto de 1988 en el macizo cuarcítico del Itacolomi, situado en las proximidades de la ciudad de Ouro Preto, MG, Brasil.

En dicho macizo se emplazan una serie de rosarios de dolinas, algunas de ellas conectadas con cavernas y conductos kársticos que ocasionalmente están recorridos por ríos subterráneos, evidenciando la existencia de un karst activo no hidrotermal con drenaje endorreico gracias a la disolución de la cuarcita.

Dada la rareza del desarrollo del karst en cuarcitas en el mundo, Itacolomi representa un excelente ejemplo para investigar las analogías existentes con otros karst clásicos desarrollados en rocas carbonatadas.

La organización del drenaje en los acuíferos kársticos se caracteriza porque su permeabilidad se establece a favor de la interconexión de fisuras y/o planos de debilidad, donde la circulación de agua a través de ellas provoca la disolución de la roca.

La posibilidad de aplicar el «Método de Predicción de las Direcciones de Drenaje en el Karst» (ERASO, 1985-86) en este medio tan poco habitual, nos ha parecido una ocasión que no debíamos dejar pasar.

El presente trabajo recoge las primeras investigaciones realizadas que exponemos a continuación.

## 2. GEOLOGIA REGIONAL (fig. 1)

El grupo Itacolomi está representado por una secuencia epiclástica grosera constituida predominantemente por cuarcitas y metaconglomerados. Está localizado en la región del Cuadrilátero Ferrífero, cuya columna estratigráfica clásica fue definida por DORR (1969). La compilación de diversos trabajos sobre la geología del Cuadrilátero permite definir tres grandes unidades: el Complejo Cristalino migmatítico-granulítico con intrusiones ígneas, y protólitos de origen meta-sedimentario (GOMES, 1985), el «Greenstone Belt» Supergrupo Rio das Velhas y, finalmente, el

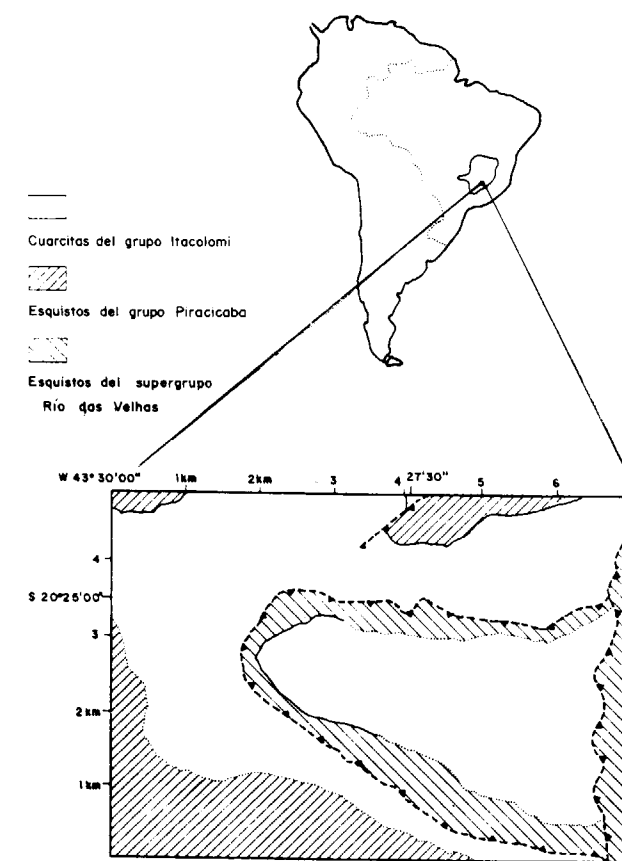


Figura 1.—Situación y mapa geológico de la región estudiada.

Supergrupo Minas de origen clástico-químico, en el cual el Grupo Itacolomi se halla incluido.

La posición estratigráfica del Grupo Itacolomi es, sin embargo, objeto de controversia. DORR (op. cit.) lo sitúa en el techo del Supergrupo Minas. Trabajos más recientes, publicados en la década de los 80, identifican grandes aloctonías de los bloques pertenecientes a este Grupo (GLOKNER, 1981; TESSARI y AMORIN, 1984; ALKMIN, 1985), reavivando una idea de aloctonía original de BRAJNIKOV (1949). Así, ALKMIN et alii (1989) proponen que el Grupo Itacolomi sería correlativo a la Formación Moeda del Grupo Caraca, estando por tanto en la base del Supergrupo Minas. En consecuencia, y solamente en carácter especulativo, dada la ausencia de dataciones absolutas para las rocas del Supergrupo



Minas, se puede decir que su edad sería anterior al ciclo Transamazónico, es decir, con una antigüedad del orden de 1900 a 2000 millones de años.

GLOCKNER (1981) divide el Grupo Itacolomi en tres unidades:

- Unidad Superior (220-270 m.), constituida por cuarcitas con horizontes de metaconglomerados finos a groseros.
- Unidad Inferior (195-320 m.), de cuarcitas polimíticas con cantos de filitas e itabiritas.
- Unidad Basal ( $\approx$  135 m.), de cuarcitas con niveles conglomeráticos.

Basándose en estudios sedimentológicos, TESSARI y AMORIN (1984) y ALKMIN (1985) proponen para el Grupo Itacolomi un ambiente de sedimentación en abanicos aluviales con ríos entrelazados. Una de las formas estudiadas por dichos autores, las estratificaciones cruzadas de porte decimétrico, aparecen claramente en las paredes de las cavernas estudiadas, probablemente debido a la baja actividad biológica e intempérica de dichas grutas.

Las deformaciones sufridas por el Cuadrilátero Ferrífero constituye otro punto todavía objeto de controversias que no cabe detallar aquí. Tomaremos como base el trabajo de síntesis de ALKMIN et alii (1989), que proponen la existencia de tres eventos de deformación principales:

- Evento D<sub>1</sub>: caracterizado por un esfuerzo cizallante de SE a NO, generando estructuras conspicuas y evidentes, tal como la foliación S<sub>1</sub>, penetrante en todos los niveles.
- Evento D<sub>2</sub>: constituido por la ascensión de bloques dómicos del basamento, alterando las estructuras del evento anterior.
- Evento D<sub>3</sub>: caracterizado por elementos de orientación N-S, debido a un esfuerzo compresivo desde el E hacia el W.

Otros dos eventos extensionales son citados también por los mismos autores a título de idea, necesitando en cualquier caso de una mejor definición formal.

### 3. EL KARST EN CUARCITAS DE ITACOLOMI

El Karst en cuarcitas de Itacolomi, hasta el momento representado por doce cavernas conocidas, presenta, sin embargo, un potencial mucho mayor, que viene siendo sistemáticamente explorado, estudiado y cartografiado por la Sociedade Excursionista e Espeleológica da Escola de Minas de Ouro Preto.

#### 3.1. Características generales

El Grupo Itacolomi, en las cercanías del Pico homónimo (1.762 m. s. n. del mar), próximo a la ciudad de Ouro Preto, puede ser dividido en dos grandes bloques tectónicos, separados por un cabalgamiento generado por una falla inversa de bajo ángulo. El Bloque Inferior contiene dos principales áreas de interés Kárstico.

La primera de ellas constituye el Valle del Río Baú, en las proximidades del final de la «Estrada do Calaes», como es localmente conocida. Las altitudes varían de 1.300 a 1.350 m., y los procesos de karstificación son evidentes, como lo atestiguan las dolinas, cavernas y drenajes subterráneos existentes, en concordancia con el cauce del río. Las cavernas Itacolomi 1 y 2 están situadas en esta área.

La segunda área de interés, también emplazada en el Bloque Inferior, está situada en una superficie geomorfológica de altitud comprendida entre 1.400 y 1.500 m. s. n. del mar. En dicha área se ubica la cabaña de «paredes de latão», referencia concreta muy conocida por los visitantes de la región. Las formas kársticas más abundantes están aquí representadas por numerosas dolinas, la mayoría de las cavernas conocidas y bastante frecuentemente ríos subterráneos.

En el Bloque Superior, que se apoya sobre el cabalgamiento citado, se sitúa el Pico do Itacolomi, la cota más alta de la región; constituye el áreotipo en la definición del Grupo Itacolomi. Las altitudes varían entre 1.600 y 1.762 m., localizándose aquí la mayor caverna conocida hasta el momento, Itacolomi 4.

Como quiera que las discontinuidades estructurales podrían afectar a los resultados del Método de Predicción, los autores han decidido estudiar los datos de ambos Bloques tanto separada como

conjuntamente, lo que posibilitaría cuantificar la perturbación causada por el cabalgamiento. En consecuencia, todos los resultados se han analizado para el Bloque Inferior, Bloque Superior y Global.

A pesar que hasta ahora ningún trabajo de datación geomorfológica ha sido realizado en detalle en la región de Itacolomi, los autores se muestran propensos a creer que el Karst descrito es muy antiguo y viene desarrollándose desde varios millones de años. La perspectiva de la datación de los espeleotemas de ópalo, cuando se resuelva, apuntará valiosos datos al respecto.

#### 3.2. Algunas consideraciones sobre el problema de la solubilidad de la sílice

El desarrollo del karst en cuarcitas ya ha sido citado en algunas partes del mundo. Entre los casos más importantes se encuentran los Karst de Black Reef y Wolkberg, en la Africa del Sur (MARTINI, 1982) y el Karst en el Grupo Roraima, en la Venezuela (URBANI, 1977; GALAN, 1982), próximo a la frontera con Brasil y Guayana inglesa.

En Brasil se conocen también algunos otros casos de karst en cuarcitas, aunque sólo dos han sido descritos en la literatura especializada.

Los casos descritos son el Karst en la Sierra de Ibitipoca, próximo a Lima Duarte, en Minas Gerais (PEREZ y GROSSI, 1986) y el Karst de la Formación Tombador-Lavras, Grupo Chapada Diamantina, en las cercanías de Lençóis, Bahia (ERASO et alii, in print.). En el caso del Karst de Ibitipoca, PEREZ y GROSSI evitan la expresión «Karst», a pesar de que el gran número de cavernas encontradas y su tipología deja poco margen a las dudas. El ejemplo del Karst de Lençóis es, con mucho, el más importante donde se desarrolla la Gruta do Lapão, de 1.100 m. de desarrollo de galería principal, con secciones a veces superiores a 3.000 metros cuadrados, recorrida por un río subterráneo visitable desde el sumidero a la surgencia, y con numerosos espeleotemas de ópalo, algunos de ellos de gran desarrollo.

Entre los casos todavía no descritos en la literatura, pero que son conocidos por uno de los autores (LIMA), existe el karst próximo a la ciudad de São Tomé de las Letras y el karst cercano a

la ciudad de Diamantina, ambos en Minas Gerais.

El problema de la disolución de la sílice que permite el desarrollo de cavernas y de otras formas clásicas ya citadas, no es, todavía, completamente conocido.

En aguas de bajo pH, ligeramente ácidas, caso del Karst de Itacolomi (pH  $\approx$  5,5), la solubilidad de la sílice es en principio independiente del pH, haciéndose más insoluble para pH fuertemente ácido. La solubilidad del cuarzo para pH inferior a 8 y a 25° C es aproximadamente de 6 mg/l. Sin duda la temperatura del agua es un factor muy importante en la solubilidad de la sílice. Para una temperatura de 100° C, por ejemplo, su solubilidad crece hasta cerca de 60 mg/l. (MUXART y BIROT, 1977). La sílice amorfa, en las mismas condiciones, puede alcanzar los 100 mg/l.

Resulta muy notable que experimentos de laboratorio que utilizaron diferentes granulometrías y tipo de muestras, encontraron resultados muy distintos (MOREY et alii, 1962; SIFFERT, 1962). Esto puede ser debido tanto al hecho de que una mayor superficie de contacto permite una más fácil extracción de Si(OH)<sub>4</sub>, como al hecho de que la propia molienda de las muestras altere la estructura cristalina del cuarzo. En la naturaleza en el caso de infiltraciones de baja velocidad en fisuras o poros, se puede suponer valores de solubilidad algo mayores que los clásicos por aumento de la superficie de contacto. En las muestras naturales, la fina capa de amorfos que envuelve las partículas, identificada por microscopía electrónica, indica que la disolución ocurre, en el caso de flujos en poros, principalmente en los contactos entre los granos de la roca, hecho este ya citado por MARTINI (1982) para el Karst de Black Reef y Wolkberg. En su trabajo, también estima groseramente en 2 millones de años el tiempo necesario para el desarrollo de los karst citados.

La agitación también representa un factor importante en relación con la solubilidad de la sílice. MOREY et alii (1962), en sus experimentos a 25° C, encontraron valores de solubilidad para el cuarzo de 1 mg/l a 1/2 rpm (rotaciones por minuto) y hasta 390 mg/l. a 75 rpm. En ambos casos la duración del experimento fue de 360 días.



La concentración de la sílice en agua es una función exponencial del tiempo de contacto (RIMSTIDT y BARNES, 1980). MARTINI (1987) desarrolló un programa de ordenador en el cual modeliza el comportamiento de fracturas en cuarcitas. Sus resultados muestran que una fractura de características iniciales de 110 m. de longitud, 30° de inclinación con respecto a la vertical y 2  $\mu$  de anchura sometida a la circulación del agua, se ensanchaba hasta casi 100  $\mu$  después de 300 años de continua disolución.

### 3.3. Descripción de las cavernas estudiadas

Para realizar el contraste entre el Método de Predicción del drenaje subterráneo y las direcciones reales de los conductos kársticos existentes en la región, fueron topografiadas las cinco principales cavernas entre las doce actualmente conocidas, nominándolas por su toponimia seguida de un número de identificación (LIMA, 1987). Todas ellas presentan un desarrollo predominantemente horizontal.

Las cavernas Itacolomi 1 y 2 están localizadas en el valle del río Baú, en el Bloque Inferior. Se encuentran muy próximas entre sí, y comparten el mismo río subterráneo. Son muy parecidas y probablemente formaban una misma caverna, ahora dividida por hundimientos, donde Itacolomi 1 se sitúa aguas arriba de Itacolomi 2. Las secciones presentan una forma elíptica y sub-elíptica, típica de los conductos freáticos, con el eje mayor paralelo al buzamiento de la foliación S<sub>1</sub>. Sus desarrollos son, respectivamente, de 38 y 28 m.

Las cavernas Itacolomi 3 y 5 están localizadas en la superficie geomorfológica intermedia. La caverna Itacolomi 3, con un desarrollo de 49 m., se desarrolla en fracturas ensanchadas por disolución. Itacolomi 5 presenta secciones transversales elípticas casi perfectas, con gran variedad de formas de disolución, a todo lo largo de sus 54 m. de recorrido, donde se emplaza un río subterráneo activo, en el momento de su estudio (agosto de 1988) a pesar de la larga época de estiaje que sufría la región. En resumen, las cavernas Itacolomi 1, 2, 3 y 5 se sitúan en el Macizo Cuarcítico Inferior, destacando el hecho de que Itacolomi 1, 2 y 5 representan conductos freáticos que no han utilizado en modo alguno fracturas preexistentes para instalarse.

La caverna Itacolomi 4, la de mayor desarrollo, con un recorrido de 149 m., y situada en el Macizo Cuarcítico Superior, está constituida por un gran bloque dislocado en su dolinamiento de entrada, seguido por un conducto freático, desarrollado por disolución, y recorrido por un río subterráneo activo, que termina en un sifón.

### 3.4. Espeleotemas

En todas las cavernas estudiadas se encontraron depósitos minerales secundarios de reprecipitación de sílice, es decir, espeleotemas, todos ellos pertenecientes al grupo de los silicatos (LIMA, 1987). El mineral más frecuente encontrado es el ópalo, seguido de alofana y un mineral o minerales ferro-silicatado, todavía no perfectamente identificado.

Los hábitos más comunes de los espeleotemas de ópalo son coraloides («couves-flor»), estalactitas y helictitas. El ópalo se identificó mediante Difracción de Rayos-X (DRX), análisis químicos y secciones delgadas.

Los patrones de DRX para los ópalos de Itacolomi permiten su clasificación como ópalo-A en el sentido de JONES y SEGNET (1971), con dispersión de bajo ángulo (fig. 2). Este patrón se caracteriza por una banda difusa y destacada, centrada entre 37° y 43 Å.

Las secciones delgadas no se oscurecen totalmente con los nícoles cruzados, lo que indica una recristalización incipiente del primitivo ópalo. De hecho, algunos cristales de calcedonia fueron identificados en las secciones delgadas, lo que comprueba esta recristalización y, al mismo tiempo, sugiere una edad muy grande para dichos espeleotemas. Todas las muestras estudiadas presentaban una contaminación aérea de polvo de cuarcita de menos de 0,1 mm. de diámetro.

La génesis de los referidos espeleotemas es, generalmente, aceptada en la bibliografía especializada como consecuencia de sobresaturación de sílice por evaporación del agua de infiltración (HILL y FORTI, 1986; WEBB y FINLAYNSON, 1984). El análisis químico realizado viene expresado en la tabla 1.

**TABLA 1**  
**Análisis químico de espeleotemas de ópalo.**

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	P. F.	Total
Muestra IT3 ...	88.82	01.03	01.64	00.00	07.28	98.77
Muestra IT5 ...	79.33	02.58	01.64	00.00	14.84	98.35

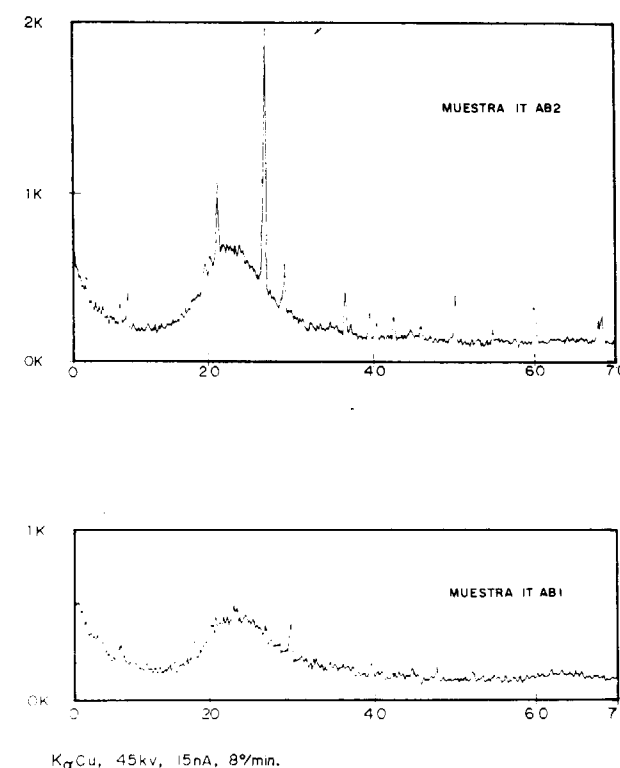


Figura 2.—Difractometría de Rayos X de los espeleotemas de ópalo. Los picos son debidos a cuarzo, sericita y otras contaminaciones aéreas.

Otro tipo común de espeleotemas encontrados en Itacolomi fueron depósitos acuosos («flow-stones»), generalmente asociados con microgours de alofana. La alofana siempre fue encontrada asociada a flujos de agua. El mineral alofana puede ser descrito como un aluminosilicato hidratado compuesto por pequeños esféricos huecos de 35 a 55 Å de diámetro, con un amplio rango de composición (FINLAYNSON y WEBB, 1985). Su identificación se realizó mediante el test de FIELDS y PERROT (1966).

Algunas costras de un espeleotema rico en hierro mostraron patrones amorfos en DRX y respuesta negativa ante el test de FIELDS y PERROT. Su análisis de Espectroscopía de Infrarrojos (EIR) todavía no ha sido realizada. Sin embargo, la similitud de dichos espeleotemas con otros ya descritos sugiere que pueden ser clasificados como pertenecientes a la serie de la Ferrohídrita-Hisingerita (HENMI et alli, 1980; FINLAYNSON y WEBB, 1985).

Los procesos de formación de alofana y espeleotemas ricos en hierro no son todavía bien conocidos, aunque la tendencia es a asociarlos a contribuciones de materia orgánica desde la cobertura de suelos existentes sobre las cuevas, especialmente en el caso de la alofana.

### 3.5. Direcciones de los conductos y cavernas

El Bloque Inferior de Cuarcita tiene 169 m. de conductos kársticos cuya distribución direccional viene expresado en la polimodal de la figura 3-A, en la que puede verse:

- Una moda principal de dirección 165-180°, con 25,4 por 100 de probabilidad.
- Una moda secundaria de dirección 105-120°, con 13,9 por 100 de probabilidad.
- Una moda complementaria de dirección 45-60° con 10,7 por 100 de probabilidad.
- Otra moda complementaria de dirección 75-90°, con 8,9 por 100 de probabilidad.

El Bloque Superior de Cuarcita tiene 149 m. de conductos kársticos, cuya distribución se muestra en la polimodal de la figura 3-B, que muestra:

- Dos modas principales con probabilidad 25,5 por 100 y direcciones 105-120° y 165-180°.



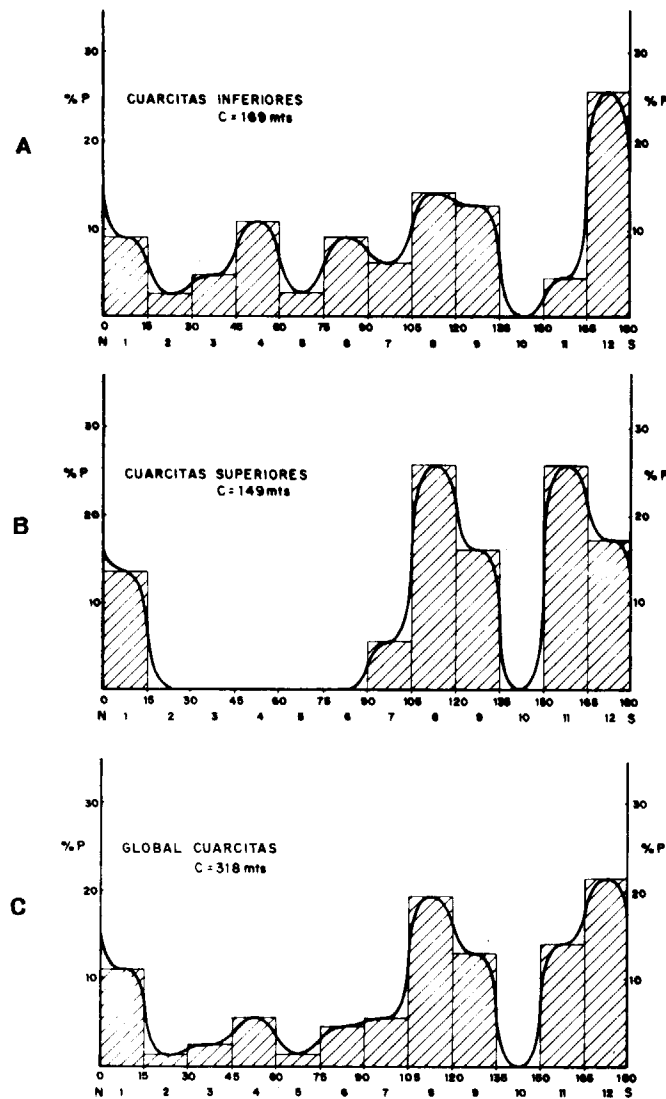


Figura 3.—Polimodal de resultados de exploración de cavernas, para cada bloque de cuarcitas y su global. C=número de metros explorados.

Sumando los conductos kársticos de ambos Bloques con un total de 318 m., su distribución, expresada en la polimodal de la figura 3-C, es la siguiente:

- Una moda principal de dirección 165-180°, con 21,4 por 100 de probabilidad.
- Una moda secundaria de dirección 105-120°, con 19,3 por 100 de probabilidad.

- Una moda residual de dirección 45-60°, con 5,7 por 100 de probabilidad.

#### 4. PREDICCIÓN DEL DRENAJE

En el karst, la disolución motivada por la circulación endorreica del agua, amplía los huecos o fisuras interconectadas, disminuyendo gradualmente su pérdida de carga. En consecuencia, su gradiente hidráulico aumenta, incrementándose con ello la circulación y, por consiguiente, la disolución, y así sucesivamente, resultando que solamente las fisuras que están sometidas a mayor circulación son las que se amplían selectivamente, con detrimento de las otras.

El resultado es el establecimiento de una red de conductos tridimensional, responsable tanto de las altas transmisividades como del carácter direccional y discreto en el espacio, de los acuíferos kársticos.

La cuantificación de la anisotropía en dirección y, en consecuencia, la predicción de las direcciones principales de drenaje, podremos abordarla mediante la aplicación del «Método de Predicción de las Direcciones Principales de Drenaje en el Karst» (ERASO, 1985-86), para lo que se precisa que el proceso de karstificación sea análogo en las cuarcitas al que se desarrolla en otras rocas solubles.

##### 4.1. Hipótesis de partida

Las investigaciones realizadas se basan en tres hipótesis principales:

1. En virtud del Principio de Convergencia de Formas (ERASO, 1973) el karst se organiza de manera similar en todas las rocas solubles en la naturaleza.
2. La presencia de formas exokársticas y endokársticas en la cuarcita de Itacolomi evidencia tanto la disolución como la instalación de un drenaje endorreico en ellas.
3. El «Método de Predicción de las Direcciones Principales de Drenaje en el Karst» es aplicable también a las cuarcitas.

Estas hipótesis contienen de manera implícita las siguientes observaciones:

De la primera hipótesis:

- la existencia de formas kársticas en la cuarcita tanto micro como macroformas, exo y endokársticas;
- la organización de un drenaje endorreico con ponores, por donde se sume el agua y fuentes por donde vuelve a surgir al exterior;
- la existencia de una red subterránea de drenaje, a base de conductos y galerías, que conecte los ponores con las surgencias.

De la segunda hipótesis:

- la posibilidad de reprecipitación en forma de espeleotemas en las galerías y conductos, de la sílice disuelta por las aguas de infiltración.

La tercera implica a su vez afirmar que:

- la disposición espacial de la red de conductos responsable del drenaje subterráneo está condicionada por la evolución del estado tensional del macizo cuarcítico (hipótesis cualitativa de ERASO, 1985-86).
- Las direcciones principales de galerías y conductos que representan el drenaje endorreico se emplazan según planos perpendiculares a la componente menor  $\sigma_3$  de los elipsoides de esfuerzo a que ha estado sometido el macizo (Hipótesis Cuantitativa de ERASO et alii, 1983).

##### 4.2. Trabajos de campo

Dichos trabajos se centran en buscar conjunciones de tectoglifos capaces de determinar los diferentes elipsoides de esfuerzos a que han estado sometidas las cuarcitas. Las principales conjunciones heterogéneas son:

- estilolito - vena de cuarzo.
- estilolito - falla.
- vena - falla.
- fallas conjugadas,

de manera que mediante la aplicación de las técnicas de geología estructural, tras leer la di-

rección y buzamiento de cada plano de tectoglifo, poder determinar en red de WULFF los componentes de cada elipsoide de esfuerzos ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). Los planos que contengan los componentes mayor e intermedio de dichos elipsoides ( $\sigma_1 \sigma_2$ ) determinarán las direcciones de drenaje buscadas. Como las venas y diques de cuarzo son ortogonales a la componente menor de dichos elipsoides ( $\sigma_3$ ), también nos determinan dichos planos de drenaje.

El inventario de tectoglifos se ha realizado en el Bloque Inferior de Cuarcitas, a lo largo de la «Estrada do Calaes», encontrando 60 estaciones de lectura bien visibles en las trincheras de excavación a lo largo de su trazado.

La totalidad de las estaciones de lectura consisten en diques de cuarzo, y su distribución, según su rumbo tomado cada 15°, nos viene dado en la tabla 2.

A su vez, el inventario correspondiente al Bloque Superior de Cuarcitas, con un total de 25 estaciones de medida, se ha realizado en las inmediaciones del Pico Itacolomi, seleccionando los lugares donde las rocas no estén desprendidas ni deslizadas. Aquí también la totalidad de las estaciones de lectura consisten en diques de cuarzo y su distribución, según su rumbo, es dada en la tabla 3.

TABLA 2  
Distribución de tectoglifos: Bloque inferior.

Clase	Rumbo	Número de estaciones
1	0- 15	5
2	15- 30	5
3	30- 45	3
4	45- 60	3
5	60- 75	0
6	75- 90	5
7	90-105	5
8	105-120	13
9	120-135	7
10	135-150	3
11	150-165	2
12	165-180	9



**TABLA 3**

**Distribución de tectoglifos: Bloque superior.**

Clase	Rumbo	Número de estaciones
1	0- 15	1
2	15- 30	1
3	30- 45	0
4	45- 60	1
5	60- 75	1
6	75- 90	2
7	90-105	2
8	105-120	9
9	120-135	3
10	135-150	0
11	150-165	5
12	165-180	0

**4.3. Cuantificación de la anisotropía en dirección**

Del análisis de los datos de campo expresados en las tablas 2 y 3 mediante la aplicación del Método de Predicción, se deducen las siguientes direcciones principales de drenaje.

**4.3.1. Bloque Inferior de Cuarcitas de Itacolomi**

Dos modas principales que indican dos direcciones principales de drenaje, con las siguientes características (fig. 4-A):

- Una moda principal de dirección 105-120°, con 21,7 por 100 de probabilidad.
- Una moda secundaria de dirección 165-180°, con 15,0 por 100 de probabilidad.

**4.3.2. Bloque Superior de Cuarcitas de Itacolomi**

Dos modas principales que indican sendas direcciones de drenaje, con las siguientes características (fig. 4-B):

- Una moda principal de dirección 195-120°, con 36,0 por 100 de probabilidad.
- Una moda secundaria de dirección 150-165°, con 20,0 por 100 de probabilidad.

**4.3.3. Global de las Cuarcitas de Itacolomi**

Acumulando el conjunto de datos anteriores de ambas series de cuarcitas, la cuantificación de

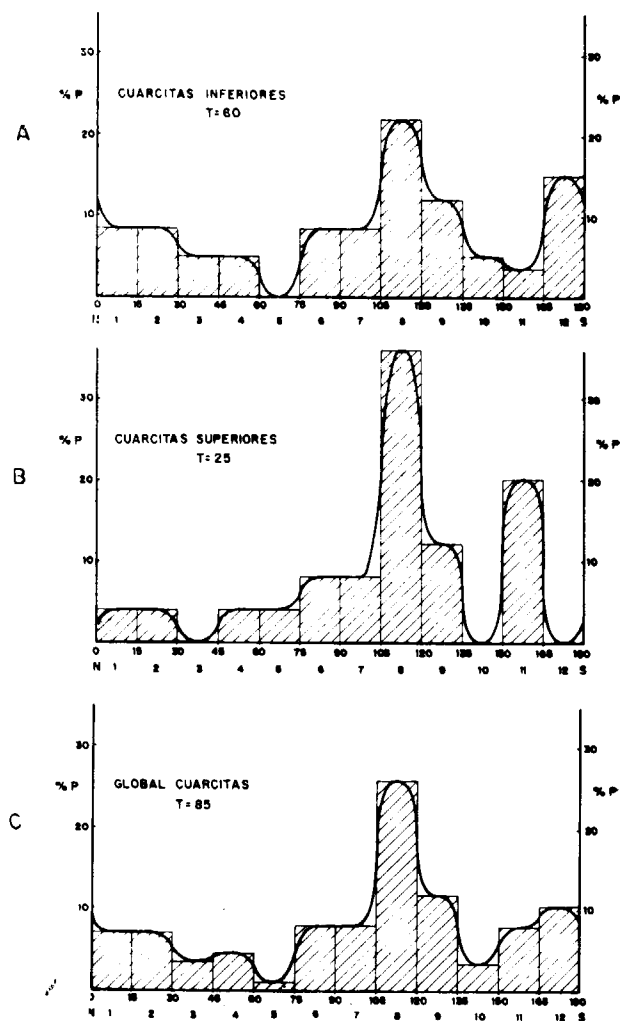


Figura 4.—Polimodal de las direcciones de flujo kársticas dada por el Método de Predicción, para cada bloque de cuarcitas y el global.

la anisotropía en dirección, y en consecuencia la predicción del drenaje endorreico para el macizo de Itacolomi, presenta las siguientes características (fig. 4-C):

- Una moda principal de dirección 105-120°, con 25,9 por 100 de probabilidad.
- Una moda secundaria de dirección 165-180°, con 10,6 por 100 de probabilidad.
- Una moda residual (menor que el ruido de fondo), en la dirección 45-60°, con 4,7 por 100 de probabilidad.

Este conjunto representa la predicción del drenaje dada por las polimodales de la figura 3, cuyo grado de bondad deberemos contrastar con las direcciones encontradas en las cavernas de la región.

**5. CONTRASTE ENTRE PREDICCIÓN Y EXPLORACION**

El contraste entre la predicción dada por el método aplicado y la topografía de los conductos mediante la exploración espeleológica de las cavernas, puede cuantificarse mediante la aplicación del test de KOLMOGOROV. Este test permite cuantificar el error máximo y el grado de precisión en la predicción realizada. Para ello se precisa sencillamente comparar las curvas acumuladas de las parejas de polimodales predicción-exploración en cada caso.

Los resultados son los siguientes:

- Para las Cuarcitas Inferiores (fig. 5):  
Error máximo  $\leq 3.2$  por 100.  
Grado de Precisión de la Predicción = 96,8 por 100.
- Para las Cuarcitas Superiores (fig. 6):  
Error máximo  $\leq 6.8$  por 100.  
Grado de Precisión de la Predicción = 93,2 por 100.
- Para el Global de Cuarcitas (fig. 7):  
Error máximo  $\leq 4.8$  por 100.  
Grado de Precisión de la Predicción = 95,2 por 100.

**6. CONCLUSIONES**

1. El karst en Cuarcitas de Itacolomi presenta diversas formas exo y endokársticas tales como: dolinas, resurgencias, sumideros, lapiares, ríos subterráneos, conductos freáticos y espeleotemas. Es decir, de análoga manera al karst en rocas solubles tales como caliza, yeso, sal, etc. La karstificación en cuarcitas

CUARCITAS INFERIORES

INTERVALOS $\beta$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
VALORES PREDICHOS %	8.3	8.3	5	5	-	8.3	8.3	21.7	11.7	5	3.5	15
ACUMULACION $\Sigma_T$	8.3	16.6	21.6	26.6	26.6	34.9	43.2	64.9	76.6	81.6	84.9	99.9
VALORES EXPLORADOS %	8.9	2.4	4.7	10.7	2.7	8.9	5.9	13.9	12.4	-	4.1	25.4
ACUMULACION $\Sigma_C$	8.9	11.3	16	26.7	29.4	38.3	44.2	58.1	70.5	70.5	74.6	100
$ \Sigma_C - \Sigma_T $	0.6	5.5	5.6	0.1	2.8	3.4	1.0	6.8	6.1	11.1	10.3	0.1
ERROR E%	0.2	1.6	1.6	0	0.8	1.0	0.3	2.0	1.8	3.2	3.0	0

$$\text{ERROR MÁXIMO} = E\% = \frac{|\Sigma_C - \Sigma_T|}{\sqrt{n}} = \frac{11.1}{\sqrt{12}} = 3.2\%$$

$$\text{GRADO DE PRECISIÓN} = 100 - E\% = 100 - 3.2 = 96.8\%$$

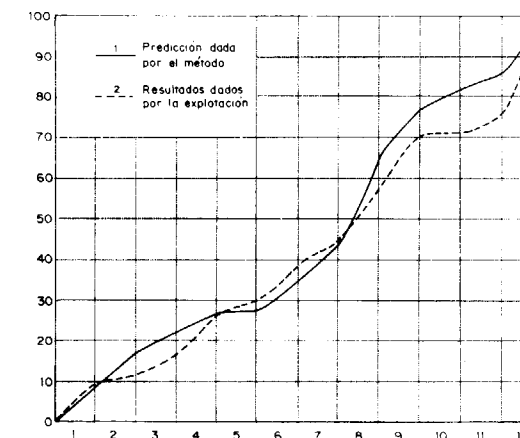


Figura 5.—Test de Kolmogorov para estimar el grado de precisión entre la predicción y exploración en el karst del bloque inferior de cuarcitas de Itacolomi.

es, pues, un hecho real, si bien la cuestión de la solubilidad de la sílice necesita ser bien estudiada.

2. La aplicación aquí del Método de Predicción de las Direcciones Principales de Drenaje en el Karst da para las Cuarcitas de Itacolomi un alto grado de precisión, similar al obtenido en otras rocas solubles (calizas, dolomías, yeso), o karstificables (hielo glaciar), lo que refuerza la idea de procesos de karstificación en cuarcitas.
3. Los espeleotemas de ópalo-A encontrados presentan una recristalización incipiente en calcedonia, indicando tanto la disolución de



CUARCITAS SUPERIORES												
INTERVALOS #	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
VALORES PREDICHOS %	4	4	-	4	4	8	8	36	12	-	20	-
ACUMULACION $\Sigma T$	4	8	8	12	16	24	32	68	80	80	100	100
VALORES EXPLORADOS %	134	-	-	-	-	-	54	255	134	-	255	168
ACUMULACION $\Sigma C$	134	134	134	134	134	134	188	443	577	577	832	1000
$ \Sigma C - \Sigma T $	94	54	54	14	26	106	132	237	223	223	168	0
ERROR E%	2.7	1.6	1.6	0.4	0.7	3.1	3.8	6.8	6.4	6.4	4.8	0

$$\text{ERROR MAXIMO} = E\% = \frac{|\Sigma C - \Sigma T|}{\sqrt{6}} = \frac{237}{\sqrt{6}} = 96.8\%$$

$$\text{GRADO DE PRECISION} \geq 100 - E\% = 100 - 96.8 = 3.2\%$$

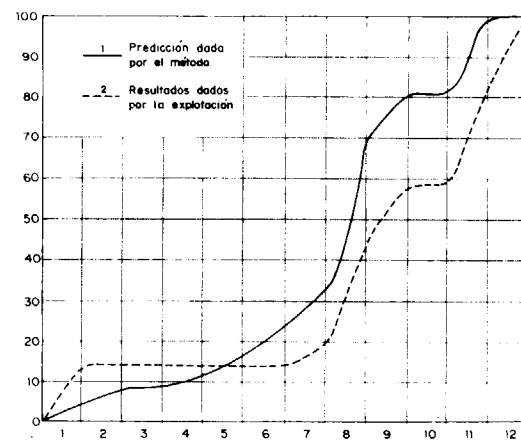


Figura 6.—Test de Kolmogorov para estimar el grado de precisión entre la predicción y exploración en el karst del bloque superior de cuarcitas de Itacolomi.

la cuarcita y reprecitación de la sílice como la sospecha de una gran antigüedad en el proceso de karstificación.

- El contraste de las polimodales de predicción del drenaje y las direcciones de conductos y cavernas para ambos Bloques Superior e Inferior de cuarcita, muestra que la moda principal permanece constante, a pesar de que haya algunas diferencias, probablemente motivadas por la discontinuidad estructural.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su gratitud al De-

CUARCITAS GLOBAL												
INTERVALOS #	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
VALORES PREDICHOS %	7.1	7.1	3.5	4.7	1.2	8.2	8.2	25.9	11.8	3.5	8.2	10.6
ACUMULACION $\Sigma T$	7.1	14.2	17.7	22.4	23.6	31.8	40	65.9	77.7	81.2	89.4	100
VALORES EXPLORADOS %	11.0	1.3	2.5	5.7	1.4	4.7	5.7	19.3	12.9	-	14.1	21.4
ACUMULACION $\Sigma C$	11.0	12.3	14.8	20.5	21.9	26.6	32.3	51.6	64.5	64.5	78.6	100
$ \Sigma C - \Sigma T $	3.9	1.9	2.9	1.9	1.7	5.2	7.7	14.3	13.2	16.7	10.8	0
ERROR E%	1.1	0.5	0.8	0.5	0.5	1.5	2.2	4.1	3.8	4.8	3.1	0

$$\text{ERROR MAXIMO} = E\% = \frac{|\Sigma C - \Sigma T|}{\sqrt{6}} = \frac{16.7}{\sqrt{6}} = 6.8\%$$

$$\text{GRADO DE PRECISION} \geq 100 - E\% = 100 - 6.8 = 93.2\%$$

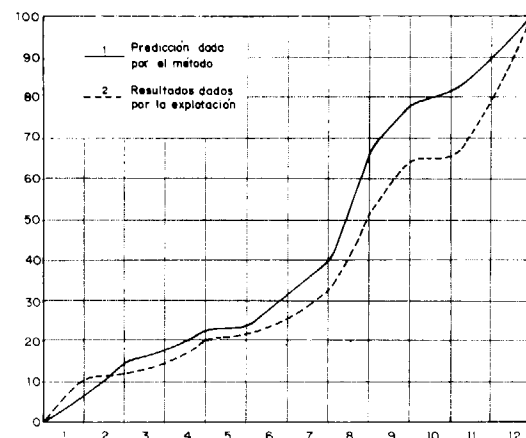


Figura 7.—Test de Kolmogorov para estimar el grado de precisión entre la predicción y exploración en el karst en ambos bloques de cuarcitas de Itacolomi.

partamento de Geología da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Fundação Gorceix y Cátedra de Hidrogeología de la Escuela de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid por su apoyo en infraestructura y laboratorios. Al espeleólogo Ronaro «Caximbinho» Ferreira, por su guía en los trabajos de campo. Al Prof. César M. Ferreira, por su ayuda en la interpretación de los espeleotemas, y a Ricardo Castro por sus dibujos.

#### REFERENCIAS

ALKMIN, F. F. (1985): *Sedimentologische, Litostratigraphische und Tektonische Untersuchungen in der Serra de Ouro Branco, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal-Zellerfeld, 217 pp. Tese de Doutorado.

ALKMIN, F. F.; QUADE, H., y EVANGELISTA, M. T. R. (1989): *Sobre a História da Deformação dos Metassedimentos do Supergrupo Minas e Itacolomi no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Rev. Bras. Geoc. In press.

BRAJNIKOV, B. (1949): *Remarques sur la géologie de la municipalité d'Ouro Preto*. Rev. Escola de Minas, vol. 14, núm. 6, pp. 9-19.

DORR II, J. V. N. (1969): *Physiographic, Stratigraphic, and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Prof. Pap. U.S. Geol. Survey, Washington, No. 611-a, 110 pp.

ERASO, A. (1973): *New method in Karst Investigation Natural Models and Forms Convergence*. Proc. of 6th. Int. Cong. Spel., vol. II, pp. 89-108. Olomuc, Checoslovaquia.

ERASO, A. (1987): *Método de Predicción de las Direcciones Principales de Drenaje en el Karst*. Diputación Foral de Vizcaya, Bilbao. Rev. Kobie, núm. XV, 1985-86, pp. 15-165.

ERASO, A.; HERRERO, N., y SAINT-AUBIN, J. (1983): *Microtectonic Analysis as a Tool to Predict Karstic Drainage Directions. (Results of the First Campaign in the Larra Region, Pierre Saint Martin)*. Atti Convegno Intern. Sur Carso di Alta Montagna. Imperia, 1 vol., pp. 324-344.

ERASO, A.; LIMA, M. T.; BARROS NETO, L. S.; AMORE, L., y KARMANN, I. (1989): *Aplicação do Método de Predição das Direções de Drenagem Endorreicas ao Karst em Quartzitos de Lençóis*. Bahia, Brasil. In press.

FINLAYNSON, B. L., y WEBB, J. A. (1985): *Amorphous Speleothems*. Cave Sci., vol. 12, núm. 1, pp. 3-8.

FIELDER, M., y PERROT, K. W. (1966): *The Nature of Allophane in Soils. Part 3. Rapid Field and Laboratory Test for Allophane*. N. Z. J. Sci., vol. 9, pp. 623-629.

GALAN, C. (1986): *Génesis, Morfología y Evolución de Cavernas y Formas de Superficie en Rocas Silíceas Precámbricas del Grupo Roraima, Guayana, Venezuela*. Bol. Soc. Ven. Espel.

GLÖKNER, K. H. (1981): *Litostratigraphie, sedimentologie, tektonik un metamorphose der proterozoischen Itacolomi Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien*. Clausth. Geowiss. Diss., 10, 221 pp.

GOMES, C. S. (1988): *Análise preliminar da deformação finita nos metaconglomerados do Grupo Itacolomi, Ouro Preto, Minas Gerais*. Anais do XXXV Cong. Bras. Geol., vol. 5, pp. 2227-2239.

GOMES, N. S. (1985): *Petrologische und geochemische Untersuchungen im Bação-Komplex, Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal-Zellerfeld, 209 pp.

HEMNI, T.; WELLS, N.; CHILDS, C. W., y PARFIT, R. L. (1980): *Poorly-ordered Iron-rich Precipitates From Springs and Streams on Andesitic Volcanoes*. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 45, pp. 365-372.

HILL, C., y FORTI, P. (1986): *Cave Minerals of the World*. Nat. Spel. Soc., Huntsville, 238 pp.

JONES, J. B., y SEGNET, E. R. (1971): *The Nature of Opal 1. Nomenclature and Constituent Phases*. Jour. Geol. Soc. Aust., vol. 18, pp. 57-68.

LIMA, M. T. (1987): *Considerações Preliminares sobre o Carste em Quartzitos da Serra do Itacolomi e Espeleotemas Associados*. Rev. Escola de Minas, Ouro Preto, MG, vol. 11, núm. 4.

MARTINI, J. E. J. (1982): *Karst in Black Reef and Wolkberg Group Quartzite of the Eastern Transvaal Escarpment, South Africa*. Bol. Soc. Ven. Esp., 10 (19), pp. 99-114.

MARTINI, J. E. J. (1987): *Rate of Quartz Dissolution and Weathering of Quartzite*. SASA Bull., vol. 25, 1987, pp. 7-10.

MOREY, G. W.; FOURNIER, R. O., y ROWE, J. (1962): *The Solubility of Quartz in Water in the Temperature Interval from 25° to 300° C*. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 26, pp. 1029-1043.

MUXART, T., y BIROT, P. (1977): *L'Alteration Meteorique des Roches*. Univ. Paris-Sorbonne, núm. 4, 279 pp.

PEREZ, R. C., y GROSSI, W. R. (1986): *The quartzite Speleological District of the Parque Estadual do Ibitipoca, Mi-pp. 12-14.*

RIMSTIDT, J. D., y BARNES, H. L. (1980): *The Kinetics of Silica-Water Reactions*. Geochim. Cosmochim. Acta, volumen 44, pp. 1683-1689.

SIFFERT, B. (1962): *Quelques réactions de la silice en solution: la formation des argiles*. Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, vol. 21, pp. 1-86.

TESSARI FILHO, O., y AMORIM, L. O. (1984): *Evolução sedimentar e tectônica do Grupo Itacolomi na Região de Passagem de Mariana*. Rev. Esc. de Minas, vol. 37, núm. 4, pp. 31-44.

URBANI, F. (1977): *Novedades sobre estudios realizados en las formas kársticas y pseudokársticas del Escudo de Guayana*. Bol. Soc. Venezolana Espel., vol. 8, pp. 175-197.

WEBB, J. A., y FINLAYNSON, B. L. (1984): *Allophane and Opal Speleothems from Granite Caves in Southeast Queensland*. Aust., J. Earth Sci., vol. 31, pp. 31-49.

Original recibido: Noviembre de 1989.

Original aceptado: Diciembre de 1989.



## INGENIERIA GEOAMBIENTAL

# Sistema de evaluación cuantitativa de alternativas en la ubicación del nuevo Vertedero de Residuos Sólidos Urbanos de Málaga.

Por E. GALLEGO VALCARCE (\*) y D. BARETTINO FRAILE (\*)

## RESUMEN

Es en los estudios previos o de viabilidad cuando la consideración de los parámetros ambientales en la toma de decisiones tiene un sentido más claro, ya que es el momento en que se analizan y evalúan las diferentes alternativas de cualquier proyecto de infraestructura.

Los vertederos controlados de Residuos Sólidos Urbanos, con una específica problemática ambiental, aunque no incluidos en el Real Decreto 1302/1986 sobre Evaluación del Impacto Ambiental, no deben escapar a este tipo de consideraciones y técnicas de trabajo.

Se expone a continuación de forma sintética la metodología utilizada en el «Estudio de Viabilidad para la implantación del Vertedero de Málaga», dirigido desde el Área de Ingeniería GeoAmbiental del ITGE como un estudio integral, que incluye todos los parámetros condicionantes a esta actividad, haciéndose un análisis crítico de los problemas que pueden derivarse durante la tramitación de este tipo de estudios, consecuencia de los diferentes puntos de vista entre los sectores implicados.

*Palabras clave:* Medio ambiente, Residuos Sólidos Urbanos, Vertederos controlados, Impacto ambiental, Evaluación cuantitativa, Málaga, España.

## ABSTRACT

The consideration of environmental parameters in order to take decisions must be taking into account in the preliminary or viability studies, because that is the moment in which the different alternatives in every infrastructure design are analyzed and valued.

Controlled landfills of metropolitan solid wastes have a specific environmental problems. Even though they are not included in the Spanish legislation about Environmental Impact Evaluation (Real Decreto 1302/1986), it must not be forgotten this type of considerations and working technics.

In this paper the methodology used in the viability study on the new controlled landfill site in the city of Málaga is briefly exposed. This study was managed by the Geoenvironmental Engineering Department of the Technological Institute of Geology and Mining of Spain (ITGE). It was understood as an integral study where all the conditioning parameters were included.

The problems that can appear during the procedure of this type of studies, as a result of the different points of view of the involved sectors, are critically analyzed.

*Key words:* Environment, Metropolitan Solid Wastes, Controlled landfills, Environmental impact, Quantitative evaluation, Málaga, Spain.

## 1. INTRODUCCION

La Ley 42/1975, de 19 de noviembre, sobre Desechos y Residuos Sólidos Urbanos, como se-

ñala en su artículo primero, «tiene por objeto establecer el régimen jurídico de la ordenación y vigilancia de la recogida y tratamiento de los desechos y residuos sólidos urbanos, en orden a la protección del medio ambiente y al aprovechamiento de los mismos...», habiendo sido desarro-

llada esta Ley por diversas Comunidades Autónomas mediante normativas sectoriales y planes específicos. Es en este contexto normativo, y bajo la filosofía de introducir parámetros ambientales en la toma de decisiones políticas, que el ITGE colabora activamente con las administraciones locales y autonómicas en la elaboración de estudios de viabilidad para la implantación de vertederos, incluyendo junto al análisis de parámetros hidrogeológicos, labor que este Instituto desarrolla desde hace tiempo, otros parámetros de tipo técnico-ambiental, para convertirse en estudios integrados de evaluación y viabilidad.

El ITGE, desde la aparición de la Ley, es órgano consultivo en lo que respecta a emplazamiento de vertederos y, en el marco de una política preventiva ante la contaminación de acuíferos, ha realizado hasta la actualidad más de sesenta Mapas de Orientación al Vertido de Residuos Sólidos Urbanos, a escala 1:50.000, de diversas zonas de España.

## 2. OBJETIVOS

Los objetivos del trabajo, comunes a la mayoría de los Estudios de Viabilidad para Ubicación de Vertederos, suponen, sobre un área geográfica determinada, la valoración comparativa de zonas de vertido, en este caso tres; una propuesta por el propio Ayuntamiento, y dos de carácter alternativo, propuestas por el equipo técnico. Todo ello estableciendo valoraciones según el grado de idoneidad relativo para la ubicación de un vertedero controlado de R. S. U. con una vida útil prevista de 18-20 años.

Más que los resultados técnicos obtenidos en el trabajo, se exponen en este artículo la metodología utilizada, conclusiones obtenidas y un análisis de los problemas derivados de los estudios ambientales, donde no sólo confluyen diferentes parámetros, sino también diferentes puntos de vista ante su valoración cuantitativa y cualitativa por parte de los equipos técnicos y administraciones responsables.

Un condicionante importante en la valoración de las áreas seleccionadas y evaluadas para albergar un vertedero controlado de R. S. U. es el tipo de vertedero a implantar. En este caso dicha

opción fue igualmente definida y/o propuesta por el equipo técnico redactor del estudio, justificándose igualmente en el texto las razones de su selección.

## 3. METODOLOGIA

La metodología seguida comparte técnicas ya clásicas de los Estudios de Impacto Ambiental (Es. I. A.) y de los estudios de viabilidad para ubicación de vertederos.

En las diversas fases de estudio alternan trabajos de campo y gabinete realizados por diferentes especialistas.

La fase inicial de inventario ambiental supone un conocimiento completo del área geográfica objeto de estudio, que incluye: geología y geomorfología, suelo y vegetación, paisaje, sobrecargas de interés, hidrología e hidrogeología, usos del suelo, calificación urbanística, sistemas de ocupación, grado de antropización del medio, y un análisis de la actual producción y gestión de los R. S. U. en el municipio.

El escaso inventario ambiental existente en nuestro país, unido a las escalas existentes, generalmente 1:50.000 o menores, inadecuadas para este tipo de trabajos, obliga sistemáticamente a utilizar gran parte de los recursos humanos y económicos en esta fase del trabajo. La escala de trabajo utilizada, para la fase de delimitación de áreas excluidas a la actividad propuesta, puede variar entre 1:25.000 y 1:50.000 en función de la extensión del área de estudio. Para un estudio detallado de las zonas óptimas para el vertido es necesario utilizar escalas mayores, 1:5.000, reduciéndose a 1:10.000 para información sintetizada o complementaria (usos del suelo, calificación urbanística, sobrecargas de interés, etc.).

Una vez conocidas las características del medio y de la actividad a implantar (proponiéndose por parte del equipo técnico un tipo de vertedero controlado) se puede pasar a identificar impactos y definir problemas. Para ello la técnica básica más utilizada es la de matrices de identificación de impactos, donde se cruzan los elementos del medio susceptibles de recibir impactos con las labores propias de la actividad propuesta.

(\*) Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Área de Ingeniería GeoAmbiental.



Una consecuencia inmediata de la definición de áreas problemáticas e identificación de impactos es la exclusión de determinadas zonas por aplicación de determinados factores excluyentes, que en este caso han sido: alta vulnerabilidad de acuíferos ante la contaminación, morfologías inadecuadas, núcleos de población consolidados y extracciones de agua para consumo humano próximas, y existencia de espacios naturales y/o sobrecargas de interés.

Paralelamente, y complementada con trabajos de testificación de campo, se procede a la selección de las áreas óptimas para el vertido, que como ya se ha comentado, en este caso han sido tres, una propuesta por el propio Ayuntamiento y dos por el equipo técnico.

El estudio individualizado de cada zona, así como la valoración cualitativa y cuantitativa de los diferentes parámetros técnicos y ambientales, permitirá, mediante un proceso de ponderación y comparación, la evaluación de las alternativas, y dar así un orden jerárquico de idoneidad para la ubicación del vertedero de R. S. U.

En el esquema adjunto (fig. 1) se ha simplificado mediante un diagrama de flujos la metodología utilizada.

#### 4. TIPO DE VERTEDERO CONTROLADO PROPUESTO

Los sistemas de tratamiento o eliminación de R. S. U., que en algunos casos implican aprovechamiento, se pueden sintetizar en compostaje, reciclado, incineración y vertido controlado. Según datos del MOPU referidos al año 1985, de los 5,5 millones de toneladas que son tratados o eliminados con garantía de no producir daño al medio ambiente, dos terceras partes ( $3,6 \cdot 10^6$  toneladas métricas) son eliminados mediante depósitos en vertederos sanitariamente controlados, siendo por tanto el método de eliminación más utilizado en España.

Este método ha sido el elegido por el Ayuntamiento de Málaga, aunque sus diversas variables tienen importantes repercusiones sobre los estudios de ubicación, ya que las necesidades de espacio y de materia para cubrición pueden llegar a ser determinantes.

La propuesta del equipo técnico fue la de vertido controlado con compactación intensa, trituración y cubrición periódica (alta densidad), basándose en las necesidades de vida útil (18 a 20 años) del vertedero, ahorro máximo de espacio, y minimización de los impactos ambientales. Respecto a este último aspecto, señalar que las ventajas de utilizar este tipo de vertido han sido sintetizadas por el MOPU, 1982, en:

- Las basuras domésticas trituradas y compactadas en el vertedero sufren, a través de la influencia mecánica y biológica, una reducción de su volumen, lo que implica un aumento del promedio de vida del vertedero.
- La elevación de temperatura (60° C), típica de la fermentación aeróbica en los primeros días de tratamiento, ejerce una cierta desinfección por destrucción de gérmenes patógenos.
- Un vertedero de basura triturada y compactado posee una insignificante cantidad de gas metano.
- La formación de lixiviados es nula cuando se trabaja con compactación de alta densidad, mientras que en densidad media puede producirse especialmente por infiltración de aguas pluviales.
- La alta densidad alcanzada y la rotura interna de la fracción vidrio asegura la ausencia total de roedores, minimiza la presencia de insectos y evita el vuelo de papeles y plásticos.

El ahorro de espacio utilizando este método es claro si se tiene en cuenta que la densidad obtenida tras la trituración y compactación llega hasta los 1.100 Kg/m<sup>3</sup>, siendo de 500 Kg/m<sup>3</sup> en el caso de los de baja densidad y de 800 Kg/m<sup>3</sup> en la compactación de media densidad.

Las únicas «desventajas» aplicables a este tipo de eliminación son su coste económico, el más alto dentro de los tres tipos de vertido sanitariamente controlado, y el hecho de que las basuras están largos períodos de tiempo al aire libre, con la probable aparición de rebuscadores. Esta preocupación, detectada por diversas administraciones locales, consecuencia de importantes problemas sociales asociados a población marginal de la mayoría de las zonas urbanas, puede solventarse mediante un control estricto de los accesos a la zona de vertido.

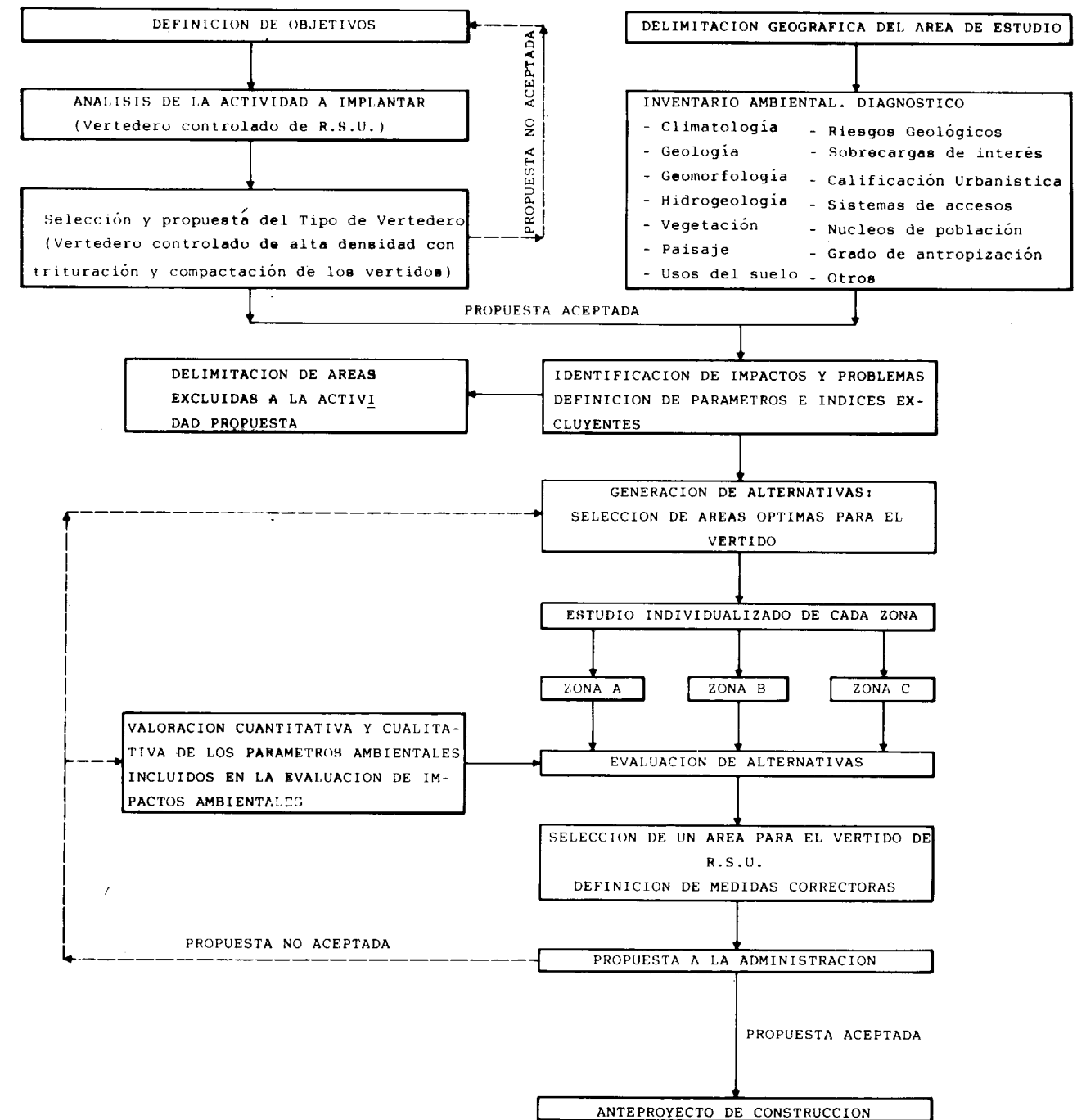


Figura 1.—Esquema de la metodología utilizada.



La viabilidad de este tipo de depósitos controlados puede valorarse en función del volumen del vertido; autores como NIETO SALVATIERRA, M. et al., 1987, afirman que este tipo de vertederos es viable a partir de las 80/100 toneladas diarias de vertido; en el caso de Málaga esta cantidad se multiplica por cinco.

El ahorro de espacio, y por tanto de suelo, la mejora de las condiciones ambientales en los procesos de almacenamiento y la producción de basuras en kilogramo por día para la ciudad de Málaga, justifican plenamente un método de vertido de alta densidad por encima de los mayores costes en instalación y mantenimiento con respecto al vertido de baja y media densidad.

Por último, señalar que, en general, para los grandes núcleos y/o concentraciones humanas, debe complementarse el vertedero con instalaciones de incineración para animales y residuos sanitarios infecciosos, pasando las cenizas sobrantes a la zona de vertido con un mínimo coste de transporte. Aunque no se tienen datos exactos del volumen que suponen este tipo de residuos para el municipio de Málaga, sí se sabe que el 98 por 100 del total corresponden a residuos domiciliarios, siendo el resto, aproximadamente 10 Tm/día, de carácter especial: hospitales, mataderos, voluminosos, limpieza diaria, zonas verdes y recreativas.

##### 5. PRODUCCION DE R. S. U. EN EL MUNICIPIO DE MALAGA

Una de las funciones básicas de los Planes Directores o de Gestión y Tratamiento de R. S. U. es conocer estrictamente la producción de residuos por parte de cada uno de los municipios para, en fases posteriores, elaborar los estudios de ubicación y proyectos de construcción, explotación y sellado. Serán igualmente dichos Planes los que permitan controlar todo el proceso de eliminación de los R. S. U. en un determinado ámbito territorial y administrativo. Se trata, pues, de un documento de planificación que además de optimizar inversiones minimice al máximo los posibles impactos ambientales sobre el medio.

El municipio de Málaga, aunque no se haya incluido en el correspondiente Plan Provincial, cuenta con datos suficientes sobre la producción de R. S. U.

De acuerdo con datos obtenidos en el Ayuntamiento de Málaga, esta producción es, para 1988, de:

Invierno (245 días): 0,836 kilogramos por habitante y día.

Verano (120 días): 0,674 kilogramos por habitante y día,

para una población de:

Invierno: 610.750 habitantes.

Verano: 830.700 habitantes,

lo que supone una producción media diaria de R. S. U. de 526.807 kilogramos/día.

De acuerdo con los índices de producción de R. S. U. por habitante y año desarrollados por el MOPU, este municipio queda enmarcado en las zonas urbanas con producción equivalente a 0,7 a 1 kilogramo por habitante y día.

##### 6. PREVISION DE LA CAPACIDAD DEL NUEVO VERTEDERO

Para el cálculo del volumen preciso del nuevo vertedero se han tenido en cuenta los siguientes parámetros:

— Vida útil del vertedero, entre 18 y 20 años (definida por el Ayuntamiento de Málaga).

— Tipo de vertedero controlado de alta densidad, con una densidad media de 1.000 Kg/m<sup>3</sup> (propuesta del equipo técnico).

— Cálculo de la producción de R. S. U. para el período de vida útil, 1990-2009, suponiendo sobre la población actual un crecimiento demográfico sostenido del 3 por 100, de acuerdo con los datos obtenidos del Plan de Ordenación Urbana, y que corresponde al valor medio de dos hipótesis:

Hipótesis A: Tasa de crecimiento real período 1961-1970: 2,4 por 100.

Hipótesis B: Tasa de crecimiento real período 1971-1979: 3,4 por 100.

Y teniendo en cuenta la producción actual de R. S. U., analizada en el apartado anterior, los metros cúbicos de vertido acumulados calculados hasta el 2009 son 5.338.894 m<sup>3</sup>.

A dicho valor se le ha aumentado un 10 por 100, obteniéndose un valor de 5.872.783 metros cúbicos, ya que es preciso incluir el volumen de los recubrimientos de tierra que se ha calculado en 30 cm. por cada 3 m. de espesor de basura triturada y compactada.

Como ya se ha dicho anteriormente, definir el tipo de vertedero controlado es fundamental para una correcta ubicación del mismo. En el caso que nos ocupa, si el vertedero controlado considerado hubiese sido de baja densidad, las necesidades espaciales como mínimo se hubieran duplicado, pasando de 6 millones a 12 millones de metros cúbicos.

En el proceso de evaluación de alternativas se puede considerar la capacidad de vertedero como factor excluyente y su no consideración puede tener importantes repercusiones económicas negativas.

##### 7. FACTORES TECNICOS Y AMBIENTALES CONSIDERADOS

Las condiciones de viabilidad para la ubicación de un vertedero controlado se basan en dos grandes grupos de factores:

###### 7.1. Factores técnicos y constructivos

— Tipo de vertedero controlado (alta, media o baja densidad).

— Zona con un volumen útil de vertido capaz de absorber el volumen previsible de residuos generados en el plazo determinado en la fase de planificación.

— Superficie útil suficiente para albergar no sólo el área de vertido, sino también las edificaciones auxiliares precisas, que pueden y deben incluir si fuera necesario incineradores para residuos provenientes de hospitales y animales muertos.

— Accesos: La existencia de accesos adecuados hasta la zona de vertido o próxima a ella significará en cualquier caso un importante ahorro económico, siendo así preciso valorar también las incidencias negativas sobre el

tráfico y seguridad vial que implica la sobrecarga de un tráfico más o menos continuo de camiones.

En el caso de ser preciso construir accesos específicos es necesario valorar los problemas que puede tener la propia construcción de la carretera, así como los impactos ambientales derivados.

— Otros elementos de infraestructura: Las necesidades energéticas (electricidad) y de agua deben valorarse igualmente en función de su proximidad, alejamiento y facilidad de acceso, pudiendo suponer, igualmente, un coste económico importante adicional.

— Condiciones constructivas del terreno, valorando las características geotécnicas del sustrato.

— Presencia y características de materiales para cubrición.

###### 7.2. Factores ambientales

El análisis de los factores ambientales va encaminado tanto al uso racional del medio y sus recursos como a su protección.

— Distancia a núcleos de población y captaciones de agua.

— Grado de antropización del medio.

— Usos del suelo y planificación urbanística.

— Geología: Disposición y características litológicas del sustrato y las formaciones superficiales existentes.

— Climatología: Temperatura, Pluviosidad, Vientos, Evaporación y Humedad relativa.

— Hidrología superficial.

— Hidrogeología.

— Suelo y vegetación. Fauna.

— Riesgos geológicos: Avenidas, movimientos de ladera, sismicidad y erosión.

— Sobrecargas: Espacios naturales, otras áreas de interés cultural y/o científico.

— Calidad de paisaje.

— Cuenca visual.



8. IDENTIFICACION Y VALORACION DE IMPACTOS

8.1. Identificación de impactos

Una vez conocidas las características de los factores técnico-ambientales señalados en el apartado anterior, y cuyo estudio da lugar al inventario ambiental, se pueden identificar los impactos ambientales positivos y negativos sobre el medio, al cruzar dicha información con las características de la obra a implantar. En la bibliografía al uso los impactos ambientales negativos más característicos de este tipo de infraestructura se pueden resumir en:

- Contaminación de aguas superficiales y subterráneas por lixiviados.
- Salida de gases o explosiones.
- Emisión de ruidos, olores y contaminación del aire.
- Roturas del paisaje. Impacto visual.
- Introducción de especies animales no deseables.
- Destrucción o pérdida de valor en recursos naturales de interés.
- Cambios en los usos del suelo.

En la matriz adjunta (fig. 2), de carácter general, se han sintetizado los efectos negativos y positivos para las diferentes actividades que supone la construcción y explotación de un vertedero controlado de R. S. U.

8.2. Valoración de impactos. Evaluación de alternativas

Se puede afirmar, sin miedo a equivocarse, que cada proceso de evaluación es único, y la diversidad y singularidad de los elementos de análisis es tal que es prácticamente imposible plantearse un único modelo, o transcribir mecánicamente un modelo aplicado en un territorio diferente.

Una vez delimitadas y estudiadas las tres zonas alternativas, se procedió, en primer lugar, a realizar un listado jerarquizado de los factores condicionantes. Dicha jerarquización fue realizada

por el equipo técnico; su grado de objetividad ha venido definido por el nivel de conocimiento del entorno físico y humano del área de estudio, y en principio no se consideraron factores excluyentes.

Se definieron factores condicionantes de primer grado: capacidad y vida útil, accesos (entendiendo en este factor tanto la situación de los actuales como la facilidad para construir otros), contaminación potencial de aguas superficiales y subterráneas (vulnerabilidad de acuíferos), riesgo de inundación, paisaje y grado de antropización del medio.

Como factores de segundo grado se consideran: calificación urbanística, distancia a poblaciones, existencia de materiales para recubrimiento y sellado, infraestructura eléctrica y agua, movimientos de laderas, movimientos de tierra, dirección de vientos, morfología, riesgo sísmico y erosión.

Los índices definidos fueron: Condiciones favorables (F)=2, aceptables (A)=1, desfavorables (D)=0. Aplicándose un factor de ponderación 2 para los condicionantes de primer orden, y variable de 0,5, 1 y 1,5 para los factores condicionantes de segundo orden.

En la figura 3 se ha sintetizado para una de las zonas, y en función de las características, los índices aplicados; ello permite analizar de una forma concreta cuáles han sido los criterios del equipo técnico en el momento de valorar las condiciones de las diferentes zonas.

En la figura 4 se sintetizan las condiciones obtenidas para cada una de las zonas.

La «capacidad» de cada zona para la ubicación de un vertedero, Qv, es el resultado de la suma de los índices obtenidos, multiplicados en cada caso por sus correspondientes factores de ponderación.

$$Q_v = 2 (CV + AC + CS + CA + RI + P + GA) + 1,5 (CU + D + IV + MR) + (A + E + ML + MT) + 0,5 (DV + M + RS + RE)$$

Efectos negativos	-												
Efectos positivos	+												
		Movimiento de tierras	barreras	Vallados y otras	Auxiliares	Edificios	Carreteras	Caminos y	Tráfico	Vertido de residuos	Impermeabilizaciones	Sellados e Trituración	Compactación
Morfología		-								-	+	-	
Aguas Superficiales		-					-			-	+		
Aguas Subterráneas										-	+		
Suelo		-				-	-			-			
Flora		-				-	-			-			
Fauna		-	-			-	-			-			
Otros recursos										-	-		
Atmósfera		-							-	-		-	
Paisaje		-	-			-	-			-	+	+	
Usos del Territorio		-	-							-			
Red de transporte								+					
Eliminación de R.S.U.				+						+	+	+	
Sanidad											+	+	

Figura 2.—Matriz general de identificación de impactos.

El resultado obtenido fue:

- Zona A=21,5
- Zona B=38,5
- Zona C=38

Descomponiendo estos valores en función de los factores condicionantes de primer y segundo orden, se obtienen:

Zona	Valor total	Condicionantes primer grado	Condicionantes segundo grado
A	21,5	6	15,5
B	38,5	22	16,5
C	38	20	18

Se puede observar que los factores condicionantes de primer grado son determinantes en los

		ZONA A				
		CONDICIONES	I	CARACTERISTICAS		
FACTORES DE PONDERACION	2	F. CONDICIONANTES DE 1º ORDEN	CAPACIDAD Y VIDA UTIL (CV)	D	0	2.100.000m <sup>3</sup> equivalente a 10 años
			ACCESOS (AC)	D	0	No existen en la actualidad. Existen problemas constructivos para su realización.
			CONTAMINACION DE AGUAS SUBTERRANEAS (CS)	D	0	Litológicamente se trata de pizarras, arcillas, areniscas y conglomerados. Existe circulación subsuperficial
			CONTAMINACION DE AGUAS SUPERFICIALES (CA)	A	1	Circo de recepción de cabecera de cuenca
			RIESGO DE INUNDACION (RI)	F	2	Mínimo respecto a las otras dos zonas aunque se precisan drenajes perimetrales
			PAISAJE (P)	D	0	Paisaje de cierta calidad incluido en el Plan Especial de Protección del Medio Físico
			GRADO DE ANTROPIZACION DEL MEDIO (GA)	D	0	Bajo. Antigua explotación agraria
			CALIFICACION URBANISTICA (CU)	F	2	Suelo no urbanizable
			DISTANCIA A NUCLEOS HABITADOS (D)	F	2	Alguna casa dispersa a una distancia de más de 500 mts.
	1,5	FACTORES CONDICIONANTES DE 2º ORDEN	IMPACTO VISUAL (IV)	F	2	Zona cerrada, no es receptora de vistas
			MATERIAL PARA RECUBRIMIENTO Y SELLADOS (MR)	A	1	Tendrían que ser traídos de zonas próximas
			INFRAESTRUCTURA AGUA (A)	D	0	No existe
			INFRAESTRUCTURA ELECTRICIDAD (E)	F	2	Existe una línea de alta tensión en las proximidades
			MOVIMIENTO DE LADERAS (ML)	A	1	Posibles problemas en taludes artificiales de los materiales paleozoicos
			MOVIMIENTO DE TIERRAS (MT)	D	0	Materiales paleozoicos no ripables
			DIRECCION DE VIENTOS (DV)	F	2	S.SW. y N.NE
			MORFOLOGIA (M)	F	2	Cerrada, propia de cabecera de arroyo
			RIESGO SISMICO (RS)	A	1	Igual en todas las zonas. Para un periodo de retorno de 100 años el grado de intensidad "macrosísmica" es de VII.
0,5	FACTORES CONDICIONANTES DE 3º ORDEN	RIESGO DE EROSION (RE)	A	1	Acarcavamiento en laderas con predominio lutítico	

Figura 3.—Factores condicionantes técnicos y ambientales considerados; jerarquización de los mismos; condiciones y características de los factores para una de las tres zonas alternativas.

valores obtenidos, y permiten diferenciar claramente la zona A, la de menor capacidad para ubicación del vertedero, de las zonas B y C, con una capacidad muy similar.

La similitud de ambas zonas se debe a las condiciones favorables análogas que presentan éstas

en cuanto a capacidad y vida útil, accesos, contaminación de las aguas superficiales y paisaje.

En conclusión, el resultado obtenido ha sido, en orden decreciente de interés, Zona B, Zona C y Zona A.

		ZONA A		ZONA B		ZONA C			
		CONDICIONES	I	CONDICIONES	I	CONDICIONES	I		
FACTORES DE PONDERACION	2	FACTORES CONDICIONANTES DE 1º ORDEN	CAPACIDAD Y VIDA UTIL (CV)	D	0	F	2	F	2
			ACCESOS (AC)	D	0	F	2	F	2
			CONTAMINACION DE AGUAS SUBTERRANEAS (CS)	D	0	F	2	F	2
			CONTAMINACION DE AGUAS SUPERFICIALES (CA)	A	1	A	1	D	0
			RIESGO DE INUNDACION (RI)	F	2	F	2	D	0
			PAISAJE (P)	D	0	A	1	F	2
			GRADO DE ANTROPIZACION DEL MEDIO (GA)	D	0	A	1	F	2
			CALIFICACION URBANISTICA (CU)	F	2	D	0	A	1
			DISTANCIA A NUCLEOS HABITADOS (D)	F	2	A	1	A	1
	1,5	FACTORES CONDICIONANTES DE 2º ORDEN	IMPACTO VISUAL (IV)	F	2	A	1	A	1
			MATERIAL PARA RECUBRIMIENTO Y SELLADOS (MR)	A	1	F	2	F	2
			INFRAESTRUCTURA AGUA (A)	D	0	F	2	F	2
			INFRAESTRUCTURA ELECTRICIDAD (E)	F	2	F	2	F	2
			MOVIMIENTO DE LADERAS (ML)	A	1	F	2	F	2
			MOVIMIENTO DE TIERRAS (MT)	D	0	F	2	F	2
			DIRECCION VIENTOS (DV)	F	2	A	1	A	1
			MORFOLOGIA (M)	F	2	F	2	F	2
			RIESGO SISMICO (RS)	A	1	A	1	A	1
	0,5	FACTORES CONDICIONANTES DE 3º ORDEN	RIESGO DE EROSION (RE)	A	1	A	1	A	1

Figura 4.—Síntesis de las condiciones obtenidas para los factores condicionantes en cada una de las zonas alternativas.

### 9. CONSIDERACIONES FINALES Y RECOMENDACIONES

Los resultados técnicos obtenidos y referidos al proceso comparativo de las diferentes alternativas, fundamentalmente desde un punto de vista de protección al medio ambiente, han sido comentados suficientemente en el apartado anterior (8.2.), no siendo objeto de estas conclusiones una mayor discusión sobre ellos.

Sí es objeto de este último apartado exponer al-

gunas consideraciones y recomendaciones, obtenidas en este trabajo y otros similares, y referidas al proceso de realización y tramitación que tienen los estudios de ubicación de vertederos, cuando se consideran diferentes alternativas.

Una primera recomendación es realizarlos mediante técnicas de evaluación, con un amplio proceso de discusión entre el organismo promotor del estudio, el equipo técnico, y si los hubiese, los sectores sociales o personas afectadas por el proyecto, aun no existiendo por par-



te de la administración la obligación de someterlo a información pública.

Refiriéndonos más estrictamente a nuestra experiencia, la comunicación clara y abierta desde el principio entre el organismo promotor y el equipo técnico evitará a corto y medio plazo la aparición de «conflictos» que repercutirán muy negativamente sobre los trabajos, sus resultados, tiempo de dedicación y economía del proyecto y del estudio.

Conviene en este punto recordar que, aunque la competencia última en la ubicación de un vertedero dependerá únicamente de una concejalía, dirección general u otra unidad administrativa, pueden existir otros servicios implicados directa o indirectamente, y cuyos criterios no tienen por qué ser los mismos. Especialmente en el proceso de evaluación, la definición de condicionantes en sus diversos grados y ponderaciones debe ser discutida por todos los implicados, y al menos, si no existe acuerdo, el estudio debe incluir el punto de vista de cada uno, para que sea en última instancia la decisión política la que resuelva con un estricto conocimiento de los diferentes puntos de vista.

Una simple encuesta realizada por el equipo técnico a los diferentes sectores implicados, y en los que se solicite, sobre un listado previo, una definición de la jerarquización de los factores condicionantes, rango de los índices, y valores ponderados, así como la inclusión razonada de otros factores no incluidos, facilitará al equipo técnico un proceso de evaluación controlado y técnicamente mucho más correcto, favorecerá el proceso último de decisión y evitará los problemas antes mencionados.

#### AGRADECIMIENTOS

Al Servicio de Planeamiento y Diseño Urbano del Excelentísimo Ayuntamiento de Málaga las fa-

cilidades prestadas para la realización de este trabajo.

A F. J. Ayala por la atenta lectura y sugerencias al manuscrito de este trabajo.

#### REFERENCIAS

AYUNTAMIENTO DE MÁLAGA (1983): *Plan General de Ordenación Urbana (Texto Refundido)*.

«B. O. E.» (1988): *Legislación Ambiental*. Boletín Oficial del Estado. Colección Compilaciones. Madrid.

CORDERO, L. (1981): *Los residuos sólidos. Origen, entorno ambiental y eliminación*. In: *Geología y Medio Ambiente*. MOPU-CEOTMA. Serie Monografías, núm. 11, pp. 395-401. Madrid.

IGME (1978): *Mapa de orientación al vertido de residuos sólidos urbanos. Escala 1:50.000. Zona del Guadalhorce Bajo (Málaga)*. Madrid.

ITGE (1989): *Estudio de viabilidad para la implantación del vertedero de Málaga (Primera Fase)*. ITGE-Excmo. Ayuntamiento de Málaga, 92 pp. Madrid (inédito).

MOPU (1982): *Gestión de residuos sólidos*. Subsecretaría de Ordenación del Territorio y Medio Ambiente, 273 pp. Madrid.

MOPU (1982): *Residuos sólidos. Unidades temáticas ambientales*. Dirección General del Medio Ambiente, 63 pp. Madrid.

MOPU (1985): *Medio ambiente en España, 1985*. Monografías de la Dirección General del Medio Ambiente, 361 pp. Madrid.

NIETO SALVATIERRA, M., y COCURL I DESCARREGA, D. (1987): *Sistemas de tratamiento de residuos sólidos urbanos, elección, ubicación y control ambiental*. III Reunión Nacional del Grupo de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Documento de Síntesis, pp. 69-84. Valencia.

OTERO DEL PERAL, L. R. (1988): *Residuos sólidos urbanos*. MOPU. Unidades temáticas ambientales de la Dirección General del Medio Ambiente, 78 pp. Madrid.

Original recibido: Diciembre de 1989.  
Original aceptado: Enero de 1990.

## El uso de la porosimetría de mercurio en la cuantificación de los parámetros físicos de los materiales graníticos de «El Berrocal», Sistema Central.

Por M. J. TURRERO (\*)

#### RESUMEN

Se estudian las propiedades físicas y la alteración de materiales graníticos por su utilidad como posibles rocas almacén de residuos radiactivos. Estas propiedades están en función de la porosidad y la distribución del tamaño de los poros, por lo que se han determinado éstos mediante porosimetría de mercurio. La porosidad total se ha utilizado para cuantificar la alteración de la matriz rocosa y estimar las variaciones en el factor de retardo en rocas con distintos grados de alteración. La distribución del tamaño de los poros se utiliza para calcular la permeabilidad, K, y la saturación, S, en función de la presión capilar. Los resultados indican que esta metodología ayuda a estimar con validez todos estos parámetros y permite, además, agrupar muestras con comportamiento similar en función de sus propiedades.

**Palabras clave:** Porosimetría de mercurio, Rocas graníticas, Propiedades físicas, Alteración, Almacén de residuos, Sistema Central.

#### ABSTRACT

The physical properties and alterations in granitic materials are being studied, since these are the most favorable high level rocks for a radioactive-waste repository. These properties are a function of porosity and pore-size distributions. These have been determined for granitic samples by means of a mercury porosimetry. Total porosities are used to quantify rock matrix alterations and estimate the variations in retard factor, Rf, in different altered rocks. Pore-size distributions are used to calculate permeability, K, and water saturation, S, as a function of pressure head, P<sub>c</sub>, for granitic matrix materials. The results indicate this methodology helps to evaluate the parameters and to group the samples with similar behaviour as a function of their properties.

**Key words:** Mercury porosimetry, Granitic rocks, Physical properties, Alteration, Radioactive-waste repository, Central Range.

#### INTRODUCCIÓN

Existe un interés creciente en los últimos años en el tema del almacenamiento de residuos nucleares en rocas cristalinas por su aislamiento en relación con la biosfera. Por ello, es importante el estudio del transporte de contaminantes radiactivos en este tipo de formaciones. La determinación de las propiedades de la roca es esencial por la diversidad de situaciones físicas, que definen el sistema, en las cuales estas formaciones tienen un significado especial.

En una roca idealmente cristalina tipo granito no existen poros. Sin embargo, los esfuerzos mecánicos a que generalmente han estado sometidas estas rocas a lo largo de su historia geológica, han producido una serie de discontinuidades que se extienden desde las dislocaciones cristalinas en los minerales hasta las grandes fracturas y fallas tectónicas. Además de estas transformaciones mecánicas, en mayor o menor grado, los minerales han sufrido transformaciones químicas en su tendencia al equilibrio con el medio superficial dando lugar a procesos como alteración hidrotermal y/o meteorización. Todo ello crea una serie de espacios no cristalinos que

(\*) CIEMAT. División de Técnicas Geológicas. Avda. Complutense, 22. 28040 Madrid.

denominamos genéricamente poros, en cuyo interior se alojan los fluidos por donde pueden migrar los contaminantes objeto de estudio. De modo que toda movilización de radionúclidos o contaminantes está condicionada, en primer lugar, por las características de la red de poros. Tanto el valor absoluto de la porosidad, que define la proporción sólido-líquido o roca-fluido contaminante, como la permeabilidad o proporción de flujo por unidad de área, como los coeficientes de difusión y/o dispersión, son parámetros fundamentales para la caracterización del sistema.

El desplazamiento de los fluidos depende fundamentalmente de la permeabilidad de la roca, que a su vez es función de la distribución del tamaño de los poros interconectados o accesibles y de su estructura. Para estimar la permeabilidad pueden utilizarse cuatro métodos (KLAVETTER et al., 1987), en los cuales se supone que la forma de los poros es cilíndrica.

$$K = c \frac{\epsilon}{8} r_{ave}^2 (r_{ave} = 4V/(SA)) \quad [1]$$

$$K = c \frac{\epsilon}{8} r_{ave}^2 (r_{ave} = \sum v(r_i) r_i / \sum v(r_i)) \quad [2]$$

$$K = \epsilon / (c (SA/V)^2) \quad [3]$$

$$K = c \epsilon \int_0^1 dS / (P_c^2) \quad [4]$$

donde K=permeabilidad;  $\epsilon$ =porosidad total (volumen de huecos/volumen total);  $r_i$ =radio del poro i;  $v(r_i)$ =volumen acumulado de poros de radio i; c=constante relacionada con la estructura del material (incluye efectos tales como tortuosidad, características superficiales, variaciones en la geometría de los poros, conectividad, etc.); SA=área superficial; S=saturación;  $P_c$ =presión capilar, y V=volumen total de mercurio intruido.

La relación entre la velocidad de circulación de las soluciones y la velocidad de desplazamiento de los contaminantes o factor de retardo,  $R_f$ , viene dada por la ecuación

$$\frac{V_s}{V_c} = R_f = 1 + \frac{\delta b}{\epsilon} K_d \quad [5]$$

donde  $R_f$ =factor de retardo;  $\delta b$ =densidad del sólido (peso de las fases sólidas/volumen total de roca);  $K_d$ =coeficiente de distribución ( $q/C$ ,  $q$ =concentración en/sobre los minerales;  $C$ =

=concentración en el agua) y  $\epsilon$ =porosidad total (volumen huecos/volumen total).

Los datos de porosidad total y distribución del tamaño de los poros se han determinado con el uso de la técnica de intrusión de mercurio por aplicación de presión. El ensayo de intrusión se ha hecho desde 0 a 24.000 psia y la extrusión hasta presión atmosférica. Los datos de saturación de mercurio en función de la presión de intrusión de mercurio en los poros pueden convertirse en curvas de saturación de agua en función de presión capilar mediante la siguiente relación (KLAVETTER et al., 1987):

$$P_{H_2O} = P_{Hg} \frac{\gamma_{H_2O} \times \cos(\Theta_{H_2O})}{\gamma_{Hg} \times \cos(\Theta_{Hg})} \quad [6]$$

$$S_{Hg} = \frac{V_i}{V_t} (S_{H_2O} = 1 - S_{Hg}) \quad [7]$$

donde  $P_{H_2O}$ =presión capilar;  $P_{Hg}$ =presión de intrusión de mercurio;  $\gamma_{H_2O}$ =tensión superficial del agua (72 dinas/cm.);  $\Theta_{H_2O}$ =ángulo de contacto (15°);  $\gamma_{Hg}$ =tensión superficial del mercurio (485 dinas/cm.);  $\Theta_{Hg}$ =ángulo de contacto (130°);  $S_{Hg}$ =saturación de mercurio;  $V_i$ =volumen acumulado de mercurio para cada intervalo de presión;  $V_t$ =volumen total de mercurio intruido;  $S_{H_2O}$ =saturación de agua.

De modo que la porosidad es un parámetro de especial interés para conocer la proporción en que un fluido contaminante puede desplazarse a través de la roca y la velocidad y tiempo que tardaría en alcanzar el objetivo.

De otra parte, el análisis de la red microfisural, que queda rellena de mercurio después de efectuar la extrusión, ya que ésta sólo se realiza hasta presión atmosférica, permite conocer el grado de cataclasis o granulación por deformación mecánica de los granos, lo que se conoce como porosidad intergranular. El estudio de ésta se efectúa por análisis bajo el microscopio óptico de láminas delgadas antes y después de la intrusión. La alteración de los granos o porosidad intragranular también se puede poner de manifiesto mediante este método de análisis. En geología se suelen subdividir las rocas cristalinas en dos tipos: inalteradas, con porosidades que oscilan entre 0,01-1 por 100, y alteradas, con porosidades de hasta el 9 por 100 (NERETNIEKS

et al., 1985), si bien esta clasificación necesita una cuantificación más precisa de la porosidad para efectuar una valoración de la idoneidad del emplazamiento.

El conocimiento de la porosidad y de la distribución de los diferentes tamaños de los poros se hace, por tanto, imprescindible para el estudio de migración de contaminantes en el medio geológico.

#### METODO EXPERIMENTAL

Los datos se han obtenido por utilización de la técnica de intrusión de mercurio por aplicación de presión. Es un método directo de medida de volumen y tamaño de los poros de una muestra. Se ha utilizado un Poresizer 9310 de Micromeritics Instrument Corp., con un rango de presiones de 0 a 207 MPa  $\pm$  0,01 y una precisión de  $\pm$  0,0036 cc. para las medidas de volumen de intrusión con los penetrómetros utilizados. Estos son de dos tipos: para muestra sólida, con una capacidad de 15 cc. aproximadamente, y para muestra en polvo, cuya capacidad es de 14 cc.

El método está basado en la ecuación de WASHBURN (1921). La superficie de un líquido puede suponerse en un estado de tensión tal con respecto a cualquier superficie sólida que la limite que la interacción que ambas ejercen entre sí impide el desplazamiento de una sobre otra. En el caso de un sistema poroso por el cual ha de penetrar un líquido no húmedo como el mercurio, dicha tensión podrá ser superada si se aplica una presión externa que dependerá del ángulo de contacto entre el líquido y la superficie sólida. WASHBURN (1921) determinó que la presión externa que se debe aplicar en un sistema idealizado de poros, equivalente a un haz de tubos capilares interconectados entre sí y con radios diferentes, es inversamente proporcional al radio de poro y directamente proporcional al ángulo de contacto sólido-líquido y a la tensión superficial del líquido. Así, se establecería la siguiente relación:  $PR = 2\gamma \cos \Theta$ , donde  $\gamma$ =tensión superficial del líquido (485 dinas/cm. para el mercurio);  $\Theta$ =ángulo de contacto sólido-líquido (130° para el mercurio); R=radio de poro, y P=presión absoluta requerida para la intrusión del líquido.

El ensayo consiste en someter las muestras a vacío para posteriormente rellenarlas de mercurio. Para cada incremento de presión penetra un volumen dado de mercurio en aquellos poros cuyo diámetro es mayor o igual que el calculado en la ecuación para esa presión. Dicho volumen se detecta por un descenso del nivel de mercurio existente dentro del capilar a través del cual éste penetra hacia la muestra, hasta obtenerse una distribución de tamaños de poros en función de volumen de poros (como porcentaje del volumen total de la muestra). Finalizada la intrusión, tiene lugar una descompresión hasta llegar a presión atmosférica y, como consecuencia, una extrusión del mercurio de los poros de la muestra quedando parte del mismo irreversiblemente retenido en ellos.

En la tabla 1 se exponen las presiones utilizadas para el experimento y los correspondientes tamaños de poros calculados mediante la ecuación de WASHBURN (1921). Se ha escogido una distribución logarítmica para las presiones obteniéndose la correspondiente distribución logarítmica para los tamaños de poro. «A priori» suponemos que esta distribución es representativa de la real de tamaños de poro en la muestra.

Para cada incremento de presión se deja un tiempo de estabilización o residencia que permite que penetre la máxima cantidad de mercurio en los poros de la muestra, ya que según han demostrado experimentalmente WARDLAW et al. (1976) y CONNER et al. (1987), el acceso a los poros en una muestra sólida ocurre a través de los canales existentes en ella, por lo cual habría que considerar un factor de accesibilidad, puesto que no todos los poros con canales que estuvieran en el rango crítico de tamaño para una presión dada, podrían rellenarse con mercurio dado que, en muchos casos, están rodeados de un sistema de poros más pequeño cuya presión no tiene por qué haber sido superada en un instante dado. Este factor de accesibilidad se minimiza si se deja un tiempo de residencia adecuado que facilita la entrada de mercurio, poco a poco, a través de los canales. Se ha fijado este tiempo en 15 s., después de haber realizado experimentos con otros tiempos, ya que nos da valores aceptables para los parámetros que deseamos medir.

Las muestras graníticas utilizadas para los ensayos proceden del socavón núm. 1 de la anti-



**TABLA 1**

**Presión de intrusión-extrusión y diámetro de poro**

Procesos	Presión (psia)	Diámetro de poro (µm.)	N.º Interv. de clase
Vacío	1	228,3	1
(comienzo intrusión)	3	63,19	2
	5	38,35	3
	7	27,30	4
	9	20,38	5
	11	16,29	6
Presión atmosférica	13	13,94	7
	15	12,01	8
	17	10,64	9
	19	9,587	10
	21	8,684	11
	23	8,126	12
	25	5,845	13
	50	3,353	14
	100	1,740	15
	200	0,878	16
	500	0,356	17
	1.000	0,178	18
	1.500	0,117	19
	2.000	0,090	20
	4.000	0,045	21
	6.000	0,030	22
	8.000	0,022	23
	10.000	0,018	24
	12.000	0,015	25
	14.000	0,013	26
	16.000	0,011	27
	18.000	0,010	28
	20.000	0,009	29
	22.000	0,008	30
Final intrusión	24.000	0,007	31
Comienzo extrusión	22.000		
	20.000		
	18.000		
	16.000		
	14.000		
	12.000		
	10.000		
	8.000		
	6.000		
	4.000		
	2.000		
	1.500		
	1.000		
	500		
	150		
	100		
	50		
Final extrusión	14		

(Toledo). Las muestras están recogidas a unos 20 m. de profundidad, en las paredes y techo del socavón (fig. 1), por lo que todas tienen cierto grado de alteración.

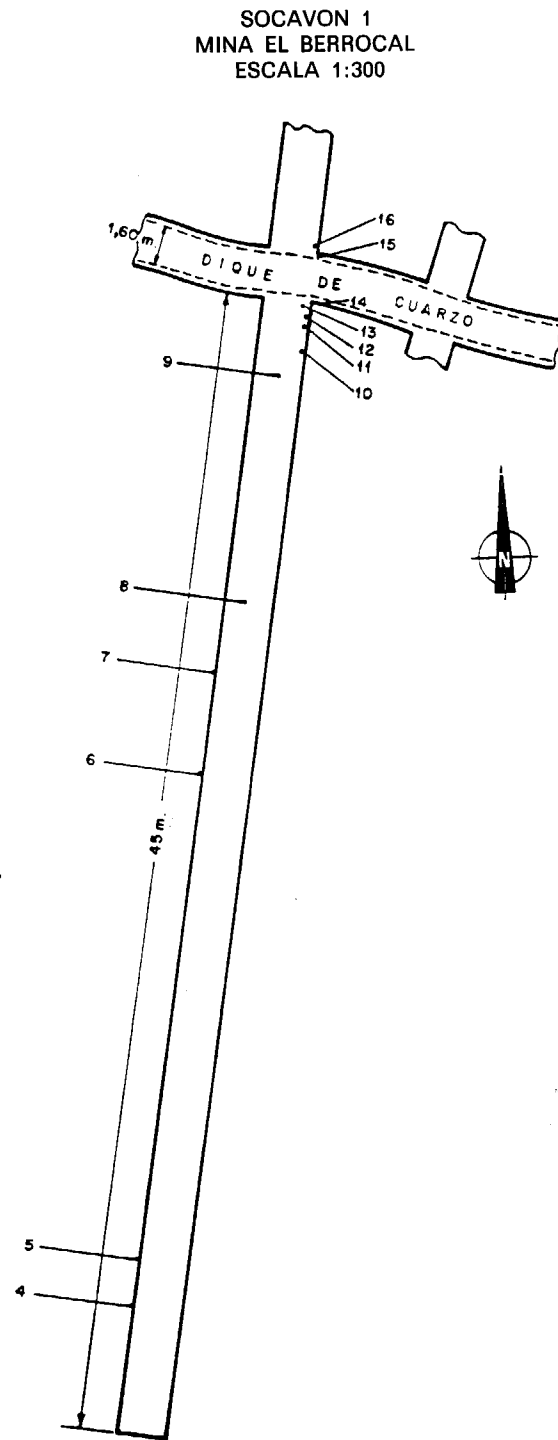


Figura 1.—Esquema de situación de muestras.

gua mina «El Berrocal», situada en el borde meridional de la Sierra de Gredos (Sistema Central), 7 kilómetros al NO de la localidad de Nombela

La composición de estos granitos es alcalina, con los siguientes porcentajes aproximados de minerales: 45 por 100 de cuarzo, 20 por 100 de plagioclasa, 18 por 100 de microclina, 10 por 100 de ortosa, 3 por 100 de moscovita, 2 por 100 de biotita y 2 por 100 de otros minerales.

ción de las 31 clases de tamaños de poros definidas según una escala logarítmica (fig. 2). En

**RESULTADOS E INTERPRETACION**

**A) Resultados de intrusión de mercurio**

Los resultados globales de las probetas analizadas se incluyen en la tabla 2. Los valores se han calculado suponiendo siempre que el sistema de poros tiene una geometría cilíndrica con diámetros diferentes. Se observa que el volumen total de poros oscila entre 0,0030 cc/g. y 0,0173 cc/g. Según estos valores se distinguen dos poblaciones: una con un volumen de poros de 0,0030 cc/g. a 0,0038 cc/g. formada por las muestras 4, 5, 6, 7, 8, 9 y 12, y otra con un volumen de poros de 0,0080 cc/g. a 0,0173 cc/g., formada por las muestras 10, 11, 13, 14, 15 y 16. Esta tendencia general de agrupamiento se mantiene en cada uno de los parámetros calculados en la tabla, quedando fuertemente resaltada en los porcentajes de porosidad, según los cuales hay dos tipos de muestras: aquellas con porosidades <1 por 100, que corresponden a la primera población, y las de porosidades >2 por 100, que coinciden con la segunda población.

Se han representado las curvas acumuladas de porosidad para cada una de las muestras en fun-

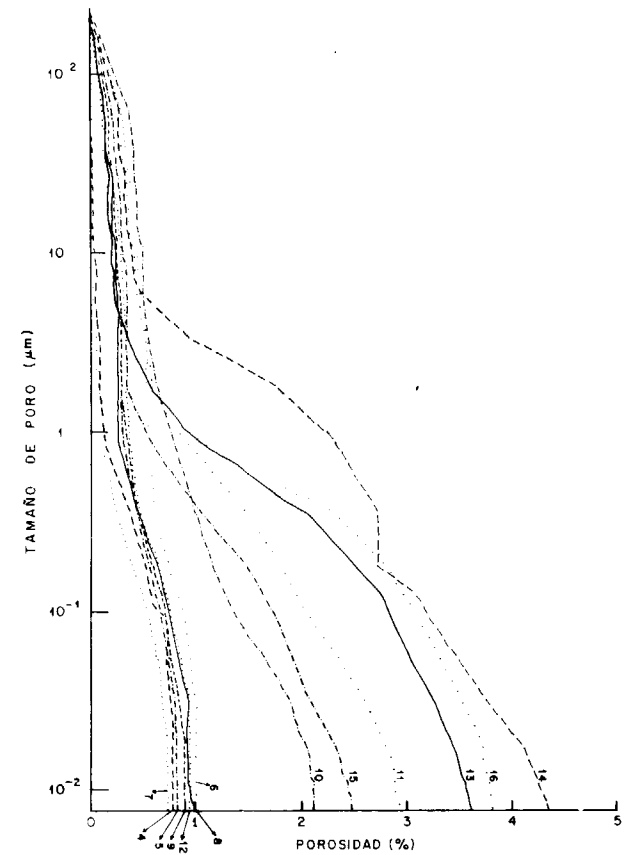


Figura 2.—Curvas acumuladas de porosidad versus tamaño de poro obtenidas a partir de los datos de intrusión de mercurio.

**TABLA 2**  
**Valores medios de los datos de intrusión para cada muestra**

Muestra	Volumen total (cc/g.)	Media (*) Radio poro	Media (**) Radio poro (µm.)	Bulk densidad (g/cc.)	Porosidad total (%)	Bulk densidad Porosidad
4	0,0030	0,1070	0,5394	2,6110	0,77	339,09
5	0,0031	0,1972	3,2248	2,6170	0,80	327,12
6	0,0038	0,2322	2,9136	2,6310	0,98	268,47
7	0,0028	0,1120	0,6666	2,6240	0,72	364,44
8	0,0037	0,0998	2,8284	2,6190	0,96	272,81
9	0,0034	0,1348	3,2474	2,6290	0,88	298,75
10	0,0080	0,0886	3,1034	2,6350	2,06	127,91
11	0,0113	0,0920	2,0140	2,5840	2,84	90,98
12	0,0036	0,1732	3,2660	2,6140	0,93	281,07
13	0,0142	0,1002	0,8566	2,5400	3,48	72,99
14	0,0173	0,0876	1,3268	2,5190	4,18	60,26
15	0,0095	0,0738	1,7850	2,5980	2,41	107,80
16	0,0151	0,1206	1,3532	2,5250	3,67	68,80

(\*)  $r=4V/SA$ .  
(\*\*)  $r=\sum V(r_i) r_i / \sum V(r_i)$

estas curvas se refleja tanto la agrupación definida anteriormente como la existencia de tres grupos de poros en función del tamaño. Para el primer grupo, entre 8 y 228  $\mu\text{m}$ , se observa que la porosidad no aumenta significativamente en ninguna de las muestras; el segundo grupo, que comprende los tamaños entre 0,18 y 8  $\mu\text{m}$ ., ofrece los cambios más significativos. Es en estos tamaños donde más aumenta la porosidad para todas las muestras. El tercer grupo incluye los tamaños más pequeños, entre 0,007 y 0,18  $\mu\text{m}$ ., observándose que en las muestras con porosidad total < 1 por 100 no existen apenas tamaños pequeños de poros y la tendencia general de la curva acumulada es la estabilización. Sin embargo, las muestras con porosidad total  $\geq 2$  por 100 tienen todavía poros pequeños y su tendencia general es hacia el aumento de porosidad. Los porcentajes de porosidad total y distribución de ta-

**TABLA 3**  
**Porosidad total (%) y distribución del tamaño de poros (%) para cada una de las muestras estudiadas con el método de intrusión de mercurio**

Muestra	Porosidad total (%)	Porosidad 8,7-228 $\mu\text{m}$ . (%)	Porosidad 0,18-8,7 $\mu\text{m}$ . (%)	Porosidad 0,007-0,18 $\mu\text{m}$ . (%)
4	0,77	0,07 (9,1%)	0,49 (63,6%)	0,21 (27,3%)
5	0,80	0,20 (25,0%)	0,33 (41,7%)	0,26 (33,3%)
6	0,98	0,56 (57,1%)	0,21 (21,4%)	0,21 (21,4%)
7	0,72	0,00 (0,0%)	0,39 (54,5%)	0,33 (45,5%)
8	0,96	0,21 (21,4%)	0,41 (42,8%)	0,34 (35,7%)
9	0,88	0,20 (23,1%)	0,34 (38,5%)	0,34 (38,4%)
10	2,06	0,48 (23,3%)	0,68 (33,3%)	0,89 (43,3%)
11	2,84	0,39 (13,6%)	1,35 (47,7%)	1,10 (38,6%)
12	0,93	0,26 (28,6%)	0,40 (42,9%)	0,26 (28,6%)
13	3,48	0,19 (5,4%)	2,24 (64,3%)	1,06 (30,4%)
14	4,18	0,36 (8,7%)	2,24 (53,6%)	1,57 (37,7%)
15	2,41	0,32 (13,5%)	1,11 (45,9%)	0,98 (40,5%)
16	3,67	0,43 (11,7%)	2,26 (61,7%)	0,98 (26,7%)

maños de poros se incluyen en la tabla 3, donde queda reflejado el dominio de porosidad en los tamaños intermedios, entre 0,18 y 8,7  $\mu\text{m}$ .

Para definir mejor las muestras de acuerdo con las características de porosidad se ha utilizado el efecto de variabilidad reflejado en las curvas acumuladas de distribución porcentual (fig. 3).

Se ha intentado agrupar las muestras basándose en características de similitud o divergencia. La forma de medir estos caracteres entre dos muestras es función de la distancia que existe entre ellas. Se considera que la separación entre dos grupos viene definida por la distancia entre las muestras más alejadas, estando localizadas una en cada grupo. A partir de ahí se agrupan todas las demás de la misma forma, de modo que al final obtenemos agrupación de muestras por igualdad de comportamiento. Así, la matriz de intervalos de máxima frecuencia obtenida (tabla 4) nos muestra para qué tamaño de poro la distancia entre dos muestras es máxima. Se observa que para tamaños mayores de 16,29  $\mu\text{m}$ . y menores de 0,089  $\mu\text{m}$ ., no existen separaciones características entre los diferentes pares de muestras. Esto quiere decir que para los tamaños grandes y pequeños todas las muestras tienen un comportamiento similar y son los tamaños intermedios, fundamentalmente, los que oscilan entre 8,126  $\mu\text{m}$ ., 5,845  $\mu\text{m}$ . y 0,356  $\mu\text{m}$ ., los que marcan las máximas diferencias entre muestras.

Para efectuar la comparación muestral se ha estimado un coeficiente de asociación 1—X, siendo X la máxima separación porcentual entre cada par de curvas de frecuencia. De este modo, la semejanza o diferencia queda definida por el coeficiente de asociación y el tamaño de los poros de la clase donde se produce la máxima separación. Dos muestras serán idénticas cuando el coeficiente de asociación sea 1 y totalmente distintas cuando sea 0. Por tanto, podemos asemejar este coeficiente de asociación al coeficiente de correlación estadístico. Se considera que el coeficiente de asociación mínimo para admitir una fuerte relación de dependencia entre dos grupos es de 0,8. Si hacemos el dendograma correspondiente a esta matriz (fig. 4) observamos que un 85 por 100 de las muestras se agrupan con un coeficiente de similitud > 0,8, y el resto, un 15 por 100, se asocian con

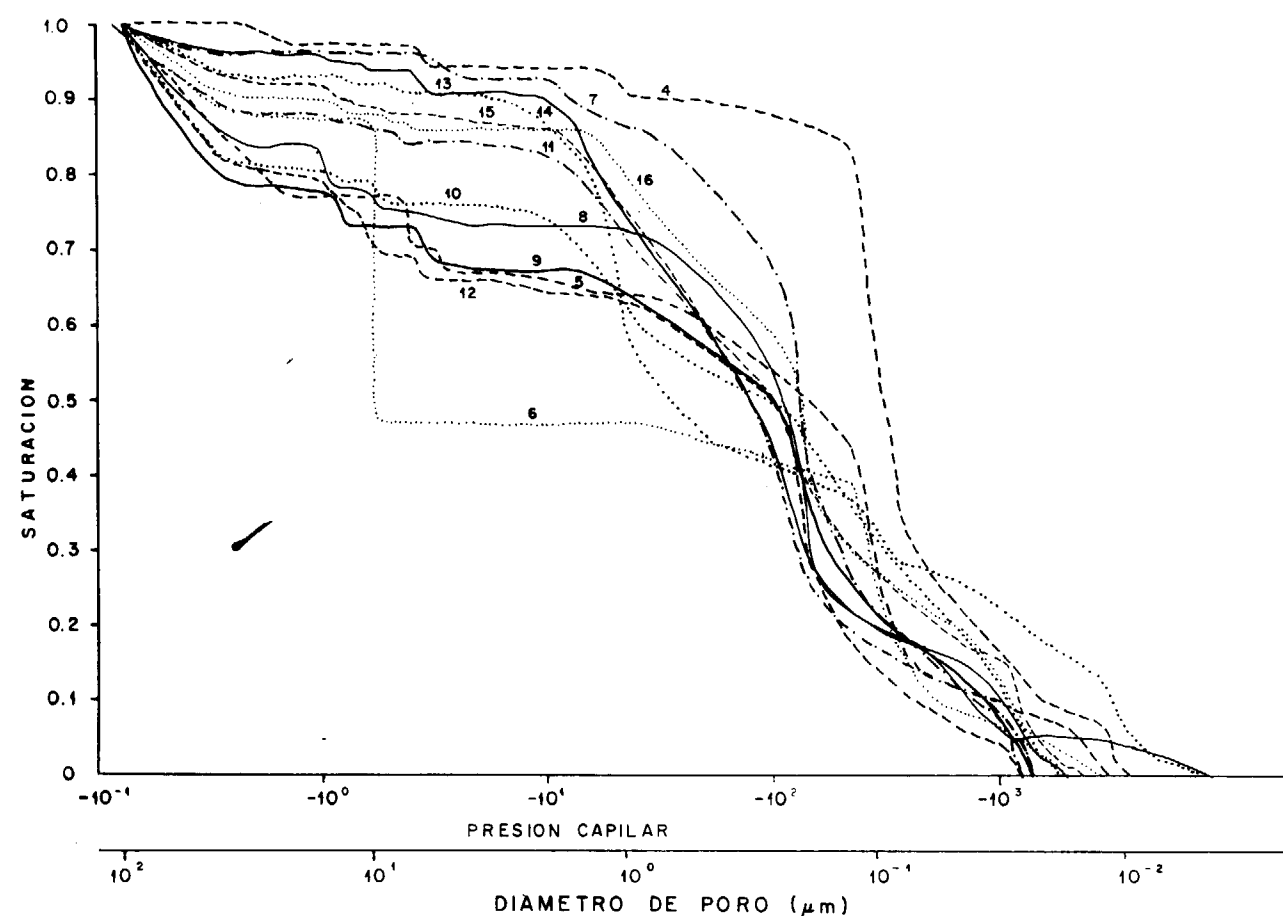


Figura 3.—Curvas de saturación obtenidas a partir de los datos de intrusión de mercurio.

aquéllas con un coeficiente de similitud > 0,57. Así, distinguimos:

Grupos	Subgrupos	Muestras	Coef. similitud.
A	A <sub>1</sub>	7, 11, 15, 13, 16, 4	> 0,82
	A <sub>2</sub>	5, 12, 8, 9, 10	> 0,80
B	B <sub>1</sub>	14	> 0,71
	B <sub>2</sub>	6	> 0,57

Si comparamos estos resultados con la agrupación de muestras establecidas al principio, según los datos de las tablas 2 y 3, así como de la figura 2, se observan algunas diferencias: a) el grupo A<sub>1</sub> obtenido corresponde a las mues-

tras con mayor porosidad (> 1 por 100), excepto para las 4 y 7; b) el grupo A<sub>2</sub> coincide con las muestras de menor porosidad excepto para la 10; c) las muestras 14 y 6 no están incluidas en ninguno de los grupos anteriores.

La causa de las diferencias se pone de manifiesto con la observación de láminas delgadas bajo el microscopio óptico. Se comprueba que, efectivamente, aquellas muestras, con muy débil intensidad de fracturación (4, 5, 6, 7, 8, 9 y 12) presentan menor porosidad total que las moderada o fuertemente fracturadas (10, 11, 13, 14, 15 y 16). Asimismo, las muestras en las que la alteración de los granos es mayor tienen una gran proporción de poros pequeños (10, 11, 13, 14, 15 y 16). Por otra parte, las muestras 4 y 7 tienen fracturas muy limpias y abiertas, por lo que



**TABLA 4**  
**Matriz de intervalos de máxima diferencia**

Muestra	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
4													
5	10,64												
6	10,64	12,01											
7	0,090	8,126	8,126										
8	10,64	0,778	13,94	8,126									
9	5,845	0,117	8,684	8,126	0,878								
10	0,090	0,117	13,94	0,878	0,117	0,090							
11	0,090	8,126	16,29	0,356	5,845	5,845	10,64						
12	10,64	0,117	16,29	8,126	0,878	0,178	0,090	8,126					
13	0,878	5,845	16,29	0,356	5,845	5,845	8,684	0,117	5,845				
14	0,878	8,126	13,94	0,878	0,878	5,845	0,878	0,878	8,126	0,878			
15	0,090	1,740	12,01	8,126	1,740	1,740	1,740	0,356	1,740	0,356	0,878		
16	0,356	3,353	12,01	0,356	5,845	5,845	0,178	0,178	3,353	8,684	0,878	0,356	

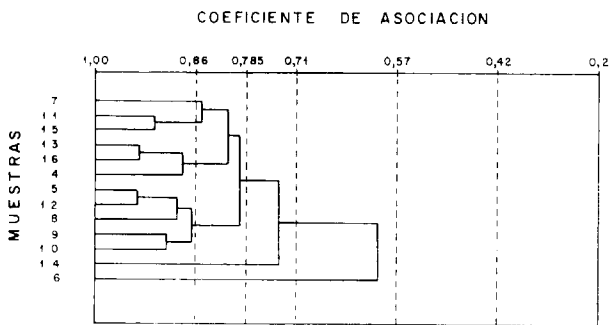


Figura 4.—Dendrograma de agrupación ponderada de muestras. El coeficiente de asociación mínimo para admitir una fuerte relación de dependencia es 0,8.

su comportamiento es similar al de las muestras con porosidades más altas. El caso opuesto ocurriría con la muestra 10, con fracturas rellenas de sericita u otros minerales, en la que los altos porcentajes de porosidad vienen dados fundamentalmente por la alteración de los granos, siendo su comportamiento similar al de rocas con porcentajes de porosidad bajos. Esto explicaría la agrupación de las muestras 4 y 7 con las de mayor porosidad y de la 10 con las de menor. La muestra 14 queda separada del resto por la elevada porosidad que presenta en relación con ellas. Por último, la muestra 6 tiene un porcentaje muy elevado de poros grandes que la hace muy diferente de las demás (tabla 3).

**TABLA 5**  
**Matriz de coeficientes de asociación**

Muestra	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
4													
5	0,743												
6	0,507	0,732											
7	0,850	0,713	0,509										
8	0,790	0,883	0,690	0,792									
9	0,743	0,867	0,738	0,742	0,888								
10	0,762	0,774	0,686	0,768	0,856	0,898							
11	0,817	0,819	0,598	0,817	0,880	0,827	0,895						
12	0,728	0,939	0,724	0,702	0,881	0,923	0,829	0,808					
13	0,885	0,741	0,523	0,758	0,793	0,740	0,819	0,905	0,730				
14	0,635	0,770	0,555	0,611	0,738	0,792	0,843	0,778	0,759	0,750			
15	0,816	0,782	0,589	0,899	0,867	0,813	0,837	0,917	0,776	0,858	0,700		
16	0,864	0,784	0,580	0,719	0,856	0,802	0,815	0,884	0,778	0,937	0,733	0,818	

De este modo, frente a procesos como transporte de fluidos a través de la roca, las muestras que, según el análisis realizado en función de la distribución del tamaño de poros, se agrupan juntas, tienen el mismo comportamiento.

Del estudio de láminas delgadas hechas una vez que el mercurio ha penetrado en la muestra se ponen en evidencia hasta cuatro tipos diferentes de poros: 1) Aquellos correspondientes a la red microfisural que atraviesa la roca, cuyo origen es tectónico (foto 1); 2) los debidos a procesos de granulación o cataclasis, de origen fundamentalmente tectónico, por deformación frágil de los granos. La granulación puede dar lugar a rotura en grandes cristales (foto 2) o disgregación en pequeños granos (foto 3), entre los cuales pueden migrar fluidos; 3) formados a partir de alteración de granos, fundamentalmente feldspatos y biotitas, dando lugar a una población de poros muy pequeña en relación con las anteriores (fotos 4 y 5); y 4) a favor de los planos de exfoliación de algunos minerales tales como feldspatos (fotos 4 y 5) y micas (foto 6); este grupo constituye la población más pequeña de poros. Los dos primeros tipos, en conjunto, se engloban dentro de lo que se denomina genéricamente porosidad intergranular. El resto queda incluido en el grupo de los poros intragranulares.

**B) Influencia de la porosidad en el factor de retardo**

La relación entre la velocidad de circulación de las soluciones y la velocidad de desplazamiento de los contaminantes o factor de retardo predice el movimiento del radionúclido en el tiempo. Este factor depende, entre otros, de la densidad del sólido y de la porosidad total de la roca (ecuación [5]), cuya relación va a afectar al valor final del factor de retardo, de manera que éste va a ir aumentando a medida que la porosidad disminuye. Cada uno de estos parámetros y la relación entre ellos se incluye en la tabla 2.

En los granitos objeto de este estudio, donde la porosidad mínima es de un 0,72 por 100 y la máxima de un 4,18 por 100, el Rf varía notablemente, ya que la relación  $\delta b/\epsilon$  es muy diferente en los dos grupos de muestras que se han analizado. Se distinguen dos tipos: 1)  $\delta b/\epsilon > 250$

(muestras 4, 5, 6, 7, 8, 9 y 12); 2)  $\delta b/\epsilon < 130$  (muestras 10, 11, 13, 14, 15 y 16). Mientras que el coeficiente de distribución se va a multiplicar por 130 en las muestras más porosas, su valor va a ser 2 veces mayor en las menos porosas, es decir, en el primer caso la velocidad de migración del radionúclido debe ser el doble que en el segundo.

**C) Resultados de permeabilidad**

En la tabla 6 se muestran los datos de permeabilidad obtenidos utilizando la distribución de tamaño de poros para las ecuaciones [1], [2], [3] y [4]. Se observa que las fórmulas [1] y [3] dan resultados muy parecidos y difieren en uno o dos órdenes de magnitud de los obtenidos para las ecuaciones [2] y [4]. De los datos obtenidos mediante la ecuación [2] se observan algunas diferencias para las muestras 4, 7 y 10. Las dos primeras difieren hasta en dos órdenes de magnitud del resto, siendo la permeabilidad menor. En la 10 la permeabilidad es mayor que en las demás. Sin embargo, esta variación tan significativa no se observa en los resultados calculados con las ecuaciones [1], [3] y [4]. La diferencia de hasta dos órdenes de magnitud en los cálculos indica que los resultados son muy sensibles a la forma de calcular la media de la distribución del radio de poros (tabla 2) y a los parámetros tenidos en cuenta en cada una de las ecuaciones; todo ello debido probablemente a la heterogeneidad y textura del material.

Por otra parte, si se hubieran tenido en cuenta efectos tales como tortuosidad, forma y estructura de los poros, características superficiales, conectividad, etc., que definen la textura y estructura característica de cada tipo de roca, los métodos utilizados para los cálculos de permeabilidad serían mucho más fiables pudiendo diferir como mucho en un orden de magnitud de los valores experimentales directos (KLAVETTER et al., 1987, y DAWE et al., 1987).

Es interesante resaltar que se han contrastado estos datos con resultados de permeabilidad calculados a partir de las ecuaciones [1] y [3] para porosidades medidas por intrusión de agua al vacío en cada una de las muestras. Como se observa en la tabla 7, el orden de magnitud es el mismo en ambos casos al medido para el



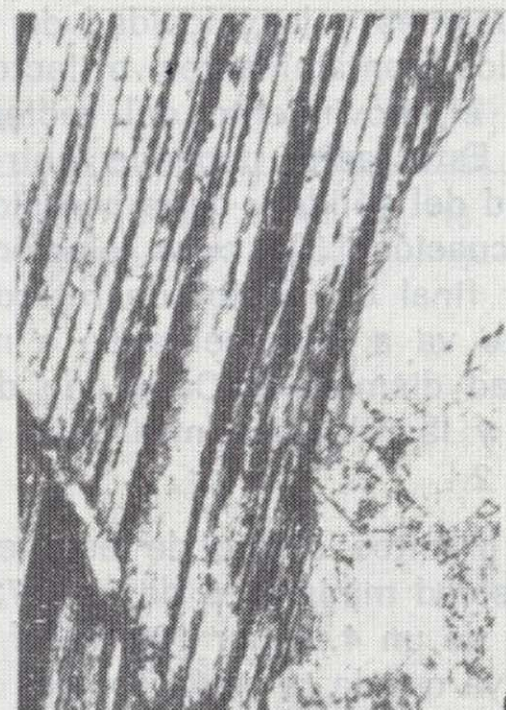
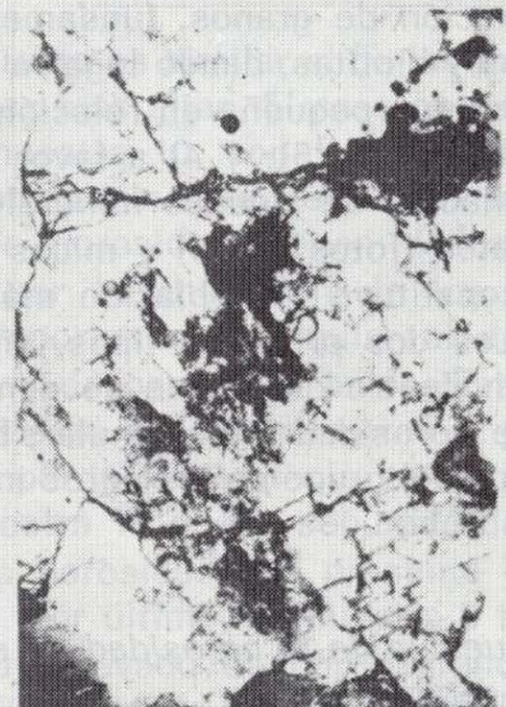
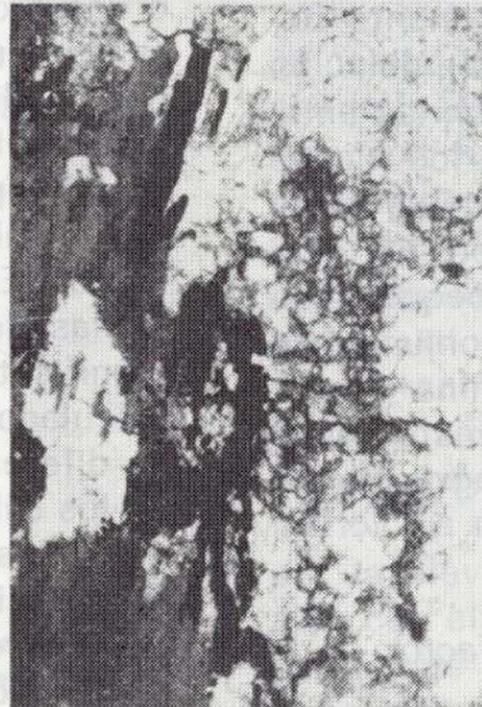
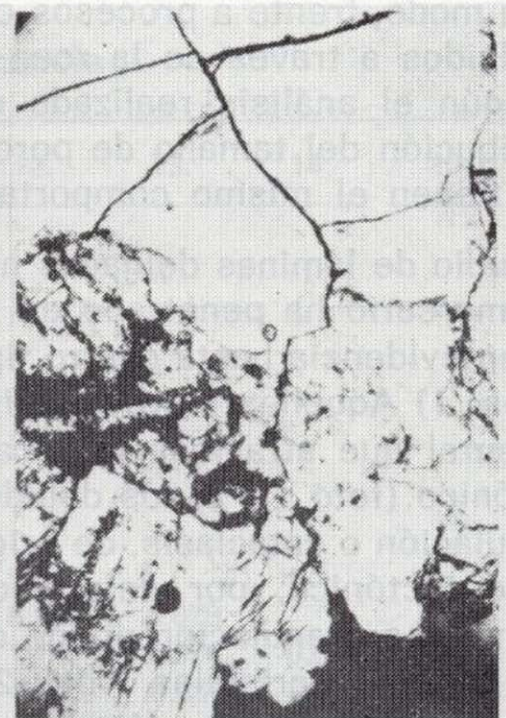
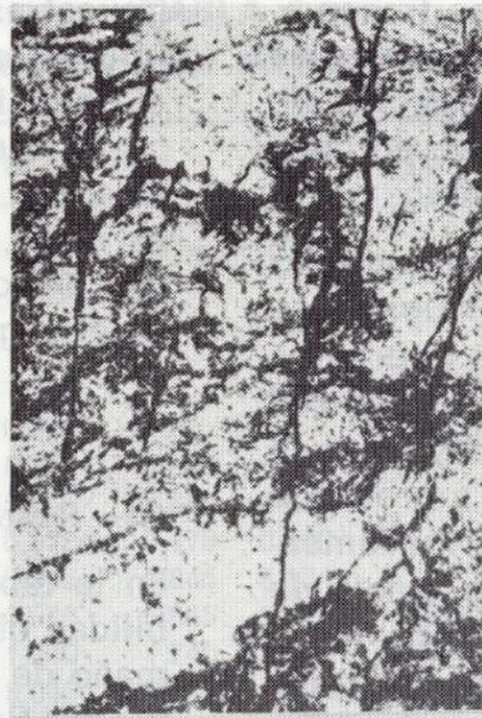
Foto 1.—Red fisural de origen tectónico en feldespatos. El mercurio rellena las fisuras.

Foto 2.—Cristal de cuarzo que ha sufrido deformación frágil. La granulación producida da lugar a una porosidad intergranular a través de la cual penetran fluidos.

Foto 3.—Proceso de cataclasis en feldespatos con disgregación en granos muy pequeños entre los cuales quedan huecos por los que han intruido mercurio.

Fotos 4 y 5.—Intrusión de mercurio a favor de las líneas de exfoliación de una mica. En las mismas se aprecian feldespatos alterados a favor de los cuales se introduce el mercurio.

Foto 6.—Mercurio inyectado a favor de las líneas de exfoliación de una mica.



0 1 mm.

0 1 mm.

0 1 mm.

0 1 mm.

0 1 mm.

0 1 mm.



Foto 1.—Red fisural de origen tectónico en feldspatos. El mercurio rellena las fisuras.

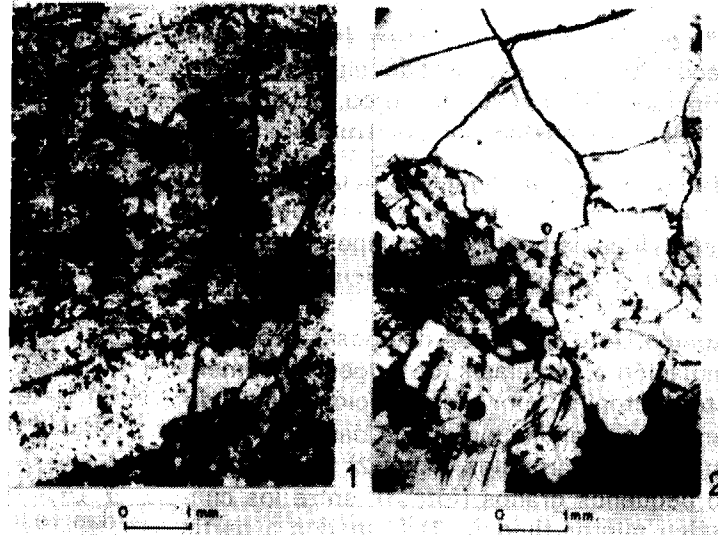
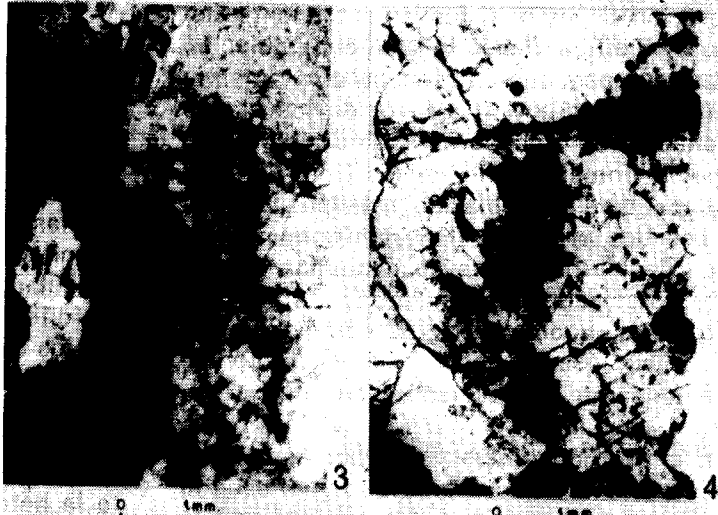


Foto 2.—Cristal de cuarzo que ha sufrido deformación frágil. La granulación producida da lugar a una porosidad intergranular a través de la cual penetran fluidos.

Foto 3.—Proceso de cataclisis en feldspatos con disgregación en granos muy pequeños entre los cuales quedan huecos por los que han intruido mercurio.



Fotos 4 y 5.—Intrusión de mercurio a favor de las líneas de exfoliación de una mica. En las mismas se aprecian feldspatos alterados a favor de los cuales se introduce el mercurio.

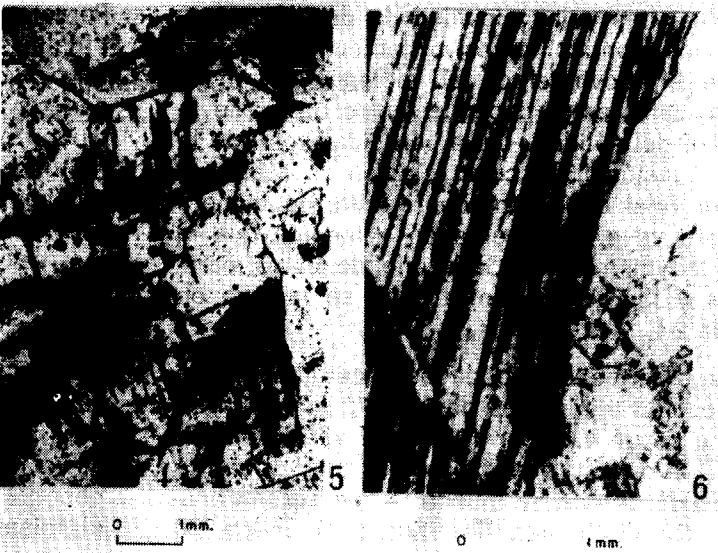


Foto 6.—Mercurio inyectado a favor de las líneas de exfoliación de una mica.

**TABLA 6**  
Permeabilidad con mercurio

Permeabilidad (m <sup>2</sup> ). Muestra	K [1]	K [2]	K [3]	K [4]
4	0,6 × 10E-10	0,01 × 10E-08	1,2 × 10E-10	4,2 × 10E-09
5	2,0 × 10E-10	5,2 × 10E-08	3,8 × 10E-10	4,4 × 10E-09
6	3,0 × 10E-10	5,2 × 10E-08	6,4 × 10E-10	5,4 × 10E-09
7	0,2 × 10E-10	0,2 × 10E-08	1,2 × 10E-10	4,0 × 10E-09
8	0,6 × 10E-10	4,8 × 10E-08	1,2 × 10E-10	5,4 × 10E-09
9	1,0 × 10E-10	5,8 × 10E-08	2,0 × 10E-10	5,0 × 10E-09
10	1,0 × 10E-10	12,4 × 10E-08	2,0 × 10E-10	11,6 × 10E-09
11	1,4 × 10E-10	7,2 × 10E-08	3,0 × 10E-10	15,8 × 10E-09
12	1,6 × 10E-10	6,2 × 10E-08	3,4 × 10E-10	5,2 × 10E-09
13	2,2 × 10E-10	1,6 × 10E-08	4,4 × 10E-10	19,4 × 10E-09
14	2,0 × 10E-10	4,6 × 10E-08	4,0 × 10E-10	24,0 × 10E-09
15	0,8 × 10E-10	4,8 × 10E-08	1,6 × 10E-10	13,4 × 10E-09
16	3,4 × 10E-10	4,2 × 10E-08	6,6 × 10E-10	20,0 × 10E-09

**TABLA 7**  
Permeabilidad con agua

Permeabilidad (m <sup>2</sup> ). Muestra	K [1]	K [3]
4	1,4 × 10E-10	2,6 × 10E-10
5	4,2 × 10E-10	8,4 × 10E-10
6	4,2 × 10E-10	8,2 × 10E-10
7	2,0 × 10E-10	4,2 × 10E-10
8	1,2 × 10E-10	2,6 × 10E-10
9	3,4 × 10E-10	6,8 × 10E-10
10	2,4 × 10E-10	4,8 × 10E-10
11	1,2 × 10E-10	2,2 × 10E-10
12	6,4 × 10E-10	12,8 × 10E-10
13	2,6 × 10E-10	5,2 × 10E-10
14	2,6 × 10E-10	5,2 × 10E-10
15	1,6 × 10E-10	3,4 × 10E-10
16	4,8 × 10E-10	9,6 × 10E-10

método de intrusión de mercurio por aplicación de presión, lo que nos sugiere que este test puede ser usado con bastante fiabilidad para los cálculos de permeabilidad en las rocas graníticas estudiadas.

**D) Resultados de saturación vs presión capilar**

Se han obtenido los datos de saturación de agua y presión capilar, a partir de los datos de satu-

ración de mercurio y presión de intrusión de mercurio, mediante una transformación utilizando las ecuaciones [5] y [6]. Los resultados obtenidos se han representado en un gráfico de saturación frente a presión capilar (fig. 3), en el que también se representan los tamaños de poro. De las curvas obtenidas podemos considerar que hay dos grupos de muestras bien diferenciadas: 1) aquellas para las que la saturación decrece desde el 100 por 100 hasta el 30 por 100, aproximadamente, entre  $-10^{-1}$  y  $-10^{-2}$  m. de presión; 2) aquellas en las que la saturación empieza a decrecer para una presión capilar de  $-10^0$  hasta  $-10^{-2}$  m. Se observa cómo la mejor diferenciación entre curvas se obtiene en los tamaños intermedios (10-0,1  $\mu$ m.). La curva correspondiente a la muestra número 6 es muy diferente de las demás, la saturación disminuye para esta muestra de un 90 por 100 a un 45 por 100 para una presión capilar de  $-1$  m., lo que explica que en la agrupación esté tan separada de todas las demás.

**CONCLUSIONES**

En rocas cristalinas que han sufrido alteraciones mecánicas y/o químicas puede existir una red de poros en cuyo interior se alojan fluidos por los que pueden migrar contaminantes. La caracterización del sistema huecos-sólido es funda-

mental para controlar la proporción en que un fluido contaminante puede desplazarse a través de la roca y la velocidad y tiempo que tardaría en alcanzar la biosfera.

Para caracterizar el sistema es necesario determinar propiedades de la roca como porosidad total, distribución del tamaño de poros en la matriz, permeabilidad y saturación en función de presión capilar. Para definir todos estos parámetros, que van a influir decisivamente en los procesos físico-químicos que ocurran en la roca, se ha utilizado la técnica de inyección-extrusión de mercurio que proporciona una buena información acerca de la distribución de tamaños de poro en una muestra (tabla 3) y permite estimar, mediante cálculos sencillos y rápidos, cada una de las propiedades de la misma (tabla 2, tabla 6, fig. 3).

En las muestras de granito estudiadas, con diferentes grados de alteración, se han estimado todas estas propiedades, obteniéndose resultados aceptables dentro del rango esperado para este tipo de materiales.

Se ha puesto en evidencia la clara dependencia existente entre porosidad y distribución de tamaño de poros con la alteración y saturación de la muestra en función de la presión capilar. Así, se han agrupado muestras con comportamiento similar en función de las características de la porosidad obteniéndose una relación lineal en la agrupación. Los resultados de permeabilidad, aunque dependen de la porosidad y su distribución, son función, además, de la estructura y textura del material, por lo que, aunque aceptables, pueden diferir en algún orden de magnitud de los experimentales.

Los datos acerca del factor de retardo, en función únicamente de la porosidad, son también muy significativos. Muestran que en rocas con porosidad entre 0,7 por 100 a 1 por 100 este es dos veces mayor que en rocas con porosidades entre 2 a 4 por 100.

En resumen, los datos de porosidad obtenidos a partir de intrusión de mercurio son necesarios

para estimar con fiabilidad algunas propiedades de la roca, interesantes para evaluar su capacidad como almacén de residuos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido llevado a cabo en la División de Técnicas Geológicas del CIEMAT. Especial agradecimiento a E. Mingarro y C. Marín por la contribución y asesoramiento en la realización del trabajo, y a S. Cuenca, por la elaboración de las fotografías.

#### REFERENCIAS

CONNER, W. C.; BLANCO, C.; COYNE, K.; NEIL, J., and PAJARES, J. (1987): *Analysis of the Morphology of High Surface Area Solids: Studies of Agglomeration and the Determination of Shape*. Journal of Catalysis, 106, 202-209.

DAWE, R. A.; MAHERS, E. G., and WILLIAMS, J. K. (1987): *Pore Scale Physical Modeling of Transport Phenomena in Porous Media*. In: *Advances in Transport Phenomena in Porous Media*. Ed. Bear, J. and Corapcioglu, Y. NATO ASI Series. Series E: Applied Sciences, 128, pp. 47-78.

KLAVETTER, E. A., and PETERS, R. R. (1987): *An Evaluation of the Use of Mercury Porosimetry in Calculating Hydrologic Properties of Tuffs From Yucca Mountain, Nevada*. Sandia National Laboratories, Albuquerque, NM. SAND 86 0286.UC-70.

MICROMETRICS INSTRUMENT CORPORATION: *Instruction Manual Poresizer 9310* (1985).

NERETNIEKS, I.; ABELIN, H.; BIRGERSSON, L.; MORENO, L.; RASMUSON, A., and SKAGIUS, K. (1987): *Chemical Transport in Fractured Rock*. In: *Advances in Transport Phenomena in Porous Media*. Ed. Bear, J. and Corapcioglu, Y. NATO ASI Series. Series E: Applied Sciences, 128, pp. 473-550.

WARDLAW, N. C., and TAYLOR, R. P. (1976): *Mercury Capillary Pressure Curves and the Interpretation of Pore Structure and Capillary Behavior in Reservoir Rocks*. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, vol. 24, núm. 2, 225-262.

WASHBURN, E. W. (1921): *Note on a Method of Determining the Distribution of Pore Sizes in a Porous Material*. National Academy of Science Proceedings, vol. 7, 115.

Original recibido: Enero de 1989.  
Original aceptado: Septiembre de 1989.

## Propiedades químicas y mineralogía de arcillas en los productos de alteración y suelos del volcán de Aldea (Ciudad Real).

Por J. CASAS (\*), M. A. HOYOS (\*\*), J. GUIJARRO (\*\*), y J. L. MARTIN DE VIDALES (\*\*)

#### RESUMEN

Se estudia la composición química y la mineralogía (mediante DRX, IR, ATD y MET) de la fracción arcilla de un perfil de suelo volcánico en el Campo de Calatrava (Ciudad Real).

La asociación dominante en la fracción entre 2 y 0,2  $\mu\text{m}$ . consiste en beidellita y filosilicatos 1:1 de baja cristalinidad. La fracción arcilla fina (<0,2  $\mu\text{m}$ .) muestra una compleja asociación mineralógica en la que, además de los minerales citados, se presentan haloisita glomerular y minerales 2:1 parcialmente cloritizados, así como constituyentes alofánicos, siendo la cristalinidad de los minerales de la arcilla, en especial de la beidellita, mucho menor en los horizontes superficiales que en los más profundos.

Las características del material originario (melilita olivínica) formado por olivino y augitas, así como por melilita y ceolita, sometido en esta zona a condiciones climáticas xerofíticas (condiciones de humectación - desecación alternantes) permiten explicar los mecanismos de formación de esta compleja asociación de minerales de la arcilla.

*Palabras clave:* Minerales de la arcilla, Suelos volcánicos, Ciudad Real, España.

#### ABSTRACT

Mineralogical (by XRD, DTA, TEM, and IR techniques) and chemical features of clay minerals of a volcanic soil from Campo de Calatrava (Central Spain) are studied.

The 2-0,2  $\mu\text{m}$ . fractions show a predominant beidellite and low crystallinity 1:1 phyllosilicates. The finest clay fraction (<0,2  $\mu\text{m}$ .) has been characterized by a complex association of beidellite, glomerular hallosyite, low crystallinity kaolinite so as 2:1 minerals partly chloritized and allophanic components. In the lower horizons the clay minerals, mainly the beidellites, display higher crystallinity than in the surficial.

The mineralogical composition of the volcanic rock (olivinic melillite): forsterite, augite, so as melillite and ceolite and the semiarid climatic conditions can explain the genetic mechanism of this complex association of clay minerals.

*Key words:* Clay minerals, Volcanic soils, Ciudad Real, Spain.

#### INTRODUCCION

Los mecanismos de alteración y origen de suelos desarrollados a partir de materiales vol-

cánicos vienen siendo objeto de estudio por parte de edafólogos y mineralogistas debido a que la cinética de los procesos es tan rápida que estos sistemas muestran un comportamiento similar al de un «laboratorio natural». Es por esto que continuamente se están identificando nuevas y peculiares fases coloida-

(\*) Instituto de Edafología y Biología Vegetal. CSIC. Madrid.

(\*\*) Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. UAM.



les inorgánicas, tanto silicatadas como no silicatadas (ver, por ejemplo, la reciente revisión de WADA, 1985). Entre las primeras destacan minerales intergradados e interestratificados irregulares, de carácter aluminico. Pero, posiblemente, sea su alto grado de desorden el aspecto más importante y, a la vez, más desconocido.

Algunos ejemplos recientes e íntimamente ligados a los aspectos anteriormente comentados han sido proporcionados por los investigadores japoneses dedicados a este tipo de estudios. Así, WADA y KAKUTO (1983) han demostrado la existencia de un nuevo «intergradiente» vermiculita-caolinita en la transformación de minerales 2 : 1 a 1 : 1 en Ultisoles y Alfisoles de clima templado y material originario volcánico.

Por otra parte, MARTIN DE VIDALES et al. (1988) mostraron que algunos suelos volcánicos del Campo de Calatrava (Ciudad Real) no presentan en su fracción coloidal minerales de la arcilla bien cristalizados, sino que ésta se caracteriza por la presencia de constituyentes silico-alumínicos de tipo alofana y protoimogolita, así como fases incipientes de haloisita y beidellita de muy pequeño tamaño.

WADA y KAKUTO (1985) han propuesto la existencia de una nueva fase que denominan haloisita «embrionaria», caracterizada por presentar una banda muy ancha de difracción a 10 Å, un muy escaso «orden cristalino» y un carácter casi «amorfo» en difracción de rayos X; esta fase se ha encontrado en la alteración de cenizas volcánicas en suelos de clima tropical.

Estos ejemplos indican claramente que el tamaño de partícula es una propiedad a tener en cuenta en los estudios de la mineralogía de la fracción coloidal de este tipo de suelos. Mediante el estudio de esta propiedad en relación con otras técnicas analíticas y espectroscópicas, es posible llegar a dilucidar en alteraciones edafoquímicas cinéticamente rápidas la identificación, estado de cristalinidad (orden-desorden) e interrelaciones entre las fases secundarias neoformadas y/o transformadas.

En este trabajo se aborda el estudio de los minerales de la arcilla siguiendo esos criterios, pero dada la gran variedad de rocas volcánicas existentes en el Campo de Calatrava (ANCOE-CHEA, 1983) hemos considerado necesario cir-

cunscribirnos al volcán de Aldea por sus características homogéneas en cuanto al material basáltico, ya que la mineralogía del material originario influye de manera importante en los mecanismos y productos de alteración. Es por ello que primero caracterizamos química y mineralógicamente la composición de la roca para posteriormente estudiar los productos finales de su alteración, al objeto de analizar los procesos edafogenéticos que se han desarrollado. Dada la necesidad de dilucidar la evolución de estas fases en los diferentes horizontes de diagnóstico presentamos en este estudio un perfil de suelo en el que se patentiza claramente la importancia de los aspectos citados.

## MATERIALES Y METODOS

### Descripción del perfil

Nombre del perfil: «Aldea».

Provincia: Ciudad Real.

Situación: 500 m. a la derecha del punto kilométrico 21,800 de la carretera Puertollano-Almudiel, cerca del pueblo de Aldea.

Posición fisiográfica: planicie.

Forma del terreno circundante: fuertemente ondulado.

Microtopografía: suavemente inclinada.

Pendiente: 2 por 100.

Orientación: Norte.

Vegetación: Pastos.

Clima: Xérico II (Soil Taxonomy, 1975).

Material originario: Melilita olivínica (ver estudio por lámina delgada).

Drenaje: Externo moderado. Interno deficiente.

Condiciones de humedad: Seco.

Pedregosidad: Casi nula.

Erosión: Hídrica laminar.

Altitud: 720 m. aproximadamente.

Hoja mapa topográfico: 810 (E.: 1:50.000).

Desarrollo del perfil: B1 / CR / 2B22t / 2C / 2Ccam / R.

Horiz.	Profund. (cm.)	Descripción
B1	0-10	Color 7,5YR4/4 en seco y 7,5YR3/2,5 húmedo; textura limosa; estructura en bloques subangulares de tamaño grueso; ligeramente adherente, ligeramente plástico, firme en húmedo y muy duro en seco; sin cutanes; frecuentes raíces medias y finas; pocos poros, muy finos, discontinuos, caóticos, exped de tipo vesicular. Escasa pedregosidad, constituida por cantos de cuarcita y basalto. El límite con el horizonte inferior es neto, regular y plano.
CR	10-25	Conglomerado cuarcítico muy cementado. Límite con el horizonte inferior neto, regular y plano.
2B22t	25-65	Color 7,5YR4,5/6 en seco y 7,5YR5/7 en húmedo; textura arcillosa; estructura prismática gruesa; muy adherente, muy plástico, firme en húmedo y extraordinariamente duro en seco; espesos cutanes continuos; sin raíces; escasos poros muy finos y microporos, continuos, oblicuos, exped de tipo tubular dentríticos. Pedregosidad muy escasa, constituida por pequeños cantos de lapilli (<0,4 cm.), muy redondeados. Límite con el horizonte inferior neto, regular y plano.
2C	65-100	Material basáltico alterado y recubierto de material rubificado de color 5YR4/6 en seco y 5YR5,5/8 en húmedo. En ocasiones el material rubificado presenta carbonatación secundaria. El límite con el horizonte inferior es neto e irregular.
2Ccam	100-170	Costra caliza zonal recubierta de material rubificado, que engloba material piroclástico fácilmente distinguible de «visu».
R	+170	Basalto melilitico (lámina delgada).

Muestras: B1: C-21; 2B22t: C-22; 2C: C-23; 2Ccam: C-24.

### Métodos experimentales

Las muestras, tras secado al aire y tamizado por tamiz de 2 mm. se dispersaron con hexametafosfato sódico separándose a continuación las fracciones arena (2 mm.-50 µm.), limo (50 µm.-2 µm.) y arcilla (<2 µm.).

Las medidas de pH se llevaron a cabo en suspensión suelo/agua 1 : 1. En todos los casos se realizó el test de Fieldes y Perrot (1966) a partir de 1 g. de fracción <2 µm. en disolución saturada de NaF a pH 8,1-8,2, determinándose los pH en agitación continua después de 2,5 minutos y de una hora de contacto. Las medidas de pH se realizaron con un electrodo selectivo de H<sup>+</sup> y sonda de temperatura.

Para la extracción de hierro amorfo se utilizó como extractante una disolución de citrato-ditionito y bicarbonato sódicos (C. D. B.), y para la extracción de sílice y aluminio amorfos se utilizó una disolución de NaOH 0,5 N hirviendo durante 2,5 minutos (JACKSON, 1985). Estas determinaciones se llevaron a cabo en la fracción <2 µm.

El análisis químico total se efectuó sobre la fracción <2 µm. previamente saturada en Ca. El ataque se realizó con una mezcla de HF y agua regia en reactores de teflón herméticamente cerrados. Tras el ataque y posterior enfriamiento se añadió una disolución saturada de ácido bórico para evitar pérdidas de sílice (BERNAS, 1968).

Los elementos Al, Fe, Ca, Mg, K, Ti y Mn fueron determinados por absorción atómica. La sílice se midió mediante colorimetría por formación de complejo silico-molibdico (JACKSON, 1985). Las pérdidas por calcinación hasta 1.000° C se determinaron termogravimétricamente.

Las rocas volcánicas se han estudiado en lámina delgada por microscopía de polarización. Posteriormente, se realizaron análisis químicos puntuales de los distintos minerales mediante microsonda electrónica.

La fracción <2 µm. se ha estudiado por difracción de rayos X, sobre preparaciones de polvo desorientado y sobre muestras orientadas después de homoionizar en Mg<sup>2+</sup> y K<sup>+</sup>, solvatadas en atmósfera saturada de etilén-glicol y tras calentar las potásicas a 120° C, 300° C y 550° C. Se llevaron a cabo también estudios por DRX sobre la arcilla total y sobre la fracción inferior a 0,2 µm. previamente separada por centrifugación.

Algunas de las muestras de arcilla fueron estudiadas por espectroscopía de absorción IR, microscopía electrónica de transmisión (TEM) y análisis térmico diferencial (ATD) y termogravimétrico (TG).

## RESULTADOS

## Material originario

El volcán de Cerro Prieto, en el término municipal de Aldea del Rey, está constituido por una roca gris oscura ligeramente vacuolar, caracterizada petrológicamente como una melilita olivínica, ocasionalmente nefelínica, porfídica y holocristalina; muestra abundantes fenocristales de olivino en una matriz de microfenocristales de olivino y augita, microcristales de augita y opacos (magnetita y titanomagnetita) y masas alotriomorfas de melilita. Globalmente, presenta un 5 por 100 de vacuolas, de las que un 1 por 100 se hallan rellenas por carbonatos. Los fenocristales de olivino (término forsterítico) se encuentran frecuentemente corroídos e iddingsitizados en los bordes. Las augitas muestran tonalidades rosáceas (titanoaugitas), si bien, cuando se encuentran asociadas a nefelina y carbonatos pasan a verdosas (sódicas).

Resalta la ausencia de fenómenos de iddingsitización en los piroxenos, tanto en los microfenocristales como en la matriz microcristalina.

En este mismo volcán existen zonas más externas con estructura amigdalal. Petrológicamente,

se sigue tratando de melilitas olivínicas de carácter nefelínico, pero muy alteradas. La roca contiene un 8 por 100 de fenocristales de olivino totalmente iddingsitizados. Las amígdalas, que alcanzan hasta un 41 por 100, están rellenas en un 17 por 100 de ceolitas, unas veces con cristales tabulares de sección cuadrada, identificada por DRX como phillipsita, y otras, menos frecuentemente, con cristales aciculares identificados por DRX como gismondita; las amígdalas también contienen un 8 por 100 de iddingsita, un 6 por 100 de microfenocristales de augita (titana y sódica), un 4 por 100 de opacos (magnetita y titanomagnetita) y un 6 por 100 de relictos de nefelina muy alterada.

El estudio de los distintos minerales presentes en la roca mediante microsonda electrónica ha permitido conocer su composición química (tabla 1). A partir de estos resultados, se puede observar que los olivinos son fundamentalmente magnésicos. En lo que a los piroxenos se refiere, se han identificado dos tipos de augita, unas rosas, con mayor contenido en magnesio, y otras de tonalidad verdosa más ricas en sodio; estas últimas presentan también un mayor contenido en Fe. Estos dos tipos de piroxeno muestran las

TABLA 1  
Composición química de los minerales que forman la roca

Minerales	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	CaO	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	MnO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O
Olivino	38,60	0,39	46,20	13,85	0,22	0,03	0,04	0,23	—
Augitas rosas									
1	52,89	1,17	12,22	11,06	20,10	1,60	0,42	0,40	—
2	53,32	1,49	13,47	10,60	18,28	1,65	0,53	0,36	—
3	48,20	2,50	13,57	13,40	18,04	2,94	0,65	0,24	—
Promedio	51,47	1,72	13,08	11,68	18,80	2,06	0,53	0,34	—
Augitas verdes									
1	48,89	1,66	5,98	22,49	15,41	2,16	1,36	0,73	—
2	51,26	0,47	9,79	16,29	18,92	1,36	0,65	0,51	—
3	48,43	0,98	7,47	20,19	18,56	1,40	1,40	0,60	—
4	47,44	0,41	7,11	22,73	17,89	1,30	1,59	0,74	—
Promedio	49,00	0,88	7,58	20,42	17,69	1,55	1,25	0,67	—
Feldespatoides	39,13	32,69	0,17	0,90	0,35	0,12	17,56	—	8,98
Ceolita	51,43	26,81	0,02	0,10	9,41	—	0,60	—	5,78

siguientes fórmulas estructurales medias, calculadas a partir de los análisis químicos totales:

Rosas:  $\langle \text{Si}_{1,983} \text{Al}_{0,06} \rangle \text{Al}_{0,015} \text{Fe}_{0,368} \text{Mg}_{0,734} \text{Ca}_{0,759} \text{Ti}_{0,058} \text{Na}_{0,038}$

Verdes:  $\langle \text{Si}_{1,947} \text{Al}_{0,053} \rangle \text{Fe}_{0,878} \text{Mg}_{0,045} \text{Ca}_{0,753} \text{Ti}_{0,046} \text{Na}_{0,096}$

Hay que destacar la presencia en la roca de minerales ricos en aluminio como son el feldespatoide, cuyo análisis (tabla 1) corresponde al término nefelina, y la ceolita calcopotásica.

## Análisis químicos

Los pH (H<sub>2</sub>O) de equilibrio alcanzan en todos los casos valores entre 7 y 7,8 (tabla 2). Destaca también la reacción positiva de las muestras al tratarlas con NaF, tanto en la fracción menor de 2 μm., como en la muestra de suelo total. Así, tras dos minutos de contacto, la fracción arcilla experimenta incrementos hasta valores de 10

y de 10,7 tras una hora de tratamiento. Estos valores son similares a los obtenidos con la fracción suelo total.

Después de extraer SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> amorfos mediante NaOH, la reacción con NaF no se produce, lo que indica la presencia de alúmina amorfa, bien en forma libre, o asociada con SiO<sub>2</sub> como alofanas o formas pobremente cristalinas.

La densidad total de los suelos es elevada, con valores superiores a 1,5 g/cm<sup>3</sup> (tabla 3). El porcentaje de hierro amorfo, extraído con C. B. D., oscila entre 3,92 y 6,12. La relación molar SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> correspondiente a las extracciones de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> amorfos oscila entre 2,32 y 4,39. Por otra parte, destacan los elevados valores de la capacidad total de cambio a pH=7 en la fracción menor de 2 μm., ya que fluctúan entre 101 y 123 meq/100 g., lo que permite inferir la presencia de filosilicatos 2 : 1 hinchables, así como de posibles constituyentes amorfos con elevada capacidad de cambio catiónico.

TABLA 2

Muestra	21	22	23	24	
pH (H <sub>2</sub> O)	1 hora	7,74	7,25	7,83	7,84
	6 días	7,80	7,20	7,80	7,80
	10 días	7,60	7,00	7,80	7,71
	25 días	7,34	7,04	7,76	7,62
	30 días	7,35	7,05	7,77	7,63
pH (NaF)	2 min. < 2 μm.	9,3	9,2	9,6	9,9
	60 min. < 2 μm.	9,7	9,6	10,2	10,5
	2 min. < 2 mm.	9,5	9,4	9,7	9,9
	60 min. < 2 mm.	9,8	9,7	10,3	10,5
pH (NaF) (*)	2 min. < 2 μm.	8,5	8,7	8,7	8,8
	60 min. < 2 μm.	8,6	9,0	8,9	8,9

(\*) Tras la extracción de sílice y alúmina amorfos con NaOH 0,5 N hirviendo 2,5 minutos.

TABLA 3

Muestras	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (B, C, D)	%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (NaOH)	%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Na ditio- nito	%SiO <sub>2</sub> (NaOH)	SiO <sub>2</sub> / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (NaOH)	C. C. C.	Densidad total	Densidad aparente	Porosi- dad (%)
21	6,19	3,71	1,02	5,06	2,32	—	2,31	1,58	31,9
22	4,92	3,18	1,00	4,64	2,48	108,42	2,20	1,79	18,64
23	3,92	3,26	0,70	4,68	2,44	122,80	2,51	2,29	8,76
24	3,98	1,97	0,62	5,10	4,39	101,04	2,29	1,77	22,71



Los análisis químicos totales de la fracción arcilla saturada en Ca (tabla 4) evidencian el carácter aluminico de sus minerales constituyentes, ya que el porcentaje de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oscila entre 15 y

22 por 100, en tanto que los contenidos en K<sub>2</sub>O, MgO y Na<sub>2</sub>O son bajos. Estas arcillas experimentan altas pérdidas (entre 17 y 22 por 100 en peso) tras fusión a 1.000° C.

TABLA 4

Muestras	%SiO <sub>2</sub>	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%TiO <sub>2</sub>	%K <sub>2</sub> O	%CaO	%MgO	Mn (p.p.m.)	Cu (p.p.m.)	Cr (p.p.m.)	H <sub>2</sub> O
21	43,2	8,9	16,8	1,16	0,9	4,9	1,4	1.664	60	213	21,7
22	43,8	10,4	19,9	2,78	0,8	2,9	1,3	928	70	218	17,9
23	48,7	8,0	16,8	0,93	0,7	4,0	1,5	592	30	184	18,0
24	51,8	7,4	14,7	0,91	0,6	3,8	1,8	460	70	169	18,9

Difracción de Rayos X

Los diagramas de difracción de rayos X sobre muestras orientadas saturadas en magnesio (figura 1) presentan una reflexión clara y asimétrica a 7,2, así como también a 4,45, 4,16 y 3,52 Å. Entre 15 y 15,5 Å se presenta una reflexión observable con mayor claridad e intensidad en los horizontes inferiores, en tanto que en los superficiales apenas tiene representación, apreciándose solamente una serie de pequeños impulsos entre 15 y 10 Å.

Al tratar las muestras con etilenglicol (figs. 2, 3, 4 y 5) se observa en todas ellas un desplazamiento del pico a 15 Å hasta 17-18 Å, por lo que corresponde a una esmectita, siendo la intensidad y definición de este pico muy superior en la arcilla gruesa que en la fracción inferior a 0,2 μm. Por lo que respecta al pico en torno a 7,2 Å permanece en este espaciado y no presenta variación con el tamaño de la fracción estudiada.

La reflexión correspondiente a d<sub>060</sub> se presenta en todas las muestras de polvo desorientado entre 1,49 y 1,50 Å, indicando el carácter dioctaédrico de los minerales de la arcilla. Por otra parte, tras realizar el test de litio (LIM an JACKSON, 1986), las reflexiones de la esmectita se presentan a 18 Å (fig. 6), indicando su carácter beidellítico.

En los tratamientos térmicos (fig. 6) se observa que a 300° C hay un ligero colapsamiento del pico de 15 Å, en tanto que permanece el pico a

7,2 Å. Al calcinar a 600° C desaparece éste último y hay un colapsamiento casi total del pico de 15 Å, si bien se presentan algunas bandas débiles e irregulares entre 18 y 10 Å.

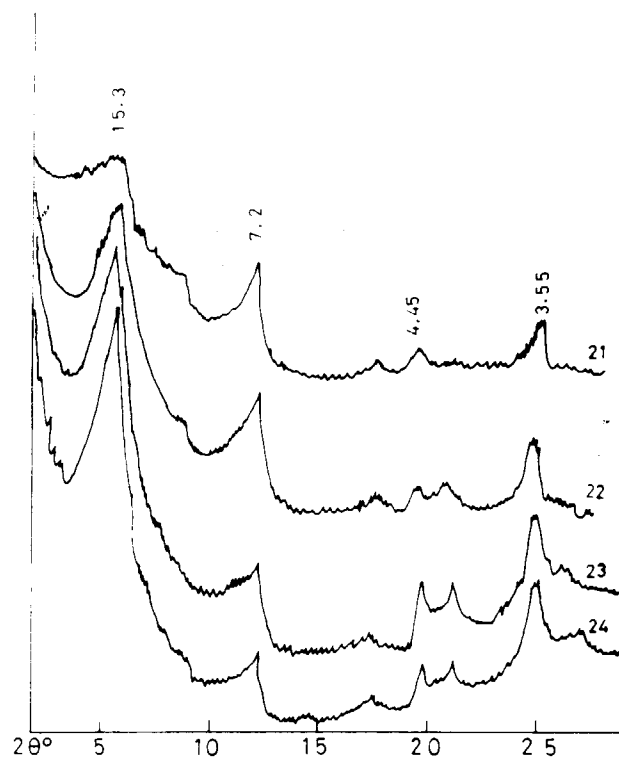


Figura 1.—Diagramas de difracción de rayos X de las muestras orientadas saturadas en magnesio.

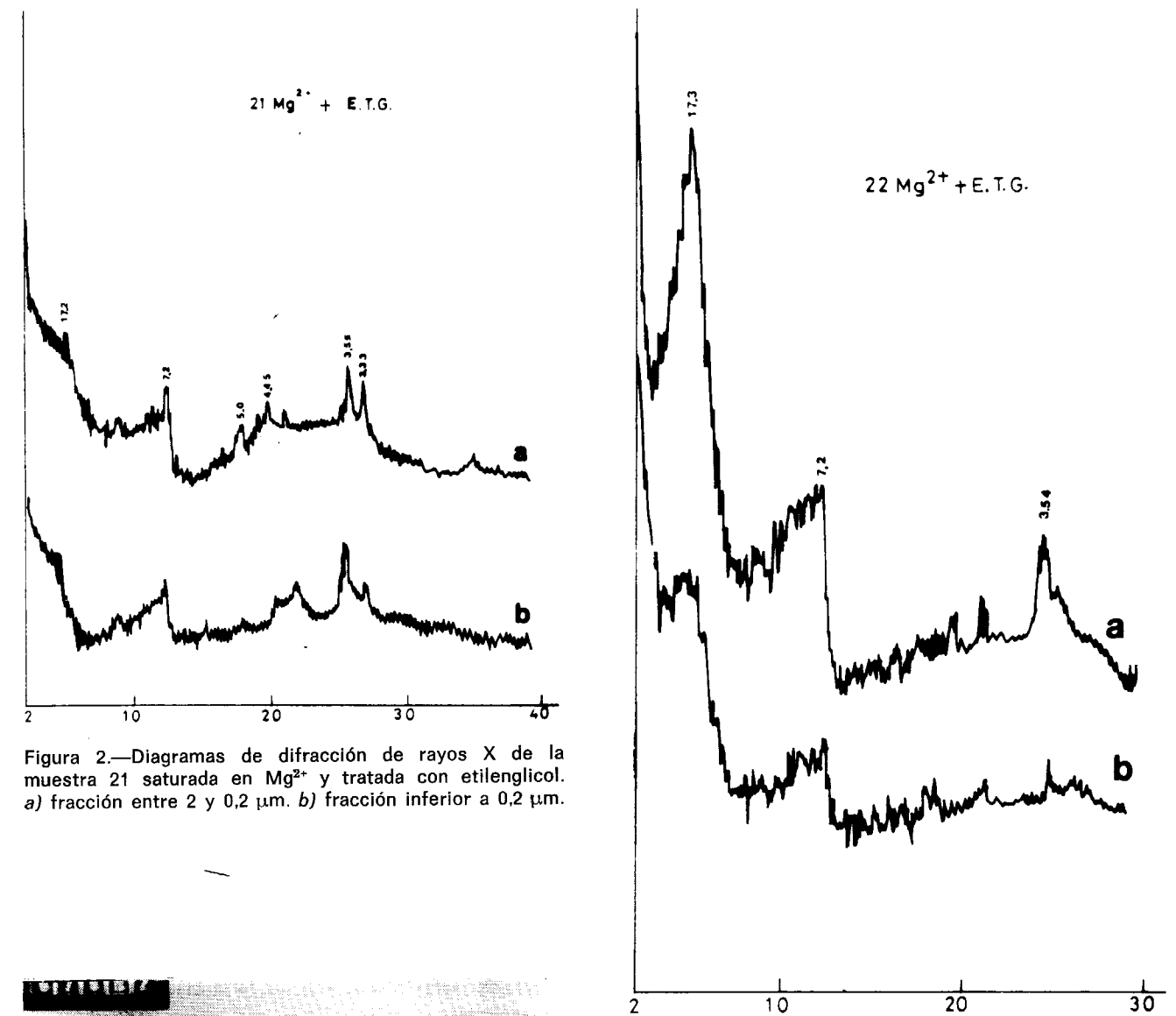


Figura 2.—Diagramas de difracción de rayos X de la muestra 21 saturada en Mg<sup>2+</sup> y tratada con etilenglicol. a) fracción entre 2 y 0,2 μm. b) fracción inferior a 0,2 μm.

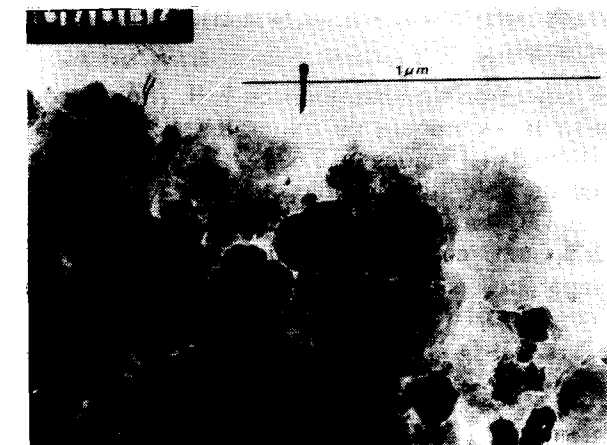


Foto 1.—Halositas esféricas observadas al M. E. T. en la muestra 22.

Figura 3.—Diagramas de difracción de rayos X de la muestra 22 saturada en Mg<sup>2+</sup> y tratada con etilenglicol. a) fracción entre 2 y 0,2 μm. b) fracción inferior a 0,2 μm.

Por lo que respecta a la reflexión asimétrica a 7,2 Å, hemos observado algunas muestras en el M. E. T., pudiendo ver morfologías tubulares o esféricas (foto 1), similares a las ya observadas en otros suelos de esta región (MARTIN DE VIDALES et al., 1983), y que permiten caracterizar este pico como correspondiente a halosita, aunque no se descarta la existencia de caolinita de baja cristalinidad debido a la presencia

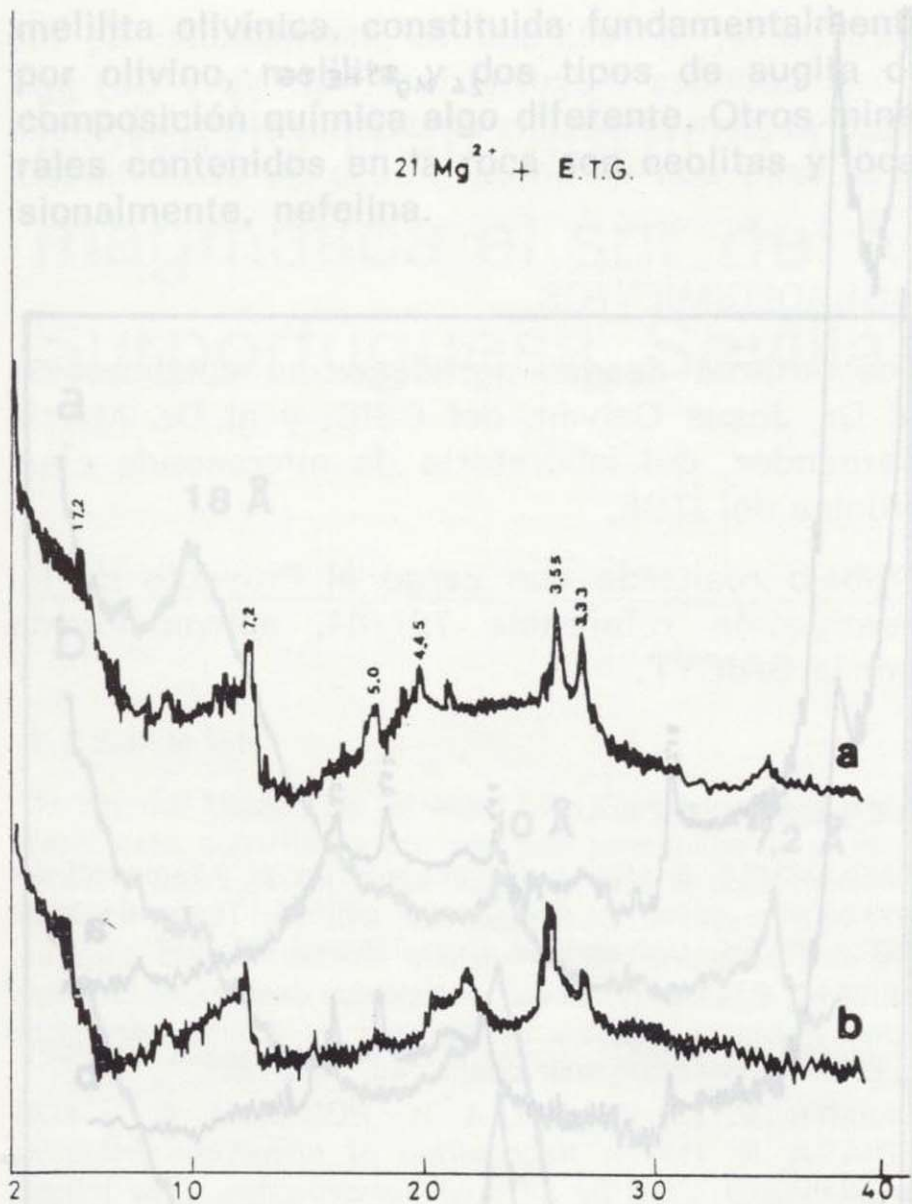


Figura 2.—Diagramas de difracción de rayos X de la muestra 21 saturada en  $Mg^{2+}$  y tratada con etilenglicol. a) fracción entre 2 y  $0,2 \mu m$ . b) fracción inferior a  $0,2 \mu m$ .

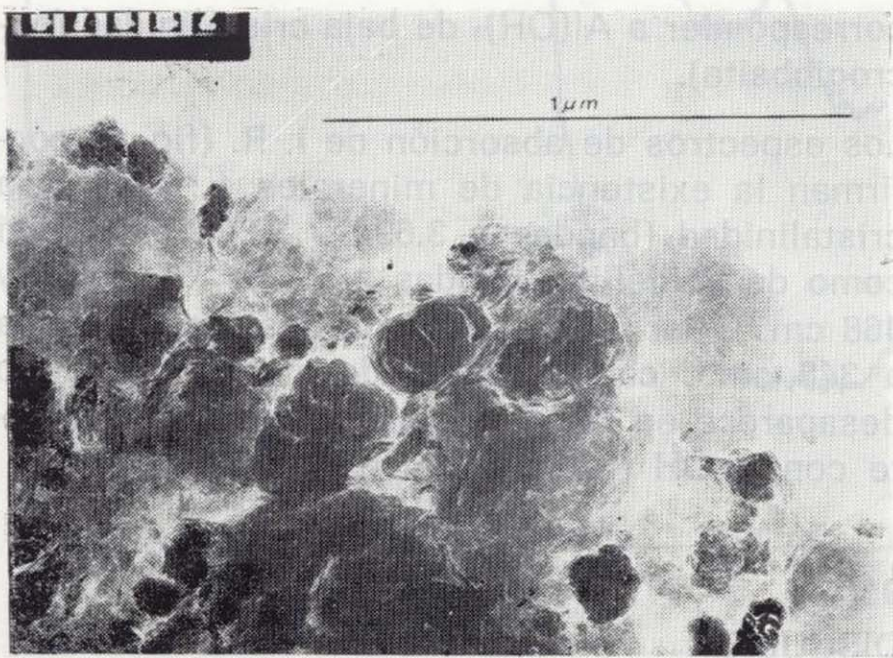


Foto 1.—Halositas esferoidales observadas al M. E. T. en la muestra 22.

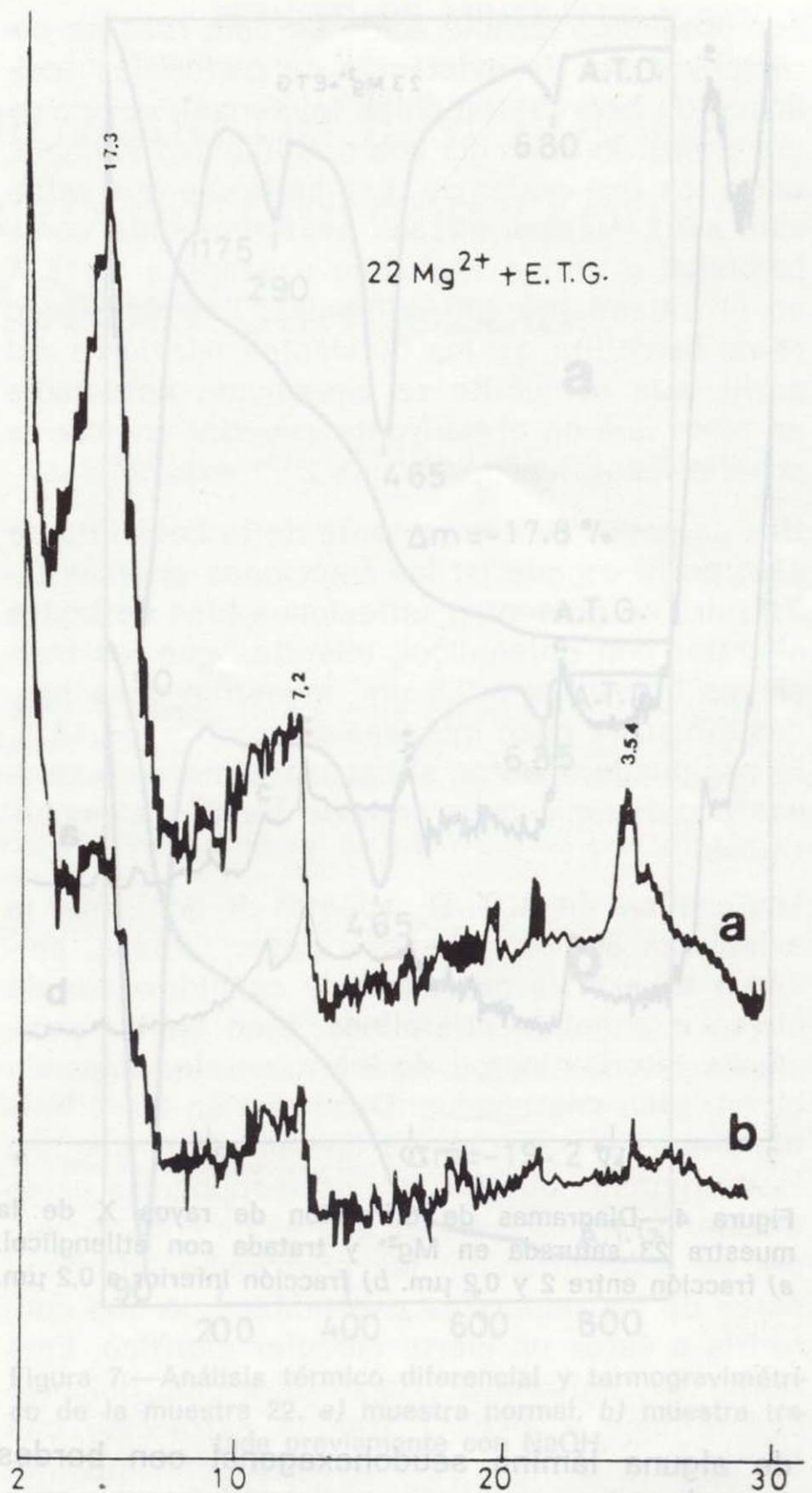


Figura 3.—Diagramas de difracción de rayos X de la muestra 22 saturada en  $Mg^{2+}$  y tratada con etilenglicol. a) fracción entre 2 y  $0,2 \mu m$ . b) fracción inferior a  $0,2 \mu m$ .

Por lo que respecta a la reflexión asimétrica a  $7,2 \text{ \AA}$ , hemos observado algunas muestras en el M. E. T., pudiendo ver morfologías tubulares o esferoidales (foto 1), similares a las ya observadas en otros suelos de esta región (MARTIN DE VIDALES et al., 1983), y que permiten caracterizar este pico como correspondiente a haloisita, aunque no se descarta la existencia de caolinita de baja cristalinidad debido a la presencia



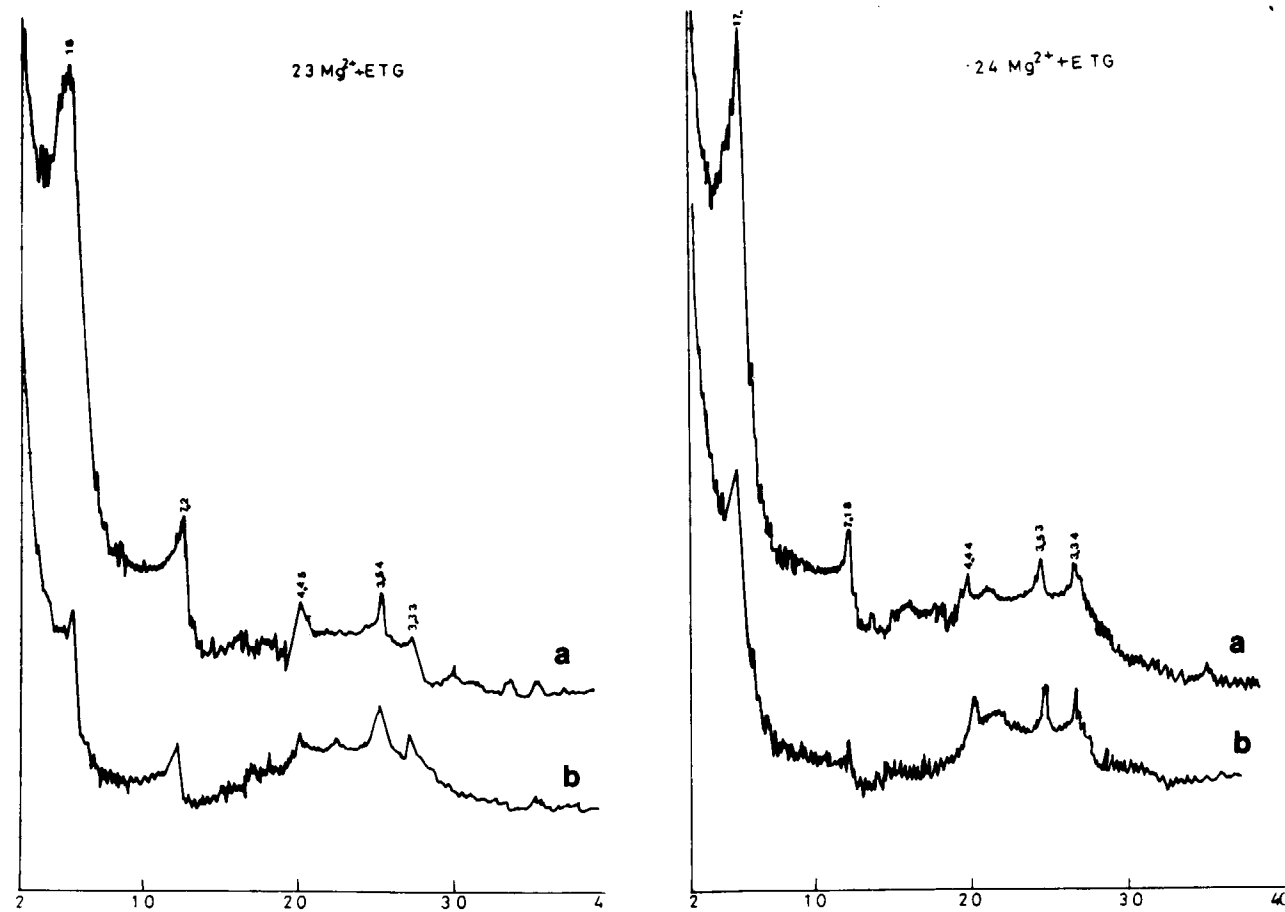


Figura 4.—Diagramas de difracción de rayos X de la muestra 23 saturada en Mg<sup>2+</sup> y tratada con etilenglicol. a) fracción entre 2 y 0,2 μm. b) fracción inferior a 0,2 μm.

de alguna lámina pseudo-hexagonal con bordes irregulares.

El análisis térmico diferencial (fig. 7) muestra un endotérmico a 90° C, correspondiente a la pérdida de agua de hidratación de esmectitas, así como una pequeña inflexión a 175° C. Es también significativa la presencia de un pico a 465° por pérdida de agua estructural en filosilicatos 1:1 de baja cristalinidad. En cuanto al endotérmico a 680° corresponde a pérdida de agua estructural y el endotérmico a 290° indica la existencia de Al(OH)<sub>3</sub> en forma de gibbsita.

Después de tratar con NaOH, la inflexión a 175° desaparece, lo que indica que era debida a constituyentes alofánicos asimismo desaparece el pico endotérmico a 290° C, por lo que éste debe

corresponder a Al(OH)<sub>3</sub> de baja cristalinidad (microgibbsita).

Los espectros de absorción de I. R. (fig. 8) confirman la existencia de minerales 1:1 de baja cristalinidad (bandas a 3.694 y 3.625 cm<sup>-1</sup>), así como de beidellita (bandas a 3.435, 1.030, 533 y 468 cm<sup>-1</sup>). Por último, hay que destacar la banda a 348 cm<sup>-1</sup>, característica de alofanos, que no desaparece en las muestras tratadas previamente con NaOH (FARMER et al., 1977).

DISCUSION

La roca sobre la que se desarrolla el perfil de suelo de Aldea ha sido caracterizada como una

melilita olivínica, constituida fundamentalmente por olivino, melilita y dos tipos de augita de composición química algo diferente. Otros minerales contenidos en la roca son ceolitas y, ocasionalmente, nefelina.

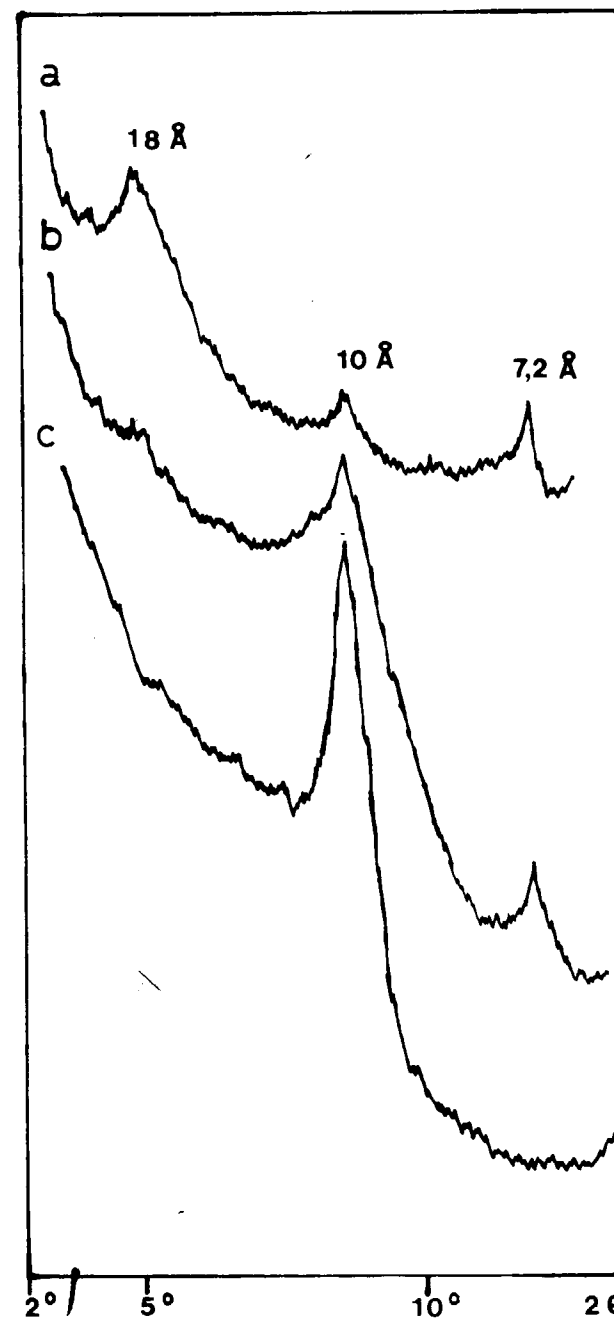


Figura 6.—Tratamientos realizados en la muestra 22: a) test de litio. b) muestra saturada en potasio y tratada a 300° C. c) saturada en potasio y tratada a 600° C.

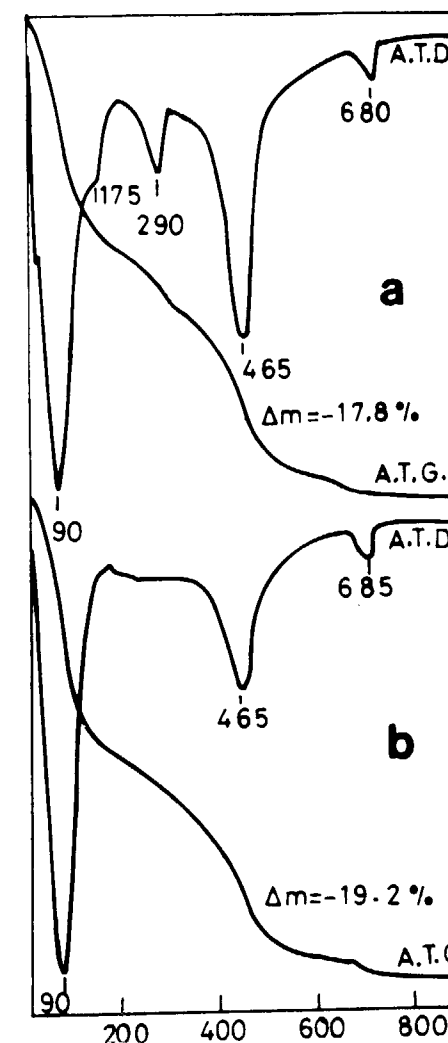


Figura 7.—Análisis térmico diferencial y termogravimétrico de la muestra 22. a) muestra normal. b) muestra tratada previamente con NaOH.

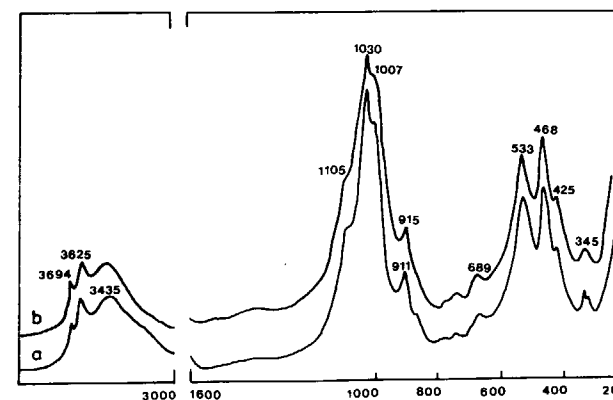


Figura 8.—Espectros de infrarrojos en la muestra 22. a) muestra normal. b) muestra tratada previamente con NaOH.

Los productos de alteración de esta roca se caracterizan por la existencia de materiales arcillosos de baja cristalinidad (alofanas), así como minerales de la arcilla con cristalinidad variable, entre los que podemos distinguir uno con reflexión a 7,2 Å caracterizado posteriormente como haloisita, y otro a 15 Å, que expande a 17-18 Å en el tratamiento con etilenglicol, caracterizado como beidellita. En los horizontes inferiores del perfil esta esmectita es claramente detectable en tanto que en el horizonte superior apenas es posible identificar minerales 2 : 1 expandibles.

Una característica importante de la beidellita de este perfil es que en las fracciones gruesas (2-0,2 µm.) se presentan reflexiones bien definidas al tratar con etilenglicol, mientras que las fracciones inferiores a 0,2 µm. muestran unas bandas difusas y poco intensas en torno a los 18 Å, lo que puede deberse al escaso número de láminas por dominio coherente de las fases esmectíticas.

Los análisis de A. T. D., además de confirmar la existencia de los minerales antes citados, permiten advertir la presencia de oxi-hidróxidos de hierro o aluminio cristalinos, bien en las posiciones interlaminares de los minerales expandibles o bien segregados. Dado que en los difractogramas de polvo no se ha detectado ninguna fase cristalina que pudiera corresponder a estos óxidos, debemos suponer que estos constituyentes se encuentran en las posiciones interlaminares de los minerales expandibles, lo que conferiría a éstos un cierto carácter clorítico. Este hecho se confirma por la desaparición del pico endotérmico a 290° C, tras la extracción con NaOH, lo que indica además el carácter gibbsítico de los hidróxidos interlaminares.

Estos resultados ponen claramente de manifiesto la extraordinaria complejidad de los procesos de alteración de rocas volcánicas como las aquí estudiadas, bajo condiciones climáticas semi-áridas con períodos alternantes de humectación-deseccación.

En cuanto a la composición química de los productos de alteración hay que resaltar su carácter netamente aluminico. Los análisis químicos realizados en la roca revelan la presencia en ella de minerales como melilita, ceolitas y, ocasionalmente, nefelina, así como abundancia de augitas que, según se ha comprobado, pueden tener más de un 2 por 100 de contenido en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Por

otra parte, la facilidad de movilización de los otros cationes mayoritarios (Mg, Na y Ca) permite la concentración de aluminio en las fases arcillosas con distintos grados de cristalinidad.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer su colaboración al Dr. Jesús Galván, del CSIC, y al Dr. Martín Fernández, del laboratorio de microsonda electrónica del ITGE.

Trabajo realizado con cargo al Proyecto de Investigación referencia 721/84, subvencionado por la CAICYT.

#### REFERENCIAS

- ANCOECHA, E. (1983): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España central*. Tesis doctoral, 203 / 83 Ed. Universidad Complutense, Madrid.
- BERNAS, B. (1986): *A new method for decomposition and comprehensive analysis of silicates by atomic absorption spectrometry*. Analytical chem., 40, 1682-1687.
- FARMER, V. C.; FRASER, A. R.; RUSSELL, J. A., y YOSHINAGA, N. (1977): *Recognition of imogolite structures in allophanic clays by infrared spectroscopy*. Clay miner., 12, 55-77.
- FIELDER, M., y PERROT, K. W. (1966): *The nature of allophane in soils*. III. *Rapid field and laboratory test for allophane*. N. Z. Journ. Sci., 9, 623-629.
- JACKSON, M. C. (1985): *Soil Chemical Advanced Course*. 2.ª ed., y 11.ª impresión. Madison, Wis., 5370.
- LIM, C. H., and JACKSON, M. L. (1986): *Expandable phyllosilicate reactions with lithium on heating*. Clays and Clay Miner., 34, 346-352.
- MARTIN DE VIDALES, J. L.; SANZ, J.; CASAS, J., y HOYOS, M. A. (1983): *Procesos de alteración, génesis y estabilidad mineral en suelos volcánicos, Volcán de Piedrabuena*. IV. *Mineralogía y génesis de las arcillas*. Anal. Edaf. y Agrobio., XLII, 9 y 10, 1463-1483.
- MARTIN DE VIDALES, J. L.; GUIJARRO, J.; HOYOS, M. A., y CASAS, J. (1988): *Origen de materiales alofánicos en suelos volcánicos del Campo de Calatrava*. Anal. Edaf. y Agrobio., XLVII, 5-6, 811-829.
- SOIL SURVEY STAFF (1975): *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for Making and Interpreting soil Surveys*. USDA. Handbook núm. 436.
- WADA, K. (1985): *The distinctive properties of andosols*, pp. 173-229. En: *Advances in soil science*, 2.ª Ed. B. A. Stewart Editor, Springer Verlag, Nueva York.
- WADA, K., y KAKUTO, Y. (1983): *Intergradient vermiculite-kaolin minerals in a Korean Ultisol*. Clays and Clay Miner., 31, 183-190.
- WADA, K., y KAKUTO, Y. (1985): *Embryonic halloysites in Ecuadorian soils derived from volcanic ash*. Soil. Sci. Am. J., 49, 1309-1318.

Original recibido: Diciembre de 1989.  
Original aceptado: Enero de 1990.

#### ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

## Estudio petrológico de una zona de interacción magmática al sur del Macizo de Gerena (Zona Surportuguesa, Sevilla): Modelo de mezcla.

Por J. D. DE LA ROSA (\*) y A. CASTRO (\*)

#### RESUMEN

Al sur del Macizo de Gerena (Zona Surportuguesa) existe una zona de mezcla (zmm) entre magmas félsico y máfico. La zmm está constituida por cuerpos tonalíticos, granodiorita y facies híbridas. Las características mesoscópicas, petrográficas y químicas de éstos sugieren que la roca híbrida es el resultado de la interacción de un magma monzogranítico-granodiorítico con otro cuarzdiorítico-tonalítico. Con todos los datos obtenidos se establece un modelo de mezcla para la zona de interacción, que puede ser aplicable a la petrogénesis de otras zonas de mezcla y ciertas granodioritas que afloran en el área Castillo de las Guardas-Zufre de la Zona Surportuguesa.

*Palabras clave:* Mezcla de magmas, Hibridación, Enclave, Granodiorita, Tonalita, Hercínico, Zona Surportuguesa.

#### ABSTRACT

At the south of the Gerena massif (South Portuguese Zone) there is a mixing zone (mmz) between mafic and felsic magmas. The mmz is constituted by tonalite bodies, granodiorites and hybrid facies. The mesoscopic, petrographic and chemical features of this zone suggest that the hybrid rock resulted of the interaction of a monzogranite magma with a tonalite-quartzdiorite one. A mixing model has been suggested for the interaction zone which can be applicable to other granodiorites and mixing zones exposed in the Castillo de las Guardas-Zufre area of the South Portuguese Zone.

*Key words:* Magma mixing, Hybridization, Enclave, Granodiorite, Tonalite, Hercynian, South Portuguese Zone.

#### INTRODUCCION

La mezcla de magmas félsicos y máficos ha sido aludida en numerosas ocasiones para explicar el origen de una amplia variedad de rocas ígneas de composición intermedia ya sean volcánicas (EICHELBERGER, 1980; GOURGAUD & CAMUS, 1984; GOURGAUD & MAURY, 1984) o plutónicas (REID et al., 1983; CANTAGREL et al., 1984; HILL et al., 1985; CASTRO, 1990).

Las rocas híbridas resultantes de la interacción magmática se caracterizan por su heterogeneidad: *bandedos* (EICHELBERGER, 1980; FROST & MAHOOD, 1987), *schlieren* (HILL et al., 1985; CASTRO, 1990), *enclaves microgranitoides* (VER-

NON, 1983; ZECK, 1970; SPARKS et al., 1977; CANTAGREL et al., 1984; HOLDEN et al., 1987; BARNES, 1987; HANSON et al., 1988), *xenocrístales* (HILL et al., 1985; CANTAGREL et al., 1984; FROST & MAHOOD, 1987), *plagioclasas con zonas anómalas* (HIBBARD, 1981; NIXON & PEARCE, 1987; CASTRO, 1990), etc.

Los enclaves tonalíticos microgranulares (DIEDER, 1973) o microgranitoides (VERNON, 1983) son el resultado de la inyección de magma máfico más caliente en un magma félsico a menor temperatura. En contraposición, el modelo restítico propuesto por WHITE & CHAPPELL (1977) y CHAPPELL et al. (1987), sugiere que los enclaves tonalíticos son fases sólidas residuales después de la fusión parcial, transportadas hacia niveles superiores de la corteza. Esta idea se basa en la

(\*) Departamento de Geología y Minería. Universidad de Sevilla. 28819 La Rábida (Huelva).



presencia de patrones de variación rectilíneos (WHITE & CHAPPELL, 1977), obviando la textura claramente de tipo ígneo (VERNON, 1983).

En el Macizo de Gerena se ha estudiado una zona de mezcla donde se analizan los fenómenos y condiciones óptimas originadoras de las facies híbridas a partir de un análisis detallado de tipo mesoscópico, petrográfico y químico. De esta forma, se podrá comparar las facies híbridas con otras de características similares de la Cadena Hercínica en general y de la Zona Surportuguesa (ZSP) en particular, y cuyo proceso generador no es tan evidente.

#### SITUACION GEOLOGICA Y METODOLOGICA

El Macizo de Gerena (fig. 1) se localiza en la parte oriental de la ZSP y está constituido por granitos del tipo G" (BARD & FABRIES, 1970) o

granito «tipo Castilblanco» (SIMANCAS, 1983). Posee características subvolcánicas con textura granofídica y a veces porfídica. Está compuesto fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con frecuentes cavidades miarolíticas de cuarzo y epidota que llegan a alcanzar varios centímetros de tamaño.

Al sur del Macizo (fig. 1) aflora una zona de mezcla magmática (zmm) con unas dimensiones de 1,5 kilómetros de longitud por 30-200 metros de anchura, en parte cubierta por los materiales terciarios. El estudio de detalle se ha centrado en una cantera situada al sur de Gerena dado la fácil accesibilidad, poca alteración de la roca y contener la totalidad de cuerpos y rocas que afloran en la zmm. El estudio ha consistido en una descripción mesoscópica de los cuerpos y un estudio petrográfico de detalle de los tipos de rocas, haciendo especial énfasis en las plagioclasas de la roca híbrida. Se han realizado

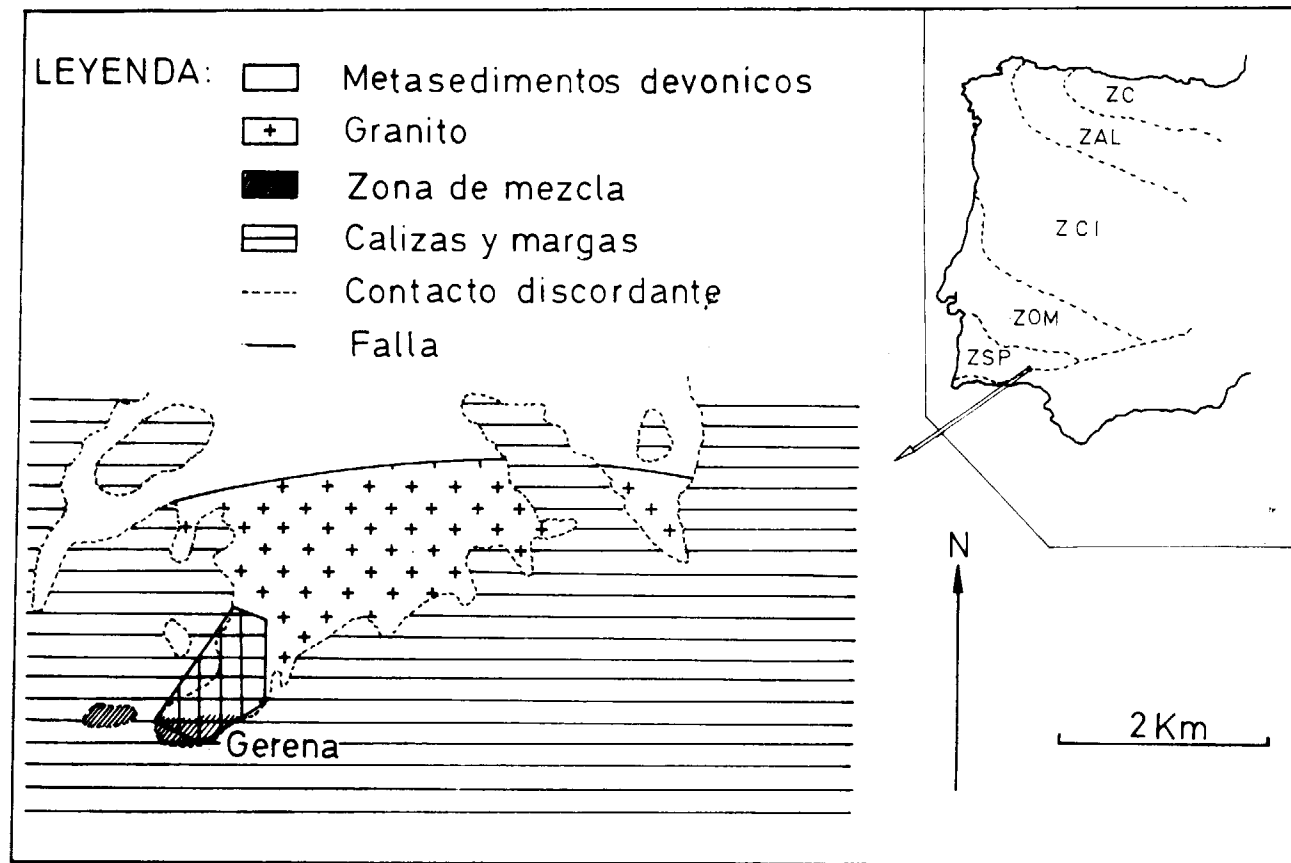


Figura 1.—Esquema geológico simplificado del Macizo de Gerena (Sevilla).

distintos cortes secuenciales en los contactos entre los cuerpos tonalíticos y la granodiorita encajante para observar las variaciones petrográficas y mineralógicas que ocurren. Por último, se ha realizado un estudio de anfíboles, biotitas y plagioclasas, con microsonda electrónica, de las muestras de los cortes secuenciales más representativos, y un estudio de las variaciones composicionales de elementos mayores.

#### TIPOS DE CUERPOS DE LA ZMM

##### Aspectos mesoscópicos, petrográficos y mineralógicos

A grandes rasgos la zmm se compone de los siguientes tipos de cuerpos: glóbulos y masas, diques simplutónicos, fragmentos, granodiorita encajante y facies híbridas. La distribución de éstos en el afloramiento central (fig. 2A) no es homogénea, distinguiéndose una parte superior constituida por glóbulos y fragmentos que rodean a esporádicas masas de tonalita, alineándose según estructuras de flujo; y otra inferior formada por una alta proporción de masas de tonalita rodeadas por roca híbrida. En la parte lateral (fig. 2B) cabe destacar la presencia de un dique simplutónico, y diversos glóbulos y masas que lo rodean.

##### Glóbulos y masas

La característica común a todos ellos es la presencia de un borde regular alrededor de todo el cuerpo donde el tamaño de grano es menor que en el interior. Los glóbulos se han clasificado, en función de sus dimensiones, en glóbulos menores (10-40 cm.) y glóbulos mayores (40-200 cm.). Las masas superan los dos metros de tamaño.

La morfología del borde de los glóbulos menores con la granodiorita encajante es cóncava hacia fuera, con digitaciones a pequeña escala (fig. 3). Alrededor del glóbulo en la granodiorita se observa un borde leucocrático de tamaño de grano grueso. Los glóbulos mayores y masas poseen contactos de forma lobulada con la granodiorita, y se encuentran atravesados por venas rellenas de granito (fig. 4). En algunos casos, las venas llegan a individualizar fragmentos de tonalitas que pueden ser parcial o totalmente incorpora-

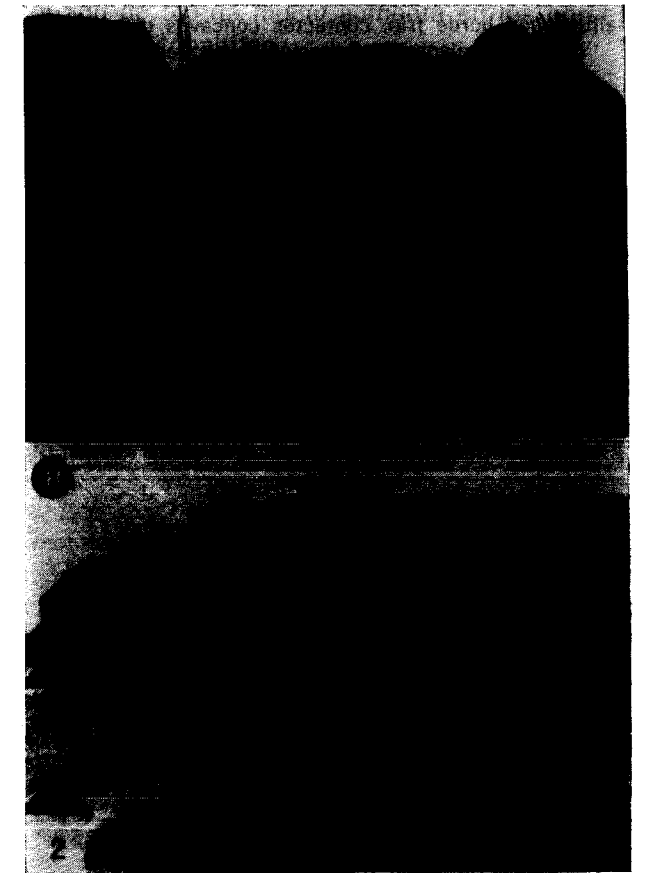


Figura 2.—Aspecto general de la zona de mezcla de Gerena en una cantera situada al sur del pueblo. (A) Frente central. (B) Frente lateral.

dos al magma granítico encajante. Los fragmentos tonalíticos se alinean según estructuras de flujo alrededor de los glóbulos y masas (fig. 4). Otro tipo de contactos entre los glóbulos y masas y la granodiorita es de tipo transicional marcado por la presencia de facies híbridas.

Los glóbulos y masas son de composición cuarzo-diorítica-tonalítica con textura de tendencia subofítica de tamaño de grano fino a muy fino, constituidos fundamentalmente por plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita. Los fenocristales no superan el 10 por 100 en volumen de la roca, y son de plagioclasa y anfíbol. Minerales accesorios son biotita, feldespato potásico, apatito, esfena, zircón y opacos. Son frecuentes las alteraciones a cloritas y epidotas.



distintos cortes secuenciales en los contactos entre los cuerpos tonalíticos y la granodiorita encajante para observar las variaciones petrográficas y mineralógicas que ocurren. Por último, se ha realizado un estudio de anfíboles, biotitas y plagioclasas, con microsonda electrónica, de las muestras de los cortes secuenciales más representativos, y un estudio de las variaciones composicionales de elementos mayores.

#### TIPOS DE CUERPOS DE LA ZMM

##### Aspectos mesoscópicos, petrográficos y mineralógicos

A grandes rasgos la zmm se compone de los siguientes tipos de cuerpos: glóbulos y masas, diques simplutónicos, fragmentos, granodiorita encajante y facies híbridas. La distribución de éstos en el afloramiento central (fig. 2A) no es homogénea, distinguiéndose una parte superior constituida por glóbulos y fragmentos que rodean a esporádicas masas de tonalita, alineándose según estructuras de flujo; y otra inferior formada por una alta proporción de masas de tonalita rodeadas por roca híbrida. En la parte lateral (fig. 2B) cabe destacar la presencia de un dique simplutónico, y diversos glóbulos y masas que lo rodean.

##### Glóbulos y masas

La característica común a todos ellos es la presencia de un borde regular alrededor de todo el cuerpo donde el tamaño de grano es menor que en el interior. Los glóbulos se han clasificado, en función de sus dimensiones, en glóbulos menores (10-40 cm.) y glóbulos mayores (40-200 cm.). Las masas superan los dos metros de tamaño.

La morfología del borde de los glóbulos menores con la granodiorita encajante es cóncava hacia fuera, con digitaciones a pequeña escala (fig. 3). Alrededor del glóbulo en la granodiorita se observa un borde leucocrático de tamaño de grano grueso. Los glóbulos mayores y masas poseen contactos de forma lobulada con la granodiorita, y se encuentran atravesados por venas rellenas de granito (fig. 4). En algunos casos, las venas llegan a individualizar fragmentos de tonalitas que pueden ser parcial o totalmente incorpora-

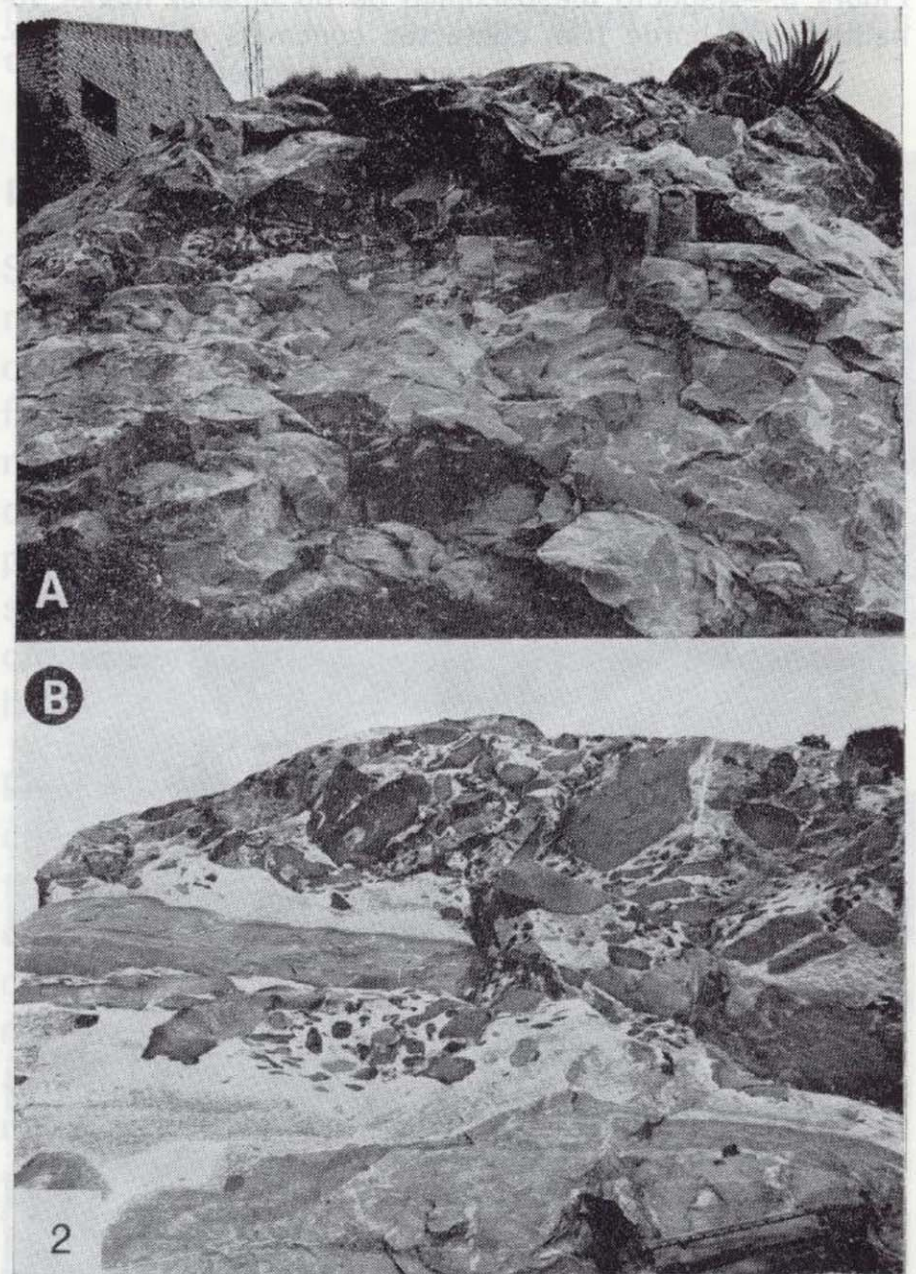


Figura 2.—Aspecto general de la zona de mezcla de Gerena en una cantera situada al sur del pueblo. (A) Frente central. (B) Frente lateral.

dos al magma granítico encajante. Los fragmentos tonalíticos se alinean según estructuras de flujo alrededor de los glóbulos y masas (fig. 4). Otro tipo de contactos entre los glóbulos y masas y la granodiorita es de tipo transicional marcado por la presencia de facies híbridas.

Los glóbulos y masas son de composición cuar-zodiorítica-tonalítica con textura de tendencia subofítica de tamaño de grano fino a muy fino, constituidos fundamentalmente por plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita. Los fenocristales no superan el 10 por 100 en volumen de la roca, y son de plagioclasa y anfíbol. Minerales accesorios son biotita, feldespato potásico, apatito, esfena, zircón y opacos. Son frecuentes las alteraciones a cloritas y epidotas.



Figura 3.—Aspecto mesoscópico de un glóbulo menor tonalítico con borde frío, contactos cóncavos con la granodiorita encajante y digitación a pequeña escala.

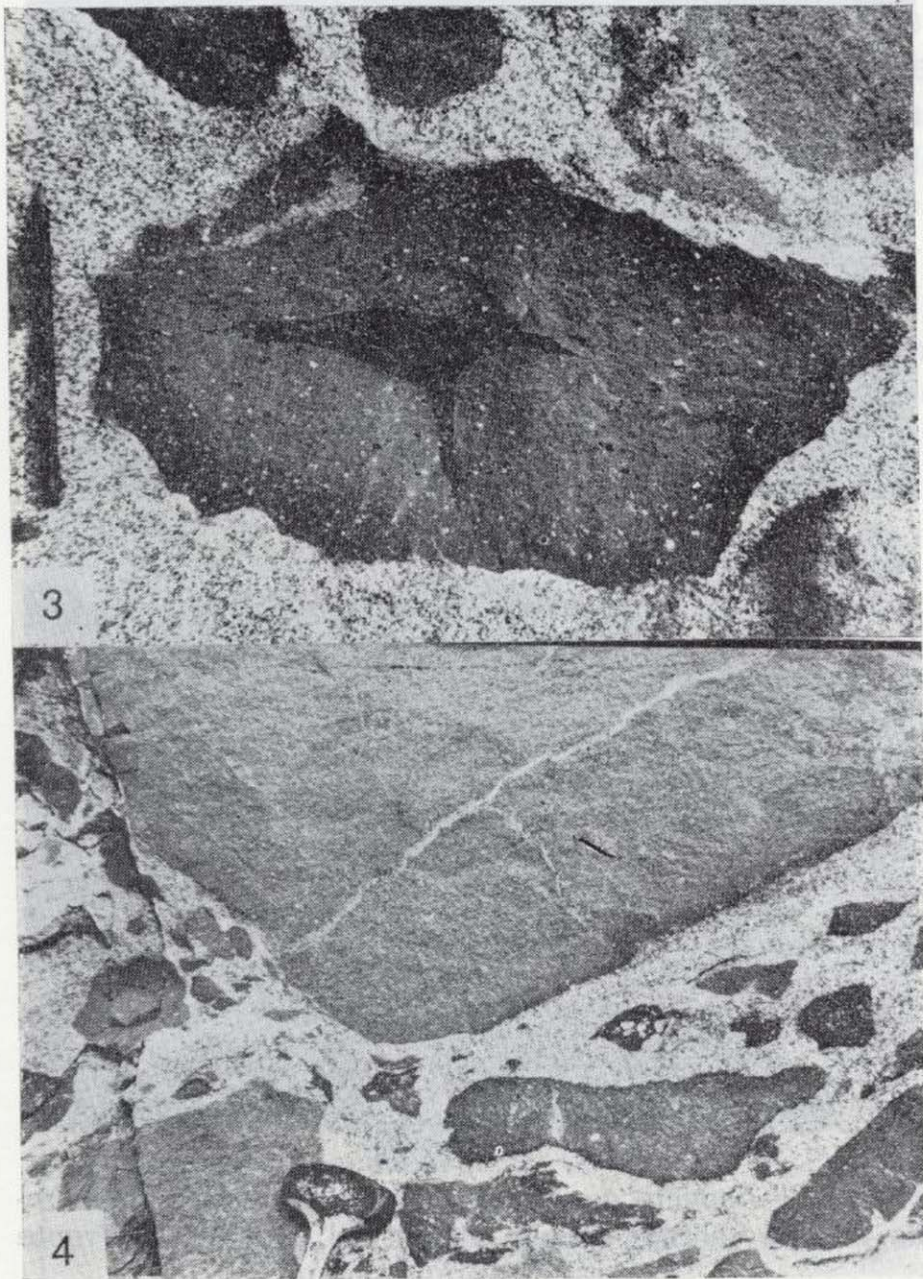


Figura 4.—Aspecto mesoscópico de un glóbulo mayor tonalítico con borde frío, atravesado por venas de granodiorita. Los fragmentos de menor tamaño se alinean según estructuras de flujo a su alrededor.

### Fenocristales

**Plagioclasa:** Se han distinguido dos tipos:

- 1) Plagioclasa con núcleos de An65-55 y borde con zonado normal An35-30 a An25-20, con inclusiones de apatito acicular. El contenido alto en An de esta plagioclasa indica el carácter diferenciado del magma tonalítico.
- 2) Plagioclasa dendrítica (An35-30) rellena por otra plagioclasa más alcalina (An25-20) y con inclusiones de anfíbol, biotita y cuarzo de tamaño de grano muy fino. La plagioclasa dendrítica pue-

de ser el resultado del sobreenfriamiento sufrido por el magma tonalítico cuando se puso en contacto con el magma félsico encajante, rellenándose posteriormente por plagioclasa más ácida en condiciones de equilibrio (ver HIBBARD, 1981).

**Anfíbol:** Existen dos tipos:

- 1) Son magnesio-hornblendas según la clasificación de LEAKE, 1978 (datos de CASTRO et al., 1990). Están zonados, con un núcleo de coloración más intensa que el borde.
- 2) Otro tipo de fenocristales de anfíbol lo constituyen agregados de forma prismática, formados por cristales xenomorfo de tamaño de grano muy fino y textura granular. Se han interpretado como antiguos piroxenos transformados a anfíbol.

### Matriz

Los componentes de la matriz son plagioclasa, anfíbol, cuarzo y en menor cantidad biotita, apatito, esfena, circón y minerales opacos.

**Plagioclasa:** Subhedral con zonado normal An50-35 y borde An20-18. Las zonas que poseen menor contenido en An tienen inclusiones de apatito acicular e incluyen parcialmente a anfíbol y biotita.

**Anfíbol:** Subhedral-anhedral, pleocroico (X=amarillo, Z=verde claro), similar al que constituye los pseudomorfos de piroxenos.

**Cuarzo:** Xenomorfo, poiquilítico, ocupando los huecos dejados por el entramado de plagioclasa, anfíbol y biotita.

**Biotita:** Subhedral, pleocroica (X=amarillo; Z=marrón oscuro). También en los bordes de los pseudomorfos de piroxeno transformado a anfíbol.

**Apatito:** Hábito acicular (relación 60 : 1), como inclusiones en los bordes de plagioclasa zonada y cuarzo poiquilítico.



### Otros constituyentes

1) *Pseudomorfos de piroxeno*. Observables a simple vista, de forma redondeada y constituidos por un núcleo de clorita y bordes de zoisita dispuesta de manera radial.

2) *Microxenolitos y xenocristales de cuarzo*. Son de forma redondeada, con tamaño que alcanza hasta varios milímetros, y rodeados por anfíbol de tamaño de grano muy fino (fig. 5). Excepcionalmente se observa una corona externa de cuarzo que recrece sobre la corona de anfí-

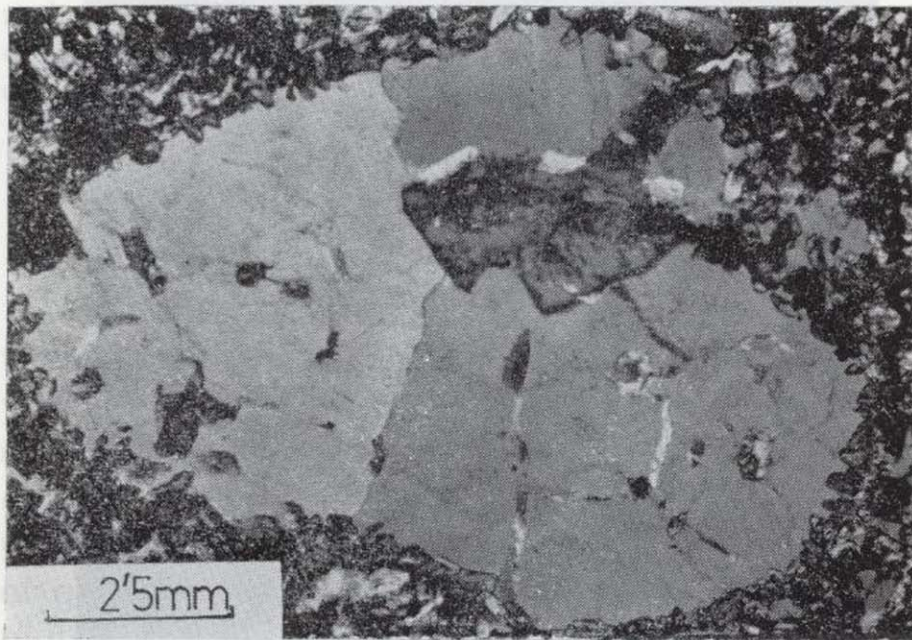


Figura 5.—Microxenolito granítico en una tonalita rodeado por una corona de anfíbol de tamaño de grano fino (NX).

bol. Han sido interpretados como fragmentos de la granodiorita encajante y cristales de cuarzo de la misma que actuaron como centros fríos de nucleación de anfíbol (VERNON, 1983; CANTAGREL et al., 1984) en el magma tonalítico.

Los cortes secuenciales realizados en glóbulos y masas representan contactos netos entre el cuerpo y la granodiorita encajante (fig. 6A). La variación de la abundancia de los minerales se encuentra en la figura 7A. Se observa que el tránsito de facies granodioríticas a tonalíticas es de tipo neto con un aumento en la relación matriz/fenocristales, y aumento de la proporción de anfíbol. Hay que señalar, por último, cómo la pro-

porción de biotita modal aumenta en los bordes del cuerpo tonalítico.

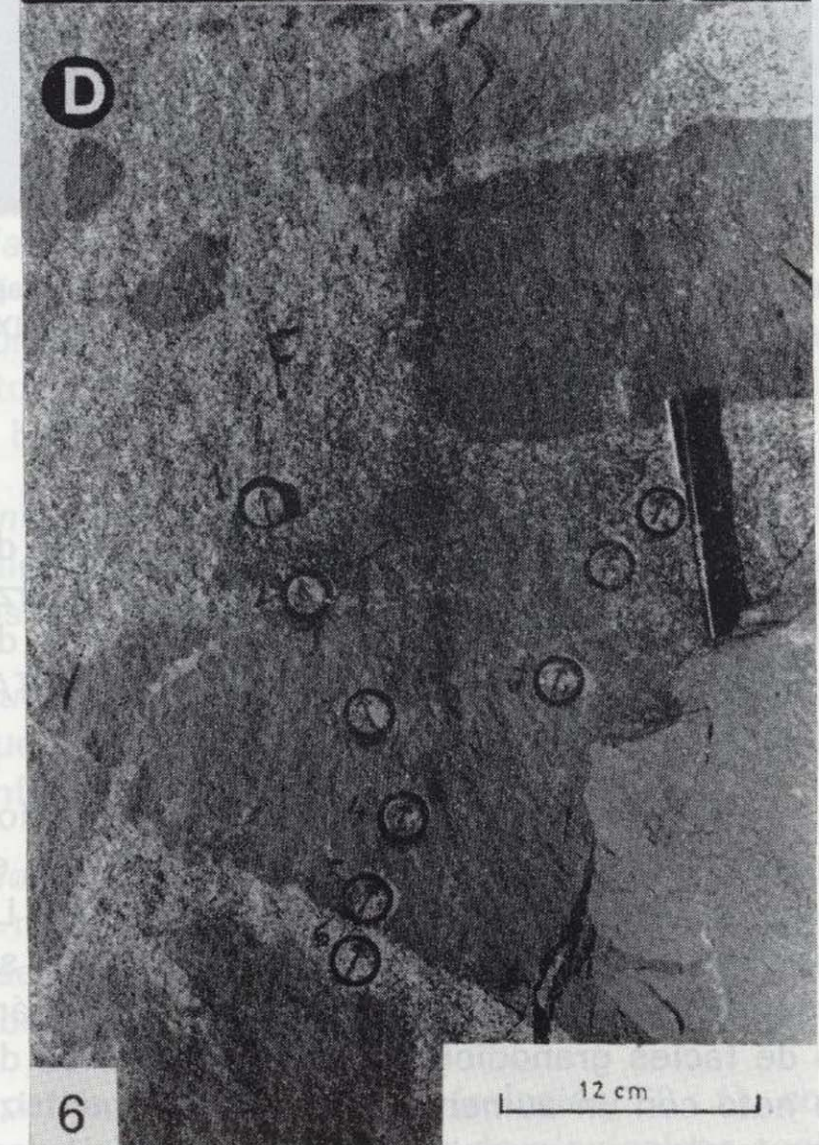
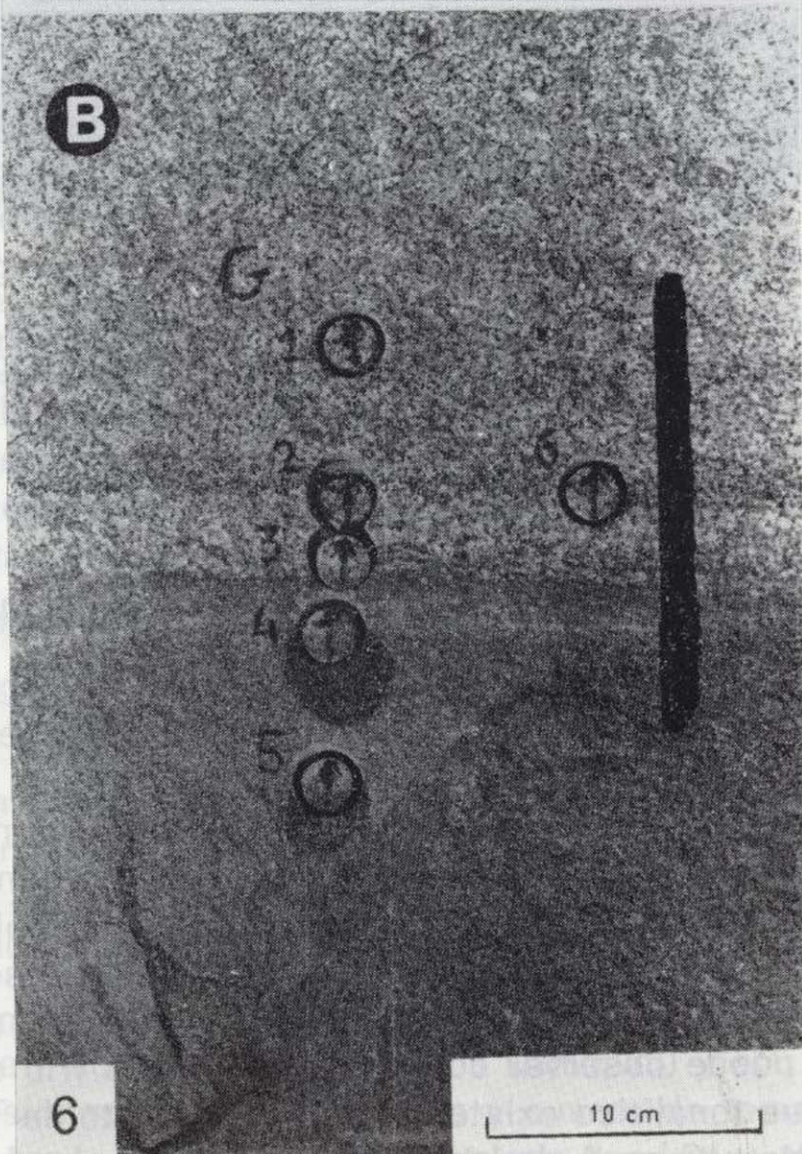
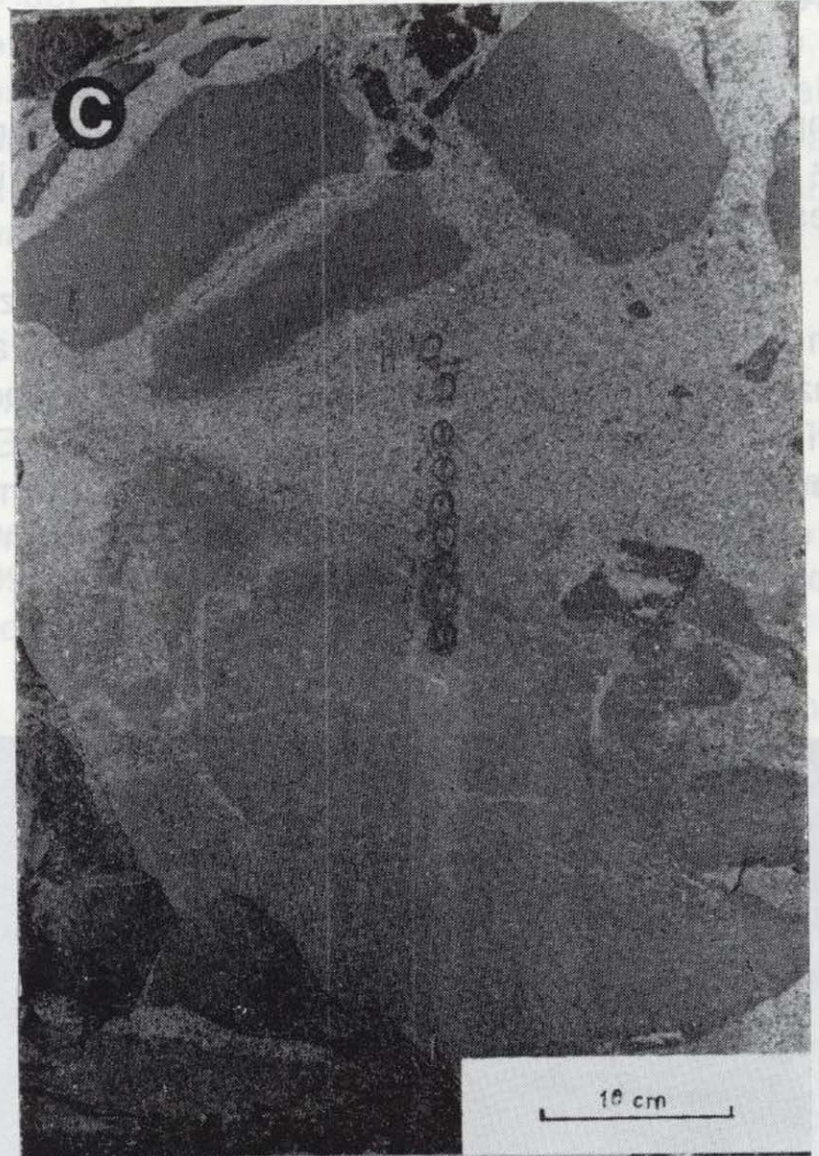
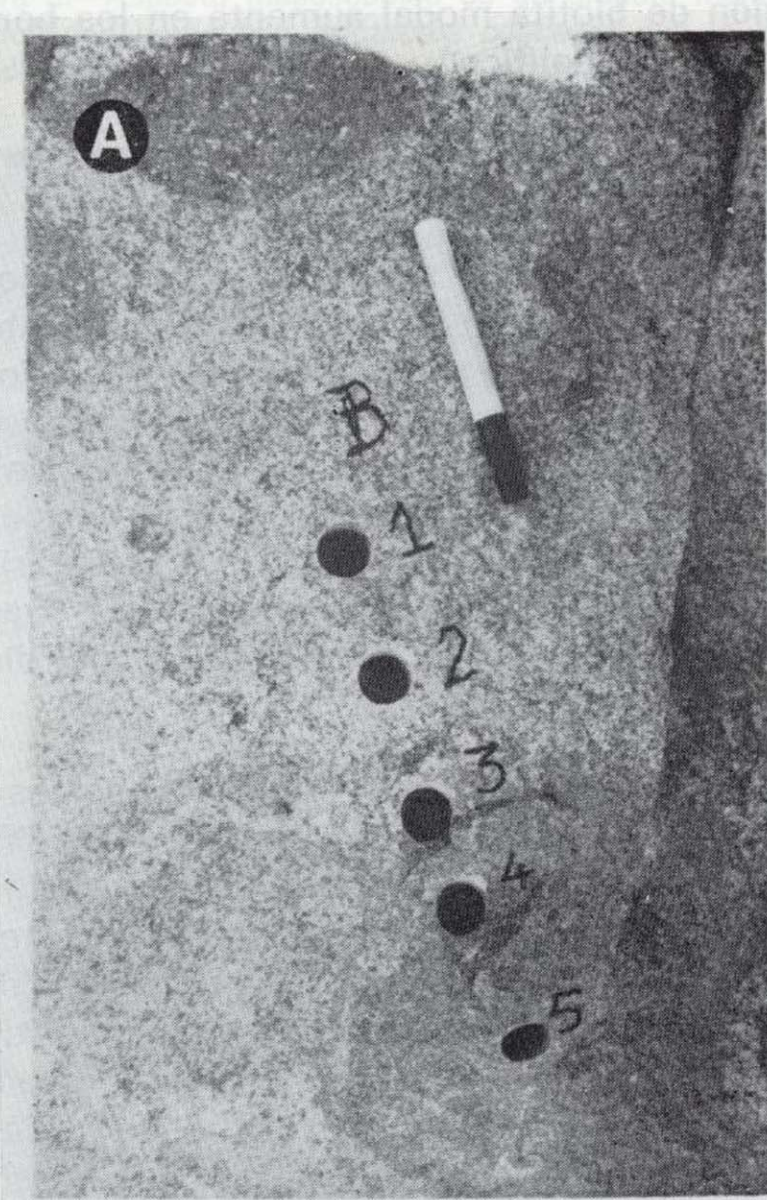
### Diques simplutónicos

Son de composición similar a la de glóbulos y masas. El dique que aparece en la parte lateral de la zmm (figs. 2 y 8) posee un borde frío inferior digitado a gran escala, con venas de granodiorita entre los lóbulos que se continúan hacia el interior del dique. El contacto superior puede ser difuso o bien neto, con borde frío y schlieren en la granodiorita encajante o transicional con roca híbrida. En el interior del dique hay venas de granodiorita.

En estos cuerpos han sido realizados cortes secuenciales en contactos de tipo neto (fig. 6B) y transicional (figs. 6C y 6D) con la granodiorita encajante. Del estudio del primer tipo de corte se concluye, al igual que ocurría en los glóbulos y masas que el tránsito de facies granodioríticas a tonalíticas es de tipo neto, aumenta la relación matriz/fenocristales y la relación anfíbol/biotita es menor en el contacto del dique que en el interior (fig. 7B). En el segundo tipo se observa cómo el tránsito entre granodiorita y tonalita a través de roca híbrida es gradual, aumentando la relación matriz/fenocristales y anfíbol/biotita de manera continua (figs. 7C y 7D). La granodiorita encajante posee fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Tiene un cierto grado de hibridación deducido por la presencia de plagioclasas con bordes reabsorbidos y cuarzo redondeado. En la zona de interacción de la granodiorita con la tonalita del dique se observa cómo la proporción de fenocristales decrece y éstos se rodean por cristales de la matriz de la tonalita.

El corte de la figura 6D es un tránsito desde la granodiorita hasta un dique tonalítico, con un borde superior transicional y un borde inferior de tipo borde frío. Las variaciones de los contenidos de  ${}^T\text{Al}$  y  $(\text{Na}+\text{K})$  en huecos A de anfíbol, y  ${}^T\text{Al}$  y X  $(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$  de biotita están representados en las figuras 9A y 9B, respectivamente. Se puede observar cómo hacia el borde frío del dique tonalítico existe un enriquecimiento de  ${}^T\text{Al}$  y  $(\text{Na}+\text{K})$  en A de los anfíboles y  ${}^T\text{Al}$  de las bio-







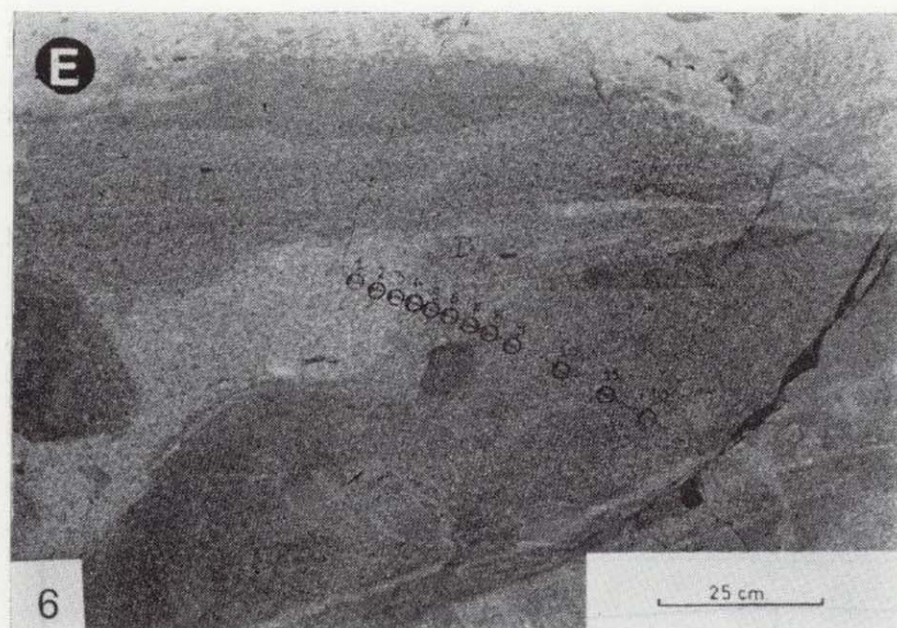


Figura 6.—Cortes secuenciales realizados entre: (A) Granodiorita y una masa tonalítica con contacto neto. (B) Granodiorita y dique con contacto neto. (C) Granodiorita y dique con contacto transicional. (D) Granodiorita y dique con contacto transicional. (E) Granodiorita y roca híbrida con contacto transicional.

titas. Los incrementos en los contenidos de Al y álcalis del borde frío coincide con la disminución del tamaño de granos y aumento en la abundancia modal de biotita, y están relacionados con procesos de difusión de dichos elementos desde el granito encajante a la tonalita del dique sinplutónico.

### Fragmentos

Los fragmentos son de tamaño variable, de escala milimétrica a decamétrica, pudiendo ser de glóbulos, masas, diques y roca híbrida. Son de formas heterogéneas, destacando los fragmentos angulosos (fig. 10A) con borde frío y neto a la vez. Otros fragmentos tienen formas subredondeadas (fig. 10B). Su composición es variable, desde cuarzdiorita a tonalita, con o sin fenocristales.

Un tipo muy característico de fragmentos son los que aparecen en la parte superior de la zmm, de tamaño de grano muy fino, con ocelos graníticos que llegan a alcanzar el 50 por 100 del volumen del enclave.

Los ocelos graníticos pueden tener hasta 4 cm. de tamaño, de forma elíptica a circular, y en al-

gunas ocasiones irregular (fig. 11). Se componen de cuarzo, biotita, feldespato alcalino y minoritariamente pirita. Generalmente están zonados con borde de feldespato alcalino+cuarzo y núcleo de cuarzo+biotita. La diferencia microscópica entre un ocelo granítico y un microxenolito consiste en que estos últimos poseen una corona de anfíbol de tamaño de grano muy fino. A menudo se observa cómo en un fragmento los ocelos graníticos se disponen alineados en la mitad del enclave con borde frío digitado a pequeña escala (fig. 11).

### Granodiorita encajante

Es una roca holocristalina homogénea de color claro y tamaño de grano medio. La textura es hipidiomórfica inequigranular. Está constituida fundamentalmente por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. En menor cantidad contiene apatito, esfena, circón y opacos. Alteraciones frecuentes son de epidota, clorita y sericita.

*Plagioclasa.* Se han distinguido dos tipos:

- 1) Plagioclasa euhedral con zonado débil (núcleo An<sub>24</sub> y borde An<sub>20-15</sub>).
- 2) Plagioclasa similar a la anterior, pero se caracteriza por tener un anillo cercano al borde donde el contenido en An es mayor que en el núcleo. Esta plagioclasa es más propia de las facies híbridas, y su presencia en la granodiorita encajante implica un cierto grado de mezcla.

*Cuarzo.* Anhedral, subredondeado e intersticial, formando simplectitas con feldespato alcalino.

*Biotita.* Euhedral-subhedral, fuertemente pleocroica (X=amarillo, Z=marrón oscuro), con inclusiones de circón, opacos y apatito.

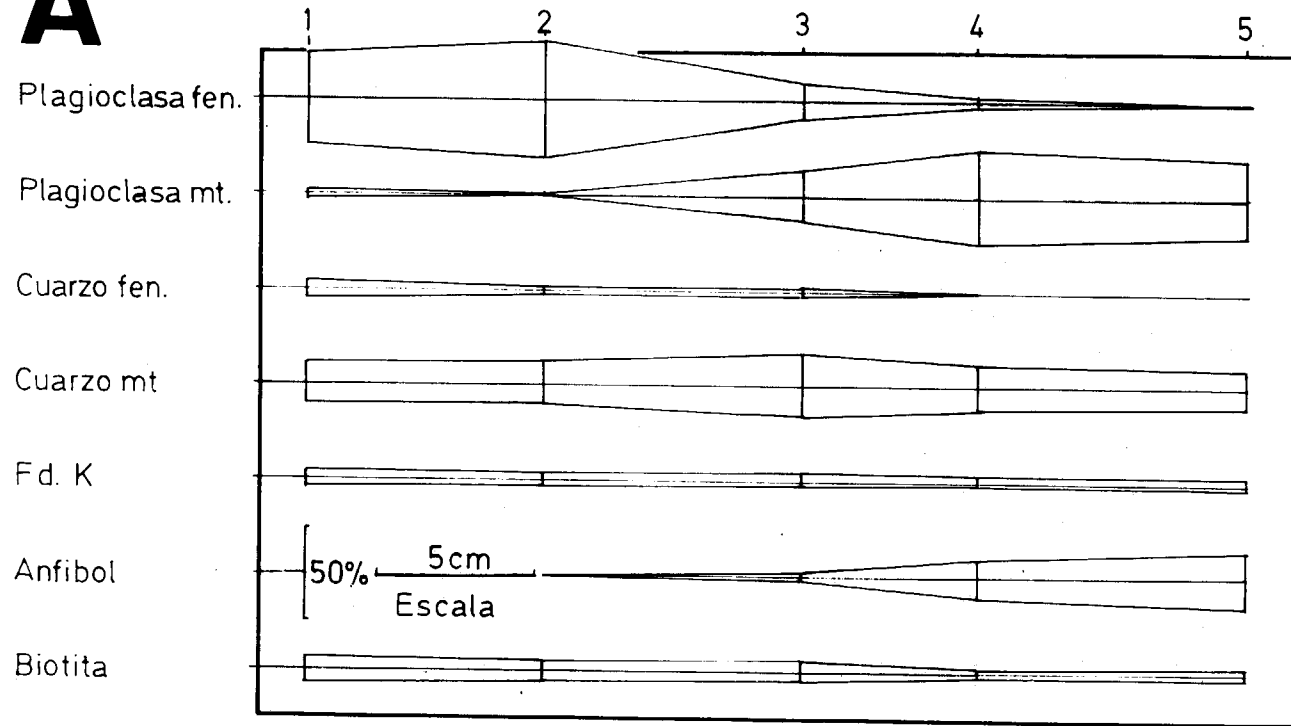
### Facies híbridas

Se han diferenciado dos tipos fundamentalmente: una homogénea a escala mesoscópica sin microenciaves (fig. 12A) y otra heterogénea con fragmentos tonalíticos milimétricos a centimétricos (fig. 12B).

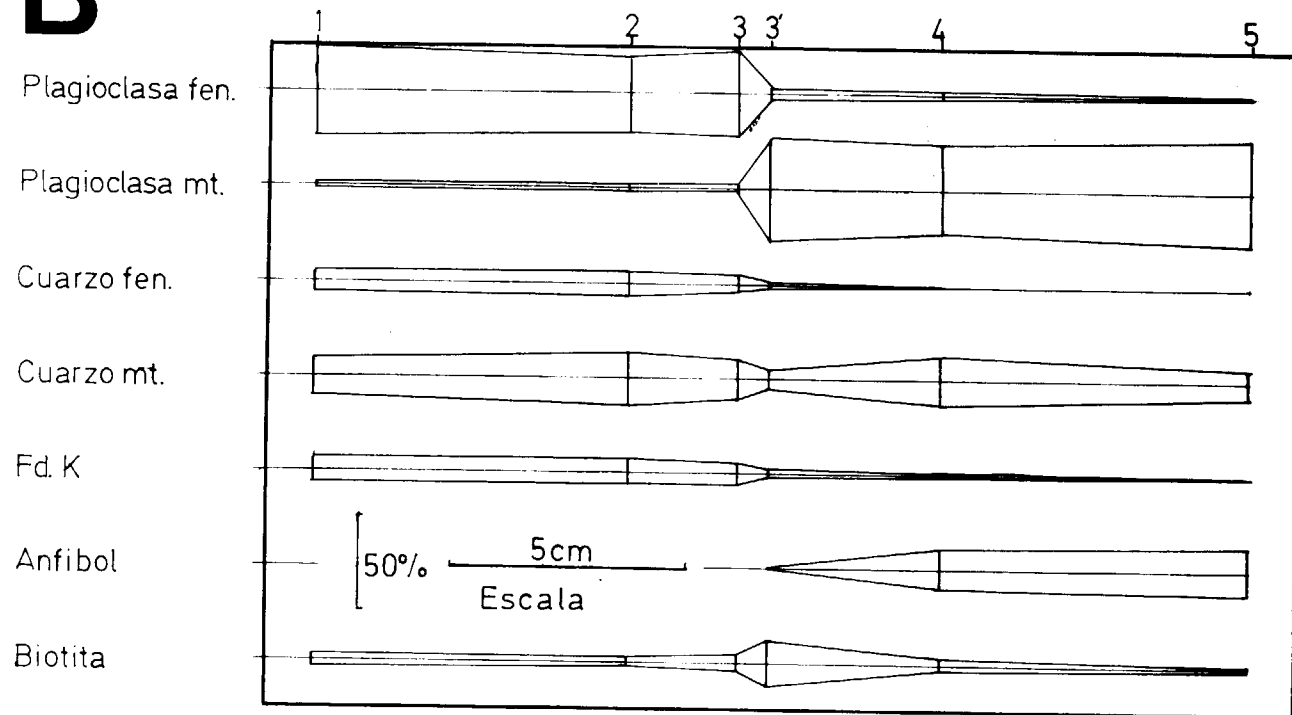
Las facies híbridas están sobre todo: en la parte inferior de la zmm, en contactos netos y transi-



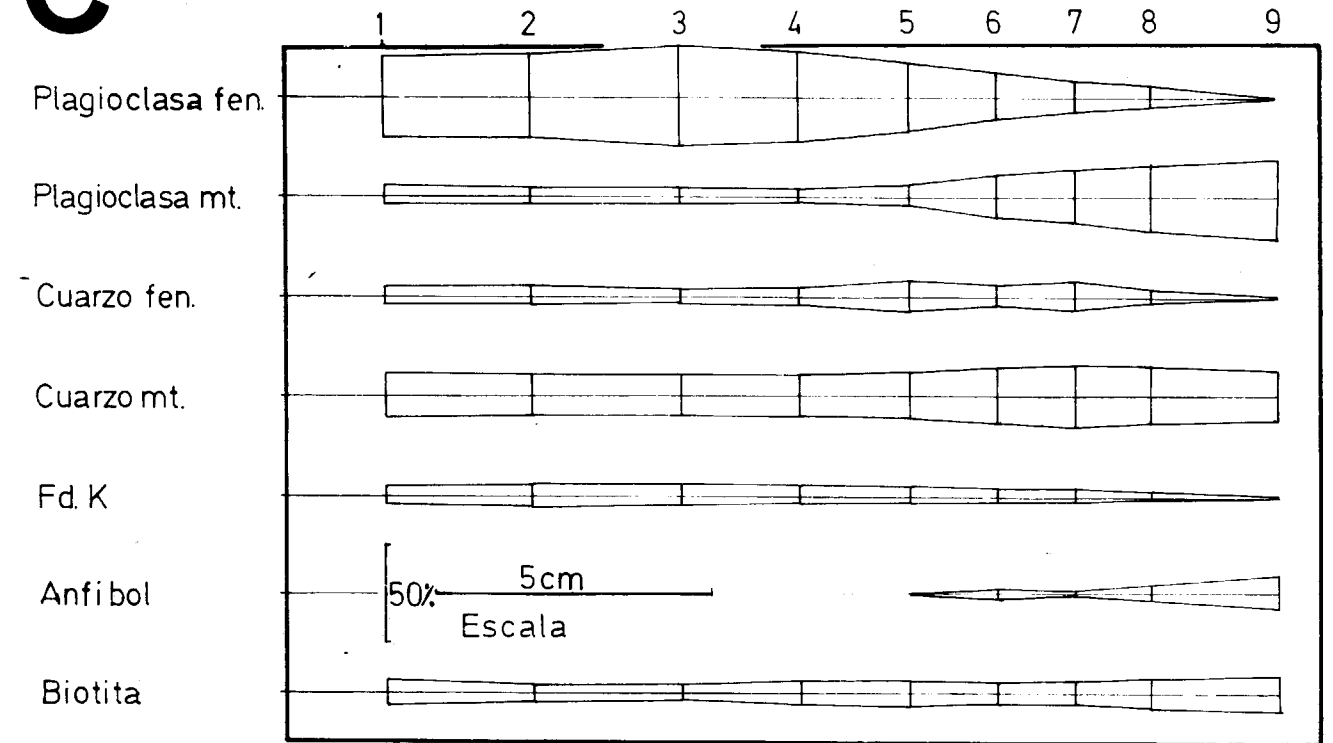
# A



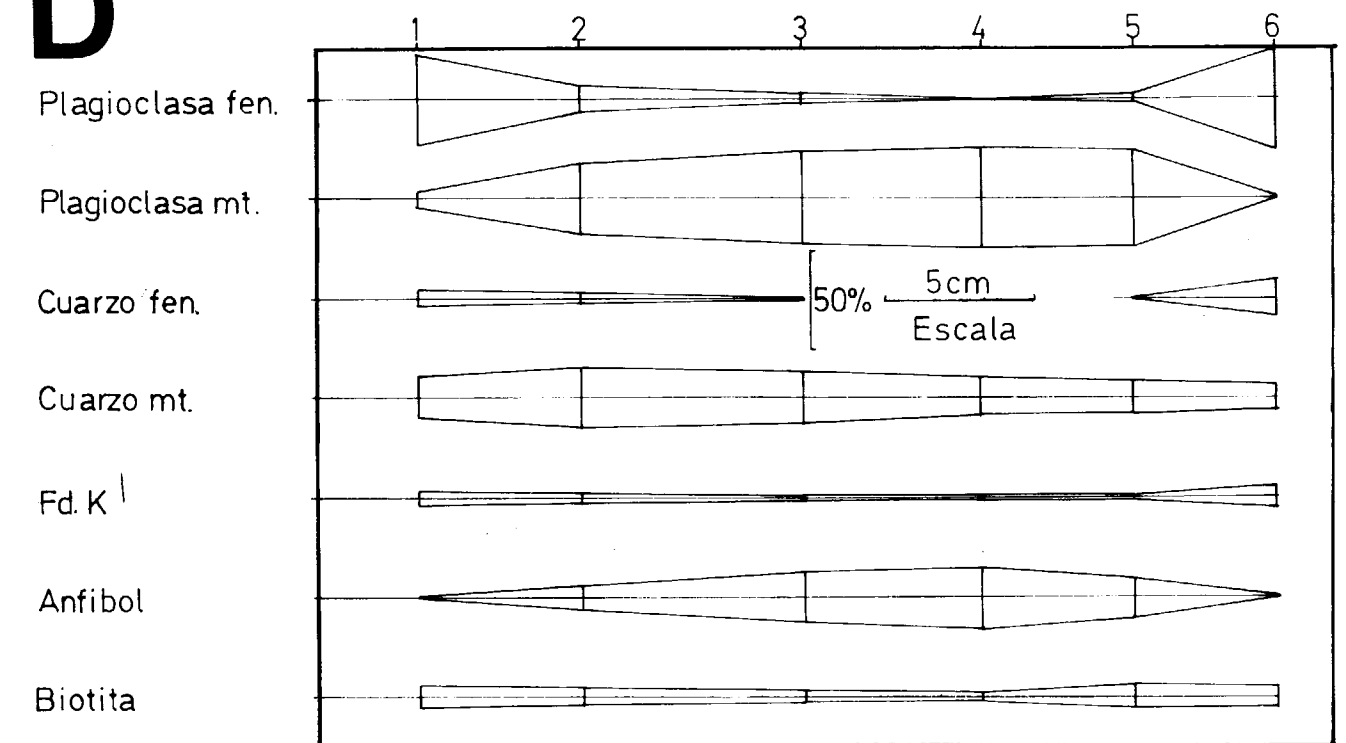
# B



# C



# D





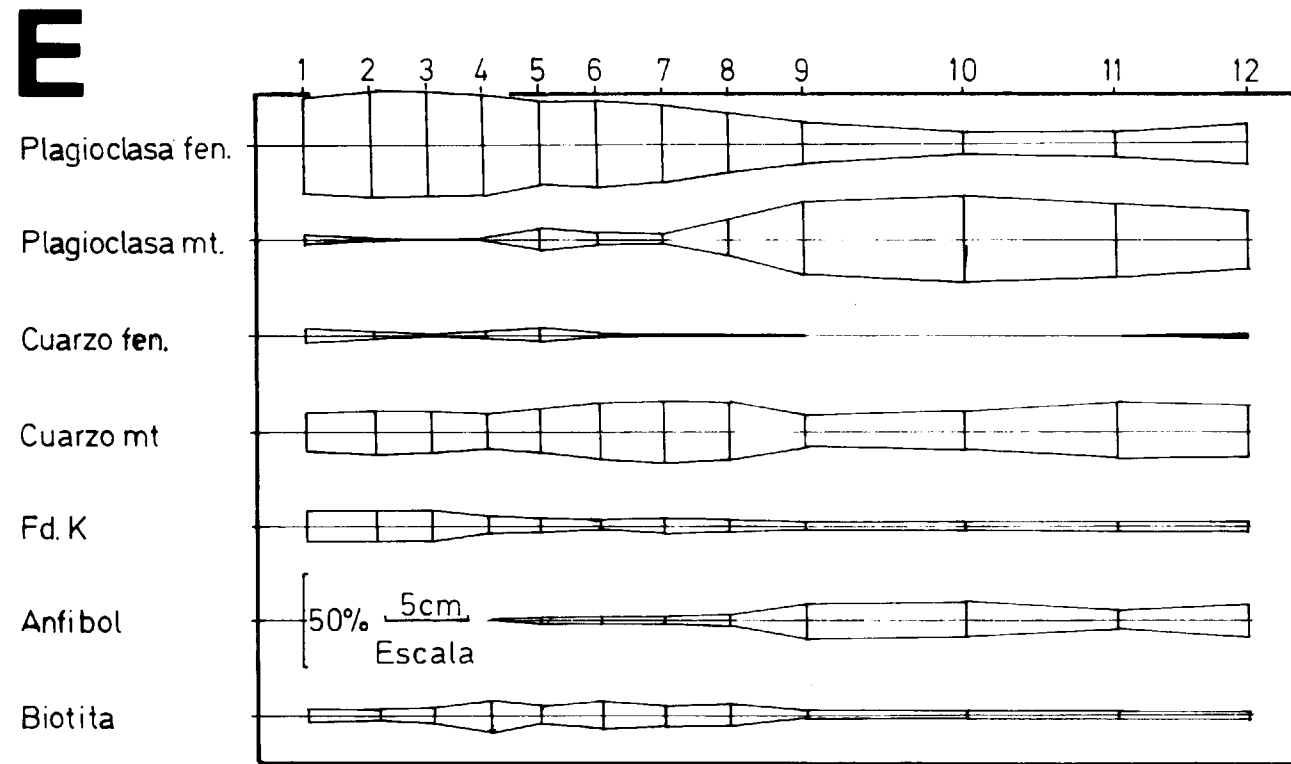


Figura 7.—Variación de la abundancia mineral de los cortes secuenciales de la figura 6E. El orden A, B, C, D y E es el mismo que el de la figura 6.

cionales con las masas tonalíticas, y en los contactos transicionales entre los diques sinplutónicos tonalíticos y granodiorita encajante.

La textura es hipidiomórfica de tamaño de grano medio en pequeñas zonas rodeadas por porciones, donde tiene tendencia subofítica de tamaño de grano fino. Su composición es tonalítica-granodiorítica.

Los minerales esenciales son plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y feldespato potásico.

En menor cantidad aparecen apatito, circón, esfena y opacos. Minerales de alteración son clorita, epidota y sericita.

**Fenocristales**

*Plagioclasa.* Se han distinguido cuatro tipos, según el tamaño, forma y composición.

1) Plagioclasa zonada con núcleo de composi-

ción An60-50 y borde An30-20, rediseñado y rellenado por plagioclasa más anortítica. Está muy alterada a sericita y epidota.

2) Plagioclasa dendrítica (An36) rellena por An23 con inclusiones de anfíbol y borde rediseñado, recreciendo sobre éste una plagioclasa de composición andesina-labradorita que varía a An25 en el borde más externo.

3) Plagioclasa redondeada, zonada con núcleo de composición An34 y borde An20, reabsorbida y rellena por plagioclasa An45-30, cortando la zonación. El borde externo posee composición An25-30. Ejemplo de este tipo de plagioclasas es la que se muestra en la figura 13A, de forma redondeada y núcleo con zonado normal (An33-An24), rodeado por una zona de disolución que trunca la zonación; sobre esta zona cristaliza una plagioclasa An46 que evoluciona de manera gradual a An22 en el borde. Pueden existir plagioclasas hasta con tres zonas de reabsorción (figura 13B).



clases hasta con tres zonas de reabsorción (figura 13B).

4) Plagioclasa euhedral débilmente zonada (An25-20). Pueden estar reabsorbidas.

*Cuarzo.* Anhedral rodeado por plagioclasa, anfíbol y biotita matriz. En el borde origina simplectitas con FdK.

*Anfíbol.* Subhedral, pleocroico (X=amarillo, Z=verde oliva), con inclusiones de opacos y alterado a clorita y epidota.

*Biotita.* Euhedral-subhedral, pleocroica (X=amarillo, Z=marrón oscuro). Son frecuentes las inclusiones de apatito, opacos y circón. Se altera a clorita.

Figura 8.—Aspecto de un dique tonalítico simplutónico del frente lateral de la zmm con borde frío inferior digitado y borde frío superior neto, con schlieren en la granodiorita. El interior del dique está atravesado por venas de granodiorita.

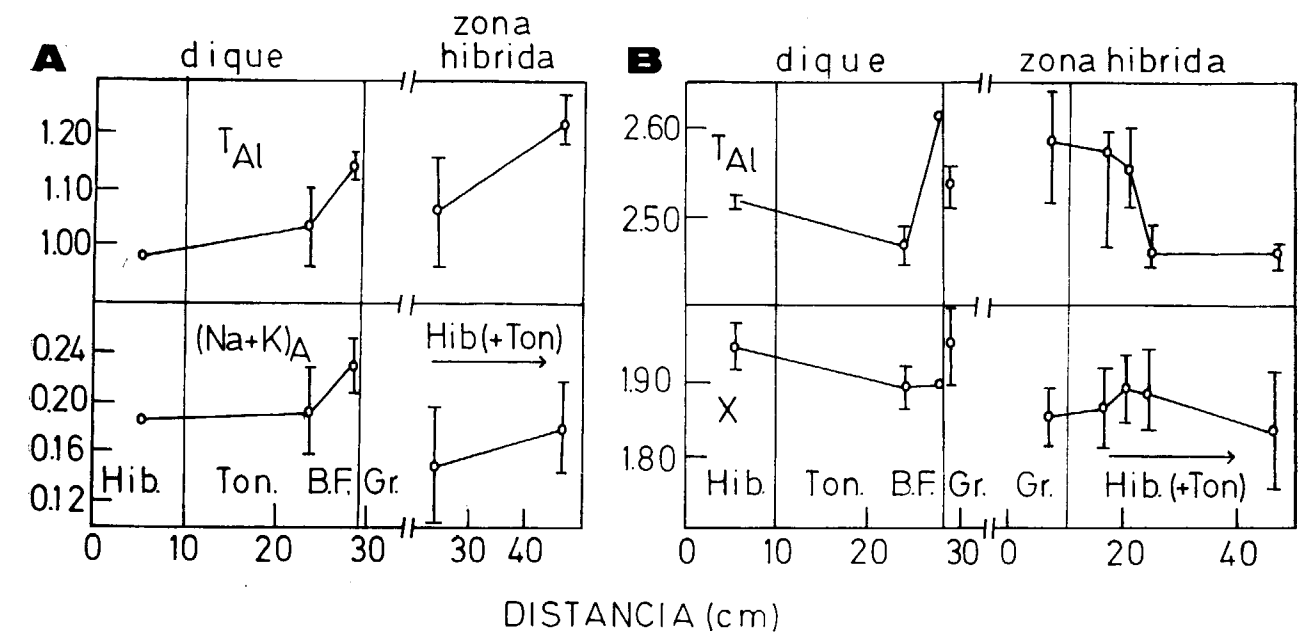
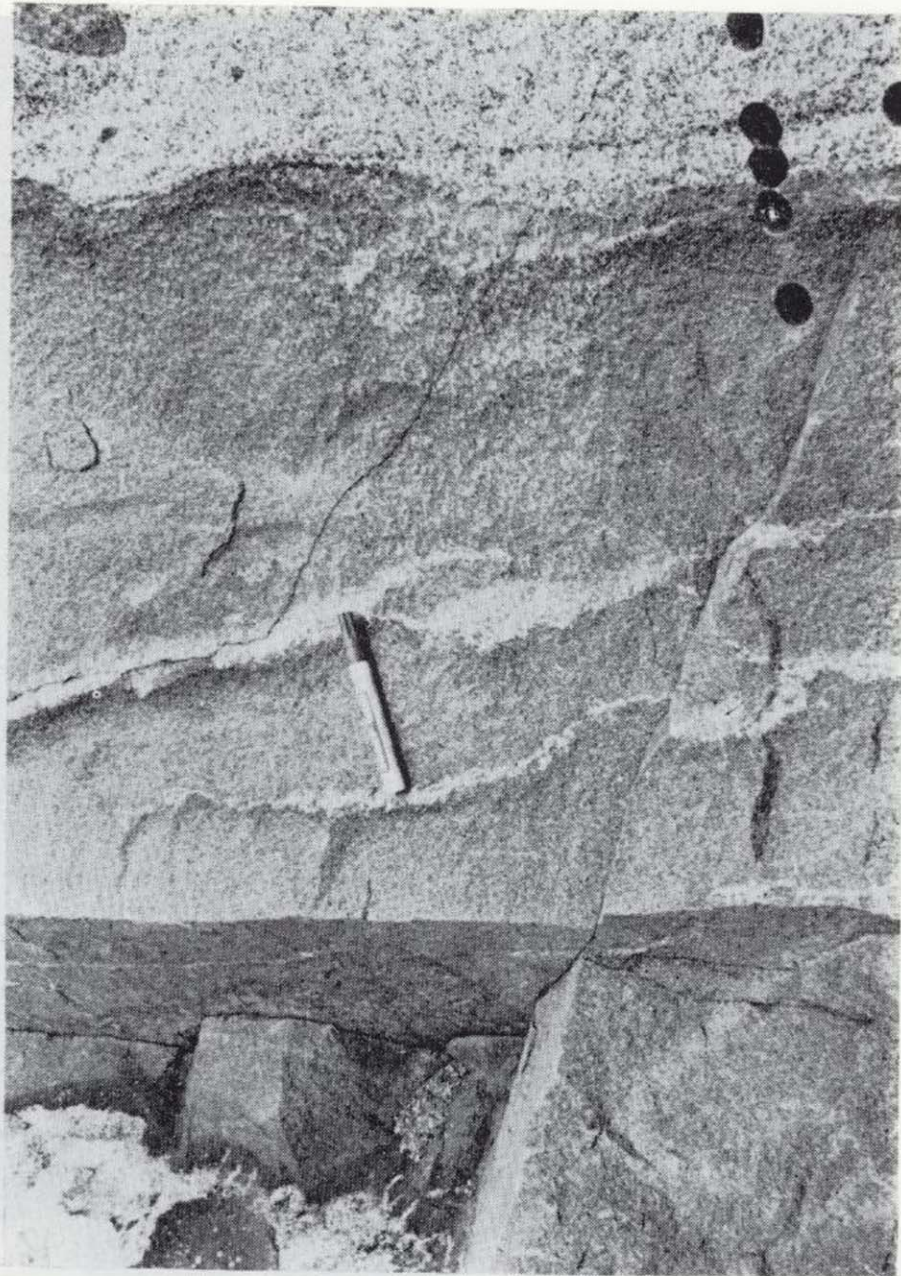


Figura 9.—Variación del contenido de <sup>T</sup>Al y (Na+K) en huecos A de anfíbol (A), y <sup>T</sup>Al y X (Ca+Na+K) de biotita (B) en el dique simplutónico de la figura 6D y la zona híbrida de la figura 6E.





clases hasta con tres zonas de reabsorción (figura 13B).

4) Plagioclasa euhedral débilmente zonada (An25-20). Pueden estar reabsorbidas.

*Cuarzo.* Anhedral rodeado por plagioclasa, anfíbol y biotita matriz. En el borde origina simplectitas con FdK.

*Anfibol.* Subhedral, pleocroico (X=amarillo, Z=verde oliva), con inclusiones de opacos y alterado a clorita y epidota.

*Biotita.* Euhedral-subhedral, pleocroica (X=amarillo, Z=marrón oscuro). Son frecuentes las inclusiones de apatito, opacos y circón. Se altera a clorita.

Figura 8.—Aspecto de un dique tonalítico simplutónico del frente lateral de la zmm con borde frío inferior digitado y borde frío superior neto, con schlieren en la granodiorita. El interior del dique está atravesado por venas de granodiorita.

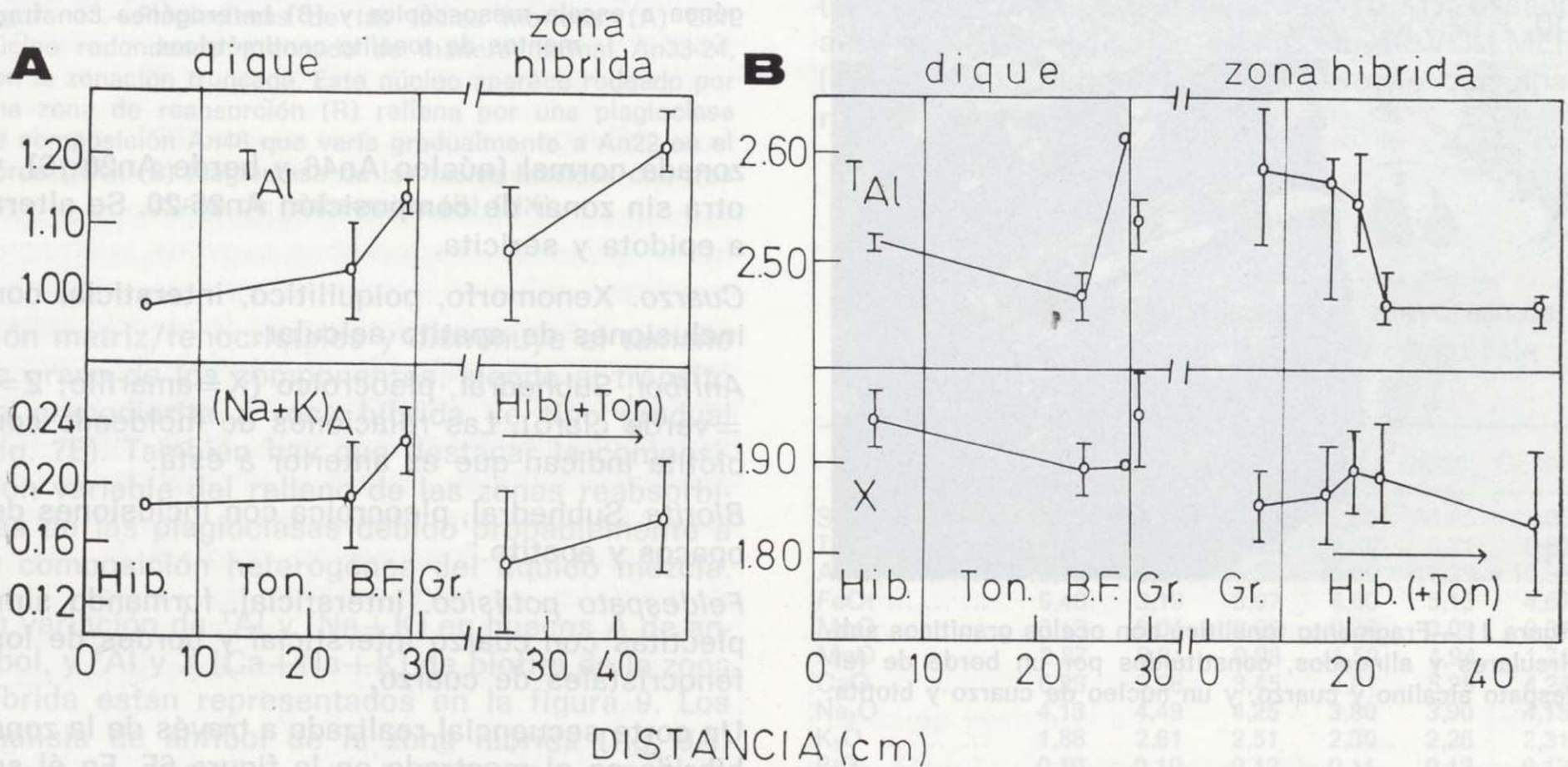


Figura 9.—Variación del contenido de <sup>T</sup>Al y (Na+K) en huecos A de anfíbol (A), y <sup>T</sup>Al y X (Ca+Na+K) de biotita (B) en el dique simplutónico de la figura 6D y la zona híbrida de la figura 6E.



Figura 10.—Fragmentos tonalíticos con contacto neto incluidos en las facies híbridas (A) de formas angulosas y (B) redondeadas.

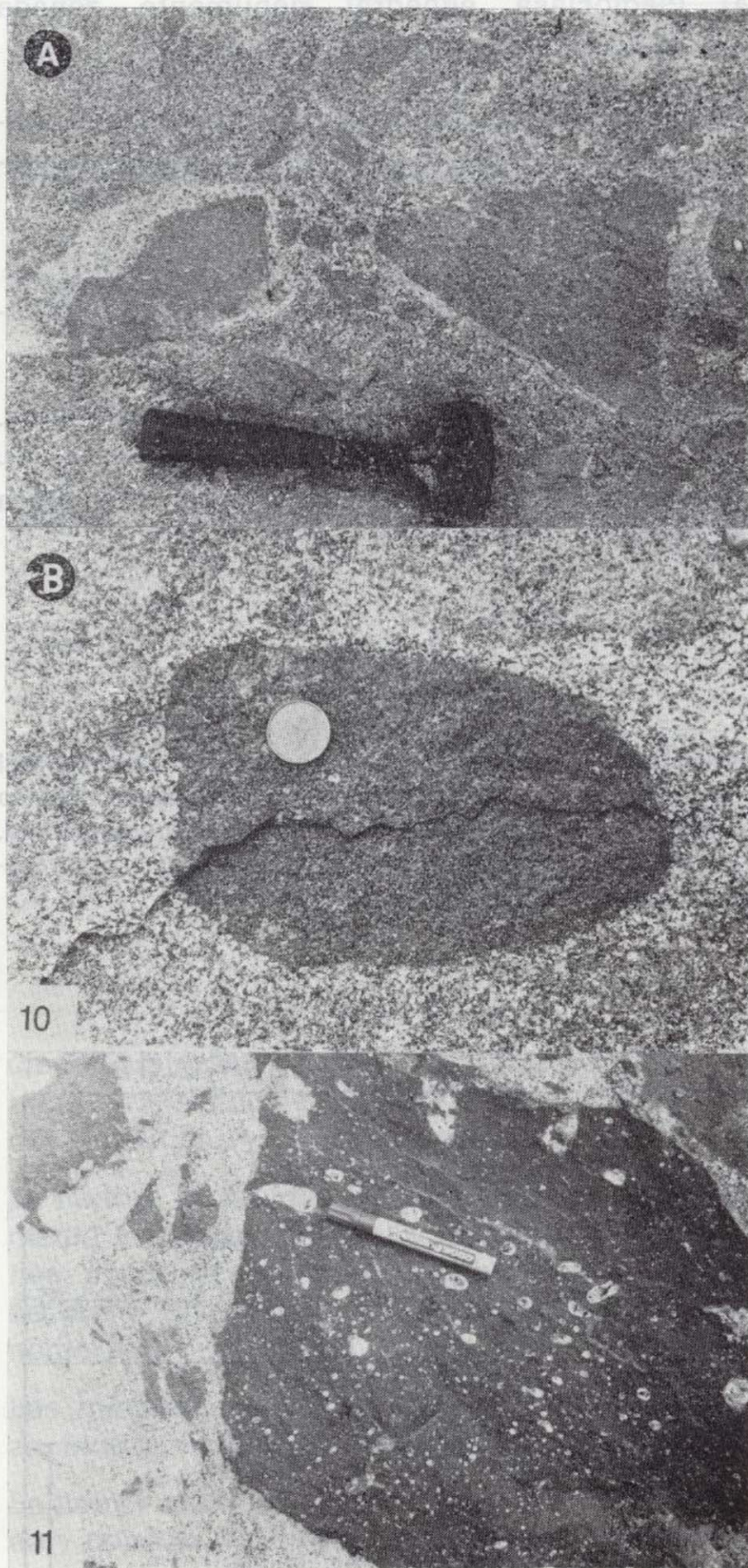


Figura 11.—Fragmento tonalítico con ocelos graníticos sub-circulares y alineados, constituidos por un borde de feldespato alcalino y cuarzo, y un núcleo de cuarzo y biotita.

#### Matriz

**Plagioclasa.** Se han distinguido dos tipos: una

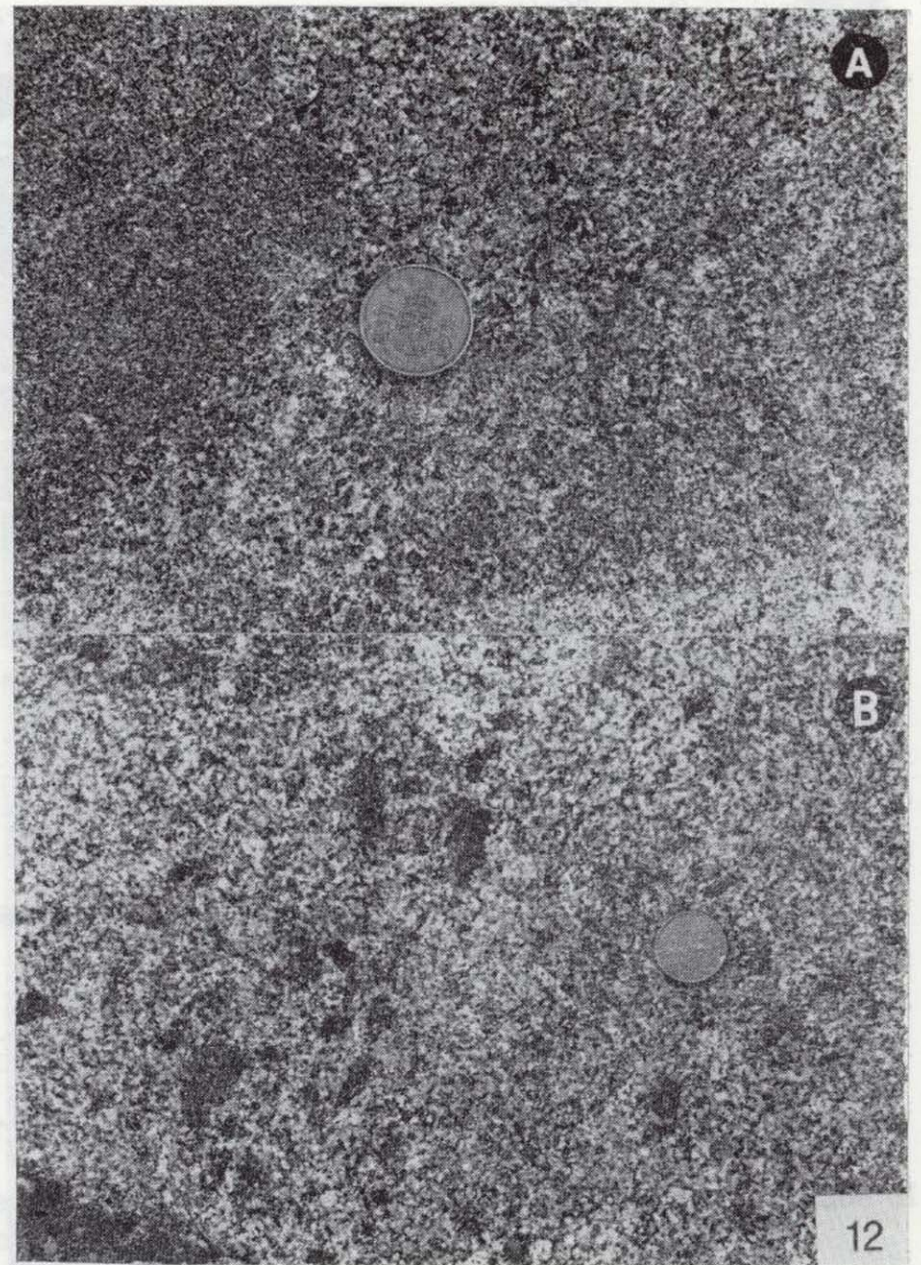


Figura 12.—Facies híbridas. (A) Sin microenclaves homogénea a escala mesoscópica y (B) heterogénea con fragmentos de tonalita centimétricos.

zonada normal (núcleo An46 y borde An20-16), y otra sin zonar de composición An25-20. Se altera a epidota y sericita.

**Cuarzo.** Xenomorfo, poiquilítico, intersticial con inclusiones de apatito acicular.

**Anfibol.** Subhedral, pleocroico (X=amarillo; Z=verde claro). Las relaciones de moldeado con biotita indican que es anterior a ésta.

**Biotita.** Subhedral, pleocroica con inclusiones de opacos y apatito.

**Feldespato potásico.** Intersticial, formando simplectitas con cuarzo intersticial y bordes de los fenocristales de cuarzo.

Un corte secuencial realizado a través de la zona híbrida es el mostrado en la figura 6E. En él se observa cómo hacia el interior de una masa de roca híbrida se produce un aumento en la rela-



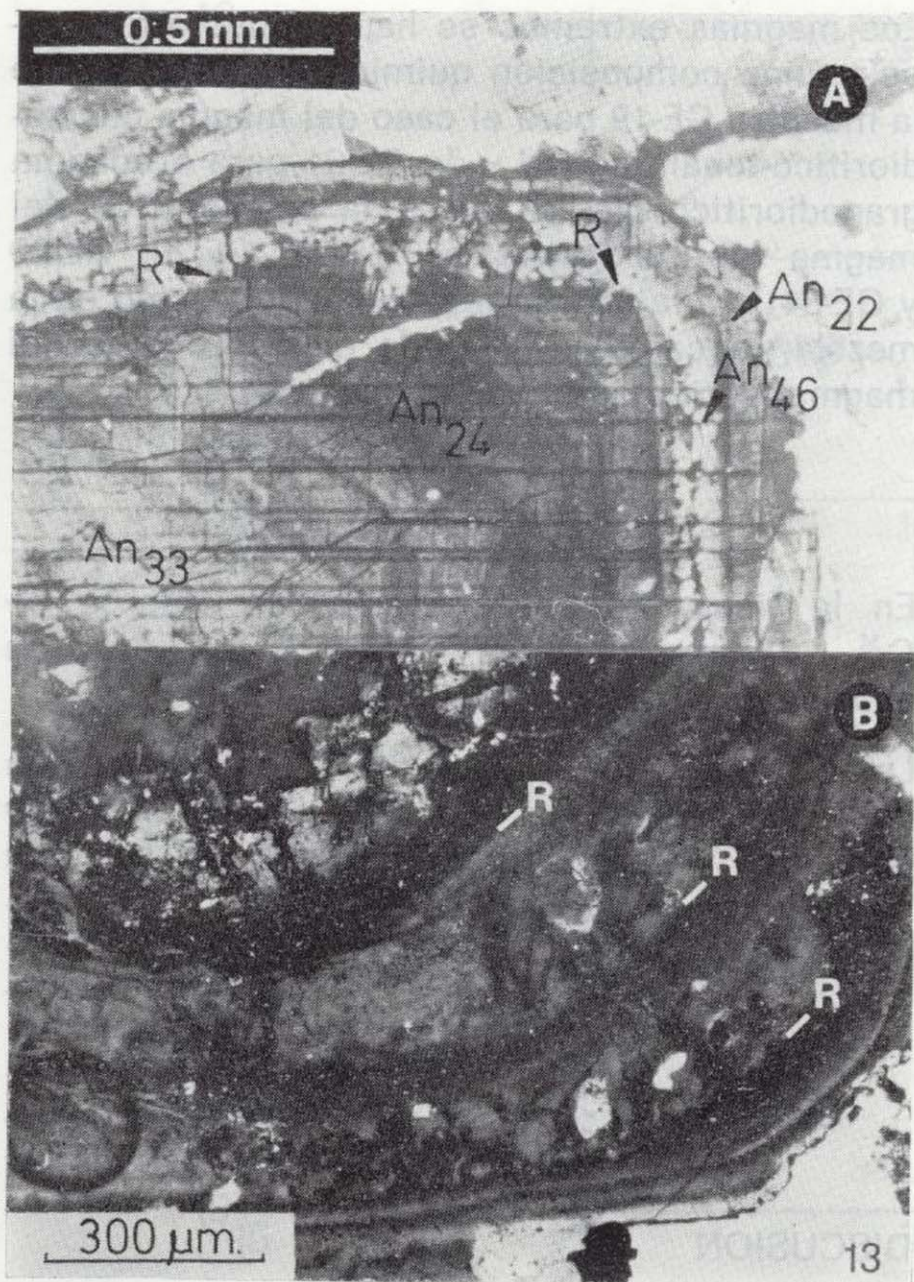


Figura 13.—Plagioclasas de las facies híbridas. (A) Con núcleo redondeado y zonado de manera normal An<sub>33-24</sub>, con la zonación truncada. Este núcleo aparece rodeado por una zona de reabsorción (R) rellena por una plagioclase de composición An<sub>46</sub> que varía gradualmente a An<sub>22</sub> en el borde (NX). (B) Plagioclase de las facies híbridas con tres zonas de reabsorción (R) (NX).

ción matriz/fenocristales y disminuye el tamaño de grano de los componentes, siendo el tránsito de granodiorita a roca híbrida de tipo gradual (fig. 7E). También hay que destacar la composición variable del relleno de las zonas reabsorbidas de las plagioclasas debido probablemente a la composición heterogénea del líquido mezcla.

La variación de <sup>T</sup>Al y (Na+K) en huecos A de anfíbol, y <sup>T</sup>Al y X (Ca+Na+K) de biotita de la zona híbrida están representados en la figura 9. Los análisis de anfíbol de la zona híbrida (fig. 9A) muestran un incremento de <sup>T</sup>Al y (Na+K) en A hacia las rocas híbridas con mayor participación del magma máfico. En los análisis de bio-

tita se observa cómo las variaciones de <sup>T</sup>Al y X (Ca+Na+K) son graduales, disminuyendo sus contenidos desde la granodiorita hasta la roca híbrida más máfica.

#### QUIMICA DE ELEMENTOS MAYORES

A partir de los análisis químicos de roca total de elementos mayores (CASTRO et al., 1990) se han realizado los diagramas de variación de sílice con los otros óxidos (fig. 14). En primer lugar hay que resaltar las diferencias existentes entre cuarzdiorita-tonalita y granodiorita. La cuarzdiorita-tonalita posee mayor contenido en TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeOt, MnO, MgO y CaO, y menor en Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> que la granodiorita. La roca híbrida posee una composición intermedia entre ambos grupos. Otra característica que presentan los diagramas de variación para la sílice es la buena aproximación a patrones rectilíneos con coeficientes de correlación lineal simple para TiO<sub>2</sub>=0,97; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0,76; FeOt=0,97; MnO=0,92; MgO=0,96, y CaO=0,99. Salvo para Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, el resto posee coeficientes de correlación rectilíneos bastante buenos.

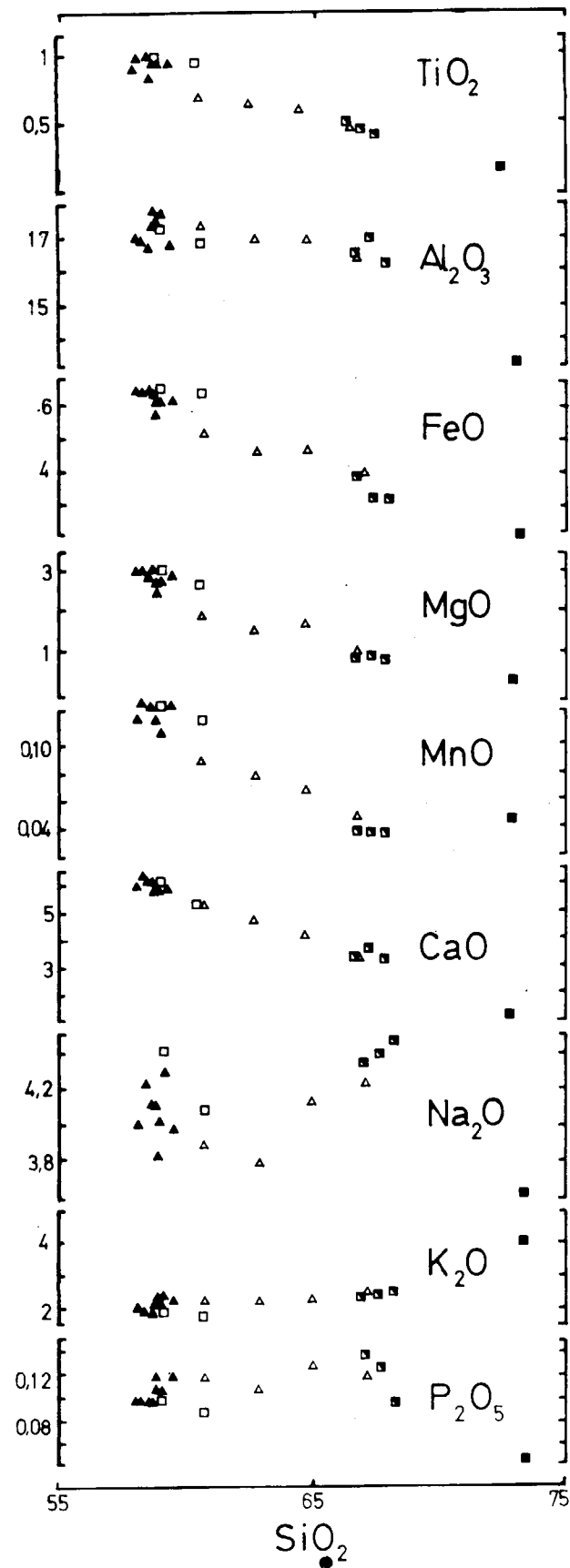
*Test de mezcla.* Con los datos de análisis químicos de elementos mayores (tabla 1) se ha aplicado el test de mezcla según LAGMUR et al. (1978) y FOURCADE & ALLEGRE (1981), basado a su vez en la ecuación de mezcla de VOLLMER (1976), a los distintos tipos de rocas que aparecen en la zmm.

TABLA 1

Análisis químicos de elementos mayores de las muestras utilizadas en el test de mezcla (CASTRO et al., 1990)

	GE-19	GE-21	GE-26	GE-29	GE-30	GE-34
SiO <sub>2</sub> ... ..	58,74	68,31	67,22	63,00	60,85	65,08
TiO <sub>2</sub> ... ..	1,02	0,43	0,50	0,65	0,71	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	16,72	16,29	16,36	17,06	17,39	16,98
FeOt ... ..	6,48	3,19	3,97	4,60	5,13	4,67
MnO ... ..	0,13	0,04	0,05	0,08	0,09	0,07
MgO ... ..	2,87	0,84	0,98	1,52	1,94	1,71
CaO ... ..	6,23	3,36	3,45	4,81	5,28	4,24
Na <sub>2</sub> O ... ..	4,13	4,49	4,25	3,80	3,90	4,15
K <sub>2</sub> O ... ..	1,88	2,61	2,51	2,30	2,26	2,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	0,10	0,10	0,12	0,11	0,12	0,13
I. L. ... ..	1,40	0,40	0,80	2,00	2,20	0,80
TOTAL ... ..	99,7	100,06	100,21	99,93	99,67	100,76





Los magmas extremos se han supuesto que poseían una composición química próxima a la de la muestra GE-19 para el caso del magma cuarzo-diorítico-tonalítico (B) y de GE-21 para el magma granodiorítico (A). Si M es la composición del magma híbrido (muestras GE-26, GE-29, GE-30 y GE-34) y a la proporción del magma ácido en la mezcla, la cantidad de cada elemento C<sub>i</sub> en el magma híbrido satisface la ecuación:

$$C_i^M = a C_i^A + (1 - a) C_i^B$$

$$a = (C_i^M - C_i^B) / (C_i^A - C_i^B)$$

En la figura 15 se comparan los valores de C<sub>i</sub><sup>M</sup> - C<sub>i</sub><sup>B</sup> en ordenadas frente a C<sub>i</sub><sup>A</sup> - C<sub>i</sub><sup>B</sup> en abscisa de cada uno de los híbridos.

La pendiente a es el porcentaje de participación del magma félsico en la mezcla. Los valores de a obtenidos para los distintos híbridos son (en porcentaje):

GE-26	...	88%
GE-29	...	46%
GE-30	...	25%
GE-34	...	63%

DISCUSION

A partir de todos los datos obtenidos se pueden realizar algunas consideraciones sobre el significado y origen de cada uno de los cuerpos que constituyen la zmm.

Los glóbulos y masas son el resultado de la inyección de magma cuarzo-diorítico-tonalítico en el magma granodiorítico. Debido al contraste térmico existente entre ambos cuerpos, el magma tonalítico sufre un sobreenfriamiento, evidenciado por el borde frío, textura de tendencia subofítica, apatito acicular, etc. Si los glóbulos y masas se consolidan y se rompen por acción del flujo turbulento del magma félsico, se originan fragmentos tonalíticos. Pero si el interior de los cuerpos simplutónicos se encuentra aún en estado magmático, la fracturación produce la mezcla de cristales y líquido residual del magma tonalítico con cristales y líquido del magma granodiorítico, dando lugar a un magma híbrido.

Figura 14.—Diagramas de variación con la sílice de las distintas facies y rocas que forman la zmm de Gerena. Símbolos. Cuadrados huecos: tonalita de grano muy fino; triángulos rellenos: tonalita; triángulos huecos: facies híbridas; cuadrados semirrellenos: granodiorita; cuadrado relleno: granofido fuera de la zona de interacción.

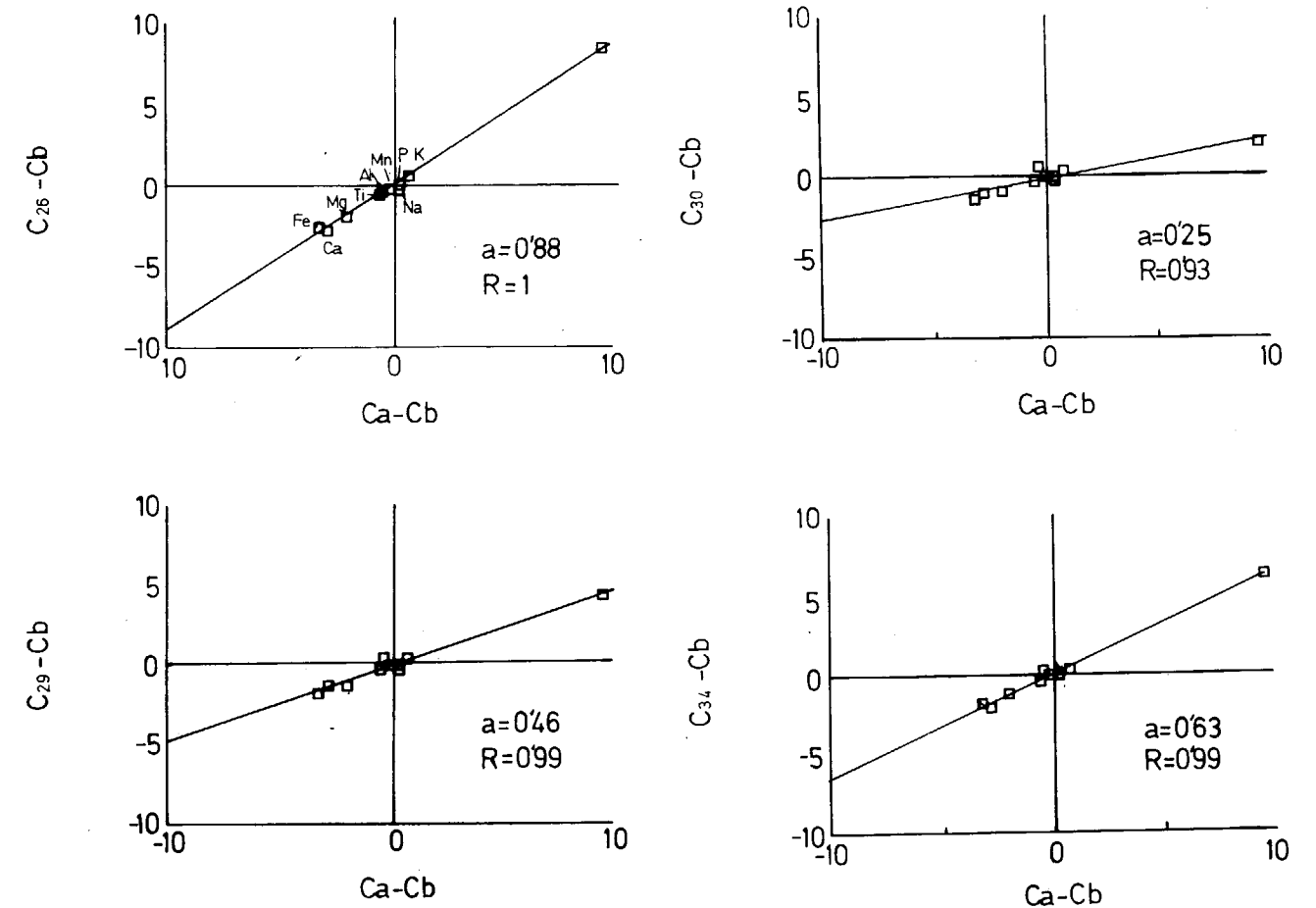


Figura 15.—Diagrama mostrando los test de mezcla para las cuatro muestras de facies híbridas GE-26, GE-29, GE-30 y GE-34. a: coeficiente de participación del magma félsico en la mezcla. R: coeficiente de regresión lineal.

Los diques simplutónicos, al igual que ocurre con los glóbulos y masas se pueden fracturar, originando fragmentos si el magma máfico está consolidado, o bien roca híbrida si está sin consolidar. Según esto, y considerando las relaciones mesoscópicas y composicionales observadas, se podría decir que la mezcla de cristales y líquidos se produce si la temperatura de equilibrio es superior al solidus del magma tonalítico (CASTRO et al., 1990). El enriquecimiento en los bordes de los diques simplutónicos de biotita modal y la existencia de mayor contenido de <sup>7</sup>Al en anfíbol y biotita, y (Na+K) en A de anfíbol son debidos a difusión iónica de ciertos elementos (Al, Na y K) cuando los dos magmas se pusieron en contacto.

Los fragmentos se originan a partir de la rotura

y disgregación de los glóbulos, masas y diques, alineándose según estructuras de flujo alrededor de ellos. Un significado especial poseen los fragmentos con ocelos graníticos que se encuentran sobre todo en la parte superior de la zmm. Los ocelos graníticos son el resultado de la captura de líquido félsico sobrecalentado en el primer borde de magma máfico que se puso en contacto con el magma félsico, de manera similar a la interpretación dada por BUSSELL (1985), sobre los ocelos graníticos de los enclaves de la granodiorita de Puscao (Perú).

Los procesos de mezcla originadores de roca híbrida se resumen en:

- 1) Mezcla de fragmentos cuarzo-diorítico-tonalítico de escala milimétrica-centimétrica con el magma granodiorítico.



2) Mezcla de cristales y líquido residual tonalítico con cristales y líquido de la granodiorita. En el magma híbrido, y en función de las características físico-químicas, algunos minerales son estables, pero otros llegan a destruirse o modificarse para a continuación recrecer sobre él un líquido híbrido. De este modo los componentes de la roca híbrida se pueden dividir en tres categorías.

a) *Minerales originados en el magma tonalítico*

- Fenocristales de plagioclasa con núcleo An50-60 y borde con zonado normal.
- Fenocristales de plagioclasa dendrítica An30 rellena por An23 con inclusiones de anfíbol.
- Núcleos de anfíbol matriz.
- Núcleos de plagioclasa matriz.
- Piroxenos?

b) *Minerales originados en el magma félsico*

- Fenocristales de cuarzo redondeados.
- Fenocristales de plagioclasa An20-34.
- Fenocristales de biotita.
- Feldespato potásico.

c) *Modificación y/o recristalización de minerales preexistentes y cristalización de otros nuevos en el medio híbrido*

- Reabsorción y recrecimiento de plagioclasa fenocristal An50-60, plagioclasa dendrítica y fenocristales de la granodiorita.
- Cuarzo intersticial.
- Borde An20 de plagioclasa matriz.
- Biotita.
- Borde de anfíbol matriz.

El porcentaje de participación del magma máfico y félsico en la mezcla es variable, evidenciado por las variaciones texturales y mineralógicas de la roca híbrida y por el test de mezcla para elementos mayores según el cual el magma híbrido se originó a partir de la mezcla de distintas proporciones de magma félsico y máfico.

3) Existe otro tipo de mezcla por difusión iónica, sin aporte de cristales, en los bordes de los

cuerpos básicos cuando se enfrían, debido al contraste composicional existente entre los dos magmas.

MODELO DE MEZCLA

Por último se ha realizado un modelo de mezcla que intenta explicar la génesis de la zmm del Macizo de Gerena (DE LA ROSA, 1988) (fig. 16).

Cuando el magma máfico (B) se puso en contacto con el magma félsico (A) (fig. 16A) se originaron dentro del reservorio félsico dos zonas con distintas temperaturas: la primera está situada en las proximidades del contacto con el magma cuarzdiorítico-tonalítico y posee mayor temperatura y menor densidad que la segunda zona, localizada lejos del contacto. Esta situación es inestable dentro de la zmm, tal que se produce, si la diferencia de densidad es bastante grande y la viscosidad del magma félsico no es demasiado alta, un flujo de tipo convectivo, formado en principio por pequeñas y numerosas células que evolucionarían hasta una única célula convectiva regular. El flujo en estas circunstancias puede adquirir carácter turbulento. A su vez en el contacto del magma máfico se produce la captura de líquido granítico sobrecalentado responsable de los ocelos policristalinos graníticos. La posterior inyección de magma máfico y el flujo turbulento destruye el borde con los ocelos graníticos y lo incorpora a la granodiorita en forma de fragmentos (fig. 16B).

El sistema máfico continúa interactuando en forma de glóbulos y masas rompiéndose repetidamente debido al flujo turbulento que sufren (fig. 16C). Si el interior está consolidado, al destruirse el cuerpo se forman fragmentos que en principio eran angulosos, evolucionando a formas redondeadas y enclaves milimétricos de tonalita que son los constituyentes de la roca híbrida heterogénea.

Otra posibilidad es que el contenido de los glóbulos, masas y diques tenga un porcentaje de líquido mayor al RCMP (ARZI, 1978) y la temperatura y viscosidad del líquido residual tonalítico sean parecidas a los del magma granodiorítico. En esta situación se mezclan los cristales de ambos magmas y los líquidos residuales originándose un magma híbrido del que cristaliza-

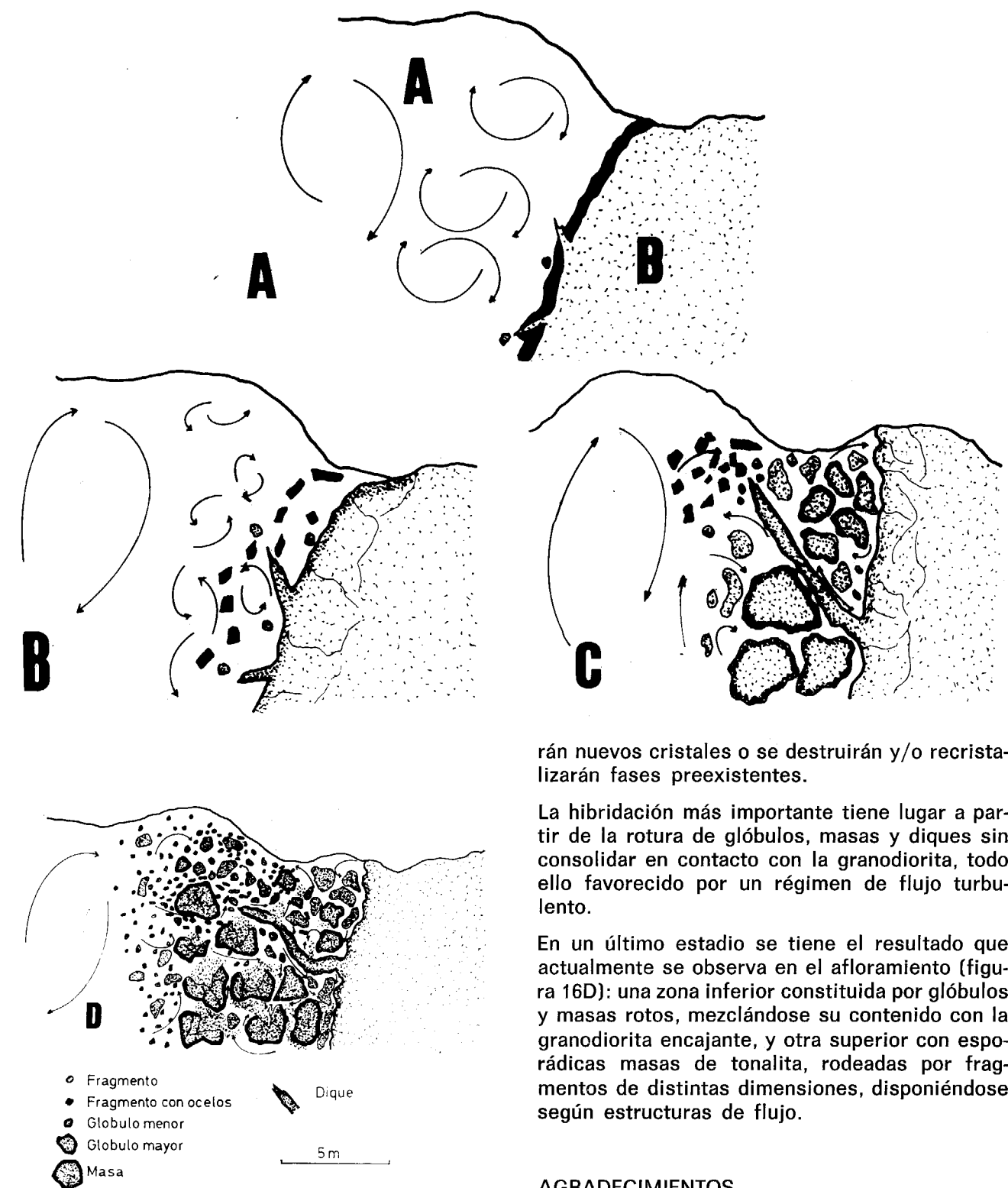


Figura 16.—Modelo de mezcla para la zona de interacción del Macizo de Gerena (A, B, C, D). Explicación en el texto.

rán nuevos cristales o se destruirán y/o recristalizarán fases preexistentes.

La hibridación más importante tiene lugar a partir de la rotura de glóbulos, masas y diques sin consolidar en contacto con la granodiorita, todo ello favorecido por un régimen de flujo turbulento.

En un último estadio se tiene el resultado que actualmente se observa en el afloramiento (figura 16D): una zona inferior constituida por glóbulos y masas rotos, mezclándose su contenido con la granodiorita encajante, y otra superior con esporádicas masas de tonalita, rodeadas por fragmentos de distintas dimensiones, disponiéndose según estructuras de flujo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el Proyecto de Investigación CICYT PS87-0125.



Agradecemos al Dr. W. E. Stephens las facilidades mostradas para la utilización de los medios del Departamento de Geología de la Universidad de St. Andrews (Escocia).

#### REFERENCIAS

- ARZI, A. A. (1978): *Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks*. Tectonophysics, 44, pp. 173-184.
- BARD, J. P. & FABRIES, J. (1970): *Aperçu pétrographique et structural sur les granitoides de la Sierra Morena Occidentale (Espagne)*. Bol. Geol. Min., 81 (2-3), pp. 226-241.
- BARNES, C. G. (1987): *Mineralogy of the Wooley Creek batholith, Slinkard pluton, and related dikes, Klamath Mountains, northern California*. American Mineralogist, 72, pp. 879-901.
- BUSSELL, M. A. (1985): *The centred complex of the Rio Huaura: a study of magma mixing and differentiation in high-level chambers*. In: PITCHER, W. S., ATHERTON, M. P., COBBING, E. J., y BECKINSALE, R. D. (eds.): *Magma-tism at a plate edge: The Peruvian Andes*, pp. 128-155. Glasgow: Blackie.
- CANTAGREL, J. M.; DIDIER, J., y GOUGARD, A. (1984): *Magma mixing: origin of intermediate rocks and «enclaves» from volcanism to plutonism*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35, pp. 63-76.
- CASTRO, A. (1990): *Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches batholith): Petrogenetic significance*. Rev. Soc. Geol. España. In press.
- CASTRO, A.; DE LA ROSA, J. D., y STEPHENS, W. E. (1990): *Magma mixing in the subvolcanic environment: Petrology of the Gerena Interaction Zone near Seville, Spain*. Contr. Min. Petrol (in rev.).
- CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R., y WYBORN, D. (1987): *The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis*. Journal of Petrology, 28-6, pp. 1111-1138.
- DE LA ROSA, J. D. (1988): *Petrología de una zona de mezcla entre magmas félsico y máfico en un dominio subvolcánico: El Macizo de Gerena (Sevilla)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Sevilla, 164 pp.
- DIDIER, J. (1973): *Granites and their enclaves*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- EICHELBERGER, J. C. (1980): *Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs*. Nature, 288, pp. 446-450.
- FOURCADE, S. & ALLEGRE, C. J. (1981): *Trace elements behavior in granite genesis: a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France)*. Contribution Mineral. Pétrol., 76, pp. 177-195.
- FROST, T. P. & MAHOOD, G. A. (1987): *Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark granodiorite, Sierra Nevada, California*. Geological Society of America Bulletin, 99, pp. 272-291.
- GOURGAUD, A. & CAMUS, G. (1984): *Magma mixing at la Nugère Volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France): Role in the trachyandesites genesis*. Bull. Volcanol., 47-4(1), pp. 781-805.
- GOURGAUD, A. & MAURY, R. C. (1984): *Magma mixing in alkaline series: an example from Sancy Volcano (Mont-Doré, Massif Central, France)*. Bull. Volcanol., 47-4(1), pp. 827-847.
- HANSON, R. E.; SALEEBY, J. B., y SCHWEICKERT, R. A. (1988): *Composite devonian island-arc batholith in the northern Sierra Nevada, California*. Geological Society of America Bulletin, 100, pp. 446-457.
- HIBBARD, M. J. (1981): *The magma mixing origin of mantled feldspars*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76, pp. 158-170.
- HILL, P. I.; SILVER, L. T.; CHAPPELL, B. W., y TAYLOR, H. P., Jr. (1985): *Solidification and recharge of SiO<sub>2</sub>-rich plutonic magma chambers*. Nature, 313-21, pp. 643-646.
- HOLDEN, P.; HALLIDAY, A. N., y STEPHENS, W. E. (1987): *Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production*. Nature, 330-6143, pp. 53-56.
- LAGMUIR, C. H.; VOCKE, R. D., Jr.; HANSON, G. N., y HART, S. R. (1978): *A general mixing equation with applications to Icelandic basalts*. Earth and Planetary Science Letters, 37, pp. 380-392.
- LEAKE, B. E. (1978): *Nomenclature of amphiboles*. Canadian Mineralogist, 16, pp. 501-520.
- NIXON, G. T. & PEACE, T. H. (1987): *Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase. The record of magma mixing and phenocyst recycling in cal-alkaline magma chambers. Iztaccihualt volcano, Mexico*. American Mineralogist, 72, pp. 1144-1162.
- REID, J. B., Jr.; EVANS, O. C., y FATES, D. G. (1983): *Magma mixing in granitic rocks of Central Sierra Nevada, California*. Earth and Planetary Science Letters, 66, pp. 243-261.
- SIMANCAS, J. F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, pp. 439.
- SPARKS, R. S. J.; SIGURDSSON, H., y WILSON, L. (1977): *Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions*. Nature, 267, pp. 315-318.
- VERNON, R. H. (1983): *Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites*. Journal and Proceedings, Royal Society of New South Wales, 116, pp. 77-103.
- VOLLMER, R. (1976): *Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 40, pp. 283-295.
- WHITE, A. J. R., y CHAPPELL, B. W. (1977): *Ultramorphism and granitoid genesis*. Tectonophysics, 43, pp. 7-22.
- ZECK, H. P. (1970): *An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo. SE Spain*. Contr. Miner. Petrol., 26, pp. 225-246.

Original recibido: Enero de 1989.  
Original aceptado: Noviembre de 1989.

## INFORMACION

### Mineros destacados del Siglo XIX Ramón Bonifacio Teodorico Adán de Yarza y de la Torre Lequerica (1849-1917)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

#### 1. ANTECEDENTES FAMILIARES

Este ingeniero de minas nació en Bilbao (5 de junio de 1848), de noble familia vasca. Sus padres, también de Bilbao, fueron Carlos Adán de Yarza y Mercedes de la Torre Lequerica, siendo sus abuelos paternos, ambos de Mondragón, Fernando Adán de Yarza y Ramona de Zarina. Los maternos fueron Vicente de la Torre Lequerica, de Madrid, y Mónica de Ulibarri, de Vitoria.

De familia noble por los cuatro apellidos, siempre se distinguió por la corrección de su trato. Los Adán de Yarza proceden de Lequeitio, figurando como fundador del linaje Francisco Adán de Yarza, en el siglo XIV. Los De la Torre son oriundos del Cabo de Armería, de San Sebastián. Los Ulibarri son originarios del lugar navarro de Ulibarri, quienes siguieron varios pleitos de reconocimiento de su hidalguía.

#### 2. ESTUDIOS

Inicia sus estudios en el ambiente familiar, continuándolos en los centros oficiales de Bilbao. Presentado a ingreso en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, lo consigue brillantemente (1866); finalizó su carrera (24 de junio de 1871) figurando en la relación general de ingeniero de minas con el número 541. De acuerdo con la R. O. de 3 de noviembre de 1893, solicitó el título de Ingeniero de Minas (16 de febrero de 1894), que le fue entregado (26 de octubre de 1894).

#### 3. SERVICIOS EN EL CUERPO DE INGENIERO DE MINAS

Finalizada la carrera y las prácticas reglamentarias, ingresa en el Cuerpo de Ingenieros de Minas (8 de julio de 1871) con la categoría de Ingeniero Segundo, siendo destinado al Distrito Minero de Vizcaya como ingeniero subalterno.

Asciende a Ingeniero primero (20 de enero de 1880), y es nombrado segundo jefe del Distrito de Vizcaya, pasando posteriormente (1892) a la Comisión del Mapa Geológico, cuando ocupaba la dirección del centro, el ilustre geólogo Manuel Fernández de Castro. En este centro completó su formación geológica, llegando a ser uno de los principales petrógrafos del siglo XIX.

Fue ascendido a Ingeniero Jefe de primera clase por R. O. (29 de mayo de 1908) y a Inspector General de Minas también por R. O. (27 de marzo de 1910). Se jubiló voluntariamente (5 de junio de 1915), trasladándose a sus casas de Mondragón y Lequeitio, donde continuó sus trabajos particulares en el campo de la petrografía, hasta su fallecimiento en Mondragón (25 de enero de 1917).

#### 4. GEOLOGO

Siempre fue destacada la actuación de Adán como geólogo. Cuando estaba destinado en el Distrito Minero de Vizcaya inició sus actividades en el norte de España, entre



ellas podemos destacar el estudio sobre los criaderos de hierro de Somorrostro (Vizcaya), que interesaron al director de la Comisión del Mapa Geológico, y se lo pidió para la publicación en el Boletín de la Comisión (1877). Con este trabajo se inició una colaboración de varios artículos, seguido de publicaciones de gran importancia, como las memorias geológicas descriptivas de las provincias de Guipúzcoa (1884), Alava (1885) y Vizcaya (1892), con su correspondiente cartografía, trabajo simultaneado con las actividades del Distrito Minero. Este comportamiento valioso le movió a Manuel Fernández de Castro a promover su destino como Vocal de la Comisión del Mapa (1892).

Como Vocal realizó varios estudios, además de su colaboración en la cartografía geológica nacional. Entre éstos figuran: El descubrimiento de la «Fortunita» en unos estudios petrográficos de la provincia de Murcia. Se trata de una variedad de verita compuesta por fenocristales de olivino y flogopita, en un vidrio pardo con cristales menudos de piroxenos, biotita y ortoclasa. Las rocas hipogénicas de Cuba (1892), publicado en 1893. Mapa petrográfico de Vizcaya. Yacimientos cupríferos del norte de la provincia de Palencia. El País Vasco en las edades geológicas. Teorías de las zonas de cobijadura. Hidrología de la provincia de Madrid.

Esta labor tan valiosa e intensa movió al Director de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, Perfecto María Clemencín y San Martín a interesarle su incorporación a la Escuela como profesor del grupo de Geología, por estar vacante la plaza. Anunciado el oportuno concurso de méritos (R. O. de 11 de febrero de 1907), el claustro propuso a la superioridad (16 de abril de 1907) la terna formada por Ramón Adán de Yarza, Angel Herreros de Tejada y Ramón Pérez Muñoz para cubrir la plaza de profesor de Geología general, Criaderos minerales, Hidrogeología subterránea y Alumbramiento de aguas. El concurso fue resuelto (R. O. de 10 de mayo de 1907) a favor del primer componente de la terna; tomó posesión (1 de junio de 1907) y cesó (30 de mayo de 1907) como ingeniero de la Comisión del Mapa Geológico, y pasó a ser Vocal nato de la mencionada Comisión.

Convocado el Congreso Geológico Internacional de Estocolmo, se designó que la representación oficial de España estuviese integrada por Adán como jefe y César Rubio Muñoz como segundo (28 de enero de 1910), cuya memoria fue publicada en el Boletín de la Comisión del Mapa.

Recibí el título  
a que se refiere  
la presente instancia  
Madrid 26 Octubre 1894  
Ramón Adán de Yarza

Anteriormente había actuado como director (1898) de las excursiones organizadas en Barcelona por la Sociedad Geológica de Francia. Como profesor, y cumpliendo los preceptos reglamentarios de la Escuela, publicó su obra «Lecciones de geología, explicadas en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas durante el curso 1909-1910», y «Lecciones de yacimientos metalíferos, curso 1909-1910».

Por ley natural le correspondió el ascenso a Inspector General del Cuerpo de Ingenieros de Minas, incompatible con la titularidad de la cátedra, comunicando de R. O. (11 de junio de 1910) su cese en la Escuela. No obstante, el Director de la Escuela informó a la superioridad (30 de junio de 1910) su continuidad para poderse ocupar de las prácticas y campamentos de verano, y formar parte de los tribunales del mes de septiembre, a lo que accedió (R. O. de 20 de junio de 1910).

La Academia de Ciencias y Artes de Barcelona lo había incorporado a su cuadro de académicos, pronunciando con este motivo el discurso titulado «Rocas eruptivas de la provincia de Barcelona». Varias entidades científicas españolas y extranjeras lo tuvieron como miembro.

## 6. PUBLICACIONES

En colaboración con ALMERA, J.; BARROIS, C.; BERGERON, J.; BOFILL, A.; CALDERON, S.; DEPERET, C.; DOLLFUS, J. F.; STUART-MENTEATH y VIDAL, L. M.: *Excursiones verificadas durante la reunión de la Sociedad Geológica de Francia, en Barcelona, en septiembre y octubre de 1898*. Boletín XXVII, 1900.

En colaboración con RUBIO, C.: *Memoria acerca del Congreso Internacional de Geología, celebrado en Estocolmo en 1910*. Boletín XXXI, 1910.

*Apuntes geológicos acerca del criadero de hierro de Somorrostro, en la provincia de Vizcaya*. Boletín IV, 1877, p. 45.

*Examen microscópico de varias muestras de rocas eruptivas, recogidas por D. Luis Mariano Vidal en la isla de Mallorca*. Boletín VI, 1879, p. 23.

*Las rocas eruptivas de Vizcaya*. Boletín VI, 1879, p. 269.

*Las minas de Somorrostro, por Eug. Bourson (Extracto de la nota acerca de)*. Boletín VI, 1879, p. 287.

*Nota sobre las minas de hierro de Bilbao, por M. Baills (Extracto y observaciones acerca de la)*. Boletín VI, 1879, p. 391.

*Edad de las ofitas*. Boletín IX, 1882, p. 93.

*Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa*. Memorias, 1884.

*Descripción física y geológica de la provincia de Alava*. Memorias, 1885.

*Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya*. Memorias, 1892.

*Rocas hipogénicas de la Isla de Cuba*. Boletín XX, 1893, p. 71.

*Roca eruptiva de Fortuna (Murcia)*. Boletín XX, 1893, p. 349.

*Mapa petrográfico de Vizcaya a escala 1:100.000, año 1900*.

*Nota acerca de los yacimientos cupríferos del norte de la provincia de Palencia*. Boletín XXVIII, 1906, p. 105.

*El país vasco en las edades geológicas*. Boletín XXVIII, 1906, p. 45.

*Dos palabras referentes a las teorías de las zonas de cobijadura, como prólogo a la traducción de un trabajo del señor Nicklés*. Boletín XXVIII, 1906, p. 65.

*Estudios hidrogeológicos. Provincia de Madrid. Zona entre Madrid, San Martín de Valdeiglesias y el ferrocarril de Madrid a Alicante*. Boletín XXVIII, 1906, p. 297.

*Estado actual de la minería en Murcia. Extracto de un informe*. Boletín XXXII, 1911, p. 215.

Entre las publicaciones fuera del Instituto figuran:

*Informe geológico sobre la captación de los manantiales de Cestona*.

*Roca eruptiva de Motrico (provincia de Granada)*. Anal. S. E. de H. N., VII, 1877-78, pp. 21-25.

*Rocas eruptivas de la provincia de Barcelona*. Mem. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona, II, 1898, pp. 359-369.

*Provincia de Guipúzcoa. Geología aplicada, primera parte. Bosquejo petrográfico*. San Sebastián, Imp. de la Provincia, 1900, 20 pp. y un mapa.

*Lecciones de Geología, explicadas en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas. Curso 1909-1910*. Madrid. Lit. E. J., 1260 pp.

*Lecciones de yacimientos metalíferos. Curso 1909-1910*. Madrid. Lit. E. J., 278 pp.

*Note supplémentaire sur les gisements de fer de l'Espagne*. C. R. XI Cong. Geologique International, pp. 303-306, 1910.

*Expediente personal en el archivo de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas*.

LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1962): *Bibliografía de Minería, Metalurgia, Geología y Ciencias afines, 1778-1961*. Madrid, 560 pp.



## Noticias

### MASTER EN INGENIERIA GEOTECNICA Y AMBIENTAL

#### \* PROGRAMA QUINTO CENTENARIO.

A celebrar en Madrid, octubre 1990 - septiembre 1991.

Está muy avanzada la Programación de un Curso Master en Ingeniería Geotécnica y Ambiental de la Universidad Politécnica de Madrid.

El Master está coorganizado por la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid y el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, con la colaboración de diversas Instituciones y Empresas.

Las principales Entidades colaboradoras, a nivel de Profesorado, son:

Ecole National Supérieure de Mines, U.P. de Paris.—E.T.S. de Ingenieros Agrónomos, U.P. de Madrid.—E.T.S. de Ingenieros de Caminos, U.P. Madrid.—E.T.S. de Ingenieros de Montes, U.P. Madrid.—E.T.S. de Ingenieros de Caminos, U.P. Valencia.—E.T.S. de Ingenieros de Caminos, U.P. Barcelona.—Facultad de Ciencias Geológicas, U.C. de Madrid.—U.A. de Madrid (Departamento de Geología).—Departamento de Ciencias de la Tierra, U. de Cantabria.—Dirección General del Medio Ambiente, MOPU.—Instituto Geográfico Nacional, MOPU.—CEDEX - Laboratorio de Geotecnia, MOPU.—CEDEX - Centro de Estudios Hidrográficos, MOPU.—CIEMAT.—Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Transportes.—OFICO, Ministerio de Industria y Energía.—Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC.

Y a nivel de Empresas:

ENDESA.—ENRESA.—ENADIMSA.—BESEL, S. A.—CIECSA. COTAS INTERNACIONAL, S. A.—EAT, S. A.—EUROPEA DE REASEGUROS, S. A.—GEOAGUAS, S. A.—GEOCONTROL, S. A.—GEONOC, S. A.—INGEOTEC, S. A.—INGYMA, S. A. PROSPECCION E INGENIERIA, S. A. Y la colaboración especial de la FUNDACION GOMEZ PARDO.

El Programa, a desarrollar inicialmente en el curso académico 90-91 en la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, en horario de tardes, salvo algunos cursos, y bajo la dirección del Dr. Ing. Pedro Ramírez Oyanguren, consta de 700 horas divididas en tres Areas:

#### — AREA 1 - INGENIERIA GEOTECNIA Y DE RIESGOS NATURALES

Director: Pedro Ramírez Oyanguren.

Duración: 300 horas.

Geología Aplicada a la Ingeniería Civil: Francisco Javier Ayala Carcedo / Cecilio Oliver.

Mecánica de Rocas Aplicada: Pedro Ramírez Oyanguren.

Mecánica de Suelos Aplicada: Manuel Romana Ruiz.

Ingeniería Sísmica: A determinar.

Riesgos Geológicos y Naturales: Francisco Javier Ayala Carcedo.

Tecnología del Espacio Subterráneo: Ricardo Laín Huerta.

Diseño y Construcción de Escombreras y Presas de Residuos: Carlos López Jimeno.

Informática Geotécnica: Luis Laín Huerta / Mercedes Ferrer Gijón.

Proyectos y Prácticas.

#### — AREA 2 - INGENIERIA AMBIENTAL Y TERRITORIAL

Director: Francisco Javier Ayala Carcedo.

Duración: 300 horas.

Ecología Aplicada: Concepción Val.

Geología Aplicada a la Ordenación del Territorio y Medio Ambiente: Francisco Javier Ayala Carcedo.

Legislación Ambiental: Cristina Alvarez Barquerizo.

Ordenación Territorial y Gestión de Recursos Naturales:

Domingo Gómez Orea / Ricardo Castroviejo Bolívar.

Erosión y Desertificación: Angel García Cortés.

Sector Energético y Medio Ambiente: Alberto Carbajo.

Control y Tratamiento de la Contaminación Industrial del Aire: Antonio Durán López.

Control y Tratamiento de Efluentes Líquidos: A determinar.

Ingeniería de Residuos Sólidos: José Muruais.

Gestión de Recursos Radiactivos: Manuel Triviño.

Evaluación y Corrección de Impactos Ambientales: Francisco Javier Ayala Carcedo.

Restauración del Medio Natural en Minería: Carlos López Jimeno.

Técnicas Analíticas en Medio Ambiente: Juan Llamas Borrajo.

Estadísticas e Informática Ambiental: Enrique Chacón Oreja / Juan Llamas Borrajo.

Proyectos y Prácticas.

#### — AREA 3 - CIENCIAS Y TECNICAS BASICAS Y DE APOYO EN GEOTECNIA Y MEDIO AMBIENTE

Director: Alfonso Maldonado Zamora.

Duración: 100 horas.

Geología Básica: Hermenegildo Mansilla.

Hidrología Aplicada: Rafael Fernández Rubio.

Geofísica Aplicada a la Geotecnia y Medio Ambiente:

Alfonso Maldonado Zamora.

Meteorología, Hidrología y Oceanografía: Millán Millán / Daniel Baretino / José Medialdea.

Teletección Aplicada a Geotecnia, Territorio y Medio Ambiente: A determinar.

El número de alumnos, por razones de eficacia pedagógica, estará limitado a 20.

La Secretaría del Curso, a cargo del Dr. Ing. Ricardo Laín Huerta, E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, c/ Ríos Rosas, 21 - 28003 MADRID - Teléfono (91) 442 65 00.

El Master estará abierto a Ingenieros Superiores, Licenciados e Ingenieros Técnicos con tres años de experiencia. Pueden convalidarse asignaturas justificándolo documentalmente.

Existirán algunas Becas y se están gestionando con el Instituto de Cooperación Iberoamericana Becas para estancia de profesionales iberoamericanos. Asimismo, se está estudiando la posibilidad de introducir Prácticas de Residencia en Empresas.

### XXIV CURSO DE GEOLOGIA PRACTICA DE LA UNIVERSIDAD DE VERANO DE TERUEL

A celebrar del 4 al 13 de julio.

Dirigido a estudiantes y licenciados en Ciencias Geológicas, así como interesados en las materias impartidas.

El objetivo del Curso es completar de forma práctica la formación geológica de los participantes, ofreciendo una visión general de la Cordillera Ibérica mediante salidas de campo dirigidas por investigadores y profesores especializados, y conferencias complementarias.

El Profesorado que impartirá este XXIV Curso es el siguiente:

Dr. Mateo Gutiérrez Elorza. Catedrático de Geología, Universidad de Zaragoza. Director del Curso.

Dr. Alfonso Meléndez Hevia. Profesor Titular de Geología, Universidad de Zaragoza.

Dr. Rafael Adrover. La Salle, Valencia.

D. Juan José Durán Valero. ITGE, Madrid.

D. Antonio Hernández Samaniego. CGS, Madrid.

D. Alfonso Olivé Davo. CGS, Madrid.

Dr. Federico Ortí Cabo. Catedrático de Petrología, Universidad de Barcelona.

Dr. José Luis Peña Monné. Catedrático de Geografía Física, Universidad de Zaragoza.

Dr. Juan Rosell Sanuy. Catedrático de Estratigrafía, Universidad Autónoma de Barcelona.

Dr. José Luis Simón Gómez. Profesor Titular de Geodinámica, Universidad de Zaragoza.

Dr. Gonzalo Pardo Tirapu. Profesor Titular de Estratigrafía, Universidad de Zaragoza.

Dr. Antonio Pérez García. Profesor Ayudante de Estratigrafía, Universidad de Zaragoza.

Dr. José Ramírez del Pozo. CGS, Madrid.

Dr. Oriol Riba Arderiu. Catedrático de Estratigrafía, Universidad de Barcelona.

Dr. Joaquín Villena Morales. Catedrático de Estratigrafía, Universidad de Zaragoza.

Para información e inscripciones:

Universidad de Verano de Teruel

Ciudad Escolar, s/n. 44003 TERUEL

### III ENCUENTRO DE CAMPO SOBRE GEOMORFOLOGIA, CUATERNARIO Y NEOTECTONICA (ALMERIA - MURCIA)

A celebrar en Almería - Murcia, del 23 al 27 de julio de 1990.

Tras la celebración en años anteriores de las dos primeras ediciones del Encuentro de Campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica, el presente año ve la luz la tercera edición consecutiva. Los anteriores se celebraron en Granada (1988) y Málaga (1989); este año el marco elegido es biprovincial, comprendiendo las provincias de Almería y Murcia, en el tercio oriental de las Cordilleras Béticas.

El Encuentro posee como objetivo fundamental llevar el debate científico sobre cuestiones novedosas en los temas específicos del mismo, al propio escenario de las investigaciones: el campo.

La temática a tratar abarca: playas fósiles cuaternarias, movimientos neotectónicos recientes, geomorfología kárstica, morfologías de erosión-sedimentación en climas semi-áridos y áridos, entre otras cuestiones de interés ambiental.

Las observaciones de campo sobre la base de recorridos (en microbús y a pie) y la discusión sobre el terreno, constituyen el «modus operandi» básico del Encuentro.

El Encuentro está organizado por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, con la colaboración de otras entidades y personas.

Dirigido por Juan José Durán Valero (ITGE) y Jesús Miguel Soria Mingorance (Universidad de Alicante).

Y como colaboradores: J. Baena (ITGE-ENADIMSA, Madrid); G. Barragán (Cat. I.E.M. Huerca-Overa); A. Estévez (Univ. Alicante); F. Fernández (Fed. And. de Espeleología); L. García-Rosell (CSIC); F. López (Univ. Murcia), A. Martín (Univ. de Granada); T. Rodríguez (ENADIMSA), y C. Sanz de Galdeano (Univ. de Granada).

### III CURSO DE GEOLOGIA APLICADA AL MEDIO AMBIENTE Y A LA ORDENACION DEL TERRITORIO

A celebrar en Madrid, del 15 al 19 de octubre de 1990.

La demanda de aplicaciones de las Ciencias e Ingenierías Ambientales ha crecido extraordinariamente en España en los últimos años. En consonancia, se han producido numerosas aplicaciones de la Geología Ambiental y de la Ingeniería GeoAmbiental, directamente implicadas en problemas tan importantes para la sociedad actual como los Riesgos Geológicos, la Erosión, la Contaminación de Aguas y Suelos, la Gestión y el Abastecimiento de Georrecursos, la Ordenación del Territorio, la Evaluación y Corrección de los Impactos Ambientales, etc.



La complejidad de los problemas ambientales, de naturaleza generalmente interdisciplinar, precisa de aproximaciones globales y estructuradas. Este es el objetivo que pretende cumplir el Curso, que, por otra parte, subraya especialmente las aplicaciones a la Ordenación del Territorio y la Protección del Medio Ambiente. En este sentido, puede resultar útil para una amplia gama de profesionales, científicos e ingenieros principalmente, tanto de las Administraciones Públicas como de la Empresa Privada, implicados en esa problemática.

La organización del Curso está a cargo del Instituto Tecnológico GeoMinero de España, a través del Área de Ingeniería GeoAmbiental, siendo director del mismo D. Francisco Javier Ayala Carcedo y Secretario D. Jesús F. Jordá Pardo.

### III EXCURSION PRACTICA DE CAMPO SOBRE GEOLOGIA AMBIENTAL Y RIESGOS GEOLOGICOS

A celebrar en Madrid - Andalucía - Madrid, del 19 al 23 de noviembre de 1990.

Esta Excursión de Campo pretende ser el complemento práctico de las enseñanzas teóricas impartidas en los Cursos de Geología Aplicada al Medio Ambiente y de Riesgos Geológicos organizados por el ITGE. Como cualquier tema relacionado con las Ciencias de la Tierra, la vertiente ambiental de la Geología y los Riesgos Geológicos requieren un conocimiento directo, sobre el terreno, para familiarizarse «in situ» con la problemática existente en nuestro país.

El objetivo básico es realizar un recorrido amplio por el mediodía peninsular y pasar revista a una amplia gama de ejemplos esclarecedores de los aspectos ambientales y de riesgos de la Geología. Se pretende visitar lugares previamente conocidos y trabajados por personas con experiencia directa en los temas de la Excursión, al objeto de poder ofrecer y discutir los resultados de los estudios e investigaciones realizados.

La organización corresponde al Instituto Tecnológico GeoMinero de España, a través del Área de Ingeniería GeoAmbiental, siendo director de esta Excursión D. Juan José Durán Valseo.

### UNIVERSIDAD DE VERANO DE TERUEL V CURSO DE GEOGRAFIA FISICA: EL MAPA GEOMORFOLOGICO

A celebrar del 3 al 7 de septiembre.

Dirigido a estudiantes del segundo ciclo y licenciados en Geografía e Historia y Ciencias Geológicas, así como a otros universitarios interesados por la cartografía, la representación gráfica del relieve y los aspectos prácticos de la Geografía Física.

El V Curso de Geografía Física tiene un enfoque monográfico, ya que su objetivo principal es mostrar diferentes sistemas y técnicas de cartografía geomorfológica utilizadas en otros países europeos y sus posibilidades de aplicación en España. Junto a las clases teórico-prácticas desarrolladas en las aulas, se realizarán sesiones de iniciación a la cartografía sobre distintas zonas de la Sierra

de Albarracín, representativas del relieve de la Cordillera Ibérica. También se llevarán a cabo dos salidas de campo en dichas serranías para reconocer sobre el terreno los principales aspectos geomorfológicos expresados en los mapas preliminares.

El profesorado que impartirá este V Curso es el siguiente:

Dr. José Luis Peña Monné. Catedrático de Geografía Física, Universidad de Zaragoza. Director del Curso.

Dra. María Victoria Lozano Tena. Profesora Titular de Geografía Física, Colegio Universitario, Universidad de Zaragoza.

Dr. Miguel Sánchez Fabre. Profesor Ayudante de Geografía Física, Universidad de Zaragoza.

Dr. Mateo Gutiérrez Elorza. Catedrático de Geología, Universidad de Zaragoza.

Dr. Francisco Pellicer Corellano. Profesor Titular de Geografía Física, Universidad de Zaragoza.

Dra. María Teresa Echevarría Arnedo. Profesora Titular de Geografía Física, Universidad de Zaragoza.

D. Antonio Jiménez Martínez. Colaborador del Instituto de Estudios Turoleses.

Dña. Concepción Moya Medina. Colaboradora del Instituto de Estudios Turoleses.

D. Javier Chueca Cía. Becario del Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza.

### EXPOSICION DE LIBROS DE LA NATURALEZA Y EL MEDIO AMBIENTE

Más de 2.000 libros sobre la naturaleza y el medio ambiente serán expuestos durante la Feria del Libro de Madrid en la sala de la montaña artificial del parque del Retiro de esta ciudad. Esta exposición, la mayor sobre esta temática realizada hasta la fecha, está organizada por la librería Linneo, especializada en libros de la naturaleza, y por la Dirección General de Ordenación Ambiental de la Secretaría General de Medio Ambiente del MOPU.

La exposición, que se abrirá al público desde el próximo 24 de mayo al 10 de junio, coincidiendo con los días de la Feria del Libro, se enmarca en los actos conmemorativos del Día Mundial del Medio Ambiente, que se celebra cada año el día 5 de junio.

La temática naturalística y ambiental ha experimentado un incremento extraordinario en la edición de libros en los últimos cinco años, como lo demuestra esta exposición, en la que sólo se exhiben títulos que estén a la venta al público en librerías. La entrada a la misma será gratuita y el horario será de 11 a 19 horas.

En la organización de esta exposición colaboran alrededor de trescientas editoriales; la concejalía de Medio Ambiente del Ayuntamiento de Madrid; la revista de la naturaleza «Quercus»; la sección de Museística y la Librería del Museo Nacional de Ciencias Naturales; el Centro del Libro y la Lectura del Ministerio de Cultura y diversas empresas privadas.

Asimismo, el Instituto Tecnológico GeoMinero de España ha contribuido a dicha exposición con un importante número de publicaciones de su Área de Ingeniería GeoAmbiental.

## LIBROS

### MICROTEXTURES DES ROCHES MAGMATIQUES ET METAMORPHIQUES

Aparece la segunda edición de «Microtextures des roches magmatiques et metamorphiques», de la que es autor el Dr. J. P. Bord, profesor de Petrología de la Universidad de Ciencias de Montpellier.

Esta nueva edición ha supuesto una profunda revisión de

la anterior, habiendo sido notablemente ampliada y puesta al día. La parte gráfica, muy profusa, siempre con dibujos y esquemas de la propia mano del autor.

La obra está editada por Masson, en un volumen de formato 24x18 cm., 208 páginas, 132 figuras y VII tablas.

### TOMO HOMENAJE A JORGE PORRAS MARTIN

La Asociación Española de Hidrología Subterránea (Grupo de Trabajo de Hidrogeología), con la colaboración del Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ha dedicado a nuestro compañero Jorge Porras Martín, tempranamente fallecido, un tomo homenaje a su memoria. Es el tema XIV de la colección «Hidrogeología y Recursos Hídricos».

Comienza el libro con una entrañable presentación del Presidente de la A. E. H. S., Emilio Sanchis Moll, que destaca la importante labor profesional que Jorge Porras desarrolló en sus últimos años y que estuvo dedicada de una manera muy especial al estudio de la contaminación de las aguas subterráneas.

Continúa una Introducción, que firma Juan Antonio López Geta, Jefe de la División de Aguas Subterráneas del ITGE. López Geta, compañero y viajero inseparable de Jorge, nos resume —él mejor que nadie— su vida profesional, recordando aspectos característicos de su importante labor científica, técnica y pedagógica desarrollada siempre desde el Instituto. Termina agradeciendo a la Junta Directiva y asociados de la A. E. H. S. la iniciativa de este Homenaje, así como a todos los autores que han participado en la formación de la obra, y al ITGE por su colaboración.

Sigue el conjunto de artículos que componen el tomo, comenzando éstos con un trabajo del propio Jorge Porras, seguido de una veintena de interesantes colaboraciones, todas ellas de primeros especialistas en Hidrología Subterránea, que por su importancia e interés reseñamos a continuación:

PORRAS MARTIN, J.: *Incidencia de los vertidos de residuos tóxicos y peligrosos en la calidad de las aguas subterráneas.*

JUAREZ GARCIA, J.: *Calidad y contaminación de las aguas. Aplicación a la Vega de Granada.*

LOPEZ GETA, J. A.: *Contaminación de las aguas subterráneas en España.*

LOPEZ CAMACHO, B., et al.: *Contaminación producida en el subsuelo de Dalmiel (Ciudad Real) por el vertido de vinazas de una alcoholera.*

DE MIGUEL CABEZA, J. L., et al.: *Efecto de las obras de regulación en la salinidad de las aguas del río Martín (provincias de Teruel y Zaragoza).*

DAZA SANCHEZ, A.: *Empuje hidrostático en taludes con baja permeabilidad.*

GOMEZ MARTOS, M., et al.: *Estudio de la influencia de la contaminación atmosférica en la calidad de las aguas subterráneas.*

RUBIO CAMPOS, J. C., y DELGADO PASTOR, J.: *Estudio sobre el estado de la explotación del acuífero de Montilla-Puebla-Huéscar y del sector noroccidental del acuífero de la Sierra de Orce. Alto Guadalquivir. Granada.*

NAVARRO, A., y SOLER, M. A.: *Evaluación económica de un estudio piloto de recuperación del acuífero aluvial de la cubeta de La Llagosta.*

LOPEZ CAMACHO, B., y SANCHEZ GONZALEZ, A.: *Explotación conjunta de recursos superficiales y subterráneos.*

SOLIS GARCIA-BARON, L., et al.: *Factores geológicos y antrópicos que determinan la calidad del agua subterránea en la región de Murcia.*

CUSTODIO, E., et al.: *Hydrology of the Canary Islands (Spain).*

NAVARETE MARTINEZ, P., et al.: *Influencia de los plaguicidas en la calidad de las aguas subterráneas.*

GONZALEZ MONTEERRUBIO, J. M.: *La contaminación de las aguas subterráneas en la nueva Ley de Aguas.*

SANCHEZ NAVARRO, J. A., et al.: *La contaminación por nitratos en el acuífero aluvial del bajo Gállego: distribución y evolución.*

ROLANDI SANCHEZ-SOLIS, M., et al.: *Primeros resultados obtenidos en la red automatizada de control de los recursos hídricos subterráneos de La Moraña, tras dos años de funcionamiento (1986-1988).*

CHICA OLMO, M., et al.: *Revisión de métodos geoestadísticos para el reconocimiento e interpretación de anomalías hidrogeoquímicas.*

PULIDO BOSCH, A.: *Simulación del acuífero de Sierra Grossa (Valencia).*

LLAMAS, M. R., y BACK, W.: *Tendencias en Hidrogeoquímica.*

L. A.



## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA GENERAL

900083. **Diccionario de Geología.** FOUCAULT, A., y RAOULT, J. F. *Masson, S. A. Barcelona* (1985), 316 pp., bibl. ITGE.  
\* Diccionario, Geología.

### GEOLOGIA REGIONAL

900078. **Geología del borde norte del Sistema Ibérico entre los ríos Iregua y Najerilla. La Rioja.** PEREZ LORENTE, F. *Zubia* (1987), núm. 5, 143-150, 8 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Mapa geológico, Oligoceno, Mioceno, Falla, Pliegue, Cabalgamiento, Provincia Logroño.

900079. **Bibliografía geológica de La Rioja. Addenda.** PLANCHUELO, C., y ZULUETA, I. *Zubia* (1987), núm. 5, 243-246, esp., bibl. ITGE.  
\* Bibliografía, Provincia Logroño.

### ESTRATIGRAFIA

900007. **Discusión de algunas apreciaciones estratigráficas relativas al «Cretácico Superior de la Vall d'Alinyá», Pirineo Oriental, Lérida.** ULLASTRE, J., y MASRIERA, A. *Acta Geol. Hisp.* (1989), vol. 24, núm. 1, 55-58, 8 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.  
\* Cretácico Sup., Flora algas, Edad, Corte geológico, Pirineos españoles, Provincia Lérida.

900012. **El Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región Centro-Oriental de la provincia de Badajoz (I).** HERRANZ, P. *Seminarios de Estratigrafía, Series monografías* (1985), vol. 10, núm. 1, 341 pp., 393 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Tesis, Precámbrico, Diacronismo, Corte geológico, Síntesis bibliográfica, Ossa-Morena, Zona Centro-Ibérica, Provincia Badajoz.

900013. **El Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región Centro-Oriental de la provincia de Badajoz (II).** HERRANZ, P. *Seminarios de Estratigrafía, Series monografías* (1985), vol. 10, núm. 2, 488 pp., esp., bibl. ITGE.  
\* Tesis, Precámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero, Corte geológico, Flora helechos, Ossa-Morena, Zona Centro-Ibérica, Provincia Badajoz.

900014. **Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos.** RABANO, I. *Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 3, 307-338, 126 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Biostratigrafía, Dobrotiviense, Llanvirniense, Fauna trilobites, Sedimentación marina, Medio bentónico, Síntesis bibliográfica, Ordovícico Medio, Hercínico Centro.

900052. **The Miocene rodent biostratigraphy of the Duero Basin, Spain. A proposition for a new Aragonian/Vallesien limit.** MORENO, E. G. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 103-112, 24 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.  
\* Cronoestratigrafía, Biostratigrafía, Fauna roedor, Mioceno, Vallesiense, Aragoniense, Mioceno Sup., Límite estratigráfico, Cuenca Duero.

900075. **Aproximación a la evolución paleoambiental de la zona de Villanueva del Río y Minas durante el Tortoniense.** BENVENUTY, I. *Subsuelo* (1989), núm. 6, 16-27, 24 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Tortoniense, Corte geológico, Sedimentación litoral, Medio alta energía, Fauna foraminíferos, Provincia Sevilla, Cuenca Guadalquivir.

900086. **El Triásico del Sector Alpera-Montealegre del Castillo, Albacete.** VILLAR GALICIA, M. V. *Inst. Estud. Albacetenses* (1989), 190 pp., 93 ref., esp., bibl. ITGE.

- \* Mapa geológico, Corte geológico, Muschelkalk, Keuper, Sedimentación marina, Plataforma carbonatada, Sedimentación continental, Sebkha, Ciclo sedimentario, Anticlinorio, Provincia Albacete, Zona Bética, Zona Prebética.

### GEOMORFOLOGIA

900008. **Estabilidad estructural y erosión en suelos de uso agrícola de la Plana de Vic.** GIRBAU, J., y JOSA, R. *Acta Geol. Hisp.* (1989), vol. 24, núm. 1, 59-66, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

- \* Proporción material erosionado, Erosión suelo, Análisis químico, Precipitación atmosférica, Régimen hidrológico suelo, Balance agua suelo, Agricultura, Provincia Barcelona.

900009. **Los Saladares de Cordovilla, Tobarra, Albacete. Caracterización e importancia.** CIRUJANO, S. *AL-BASIT* (1989), núm. 25, 209-217, 7 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Cuenca salada, Evaporitas, Vegetación, Provincia Albacete.

900058. **Guía de las Costas de España.** *Rev. MOPU* (1989), núm. 367, 224 pp., 90 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Monografía, Línea costa, Morfología costa, España.

900066. **Estudio de deformaciones en zonas volcánicas activas con redes geodésicas. Aplicación a la red del Teide.** SEVILLA, M. J., y ROMERO, P. *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. Madrid* (1988), vol. 82, núm. 2, 305-307, esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Deformación, Caldera, Red geodésica, Tratamiento dato, Isla Tenerife, Canarias.

### GEOLOGIA MARINA

900034. **Manual de utilización de un modelo de elementos finitos para el estudio de la circulación horizontal en aguas costeras.** SANCHEZ, P.; ESCOBAR, J.; GARCIA, M. J.; PARRILLA, G.; WERNER, F.; CANTOS-FIGUEROLA, A., y LYNCH, D. R. *Inf. tecn. Inst. Esp. Oceanogr.* (1988), núm. 70, 31 pp., 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Análisis elemento finito, Modelo 2 dimensiones, Circulación oceánica, Medio agua poco profunda, Programa ordenador, FORTRAN, Ecuación matemática, Mar de Alborán.

900035. **Características y resultados preliminares de la campaña Breogán 485 en la plataforma continental de Ga-**

- licia. Geología.** REY, J.; ALONSO, M.; BIANCHI, T.; CAL, R. M.; SANTIAGO, G.; DIAZ DEL RIO, V.; FERNANDEZ, M. A.; GARCIA, C.; GONZALEZ, M. G.; LOPEZ-JAMAR, E. MIRANDA, D., y RICE, D.

- Inf. tecn. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 71, 39 pp., 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

- \* Sedimentación marina, Holoceno, Plataforma continental, Medio margen continental, Perfil sísmico vertical, Levantamiento sísmico, Granulometría, Rías Bajas, Galicia.

900036. **Variación espacial de las masas de agua en el Estrecho de Gibraltar.** RUIZ CAÑAVATE, A.; VILLANUEVA, P., y MORALES, F.

- Inf. tecn. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 73, 16 pp., 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

- \* Agua marina, Circulación oceánica, Capa límite, Dirección corriente, Aceleración Coriolis, Provincia Cádiz, Estrecho Gibraltar.

900037. **Características y resultados preliminares de la campaña de geología marina Tarik-87 en la plataforma continental española del Estrecho de Gibraltar, P. Paloma-Tarifa.** SANZ, J. L.; ACOSTA, J.; HERRANZ, P., y SANDOVAL, N.

- Inf. tecn. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 74, 15 pp., 3 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

- \* Plataforma continental, Levantamiento acústico, Escama tectónica, Senoniense, Flysch, Fondo marino, Zócalo, Estrecho Gibraltar, Provincia Cádiz.

900038. **Resultados preliminares de la campaña de geología marina Carbal-88. Plataforma continental de Menorca, Islas Baleares.** ACOSTA, J.; HERRANZ, P.; REY, J., y SANZ, J. L.

- Inf. tecn. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 75, 94 pp., 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

- \* Medio continental, Sedimentación bioclástica, Plataforma carbonatada, Granulometría, Cañón submarino, Ecosondeo, Perfil sísmico vertical, Baleares, Isla Mallorca.

900039. **Características y resultados preliminares de la campaña de geología marina Tarik-88 en la plataforma continental española del Estrecho de Gibraltar, Tarifa-P. Carnero.** SANZ, J. L.; ACOSTA, J., y SANDOVAL, N.

- Inf. tecn. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 76, 21 pp., 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

- \* Plataforma continental, Fondo marino, Escama tectónica, Ecosondeo, Provincia Cádiz, Estrecho Gibraltar.

900040. **Datos químico-oceanográficos de la Ría de Pontevedra en invierno (Parte I).** GONZALEZ-QUIJANO, A.; IGLESIAS, M. L., y GONZALEZ, J. J.

- Inf. tecn. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 77, 19 pp., 1 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

- \* Agua de mar, Nutriente, Propiedad físico-química, Provincia Pontevedra.

900041. **Manual para la utilización de un modelo de diferencias finitas para la simulación de la circulación en mares cerrados y estuarios.** ESCOBAR, J.; SANCHEZ, P.; PARRILLA, G.; CANTOS-FIGUEROLA, A.; WERNER, F., y LYNCH, D. R.

- Inf. tecn. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 79, 22 pp., 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

- \* Análisis elemento finito, Método diferencia finita, Circu-

lación oceánica, Método Predictor-Corrector, Mar de Alborán.

900054. **Resultados de la campaña «Antártida 8611».** *Publ. Espec. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 2, 559 pp., ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Monografía, Levantamiento geofísico, Fauna foraminíferos, Actual, Antártico, Mar de Escocia.

900055. **Resultados de la campaña «Antártida 8611»: Investigación geológico-geofísica y sedimentológica en el arco de Escocia y Península Antártica.** ACOSTA, J.; CANALS, M.; HERRANZ, P., y SANZ, J. *Publ. Espec. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 2, 9-82, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Plataforma continental, Ecosondeo, Levantamiento eléctrico, Sonar, Extensión, Profundidad, Granulometría, Antártico, Mar de Escocia.

900057. **Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español.** REY, J. J., y MEDIALDEA, T. *Publ. Espec. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 3, 29 pp., 67 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Margen continental, Sedimentación marina, Perfil sísmico vertical, Diagrafía, Mapa batimétrico, Mapa litofacies, Grava, Arena, Arcilla, Limo, Océano Atlántico Norte, España, Canarias.

## GEOLOGIA DEL INGENIERO

900029. **Localización y control de los residuos sólidos industriales en Cataluña.** ALIO, M. A., y BRU, J. *Estud. Territoriales* (1988), núm. 28, 143-161, 20 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Vertedero, Residuo sólido, Residuo industrial, Estudio impacto medio, Legislación, Cataluña.

900030. **Situación actual de los residuos siderúrgicos en España.** LOPEZ GOMEZ, F. A.; BALCAZAR, N., y JIMENEZ RIOBOO, R. *Cant. explot.* (1989), núm. 273, 73-80, 6 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Protección medio ambiente, Residuo industrial, Siderurgia.

900033. **Impactos creados por la minería a cielo abierto.** MARTINEZ, L. *Ind. min.* (1988), núm. 282, 39-42, 9 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Estudio impacto medio, Cielo abierto, Reacondicionamiento, Legislación, España.

900060. **Deterioro de edificios por el «mal de piedra».** HOLGADO, M. *Rev. MOPU* (1989), vol. 370, 6-12, esp., bibl. ITGE.  
\* Alteración meteórica, Contaminante, Edificio.

900061. **Clima y efecto invernadero.** POU, A. *Rev. MOPU* (1989), núm. 371, 14-19, esp., bibl. ITGE.  
\* Efecto invernadero, Clima, Protección medio ambiente.

900062. **Efectos contaminantes del mercurio.** ACEBAL, C. *Rev. MOPU* (1989), núm. 371, 60-64, esp., bibl. ITGE.  
\* Contaminación, Mercurio, Residuo industrial, Toxicidad.

900065. **Convenio de Basilea sobre residuos tóxicos y peligrosos.** RODRIGUEZ, J. I. *Rev. MOPU* (1990), núm. 372, 62-67, esp., bibl. ITGE.  
\* Cooperación internacional, Protección medio ambiente, Sustancia tóxica, Residuo industrial.

900139. **Barragem abóbada sobre uma falha activa, estudio em modelo de disposições constructivas especiais.** PEDRO, J. O., y AZEVEDO, M. C. *Geotecnia* (1989), núm. 56, 5-16, 8 ref., port., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Análisis elemento finito, Falla activa, Presa arqueada, Carga, Portugal.

900140. **Técnicas tripotenciais de resistividade na detecção de cavidades.** MATIAS, M. J. S., y ALMEIDA, F. E. R. *Geotecnia* (1989), núm. 56, 19-31, 12 ref., port., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Resistividad eléctrica, Cavidad subterránea, Portugal.

900141. **Controle sensorial de compactação de aterros.** FOLQUE, J. *Geotecnia* (1989), núm. 56, 49-52, 2 ref., port., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Presa tierra, Compactación, Terraplenamiento.

900142. **A acumulação de energia na vizinhança das escavações subterráneas e á sua estabilidade.** GOMES, M. J. L. *Geotecnia* (1989), núm. 56, 57-67, 3 ref., port., bibl. ITGE.  
\* Ruptura, Excavación, Estabilidad, Tensión, Presión terreno, Obra subterránea, Viscoelasticidad.

900143. **Propriedades geotecnicas dos granitos porfiroides de grão grosseiro biotíticos: Região de Santa Comba Dão-Portugal Central, II. Os granitos arenisados.** SARAIVA, A. L. A. *Mem. Not.-Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra* (1988), núm. 105, 1-20, 16 ref., port., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Mecánica suelo, Suelo residual, Granito, Compactación, Plasticidad, Humedad suelo, Portugal.

## PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

900026. **Estructura i evolució de la vida en planetes del grupo terrestre (I II).** PETIT, A. *Butll. Cent. Estud. Nat. Barc. Nord* (1989), núm. 5, 195-205, 11 ref., cat., bibl. ITGE.  
\* Evolución biológica, Origen biógeno, Elemento.

## PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

900010. **Notas sobre una morfología diferenciada en los restos óseos de Capra pyrenaica y Capra hircus.** SARRION, I. *Arch. prehist. levant.* (1989), vol. 18, 129-134, 7 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Ruminantia, Capra, Anatomía esqueleto, Filogenia, Taxón endémico, Pleistoceno, Provincia Valencia.

900011. **El género Ramapithecus.** VARELA, T. A., y LOPEIRO, R. *Bol. Acad. Galega Cienc.* (1988), vol. 7, 49-55, 38 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Ramapithecus, Filogenia, Pongidae, Mioceno, Síntesis bibliográfica.

900028. **Contribució al coneixement de la fauna ictiológica del Mioceno Tarragoní (I II).** VAELO, M. *Butll. Cent. Est. Nat. Barc. Nord* (1989), núm. 5, 213-218, 13 ref., cat., res. esp., bibl. ITGE.  
\* Elasmobranchios, Euselachii, Teleostei, Diente, Provincia Tarragona.

900043. **Esqueleto postcranial de A. platyodon Mermier (Rhinocerotidae, Perissodactyla) del yacimiento de Buñol, Valencia, España.** SANTAFE, J. V.; CASANOVAS, M. L., y BELINCHON, M. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 3-14, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Rhinocerotidae, Ceratomorpha, Anatomía esqueleto, Biometría, Filogenia, Mioceno, Provincia Valencia.

900044. **Study of the Turolian Hipparion of the Lower Axios Valley, Macedonia, Greece, 3. Localities of Vathylakkos.** KOUFOS, G. D. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 15-39, 18 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.  
\* Hipparion, Equidae, Hippomorpha, Biometría, Anatomía esqueleto, Grecia.

900045. **Evolución de la carnívora inferior en los géneros Ursaus y Ursus, Carnívora, Mammalia.** DE TORRES, T. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 41-50, 40 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Histograma, Biometría, Diente, Ursus, Fissipedia, Filogenia.

900046. **Amphimachairodus pliocenicus nov. sp. Felidae, Carnívora. Nuevo Machairodontini del Plioceno inferior de la Península Ibérica.** PONS-MOYA, J. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 51-54, 8 ref., esp., res. cat., ing., bibl. ITGE.  
\* Nuevo taxón, Fissipeda, Felidae, Diente, Plioceno Inf., Provincia Teruel.

900047. **Distribución de los roedores (Mammalia) en España, durante el Neógeno.** SESE, C. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 55-60, 45 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Rodentia, Biogeografía, Taxón endémico, Neógeno, España.

900048. **Morphology of Lower Molars of the Ruminants, Artiodactyla, Mammalia: Phylogenetic implications.** MOYASOLA, S. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 61-70, 13 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.  
\* Filogenia, Diente, Ruminantia, Artiodactyla.

900050. **La primera resta fossil d'un Teropode, Saurischia, Dinosauria en el Cretaci Superior de la Conca de Tremp, Lleida, Espanya.** CASANOVAS, M. L.; SANTAFE, J. V., y SANZ GARCIA, J. L. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 77-81, 7 ref., cat., res. ing., esp., bibl. ITGE.  
\* Saurischia, Osamenta, Cretácico Sup., Cuenca de Tremp, Provincia Lérida.

900051. **Araya et Mira: nouveaux gisements de Mammifères dans le Miocene Inferieur-Moyen des Chaînes Iberiques Orientales et mediterraneennes. Consequences stratigraphiques et structurales.** AGUSTI, J.; ANADON, P.; GINSBURG, L.; MEIN, P., y MOISSENET, E. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 83-101, 48 ref., fr., res. ing., esp., bibl. ITGE.  
\* Cuenca sedimentaria, Neógeno, Sedimentación continental, Compresión tectónica, Orogenia alpina, Yacimiento fosilífero, Fauna mamíferos, Macizo Ibérico.

900053. **Estudio paleontológico de los Quirópteros del Cuaternario español.** SEVILLA GARCIA, P. *Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 113-233, 160 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Monografía, Chiroptera, Cuaternario, España.

## PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

900015. **icnofósiles del Silúrico de la zona Cantábrica.** SUAREZ DE CENTI, C.; GARCIA-RAMOS, J. C., y VALENZUELA, M. *Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 3, 339-394, 255 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Technites, Nuevo taxón, Medio margen continental, Arenisca, Silúrico Sup., Arco Asturiano.

900022. **Los Ostrácodos de las arenas pliocenas de El Rompido. Provincia de Huelva, España.** GONZALEZ REGALADO, M. L., y RUIZ MUÑOZ, F. *Bol. R. Soc. Esp., Hist. Nat. Secc. Geol.* (1989), vol. 84, núm. 3-4, 115-132, 32 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Ostracoda, Medio litoral, Plioceno, Provincia Huelva, Cuenca Guadalquivir.

900025. **Arqueociatos del Ovetiense en la sección del Arroyo Pedroche. Sierra de Córdoba, España.** PEREJON, A. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol.* (1989), vol. 84, núm. 3-4, 143-247, 130 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.  
\* Arqueociatos, Nuevo taxón, Taxón endémico, Biometría, Biostratigrafía, Ovetiense, Cámbrico Inf., Provincia Córdoba.



900056. **Resultados de la campaña «Antártida 8611»: Micropaleontología sedimentaria.**

*Publ. Espec. Inst. Esp. Oceanogr.* (1989), núm. 2, 83-173, 56 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Fauna foraminíferos, Actual, Antártico, Mar de Escocia.

900082. **Decapodes fossils.** GOMEZ ALBA, J.

*Museo geol. Barcelona* (1989), 46 pp., 25 ref., cat., res. esp., bibl. ITGE.

\* Catálogo, Decápoda, Museo, Cretácico, Terciario, Pleistoceno, Provincia Barcelona, España.

## PALEOBOTANICA

900027. **La morfología foliar en l'estudi de la Paleobotànica.** VICENTE, J.

*Butll. Cent. Estud. Nat. Barc. Nord* (1989), núm. 5, 207-212, 8 ref., cat., res. esp., bibl. ITGE.

\* Hoja, Clasificación.

900049. **Los vegetales miocénicos de Rubí, Barcelona.** SANZ DE SIRIA, A.

*Paleontol. evol.* (1988), núm. 22, 71-76, 10 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.

\* Commelinidae, Hamamelididae, Magnoliidae, Rosidae, Dilleniidae, Mioceno Medio, Provincia Barcelona.

## HIDROGEOLOGIA

900018. **Simulación condicional de variables geológicas de una dimensión. Aplicación al estudio de la evolución de niveles piezométricos.** PARDO, E., y CHICA, M.

*Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 3, 422-432, 15 ref., esp., res. ing., fr., bibl. ITGE.

\* Geoestadística, Análisis numérico, Simulación numérica, Modelo 1 dimensión, Acuífero, Piezometría.

900032. **El agua subterránea como recurso económico-geológico y como agente geológico.** LLAMAS, M. R.

*Ind. min.* (1988), núm. 282, 17-25, esp., bibl. ITGE.

\* Filosofía, Hidrogeología, Agua subterránea, Histórico, Cronología, España.

900042. **Los recursos hídricos amenazados.** MAURITIS LA RIVIERE, J. W.

*Invest. cienc.* (1989), núm. 158, 54-62, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Recurso agua, Ciclo agua, Contaminación, Gestión recurso agua.

900059. **Las aportaciones de nieve a los embalses.** RODRIGUEZ ROSELLO, N.

*Rev. MOPU* (1989), vol. 369, 23-26, esp., bibl. ITGE.

\* Recurso agua, Nieve, Glaciar, Deshielo, España.

900063. **Las nuevas funciones de los Organismos de cuenca.** SAN MIGUEL, M.

*Rev. MOPU* (1989), núm. 371, 68-73, esp., bibl. ITGE.

\* Gestión recurso agua, Confederación hidrográfica, Planificación cuenca hidrogeológica, Legislación, España.

900080. **Actualización de datos hidrogeológicos del sistema acuífero Níjar-Carboneras, Almería.** ITGE.

*Inst. Tecn. GeoMinero de Esp.* (1989), 76 pp., 9 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Mapa hidrogeológico, Acuífero, Hidrograma, Hidroquímica, Piezometría, Balance agua, Recurso agua, Provincia Almería.

900081. **Caracterización hidroquímica del Campo de Dalías (Almería).** PULIDO BOSCH, A. (Coord.).

*Junta de Andalucía. Sevilla* (1989), 265 pp., 36 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Hidroquímica, Agua subterránea, Variación espacial, Variación temporal, Conductividad eléctrica, Calidad agua, Acuífero, Balance agua, Intrusión agua salada, Campo de Dalías, Provincia Almería.

90085. **Síntesis hidrogeológica del Campo de Dalías, Almería. Propuesta de primeras actuaciones de investigación y gestión.** ITGE.

*Instituto Tecnológico GeoMinero de España* (1989), 47 pp., esp., bibl. ITGE.

\* Gestión recurso agua, Acuífero, Intrusión agua salada, Campo de Dalías, Provincia Almería.

900088. **Métodos numéricos aplicados al diseño, equipamiento y desarrollo de pozos.** IGLESIAS, A.

*E. T. S. Ing. Minas* (1989), 277 pp., 136 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Tesis, Hidrodinámica-captación, Desarrollo pozos, Método matemático, Programa ordenador, Acuífero, Régimen transitorio, Régimen permanente, Depresión acuífero, Transmisividad, Macizo filtrante.

## MINERALOGIA

900074. **Nuevos datos mineralógicos de la provincia de Sevilla, Hojas núms. 899, 921 y 941.** RUIZ PARRAGA, J.

*Subsuelo* (1989), núm. 6, 4-15, esp., bibl. ITGE.

\* Inventario, Yacimiento mineralógico, Indicio mineral, Provincia Sevilla.

900077. **Tablas sistemáticas (simplificadas) para la determinación de minerales.** MATA-PERELLO, J. M.

*Turiaso* (1989), vol. 9, núm. 1, 813-828, 4 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.

\* Dato mineral, Clasificación, Propiedad física, Dureza, Brillo.

## SILICATOS

900003. **Estudio de elbaitas por espectrometría de infrarrojo.** BLANCO, M.

*Acta Geol. Hisp.* (1989), vol. 24, núm. 1, 15-19, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Composición mineralógica, Elbaita, Turmalina, Ciclosilicato, Espectro IR, Cambio iónico.

## PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

900005. **El Complejo Turbidítico del Carbonífero del Priorato, Tarragona.** SAEZ, A., y ANADON, P.

*Acta Geol. Hisp.* (1989), vol. 24, núm. 1, 33-47, 42 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Turbiditas, Corte geológico, Secuencia rítmica, Sedimentación mar profunda, Medio talud marino, Cono submarino, Carbonífero, Cadena Costero catalana, Priorato, Provincia Tarragona.

900006. **La isla de Izaro: Sedimentación carbonatada en un talud arrecifal durante el Aptense Superior-Albense Medio, Región Vasco-Cantábrica, N de Vizcaya.** BADILLO, J. M., y GARCIA GARMILLA, F.

*Acta Geol. Hisp.* (1988), vol. 24, núm. 1, 49-54, 14 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Roca carbonatada, Sedimentación talud marino, Medio talud marino, Sedimentación arrecifal, Aptense, Albiense, Provincia Vizcaya.

900016. **Composición isotópica <sup>13</sup>C-<sup>12</sup>C y <sup>18</sup>O-<sup>16</sup>O de las rocas encajantes de los yacimientos Zn-Pb del Cretácico Inferior de Cantabria: Sector Reocín-La Florida.** BUSTILLO, M.; ORDÓÑEZ, S., y FONTES, J. CH.

*Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 3, 395-403, 45 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Siliciuro, Fersilicita, Dato RX, Dato microsonda electrónica, Dato, Microscopio, Isla Gran Canaria.

900070. **Mantos Blancos: Procesos exclusivos y alta tecnología minera.** FUEYO, L.

*Rocas miner.* (1989), núm. 205, 56-89, esp., bibl. ITGE.

\* Cobre, Plata, Yacimiento vulcanógeno, Cielo abierto, Tecnología, Histórico, Mineralurgia, Secundario, Mina Mantos Blancos, Antofagasta, Chile.

900072. **Determinación de magnetita en Minas de Calas mediante equipos de medida de propiedades magnéticas.** LARREA, M.; MARFIL, A., y CORES, A.

*Rocas miner.* (1989), núm. 212, 20-29, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Hierro, Skarn, Magnetita, Instrumentación, Minas de Calas, Provincia Huelva.

## PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

900144. **Porometrias em granitos porfiroides de grão grosseiro da região de Santa Comba Dão (Portugal Central).** SARAIVA, A. L. A.

*Mem. Not.-Publ. Mus. Lab. Mineral Geol. Univ. Coimbra* (1988), núm. 105, 21-35, 21 ref., port., res. ing., bibl. ITGE.

\* Porosidad, Succión, Granito, Granito biotítico, Portugal.

## YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

900069. **Chile 1988. Panorámica minera post-plebiscito.** CROZIER, R.

*Rocas miner.* (1989), núm. 205, 16-55, esp., bibl. ITGE.

\* Mercado, Sustancia útil, Chile.

## YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS METALICAS

900021. **Hallazgo de nódulos metálicos de fersilicita y otras fases minerales asociadas, en la isla de Gran Canaria.** CUETO, L. A.; FERNANDEZ GONZALEZ, M., y MARTIN RUBI, J. A.

*Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 3, 462-465, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Siliciuro, Fersilicita, Dato RX, Dato microsonda electrónica, Dato, Microscopio, Isla Gran Canaria.

900070. **Mantos Blancos: Procesos exclusivos y alta tecnología minera.** FUEYO, L.

*Rocas miner.* (1989), núm. 205, 56-89, esp., bibl. ITGE.

\* Cobre, Plata, Yacimiento vulcanógeno, Cielo abierto, Tecnología, Histórico, Mineralurgia, Secundario, Mina Mantos Blancos, Antofagasta, Chile.

900072. **Determinación de magnetita en Minas de Calas mediante equipos de medida de propiedades magnéticas.** LARREA, M.; MARFIL, A., y CORES, A.

*Rocas miner.* (1989), núm. 212, 20-29, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

\* Hierro, Skarn, Magnetita, Instrumentación, Minas de Calas, Provincia Huelva.

900084. **Recursos minerales marinos de interés metalúrgico.** CALVO CALVO, F. A.

*R. Acad. Doctores Madrid* (1989), 52 pp., esp., bibl. ITGE.  
\* Recursos minerales, Océano, Medio agua poco profunda, Nódulo, Yacimiento polimetálico, Yacimiento sedimentario, Yacimiento detrítico.

## YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

900002. **Mineralogía y ceramidad de las arcillas del yacimiento de Sitjar, Onda, Castellón.** SANFELIU, T.; QUERALT, I.; MARTINEZ, S., y DE LA FUENTE, C.

*Acta Geol. Hisp.* (1989), vol. 24, núm. 1, 7-14, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Arcilla industrial, Cerámica, Análisis térmico, Dilatación, Espectro IR, Dato RX, Terciario, Provincia Castellón.

900019. **Metodología de investigación de rocas ornamentales: Granitos.** MUÑOZ DE LA NAVA, P.; ROMERO, J. A.; RODRIGUEZ, I.; GARCIA, E.; CRESPO, A.; CARRION, F., y GARBAYO, M. P.

*Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 3, 433-453, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Metodología, Material ornamentación, Granito, Propiedad geotécnica.

900020. **Estudio mineralógico de un yacimiento de arenisca de la formación Aljibe, Cádiz.** RUBIO ABRIO, M. T.; SANCHEZ SOTO, P. J., y GARCIA RAMOS, G.

*Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 3, 454-461, 15 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Sílice, Análisis químico, Dato RX, Granulometría, Granoselección, Provincia Cádiz.

900024. **El depósito de caolín de Cazalla de la Sierra, Sevilla, España.** PALOMBA, M.; GONZALEZ, I.; MESA, J. M., y GALAN, E.

*Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.* (1989), vol. 84, número 3-4, 133-142, 23 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Caolín sustancia, Alteración meteórica, Yacimiento sedimentario, Dato RX, Dato ATD, Dato ATG, Aplita, Análisis químico, Cámbrico, Provincia Sevilla.

900071. **«Soquimich» le arranca al desierto de Atacama sus riquezas minerales.** FUEYO, L.

*Rocas miner.* (1989), núm. 205, 90-111, esp., bibl. ITGE.

\* Nitrato, Sulfato sódico, Salina, Histórica, Explotación, Iodo sustancia, Atacama, Chile.

900073. **La industria del granito, hoy.** GIORGIO, C.

*Rocas miner.* (1989), núm. 212, 87-89, esp., bibl. ITGE.

\* Granito, Producción, Italia.

## CARBON

900004. **Distribución del azufre en los carbones albienses de la cuenca del Maestrazgo.** QUEROL, X.; CHINCHON, J. S., y LOPEZ, A.

*Acta Geol. Hisp.* (1989), vol. 24, núm. 1, 21-32, 22 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Carbón bituminoso, Azufre, Sulfuro de hierro, Análisis químico, Variación espacial, Medio deltaico, Albiense, Maestrazgo, Macizo Ibérico.

## SUELOS

900076. **Guía para la excursión del primer encuentro sobre el Moncayo.** BURGAS, A. R.; CARCELLER, F.; FUERTES, E.; PELLICER, F., y VALLEJO, R.

*Turiaso* (1989), vol. 9, núm. 1, 837-854, esp., bibl. ITGE.

\* Libro guía, Excursión, Suelo, Podsol, Macizo Ibérico.

## GEOQUIMICA

900001. **Mineralogía y elementos pesados de los sedimentos actuales del río Llobregat, Barcelona.** BALLBE, E., y QUERALT, I.

*Acta Geol. Hisp.* (1989), vol. 24, núm. 1, 1-5, 10 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.

\* Aluvión, Sedimentación fluvial, Arcilla mineral, Metal pesado, Dato RX, Análisis elemento traza, Cuenca Llobregat, Provincia Barcelona.

900017. **Estudio geoquímico de los materiales encajantes de las mineralizaciones de plata del sector Oriental del Sistema Central.** MARTINEZ FRIAS, J.; LUNAR, R., y VINDEL, E.

*Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 3, 404-421, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Anomalía, Perfil geoquímico, Fondo regional, Dato estadístico, Análisis menores, Aureola de dispersión, Filón, Hercínico Centro, Provincia Guadalajara.

900146. **Geoquímica das biotites e moscovites de rochas granitoides hercínicas de Penalva o Castelo (Viseu-Portugal).** PINTO, A. F. F.

*Mem. Not-Publ. Mus. Lab. Mineral Geol. Univ. Coimbra* (1988), núm. 105, 76-116, 36 ref., port., res. ing., bibl. ITGE.

\* Roca ígnea, Composición granítica, Análisis mayores, Análisis menores, Grupo mica, Muscovita, Biotita, Cristalización, Clorización, Composición mineralógica, Norma petrográfica, Portugal, Evora.

## GEOFISICA

900064. **Mapa de peligrosidad sísmica.** COMES, V.

*Rev. MOPU* (1990), núm. 372, 30-34, esp., bibl. ITGE.

\* Riesgo sísmico, Red sísmica, Tectónica placa, Falla, Normalización, Sismicidad.

900067. **La estación geodinámica de la Cueva de los Verdes (Lanzarote). Primeros resultados de las experiencias realizadas.** VIEIRA, R.; FERNANDEZ, J., y TORO, C.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. Madrid* (1988), volumen 82, núm. 2, 309-312, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Observación geofísica, Gravímetro Lacoste Romberg, Túnel lava, Marea, Marea terrestre, Isla Lanzarote, Canarias.

900068. **Obtención de un modelo de densidades de la Caldera del Teide.** CAMACHO, A. G.; VIEIRA, R., y ARANDA, V.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. Madrid.* (1988), volumen 82, núm. 2, 313-318, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

\* Levantamiento gravimétrico, Anomalía de Bouguer, Densidad, Ecuación matemática, Modelo, Caldera, Isla Tenerife, Canarias.

900087. **Mapa aeromagnético de España peninsular.** ARDIZONE, J.; MEZCUA, J., y SOCIAS, J.

*Inst. Geogr. Nac.* (1989), 29 pp., 13 ref., esp., bibl. ITGE.  
\* Memoria explicativa, Mapa aeromagnético, Método aerotransportado, España.

## FISICA DEL GLOBO

900031. **Efemérides Astronómicas 1990.**

*Real Inst. y Observ. de la Armada*, 440 pp., esp., bibl. ITGE.

\* Astronomía, Sistema solar, Previsión, Dato.

900145. **Continental genesis. A story of oceans, life and isotopes.** PRIEM, H. N. A.

*Mem. Not-Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra* (1988), núm. 105, 37-73, 54 ref., ing., res. port., bibl. ITGE.

\* Comparación planeta, Forma Globo, Génesis, Datación, Isótopo.

## MAPAS

900138. **Carta geologica do Sul de Portugal.** OLIVEIRA, T. (Coord.).

*Carta Geológica de Portugal 1:200.000*, port., bibl. ITGE.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Síntesis bibliográfica, Portugal.



# NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO 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 BOLETIN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

## TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO — Año 1990 —

### Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

### DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

### Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid, España

### ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

### Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía

Doctor Fleming, 7, 2.º

Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid, España

Suscripción anual (6 números)

España: 4.608 ptas. (IVA incluido)

Demás países: 3.840 ptas. + gastos de envío

Nombre, Organismo o Empresa .....

Profesión .....

Dirección ..... Teléfono .....

Ciudad (provincia) ..... D. P. ....

País ..... FIRMA

Fecha .....

## BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

### ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO  
WE HAVE RECEIVED  
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA  
WE ARE IN WANT OF  
IL NOUS MANQUE

FECHA ..... FIRMA .....

DATE ..... SIGNATURE .....

NOMBRE .....  
NAME .....  
NOM .....

DIRECCION .....  
ADDRESS .....  
ADRESSE .....

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones  
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara. Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

## Áreas tecnológicas y sectores de actuación del ITGE

**GEOLOGIA Y GEOFISICA:** Cartografía geológica (Mapa Geológico Nacional), Cartografía temática.—Estudios geológicos específicos.—Investigación geofísica.—Cartografía marina y estudio de la plataforma continental.—Teledetección aplicada a la investigación geológico-minera.

**RECURSOS MINERALES:** Infraestructura metalogenética y minera.—Recursos energéticos y no energéticos.—Minerales y rocas industriales y ornamentales.—Desarrollo minero y mineralurgia.—Seguridad minera.

**AGUAS SUBTERRANEAS Y GEOLOGIA AMBIENTAL:** Infraestructura hidrogeológica.—Investigación, captación y protección de aguas subterráneas.—Vertidos y control de contaminación de acuíferos.—Recursos geotérmicos.—Geología ambiental: Riesgos geológicos, medio ambiente minero, etc.

**CENTRO DE LABORATORIOS Y ENSAYOS:** Análisis químicos y mineralógicos.—Mineralurgia y ensayos geotécnicos.—Sondeos de investigación hidrogeológica y minera.—Ensayos de bombeo y tratamientos especiales de sondeos.—Desarrollo de nuevas tecnologías para procesos metalúrgicos.

**INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS:** Banco de datos geológico-mineros y de Ciencias de la Tierra.—Ordenación del fondo documental y bibliográfico.—Desarrollo de aplicaciones geomatemáticas, cartografía automática, análisis multivariante, etc.—Catastro Minero Nacional.—Publicaciones e informes.



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

**Sede Central:** Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID. Tel.: 441 65 00.

**Centro de Laboratorios:** C/. La Calera, s/n. - Polígono de Tres Cantos  
28770 COLMENAR VIEJO (MADRID) - Tel.: 803 22 00