

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 105

Julio - Agosto 1994

NUMERO 4



Volumen 105
Número 4
Julio - Agosto 1994

boletín geológico y minero

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

Sumario

Geología	A. ARILLO: Nota sobre una larva de Odonato del Oligoceno de Izarra (Alava, España) en la colección del Museo Geominero (Odonata, Anisoptera, Libellulidae)	3
	L. A. CUETO, J. L. BARRERA y J. A. GOMEZ: La Caldera de hundimiento de Vallehermoso. Isla de La Gomera (Canarias)	7
	E. FLORES HURTADO: Observaciones estructurales en la unidad Pizarras y Cuarcitas devónicas del Anticlinal de Puebla de Guzmán (Huelva).	13
	A. ARRIBAS: Paleontología de macromamíferos del yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España)	22
Aguas subterráneas	M. OLIAS, J. CRUZ SAN JULIAN, J. BENAVENTE y C. ALMEIDA: Evolución hidroquímica temporal en algunos puntos de observación en el acuífero Almonte-Marismas (Huelva)	40
Ingeniería geoambiental	R. JIMENEZ BALLESTA, B. SANCHEZ CABRERO, R. GARCIA GIMENEZ y H. SVERDRUP: Niveles de alteración y cargas críticas de suelos sobre diferentes materiales originarios de la Comunidad de Madrid	50
Rocas industriales y ornamentales	M. REGUEIRO Y GONZALEZ-BARROS y J. M.ª QUEREDA RODRIGUEZ-NAVARRO: La Piedra de Cantería en España. I	56
Estudio de minerales y rocas	M. P. FRANCO, A. CARNICERO, J. C. GONZALO y A. CANO-MANUEL: Asociaciones mineralógicas en los contactos mármoles-granitos en el área de Fermoselle (Domo del Tormes-Zamora)	67
	J. C. GONZALO, M. LOPEZ PLAZA, A. DOMINGUEZ VADILLO y J. LOPEZ MORO: Las anatexitas del Domo del Tormes y su significado litoestratigráfico (Prov. de Salamanca y Zamora)	75
Información	Noticias, Necrológicas y Libros	90

DIRECCION Y ADMINISTRACION
Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléf./Fax (91) 349 57 62

INSTITUTO TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales

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 PORTADA

Explotación de Celestina en Montevives (Granada).

Foto: J. Rubio Navas

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 241 - 94 - 001 - 4

Imprenta Ideal, S. L. - Chile, 27 - Teléf. 359 57 55 - 28016-MADRID

Nota sobre una larva de Odonato del Oligoceno de Izarra (Alava, España) en la colección del Museo Geominero (Odonata, Anisoptera, Libellulidae).

Por A. ARILLO (*)

RESUMEN

En este trabajo se realiza el estudio de un insecto fósil hallado en el yacimiento Oligoceno de Izarra (Alava, España). Se trata de la primera descripción de insectos de este yacimiento y pertenece a un estado larvario de un Libelúlido (Odonata, Anisoptera).

Palabras clave: Paleontología, Odonatos, Libellulidae, Alava, España.

SUMMARY

In this paper a fossil insect from Izarra (Alava, Spain) is studied. The site is dated as Oligocene and insects were never described from this locality. The fossil is a larval form belonging to the family Libellulidae (Odonata, Libellulidae).

Key words: Palaeontology, Odonata, Libellulidae, Alava, Spain.

INTRODUCCION

El yacimiento estudiado se encuentra situado en la provincia de Alava, a unos 2, 3 Km del pueblo de Izarra, y fue descubierto en 1977 como consecuencia de los desmontes de la autopista A-68 entre Zaragoza y Bilbao (fig. 1).

La estratigrafía de la zona fue descrita por FERNANDEZ-MARRON et al. (1979). Los afloramientos más antiguos son sedimentos Cretácicos (comprendidos entre el Albiense y el Maastrichtiense), donde se emplazan las rocas salinas del Keuper que constituyen el diapiro de Murguía. Sobre todos estos materiales Mesozoicos se encuentra el Terciario continental, cuyos sedimentos descansan en discordancia angular sobre los anteriores. Los materiales Cenozoicos se en-

(*) Dpto. Biología Animal I (Entomología). Facultad de Ciencias Biológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

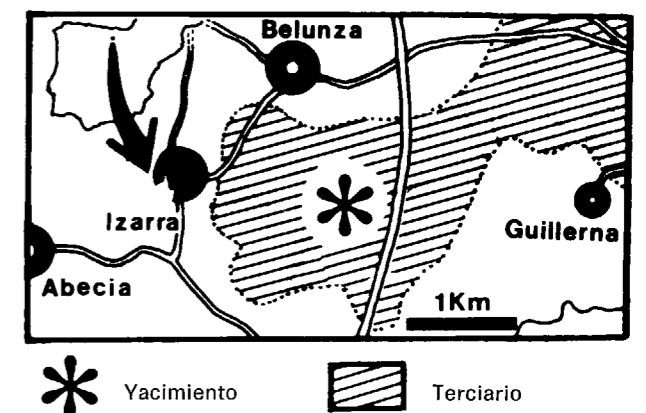


Figura 1.—Mapa del yacimiento.

cuentran levemente plegados, siendo la serie de muro a techo como sigue:

A) Conglomerados con cantos y cemento cal-

cáreos, de tonos rojizos en contacto discordante con los materiales del Keuper o del Cretácico.

- B) Serie detrítica, que alcanza unos 150 m de potencia, formada por arcillas arenosas y margas arcillosas de tonos rojizos con intercalaciones de conglomerados calizos. En esta serie existen microfósiles resedimentados del Cretácico Superior.
- C) Serie detrítica de unos 50 m, formada por arcillas arenosas y arenas grises y ocreas, con delgados niveles varvados de calizas arcillosas, las cuales aparecen también arrosariadas y formando nódulos. Estas calizas son las que contienen restos foliares e insectos.

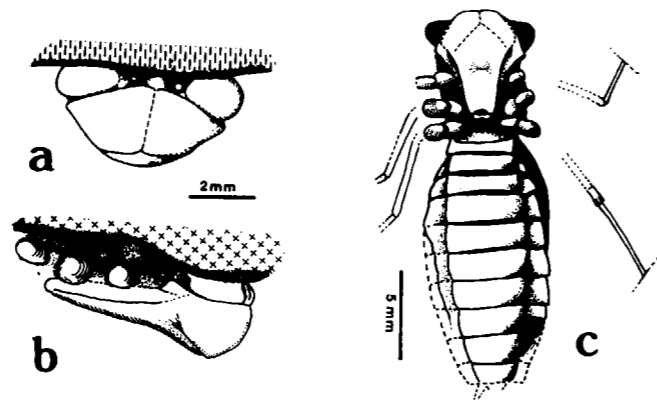


Figura 2.—Libellulidae gen. et sp. indet. Oligoceno de Izarra (Alava). Ejemplar MGM-138N. Región cefálica en vista frontal (a) y lateral (b). En (c) vista ventral del ejemplar completo, reconstruido a partir de diferentes réplicas en látex del original.

ANTECEDENTES

Los fósiles de insectos de Izarra permanecían inéditos hasta la fecha, si bien la primera mención sobre su existencia fue dada a conocer por FERNANDEZ-MARRON et al. (op. cit.) al estudiar la flora de este yacimiento. Dicha flora apareció en abundancia y en bastante buen estado, lo que permitió concretar la edad de los niveles fosilíferos como Oligoceno (probablemente Stampiense).

MATERIALES

El insecto que describimos a continuación consiste en una larva de Odonato orientada por su lado ventral, y que conserva prácticamente todo su volumen original, en estado de molde externo, de uno de los nódulos del yacimiento.

El ejemplar pertenece a la colección del Museo Geominero (ITGE, Madrid) y tiene el número de registro MGM-138N.

SISTEMATICA

- Orden: ODONATA Fabricius, 1792.
- Suborden: ANISOPTERA Selys, 1853.
- Familia: LIBELLULIDAE Selys, 1850.

Libellulidae gen. et sp. indet. (figs. 2 y 3).

Dimensiones: Longitud total, 21,5 mm (sin la pirá-

mide caudal). Anchura de la cabeza, 6 mm. Longitud de la máscara, 6,5 mm. Anchura de la máscara, 4,5 mm. Longitud del abdomen, 14 mm. Anchura máxima del abdomen, 7 mm (posiblemente mayor ya que parece tener erosionados sus bordes). Longitud del fémur 3.º, 6 mm (aproximadamente). Longitud de la tibia 3.ª, 5 mm (aproximadamente).

Descripción: Molde externo que conserva su volumen original. Se trata de un estado larvario orientado hacia su lado ventral (fig. 2c, 3-1 y 3-2). La cabeza es ancha, con los ojos grandes (fig. 2a). Las antenas parecen ser finas. La máscara es pronunciadamente convexa y bastante larga alcanzando en su parte posterior las coxas del tercer par de patas (fig. 2b y 2c). El borde distal del primer segmento palpal es prácticamente rectilíneo. El abdomen es poco redondeado. Por su posición ventral no se pueden apreciar las espinas dorsales. La pirámide caudal no se ha conservado. Las coxas y trocánteres son anchos y cortos, del resto de las patas sólo se han conservado parcialmente los fémures segundo y tercero y parte de las tibias primera y tercera, tanto fémures como tibias parecen ser delgados y por su tamaño parece que el extremo de la pata pudiera haber alcanzado apenas el final del abdomen. No presentan líneas de rotura por lo que no se trataría de una exuvia sino de un ejemplar completo.

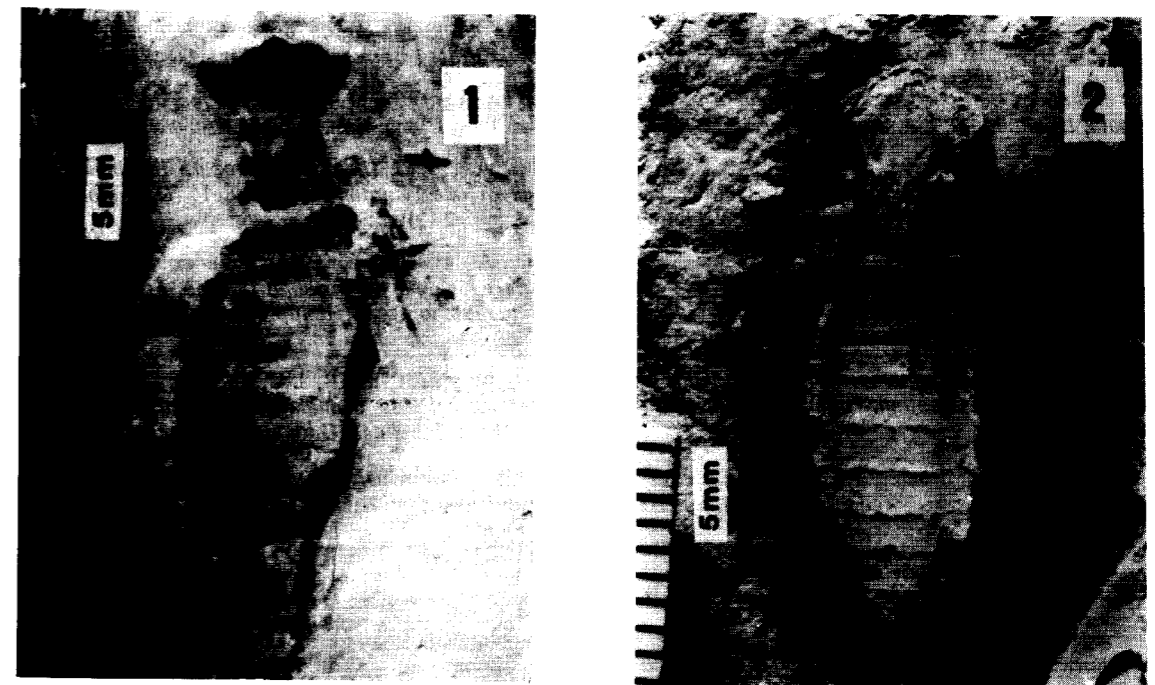


Figura 3.—Libellulidae gen. et sp. indet. Oligoceno de Izarra (Alava). Ejemplar MGM-138N. (1) Molde ventral; (2) Réplica en látex del anterior blanqueada con vapores de óxido de magnesio.

Discusión: La combinación de máscara muy convexa junto con el borde del segmento palpal rectilíneo sitúa el ejemplar dentro de la familia Libellulidae. La determinación genérica, presenta mayores dificultades, fundamentalmente por carecer del tramo final abdominal con lo que no podemos precisar la forma de la pirámide caudal. Otro problema añadido es la propia posición del ejemplar que impide comprobar la existencia o la ausencia de espinas medio-dorsales. Estos problemas suelen aparecer con la mayoría de las larvas de odonatos, e incluso muchas veces es casi imposible siquiera situar los ejemplares en una familia concreta (NEL y BLOT, 1990) o bien, como indican CAVALLO y GALLETI (1987) se ha utilizado *Libellula* para dar cabida a los fósiles de larvas de Libelúlidos o de otros Anisópteros a pesar de que los ejemplares no guardasen relación directa con este género.

La mayoría de las descripciones de larvas de la familia Libellulidae son debidas a HERR (1849), si bien sus descripciones son incompletas y posiblemente sólo puedan ser consideradas como Odonata incertae sedis (NEL y PAICHELER, e.p.). Por otra parte HAGEN (1863) describió *L. cassan-*

dra y *L. ceres* que no deben pertenecer a la familia Libellulidae, puesto que tienen el borde del segmento palpal claramente dentado.

En España las larvas de Anisóptero más antiguas conocidas proceden del Cretácico de Santa María de Meya (provincia de Lérida) y pertenecen a la familia Aeshnidae (MARTINEZ-DELCLOS, 1990). Los fósiles de la familia Libellulidae se conocían hasta ahora solamente en el Mioceno de Bellver de Cerdaña (provincia de Lérida: NEL, 1991) y del Mioceno de Libros (provincia de Teruel: NAVAS, 1922) con lo que nuestro ejemplar amplía hasta el Oligoceno la antigüedad de la familia en España.

Confiamos en que nuevas campañas aporten el material necesario para la identificación precisa de esta especie, especialmente ejemplares adultos.

AGRADECIMIENTOS

Queremos mostrar nuestro agradecimiento al Dr. J. C. Gutiérrez Marco y a D. Arturo Compte por sus consejos y ayuda.

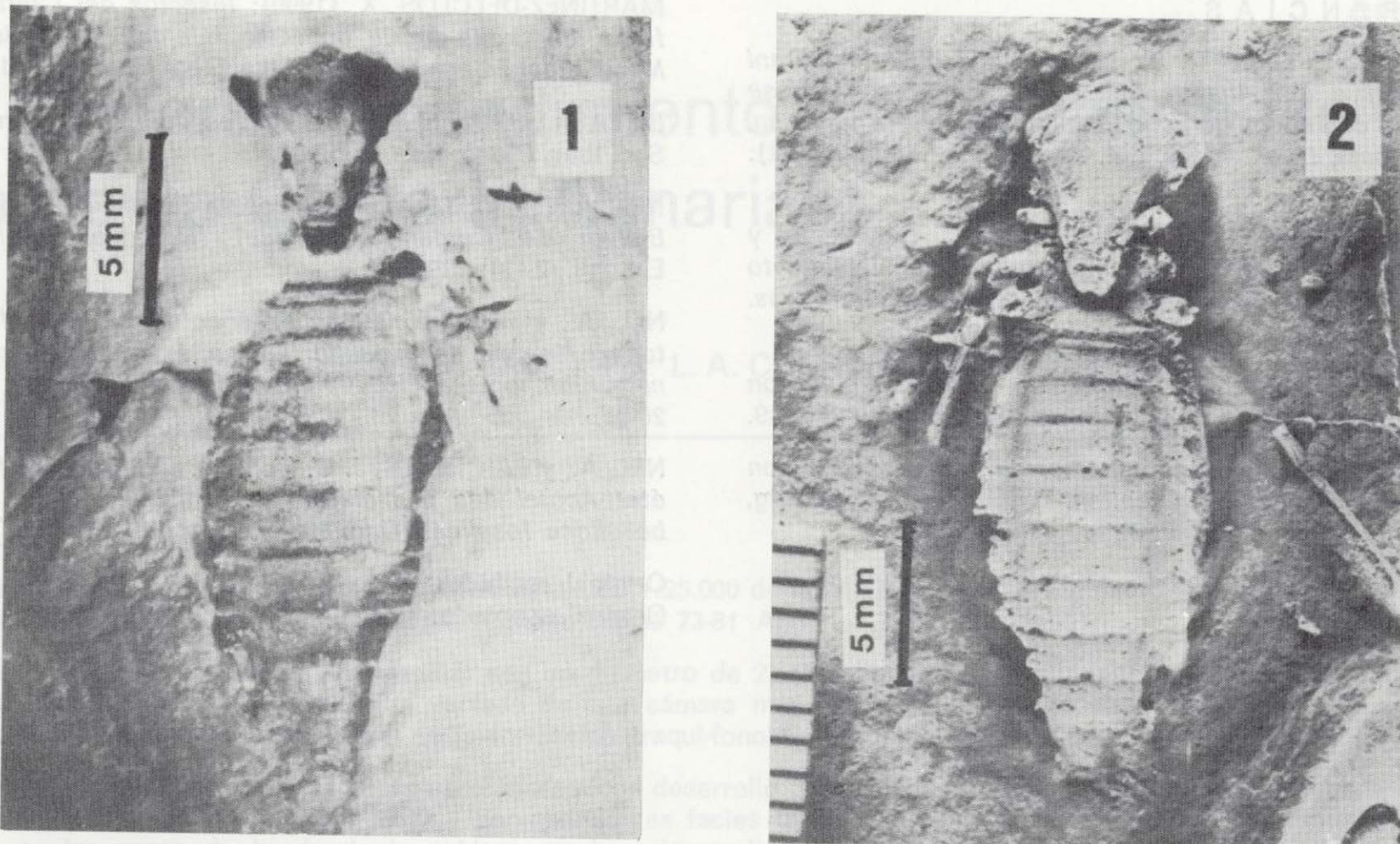


Figura 3.—Libellulidae gen. et sp. indet. Oligoceno de Izarra (Alava). Ejemplar MGM-138N. (1) Molde ventral; (2) Réplica en látex del anterior blanqueada con vapores de óxido de magnesio.

Discusión: La combinación de máscara muy convexa junto con el borde del segmento palpal rectilíneo sitúa el ejemplar dentro de la familia Libellulidae. La determinación genérica, presenta mayores dificultades, fundamentalmente por carecer del tramo final abdominal con lo que no podemos precisar la forma de la pirámide caudal. Otro problema añadido es la propia posición del ejemplar que impide comprobar la existencia o la ausencia de espinas medio-dorsales. Estos problemas suelen aparecer con la mayoría de las larvas de odonatos, e incluso muchas veces es casi imposible siquiera situar los ejemplares en una familia concreta (NEL y BLOT, 1990) o bien, como indican CAVALLO y GALLETI (1987) se ha utilizado *Libellula* para dar cabida a los fósiles de larvas de Libelúlidos o de otros Anisópteros a pesar de que los ejemplares no guardasen relación directa con este género.

La mayoría de las descripciones de larvas de la familia Libellulidae son debidas a HERR (1849), si bien sus descripciones son incompletas y posiblemente sólo puedan ser consideradas como Odonata incertae sedis (NEL y PAICHELER, e.p.). Por otra parte HAGEN (1863) describió *L. cassan-*

dra y *L. ceres* que no deben pertenecer a la familia Libellulidae, puesto que tienen el borde del segmento palpal claramente dentado.

En España las larvas de Anisóptero más antiguas conocidas proceden del Cretácico de Santa María de Meya (provincia de Lérida) y pertenecen a la familia Aeshnidae (MARTINEZ-DELCLOS, 1990). Los fósiles de la familia Libellulidae se conocían hasta ahora solamente en el Mioceno de Bellver de Cerdaña (provincia de Lérida: NEL, 1991) y del Mioceno de Libros (provincia de Teruel: NAVAS, 1922) con lo que nuestro ejemplar amplía hasta el Oligoceno la antigüedad de la familia en España.

Confiamos en que nuevas campañas aporten el material necesario para la identificación precisa de esta especie, especialmente ejemplares adultos.

AGRADECIMIENTOS

Queremos mostrar nuestro agradecimiento al Dr. J. C. Gutiérrez Marco y a D. Arturo Compte por sus consejos y ayuda.

REFERENCIAS

CAVALLO, O., y GALLETI, A. (1987): *Studi di Carlo Sturani su Odonati e altri insetti fossili del Messiniano albese (Piemonte) con descrizione de Oryctodiplax gyporum n.gen. n.sp (Odonata, Libellulidae)*. Bol. Soc. Paleont. Ital., 26 (1-2): 151-176.

FERNANDEZ-MARRON, T.; OLIVE, A.; DEL OLMO, P., y PORTERO, J. M. (1979): *La flora terciaria del yacimiento de Izarra (Alava) y sus implicaciones cronoestratigráficas*. Bol. Geol. Min., 90 (1): 6-12.

HAGEN, H. A. (1863): *Neuroptern aus der Braunkohle von Rott im Siebengebirge*. Palaeontographica, 10 (6): 247-249.

HERR, O. (1849): *Die Insectenfauna der Tertiärgebilde von Oeningen und Radoboj in Croatien*. Engelmann edt., Leipzig. 269 pp.

MARTINEZ-DELCLOS, X. (1990): *Insectos del Cretácico Inferior de Santa María de Meia (Lleida): Colección Lluís Marià Vidal i Carreras*. Treb. Mus. Geol. Barcelona, 1: 91-116.

NAVAS, L. (1922): *Algunos fósiles de Libros, Teruel*. Bol. Soc. Iber. Cienc. Nat., 4: 52-61.

NEL, A. (1991): *Un nouvel odonate fossile du miocène de Bellver de Cerdana (Espagne) (Odonata, Libellulidae)*. Ent.gall., 2 (3): 129-130.

NEL, A., y BLOT, P. (1990): *Paléontologie de la paléotufière éocène de Sézanne (Marne, France) (Insecta, Odonata, Trichoptera, Hemiptera, Diptera)*. Ent.gall., 2 (1): 26-31.

NEL, A., y PAICHELER, J. C. (in litt.): *Les Odonata fossiles: état Actuel des connaissances. Troisième partie. Les Libellulidae fossiles. (Odonata, Anisoptera, Libellulidae)*.

Original recibido: Mayo de 1994.

Original aceptado: Julio de 1994.

La Caldera de hundimiento de Vallehermoso Isla de La Gomera (Canarias).

Por L. A. CUETO (*), J. L. BARRERA (**) y J. A. GOMEZ (**)

RESUMEN

Durante la realización del Proyecto MAGNA a escala 1:25.000 de la isla de La Gomera (Islas Canarias), se ha identificado una caldera de colapso en el área de Vallehermoso (hojas 73-81 Agulo y 73-82 Hermigua).

La caldera presenta una forma casi circular con un diámetro de 2,4 Km aproximadamente. Su génesis puede, en principio, ser atribuida a un brusco y repentino vaciado de una cámara magmática sálica, dando lugar al hundimiento del techo. Este magma sálico es el responsable de la formación traqui-fonolítica (*cone-sheets*).

La caldera está delimitada por fracturas escalonadas, con desarrollo de importantes brechas tectónicas y rellenada por tobas y brechas piroclásticas (¿ignimbríticas?) y por abundantes facies diferentes de *debris-avalanche*. Posteriormente al hundimiento, en las zonas de borde de la caldera, se han desarrollado intrusiones sálicas con morfología de pitones, domos, etc.

Su novedad geológica dentro del marco de la isla de La Gomera, nos ha impulsado a redactar esta nota previa, que posteriormente, será seguida de una publicación más detallada.

Palabras clave: Vallehermoso, La Gomera, Islas Canarias. Caldera de hundimiento. Brechas tectónicas. Brechas y tobas piroclásticas. *Debris-Avalanche*, *Cone-sheets*.

ABSTRACT

A collapsing caldera has been identified in the area of Vallehermoso in La Gomera island (Canary Islands) during the geological mapping of the sheets 73-81, Agulo, and 73-82 Hermigua, within the framework of the MAGNA project.

The caldera exhibits a subcircular shape with an approximate diameter dimension of 2.4 Km. It was caused by the tectonic sinking of the salic edifice once the phonolite-trachyte (*Cone-sheets*) was emplaced.

The caldera is encircled by ring faults that have produced very distinctive tectonic breccia. The caldera has been filled up with pyroclastic tuffs and breccias (ignimbrites?) and different types of *Debris-avalanche*.

In a later stage, salic intrusions have been developed in marginal areas.

This short note will be followed by a more extensive, descriptive paper.

Key words: Vallehermoso, La Gomera, Canary Islands, Collapsed caldera. Tectonic breccia, Pyroclastic breccia and tuffs. *Debris-avalanche*, *Cone-sheets*.

INTRODUCCION

La isla de La Gomera tiene una forma pseudocircular, con un diámetro máximo según la dirección

NO-SE de unos 25 Km y un diámetro mínimo de unos 21 Km, según la dirección NE-SO. En superficie ocupa una extensión de unos 379 Km².

Se trata de una isla con fuerte relieve, con morfología troncocónica. En la parte central de la isla, se instala una suave meseta cuyo punto culminante es el Alto de Garajonay, con 1.487 m de altitud.

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España. 28003 Madrid.

(**) Empresa Geoprin, S. A. C/. Alonso Cano, 85. 28003 Madrid.

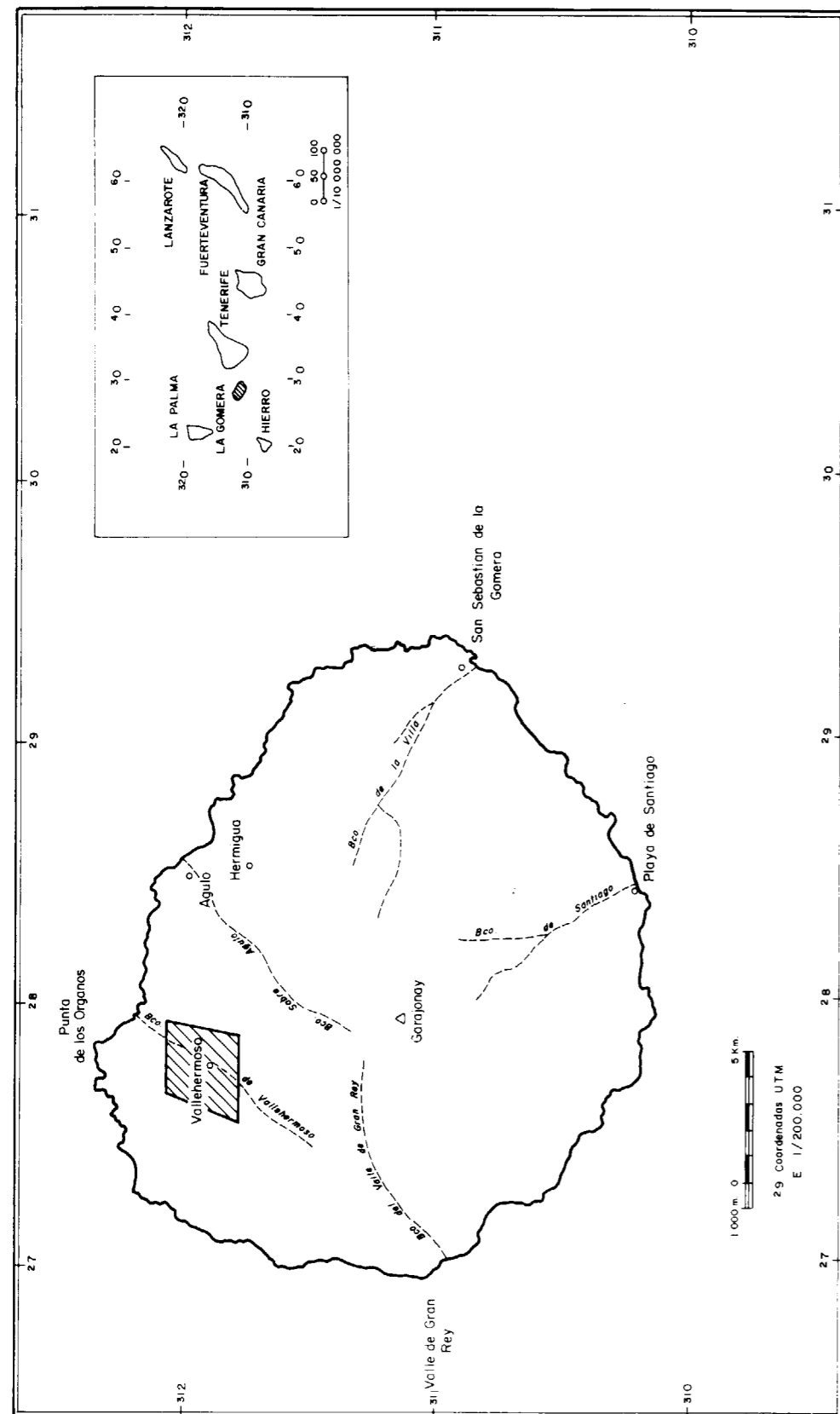


Figura 1.—Esquema de situación de la zona de estudio.

Toda esta zona está ocupada por una espesa vegetación de laurisilva y fayal-breza que constituye el Parque Nacional de Garajonay.

La erosión ha labrado profundos barrancos que adoptan una disposición radial. Entre los barrancos más importantes cabe citar los de Hermigua, Las Rosas, Vallehermoso, Valle Gran Rey, Erques, Santiago y de La Villa.

La zona estudiada se localiza en los alrededores de la localidad de Vallehermoso, sector noroccidental de la isla (ver fig. 1).

MARCO GEOLOGICO GENERAL

La isla de La Gomera, junto con Fuerteventura y La Palma, presentan dos dominios geológicos bien expuestos: un substrato antiguo volcano-plutónico, denominado tradicionalmente Complejo Basal, y un dominio subaéreo que corresponde con las supraestructuras de las islas.

El Complejo Basal de La Gomera lo componen mayoritariamente rocas plutónicas básicas y ultrabásicas (gabros y piroxenitas) atravesadas por un enjambre de diques basálticos y traquibasálticos. Como unidades minoritarias se encuentran también brechas (hialoclastitas) y lavas submarinas. Según las dataciones radiométricas de ABDEL HONEM et al. (1971) y CANTAGREL et al. (1984), las edades de este complejo se sitúan entre 19,5 m.a. y 14,5 m.a. Una gran parte del mismo se encuentra erosionado por el mar, lo que supone una posición descentrada respecto a la geometría actual de la isla.

En el dominio subaéreo se han distinguido tres formaciones principales. La más antigua está compuesta por un potente apilamiento de lavas basálticas (con tramos minoritarios de brechas líticas intercaladas en las zonas más bajas) que se disponen más o menos periclinalmente sobre el Complejo Basal. La edad de este gran edificio, centrado sobre el Complejo Basal, varía desde unos 12 m.a. hasta 5,9 m.a., según CANTAGREL et al. (op. cit.) y ABDEL MONEM et al. (op. cit.).

Como resultado de un proceso de diferenciación magmática se crea un producto sálico que intruye sobre las unidades del Complejo Basal (y también sobre los basaltos miocenos antiguos), configurando el denominado Complejo traquítico-fonolítico de Vallehermoso (con un desarrollo in-

terno de una estructura *cone-sheets* según RODRIGUEZ LOSADA (1988). Esta formación es mayoritariamente traquítica y define varias unidades intrusivas (diques y otros intrusivos tipo pitón, neck o domo) y explosivas (brechas poligénicas).

Como resultado del vaciado de la cámara sálica se produjo el hundimiento del techo, desarrollándose procesos tectónicos frágiles que producen un conjunto de fracturas que afectan a las unidades intrusivas y dan lugar a una depresión calderiforme. En los bordes de esta depresión se observan espectaculares brechas de falla, y rellenando la misma aparecen brechas líticas de deslizamiento o brechas de colapso (*debris-avalanche*).

Según datos estadísticos de direcciones y buzamientos realizados por RODRIGUEZ LOSADA (op. cit.), algunos diques sálicos del complejo, dibujan una pauta cónica. Esta estructura geométrica que define un *cone-sheet*, tendría su centro hipotético en la zona del embalse de la Encantadora, al sur de Vallehermoso. El buzamiento general de los diques que lo componen es muy acusado ($> 70^\circ$), siempre dirigido hacia el interior. Por la parte norte del complejo, esta estructura cónica no está bien definida, pues las direcciones de los diques medidos no corresponden con los que cabía esperar para ese tipo de geometría circular.

Considerando que el *cone-sheets* corresponde a una diferenciación magmática de los basaltos miocenos subaéreos, la edad de dicha formación estaría comprendida entre 10,2 m.a. (CANTAGREL et al., edad del tramo inferior de la formación basáltica miocena, op. cit.), y la del episodio intrusivo fonolítico representado por el Roque Cano (4,4 m.a.) y el intrusivo de Macayo (4,6 m.a.) (CANTAGREL et al., op. cit.).

Por lo tanto la edad de la caldera de hundimiento de Vallehermoso es posterior a la edad del *cone-sheets* algo más antigua que los 4,4 m.a. (edad del Roque Cano).

CARACTERISTICAS PETROLOGICO-ESTRUCTURALES DE LA DEPRESION

La depresión calderiforme está delimitada externamente por un conjunto de fallas semicircula-



Figura 2.—Panorámica de las laderas de la Presa de la Encantadora.



Figura 3.—Detalle de brecha tectónica en el borde de la depresión.

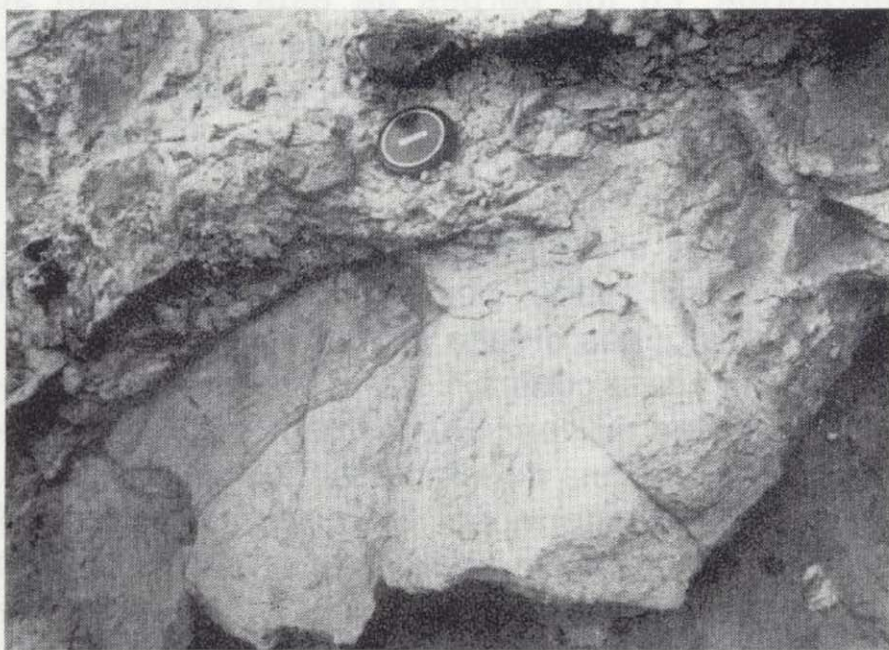


Figura 4.—Contacto discordante entre brechas piroclásticas, en la parte inferior, y depósitos de tipo *debris-avalanche* encima.



Figura 5.—Detalle de los bloques, algunos de ellos trozos de diques, en el *debris-avalanche* en el barranco Cañada de los Menores.



Figura 6.—Aspecto caótico de los depósitos de *debris-avalanche* en el barranco de El Ingenio.



Figura 7.—Dique de composición traquifonolítica atravesando a brechas tectónicas del borde de la caldera.



Figura 2.—Panorámica de las laderas de la Presa de la Encantadora.

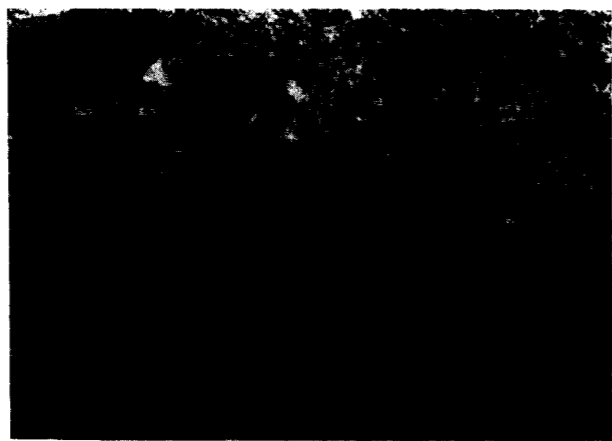


Figura 3.—Detalle de brecha tectónica en el borde de la depresión.



Figura 4.—Contacto discordante entre brechas piroclásticas, en la parte inferior, y depósitos de tipo *debris-avalanche* encima.



Figura 5.—Detalle de los bloques, algunos de ellos trozos de diques, en el *debris-avalanche* en el barranco Cañada de los Menores.



Figura 6.—Aspecto caótico de los depósitos de *debris-avalanche* en el barranco de El Ingenio.

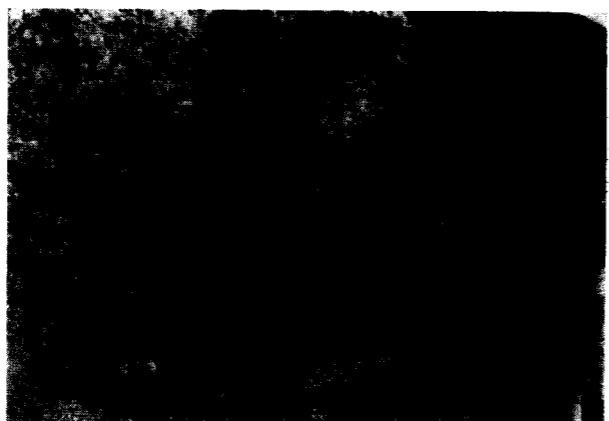


Figura 7.—Dique de composición traquifonolítica atravesando a brechas tectónicas del borde de la caldera.

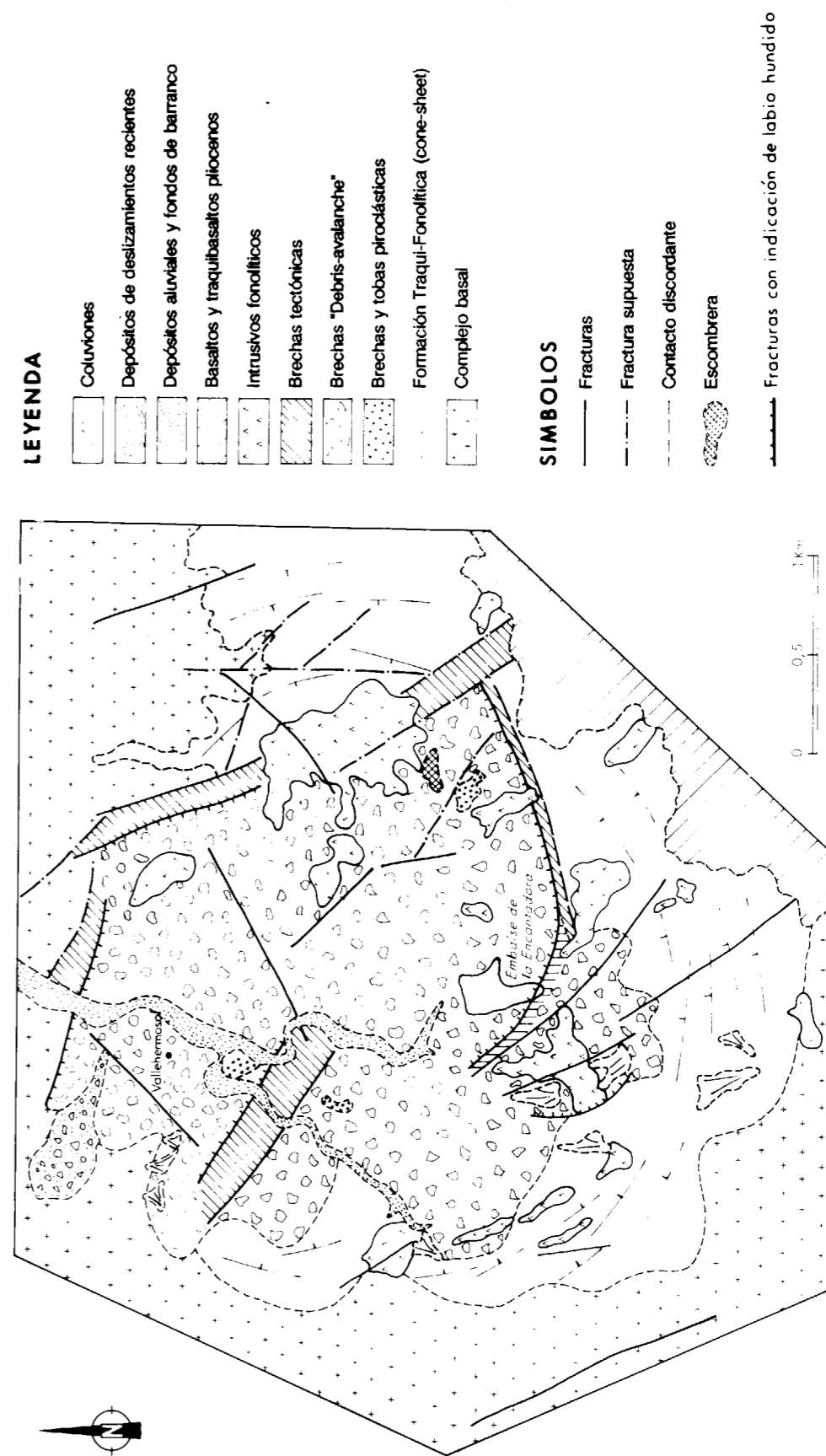


Figura 8.—Mapa-Esquema simplificado de la caldera de hundimiento de Vallehermoso.

res, que separan hacia el exterior la zona masiva de intrusión filoniana sálica (*cone-sheet*) y, hacia el interior, las brechas poligénicas y depósitos de *debris avalanche*. En la figura 2 se aprecia una panorámica de la zona interior de la depresión caracterizada por su aspecto caótico. Se han distinguido cuatro tipos de brechas de características estructurales y génesis diferentes.

Las brechas tectónicas: Están ligadas a las fracturas mayores que delimitan la depresión (figs. 3 y 7). En ellas son visibles sigmoides de deformación (*peces*) y micro y mesofracturas frágiles sobre los elementos líticos constitutivos de la brecha.

Las tobas y brechas piroclásticas: Son de origen explosivo de extrusión; y en ellas abundan diversas texturas heterométricas y polimícticas. Muchas de ellas son el resultado del ascenso e intrusión de las resurgencias del magma sálico por las fracturas abiertas durante el hundimiento del techo de la cámara (fig. 4).

Brechas y megabloques de Debris-avalanche: Asociado con los movimientos verticales de las fallas, se producen importantes deslizamientos que provocan la rotura masiva de muchos de estos materiales sálicos, con la consiguiente aparición de depósitos caóticos de *debris-avalanche* polimícticos (figs. 5 y 6). Algunos de estos depósitos caóticos son monomícticos, no descar-

tándose que sean el producto de colapso de domos.

Alrededor de los domos y pitones sálicos se aprecia, en ocasiones, fenómenos de deformación en la roca encajante que se traducen en fracturación y brechificación de la misma.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos vivamente la colaboración inestimable de los siguientes compañeros del I.T.G.E.: Carmen Antón, Luis Arancón, Vicente Gabaldón, J. Manuel Martín, Rafael Martínez y Cecilio Quesada, sin cuya colaboración se hubiera hecho imposible redactar en tan breve tiempo esta nota.

REFERENCIAS

- ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N. D., y GAST, P. W. (1971): *Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera*. Am. Jour. Sc., 271, pp. 490-521.
- CANTAGREL, J. M.; CENDREDRO, A.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E., y JAMOND, C. (1984): *K-Archonology of the volcanic eruptions in the Canarian Archipelago: Island of La Gomera*. Bull. Volcanol., 47-3, pp. 597-609.
- RODRIGUEZ LOSADA, J. A. (1988): *El complejo traquítico-fonolítico de la isla de La Gomera (Islas Canarias)*. Tesis Doctoral, U.C.M., núm. 463/88, 417 pp.

Original recibido: Enero de 1994.
Original aceptado: Marzo de 1994.

Observaciones estructurales en la unidad Pizarras y Cuarcitas devónicas del Anticlinal de Puebla de Guzmán (Huelva).

Por E. FLORES HURTADO (*)

RESUMEN

En este trabajo se describen diversas observaciones estructurales de los materiales que afloran en el núcleo del Anticlinal de Puebla de Guzmán (Zona Surportuguesa). Estas observaciones son, esencialmente: crenulación en la foliación S_1 , planos de discontinuidad, posteriores a la foliación S_1 , con rasgos de falla inversa, estructuras con sentido de cizalla, y un probable cabalgamiento.

Palabras clave: Hercínico, Zona Surportuguesa.

ABSTRACT

In this work structural observations of the nucleus of Anticlinal of Puebla de Guzmán (Zona Surportuguesa) are described. These observations are various aspects of crenulation on cleavage S_1 , planes formation with a tendency to reverse fault (post- S_1), structures indicating shear sense and also a probable thrust.

Key words: Hercynian deformation, South Portuguese Zone.

1. INTRODUCCION Y OBJETIVO

En este trabajo se hace una descripción somera sobre observaciones estructurales de campo llevadas a cabo en el sector. Se reseñan las características más frecuentes y se plantean algunos aspectos genéticos. No se definen características cinemáticas de amplio rango, sino que se aportan observaciones de campo con indicaciones cinemáticas que puedan servir de referencia para otros trabajos locales.

La suave topografía de la zona hace difícil encontrar afloramientos en los que realizar análisis estructurales; para la realización de este estudio hemos seguido el trazado del ferrocarril desmantelado: Puerto de la Laja-Las Herrerías.

El objetivo de este artículo, esencialmente descriptivo, es aportar datos al conocimiento de las deformaciones hercínicas en este sector de la Zona Surportuguesa.

2. LOCALIZACION Y GEOLOGIA DEL SECTOR

Este sector se encuentra (fig. 1) en la parte oeste de la provincia de Huelva, entre Puebla de Guzmán y El Granado, próximo al límite con Portugal.

Geológicamente, pertenece a la zona meridional del Macizo Ibérico: Zona Surportuguesa (LOZTE, 1945; JULIVERT et al., 1974) y, más concretamente, se localiza en el denominado Anticlinal de Puebla de Guzmán, que es una de las principales macroestructuras de la región.

En este entorno geológico afloran materiales paleozoicos del Devónico Superior (SANTOS y FERNANDEZ, 1982) y Carbonífero Inferior. En el Devónico se deposita la unidad de pizarras y cuarcitas objeto de este estudio. Sobre ellas se reconoce la potente formación volcano-sedimentaria del Carbonífero Inferior.

La unidad de Pizarras y Cuarcitas forma el núcleo de la mencionada estructura anticlinal de Puebla

(*) Consejería de Agricultura y Pesca. Junta de Andalucía.

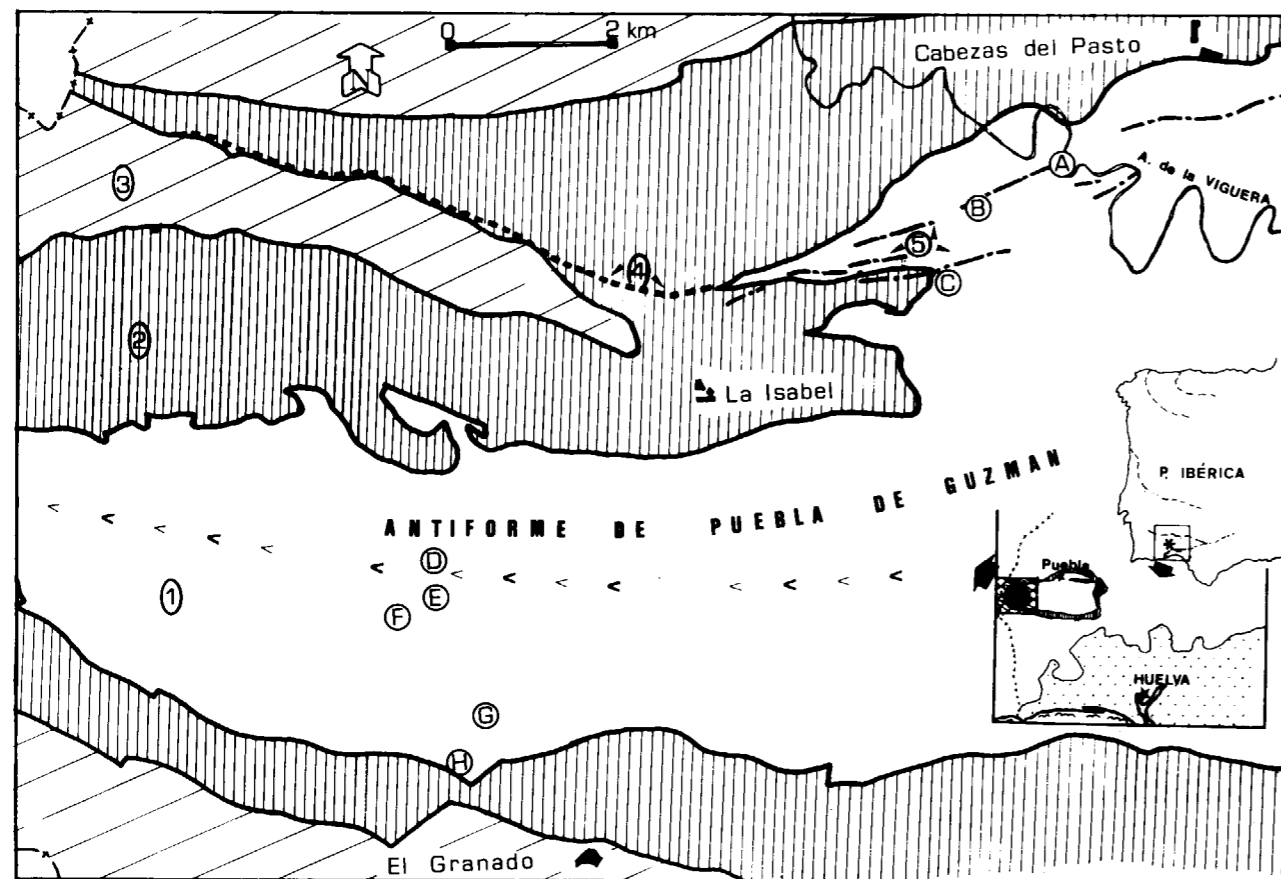


Figura 1.—Esquema de situación de la zona de estudio. I) Esquema geológico general (en base a SANTOS Y FERNANDEZ, 1982): 1. Unidad de Pizarras y Cuarcitas devónicas. 2. Complejo Volcano-Sedimentario. 3. Facies Culm. 4. Fractura. II) Descripción: 5. Alineaciones morfoestructurales, A-G, Localizaciones de afloramientos referidos en el texto.

de Guzmán. Está constituida por pizarras con intercalaciones de cuarcitas y algunos niveles calcáreos. Las cuarcitas, interestratificadas entre las pizarras, aparecen como capas y lentejones.

La homogeneidad de la formación dificulta la identificación de niveles guía y, con ello, la elaboración de cortes estructurales de cierta longitud.

El conjunto litológico devónico-carbonífero de la región, fue deformado durante la orogenia hercínica. Se produjo plegamiento generalizado según pliegues asimétricos de vergencia sur, dando lugar a macroestructuras, entre las que destaca precisamente el Anticlinal de Puebla de Guzmán, de dirección N 90 E - N 120 E.

La Orogenia originó estructuras cuya dirección general pasa de NO-SE, en Portugal, a casi E-O en el extremo oriental de la Zona Surportuguesa.

De los trabajos de SANTOS y FERNANDEZ (1982) en este área, se deduce la existencia de varias fases generadoras de estructuras. De las cuales, es la primera la que produce la foliación S_1 , que coincide con la superficie axial de los pliegues de la primera generación; presenta, en términos generales, una dirección de N 105 E - N 155 E y fuerte buzamiento al norte. En los pliegues de esta primera generación predominan los asimétricos volcados con vergencia al sur. El flanco normal predomina sobre el inverso, que es el de mayor buzamiento.

3. DESCRIPCIÓN DE LOS RASGOS ESTRUCTURALES OBSERVADOS

A continuación se describen algunas de las observaciones más significativas. Se han agrupado en tres sectores geográficos (fig. 1): norte, central y sur.

3.1. Sector norte (localizaciones A, B y C)

En foto aérea se reconocen en este sector algunas alineaciones morfoestructurales del relieve de direcciones alrededor de N 75 E (líneas de trazo y punto en la fig. 1). Cartográficamente, se reconocen como continuación de un accidente reseñado por SANTOS y FERNANDEZ (1982) en una área próxima hacia el oeste (línea de trazos en la figura 1).

Localización A

La foliación S_1 en este sector, aunque es variable, presenta una posición más o menos representativa alrededor de N 90 E/34 S, y está algo crenulada, según planos axiales de crenulación N 128 E/80 NE.

En la litología pizarrosa, se observan bandas en las que la foliación S_1 está inflexionada según geometría sigmoidal (fig. 2), asociadas a planos de ruptura. Los planos de ruptura o deslizamiento son N 42 E/43 SE, y el proceso que los generó fue posterior al desarrollo de la foliación S_1 .

Junto a esta localización, los materiales pizarro-

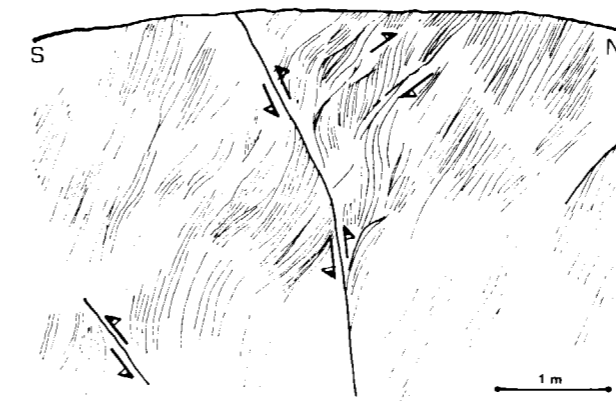


Figura 2.—Unidad pizarrosa con deformación, según bandas, post- S_1 .

sos presentan foliación S_1 entre N 115 E/60 S y N 153 E/V, por tanto, buzando de forma opuesta a la disposición regional (que es hacia el norte), y se disponen en bandas según unos planos de deslizamiento N 42 E/48 SE (fig. 3). Además, en algunos puntos, hay cierta crenulación de la S_1 según suaves pliegues centimétricos.

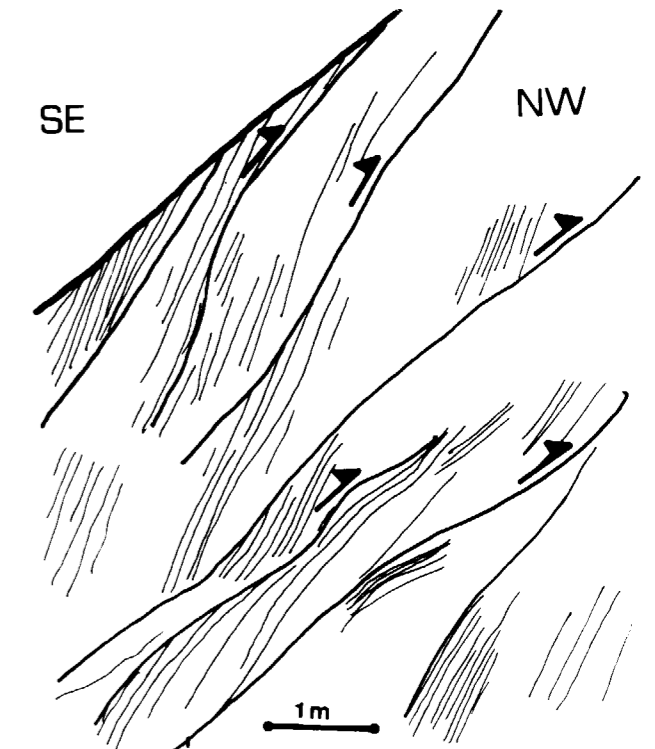


Figura 3.—Afloramiento de unidad pizarrosa con planos de deslizamiento (tipo fractura inversa) y foliación S_1 con disposición opuesta al estilo regional.

Localización B

En este afloramiento (foto 1, fig. 4) al sur de riera de la Viguera, se reconocen algunos rasgos que llevan a proponer la existencia de cabalgamiento o, al menos, de una importante falla inversa de muy bajo ángulo. El plano de discontinuidad subhorizontal, con los materiales muy fragmentados, separa dos paquetes pizarroso-cuarcíticos diferenciables por su aspecto y coloración.

La foliación inicial, muy penetrativa, forma gran ángulo con dicho plano de discontinuidad. Todo



Foto 1/Figura 4.—Importante accidente (¿cabalgamiento?) aparentemente, planar y subhorizontal; localizado al sur del arroyo de la Viguera.

el afloramiento presenta venas de cuarzo hidrotermal dispuestas con la misma estructura de la foliación, que se encuentra replegada en pliegues decimétricos.

Localización C

En estos afloramientos se observan planos de deslizamiento (aproximadamente N 68 E/35 N), que afectan a la estructura inicial de la foliación S_1 . También puede observarse crenulación centimétrica sobre la foliación inicial, según planos axiales subperpendiculares a dicha S_1 ; así

como *boudinage* de capas cuarcíticas de espesor métrico.

3.2. Sector central (localizaciones D, E y F)

Localización D

La foliación S_1 , de disposición general N 118 E/80 N, se encuentra replegada (fig. 5). Hay desarrollo de fallas inversas de buzamiento norte, que cortan a S_1 y, por tanto, son posteriores a esta foliación.

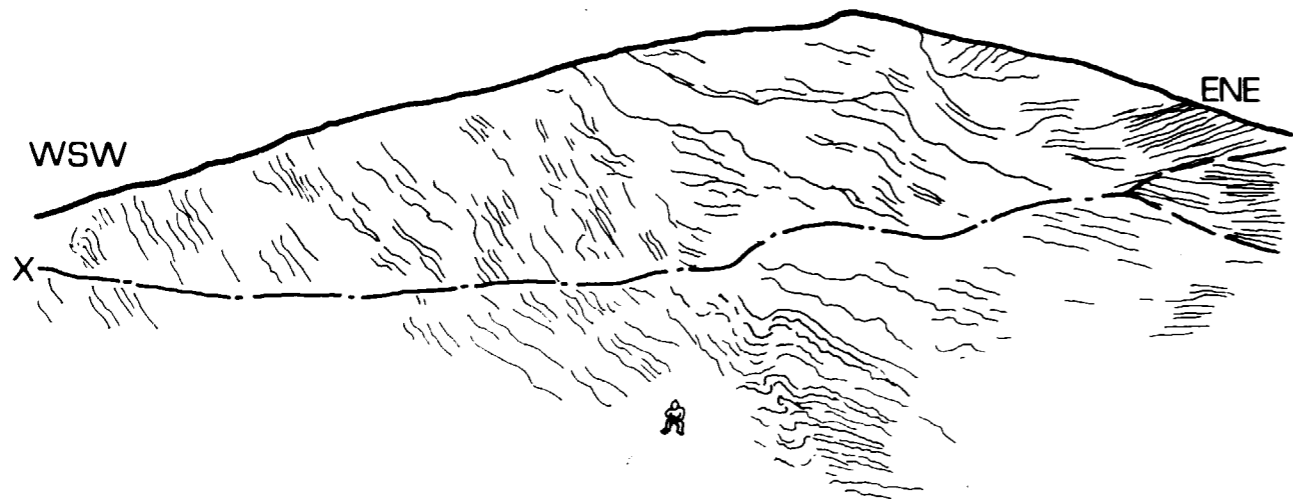


Foto 1/Figura 4.—Importante accidente (¿cabalgamiento?) aparentemente, planar y subhorizontal; localizado al sur del arroyo de la Viguera.

el afloramiento presenta venas de cuarzo hidrotermal dispuestas con la misma estructura de la foliación, que se encuentra replegada en pliegues decimétricos.

Localización C

En estos afloramientos se observan planos de deslizamiento (aproximadamente N 68 E/35 N), que afectan a la estructura inicial de la foliación S₁. También puede observarse crenulación centimétrica sobre la foliación inicial, según planos axiales subperpendiculares a dicha S₁; así

como *boudinage* de capas cuarcíticas de espesor métrico.

3.2. Sector central (localizaciones D, E y F)

Localización D

La foliación S₁, de disposición general N 118 E/80 N, se encuentra replegada (fig. 5). Hay desarrollo de fallas inversas de buzamiento norte, que cortan a S₁ y, por tanto, son posteriores a esta foliación.

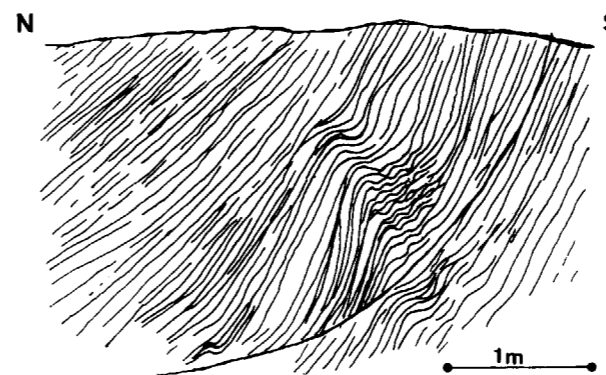


Figura 5.—Fractura inversa, que corta a S₁, y plegamiento en el bloque superior; ambos derivados del mismo proceso.

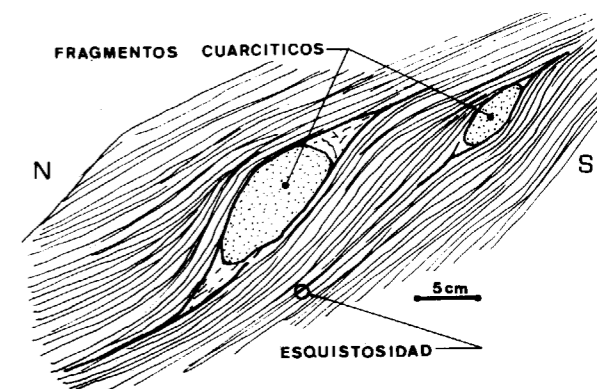


Figura 6.—Fragmentos cuarcíticos de geometría sigmoidal (sombras de presión) que indican sentido de cizalla (dextro en este corte).

Se observa que la superficie inferior de capas cuarcíticas sirve en muchos casos como plano de despegue de fallas inversas posteriores a S₁.

La formación típica de sombras de presión asimétricas sobre los fragmentos cuarcíticos de la figura 6, incluidos en foliación N 125 E/75 NE, indica blastesis rotacional por cizalla simple con sentido cinemático de norte sobre sur. Este sentido concuerda con el desarrollo de fallas inversas antes indicado.

Localización E

En esta localización analizamos unas estructuras seriadas de tipo *horses* (fig. 7). Esta tipología de deformación denota una contracción local importante.

A partir de la restauración (balanceado) del banco de cuarcita que aparece en el corte, se deduce que el acortamiento que sufrieron los materiales del afloramiento —sin considerar aplastamiento interno— fue, al menos, el 33 por 100.

En el cuerpo cuarcítico *aboudinado* de la foto 2, que tiene plano de estiramiento N 110 E/70 N, se reconocen pliegues milimétricos asimétricos en su superficie y estructura interna en capas concéntricas.

Hay que destacar la disposición oblicua de los ejes de los pliegues respecto a la dirección de cuello del *boudin*; que induce a suponer variación de las condiciones cinemáticas del medio

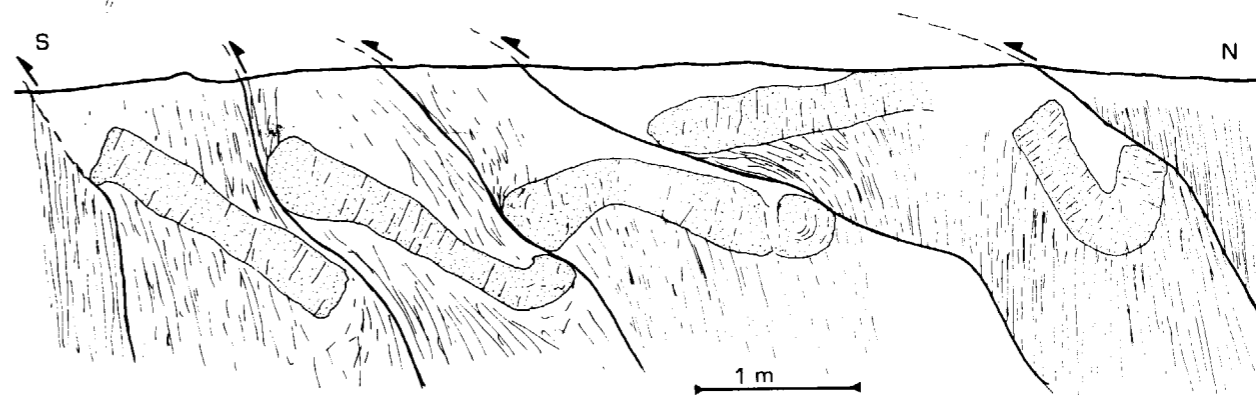


Figura 7.—Estructuras *horses* identificadas por el solapamiento seriado de un nivel de cuarcita.



Foto 2.—Elemento cuarcítico, de tipo *boudin*, con estructura interna en capas concéntricas y desarrollo de pequeños pliegues en su superficie.

local, entre la generación del *boudin* y la formación de los pequeños pliegues en su superficie.

Localización F

En el corte de la figura 8 se reconocen unos fragmentos de capas cuarcíticas, que presentan deslizamiento según las propias superficies de capas, coincidiendo con la foliación general. Muestran acuñaamiento (estiramiento) en sus extremos.

En el corte representado en la figura 10, se indica un par de fallas inversas conjugadas, que son posteriores a la formación de la S_1 .

Aneja a la falla del sur (en el corte) hay una estructura sigmoidal que define claramente el sentido de cizalla.

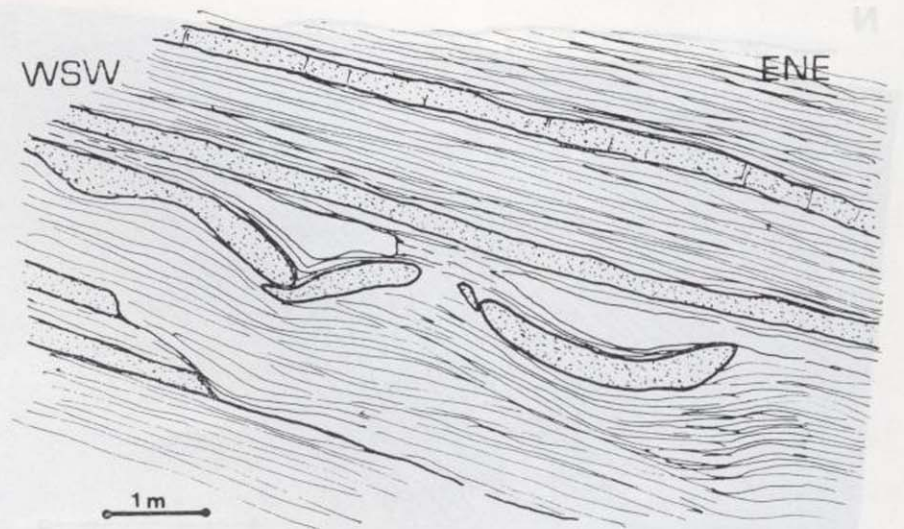


Figura 8.—Corte vertical, según la dirección de los ejes de las estructuras, en el que se reconocen capas cuarcíticas desplazadas en sentido lateral.



Figura 9.—Foliación S_1 y capa cuarcítica plegadas solidariamente; con desarrollo incipiente de otra foliación de plano axial (Localización F).

Las capas cuarcíticas (N 120 E/70 N) del bloque central están *aboudinadas*.

En el corte representado en la figura 11 —aproximadamente enfrente del de la figura 10—, se

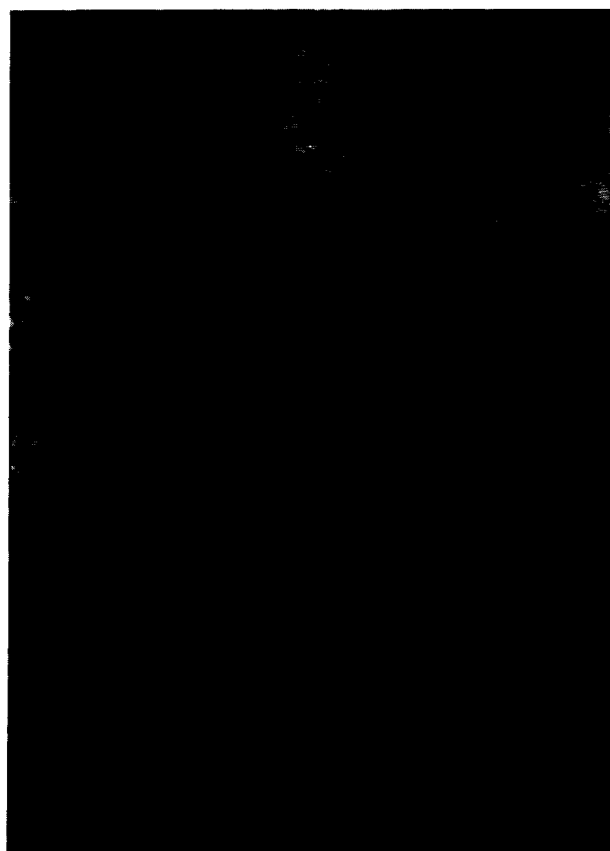


Foto 2.—Elemento cuarcítico, de tipo *boudin*, con estructura interna en capas concéntricas y desarrollo de pequeños pliegues en su superficie.

local, entre la generación del *boudin* y la formación de los pequeños pliegues en su superficie.

Localización F

En el corte de la figura 8 se reconocen unos fragmentos de capas cuarcíticas, que presentan deslizamiento según las propias superficies de capas, coincidiendo con la foliación general. Muestran acuñaamiento (estiramiento) en sus extremos.

En el corte representado en la figura 10, se indica un par de fallas inversas conjugadas, que son posteriores a la formación de la S_1 .

Aneja a la falla del sur (en el corte) hay una estructura sigmoidal que define claramente el sentido de cizalla.

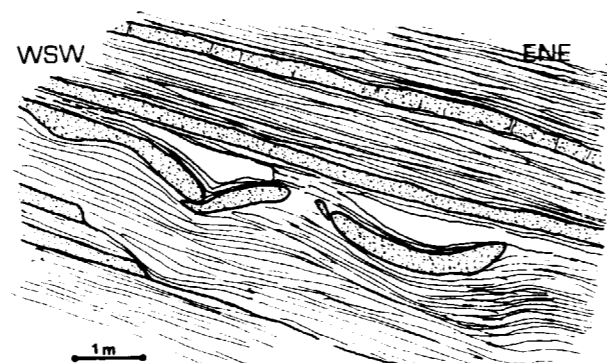


Figura 8.—Corte vertical, según la dirección de los ejes de las estructuras, en el que se reconocen capas cuarcíticas desplazadas en sentido lateral.



Figura 9.—Foliación S_1 y capa cuarcítica plegadas solidariamente; con desarrollo incipiente de otra foliación de plano axial (Localización F).

Las capas cuarcíticas (N 120 E/70 N) del bloque central están *aboudinadas*.

En el corte representado en la figura 11 —aproximadamente enfrente del de la figura 10—, se

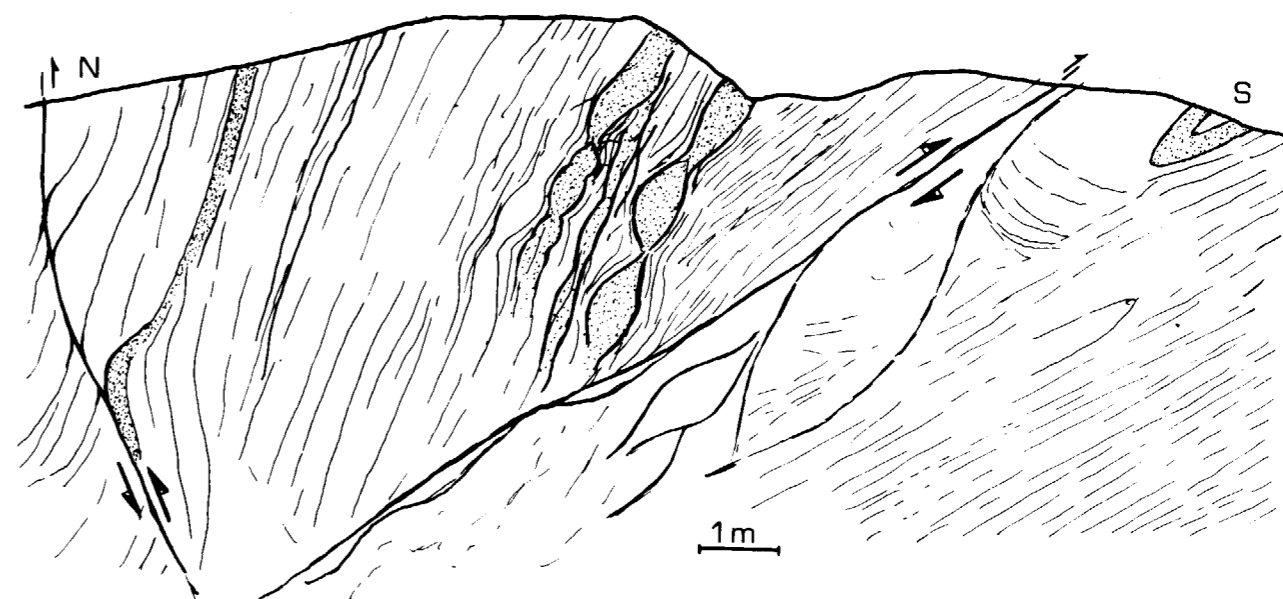


Figura 10.—Fallas inversas conjugadas, *boudinage* de capas cuarcíticas y desarrollo de estructura sigmoidal.

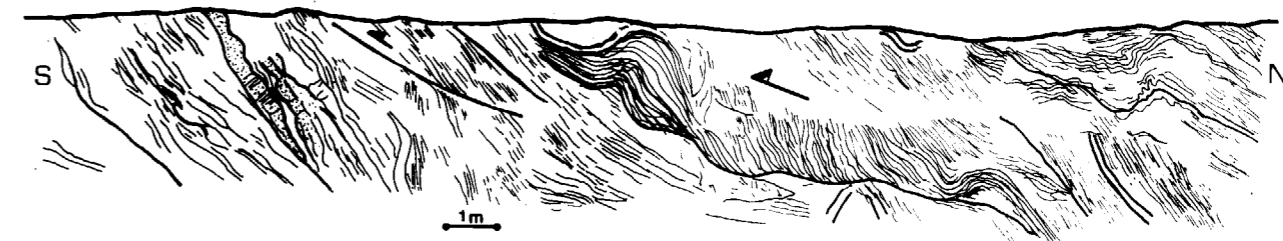


Figura 11.—Corte real en el que están reseñadas las características estructurales más representativas observadas en la zona. La foliación que se representa es S_1 .

reconoce un aplastamiento importante. En él se manifiestan los principales rasgos estructurales que han sido reconocidos en la zona.

Por una parte, el habitual *boudinage* de capas cuarcíticas, más o menos desarrollado. La deformación en bandas de bloques pizarrosos, según planos de deslizamiento, que conllevan arrastre de aspecto sigmoidal de la estructura pizarrosa inicial. La formación de fallas inversas con tramos de muy bajo ángulo incluso con sectores horizontales. Así como el desarrollo de crenulación y la formación de pliegues sobre la foliación inicial, derivados de compresión post- S_1 .

En la superficie de un *boudin*, analizado en este punto, se observa crecimiento de cristales de cuarzo a partir de la cresta de un pequeño plie-

gue de la superficie (similar a los de la foto 2). El resalte de la cresta, y cierto deslizamiento del *boudin* posterior a la formación del pequeño pliegue, favorecen la aparición de hueco que rellenan los cristales. Por la geometría con que han crecido estos cristales se deduce que ha habido variación en la dirección del movimiento de deslizamiento; comenzando con dirección perpendicular al eje de dicho pliegue, y desviándose cierto ángulo con posterioridad.

3.3. Sector sur

Localización H

En los cortes de la figura 12 se muestra el estilo geométrico de los pliegues en esta localización.

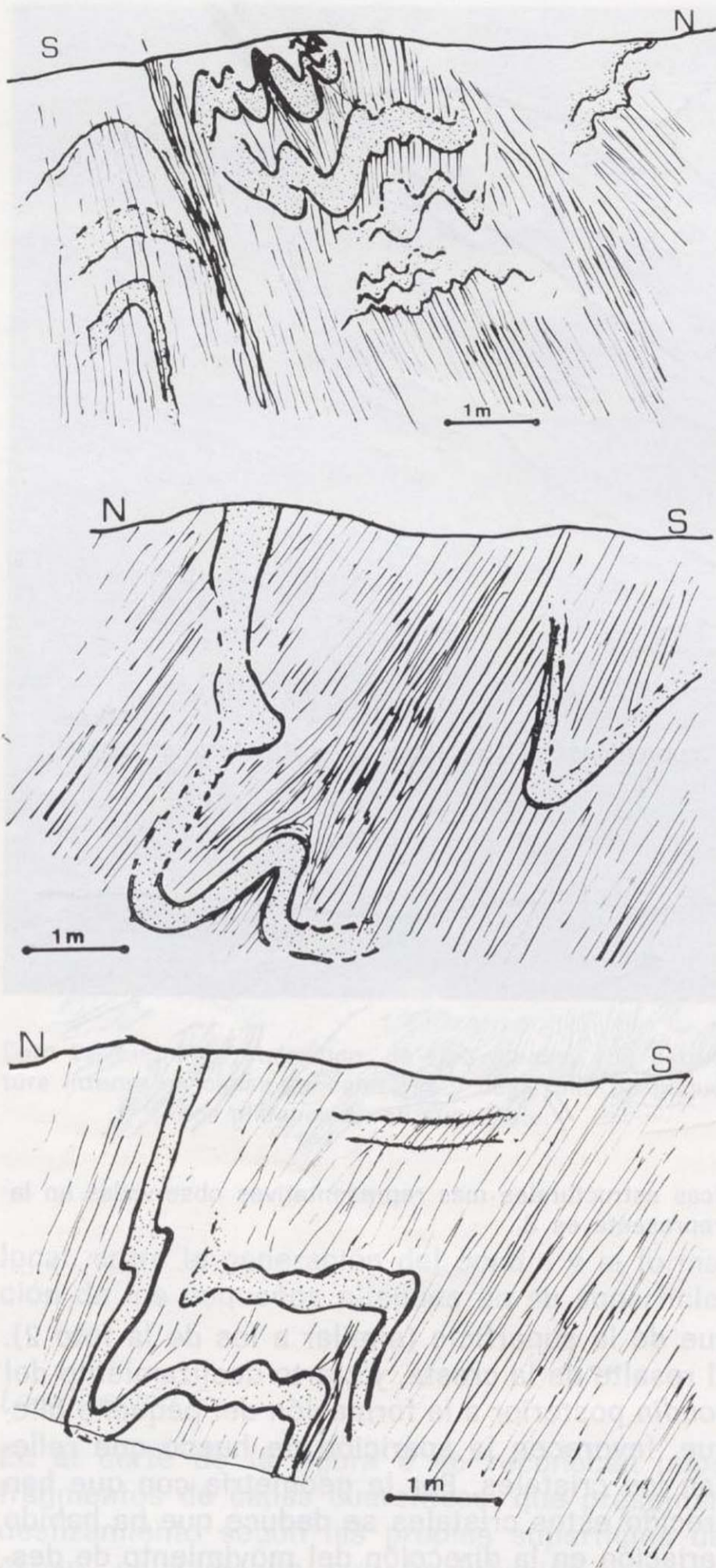


Figura 12.—Estilo geométrico de los pliegues de capas cuarcíticas del sector sur de la zona de estudio.

La geometría fundamental parece debida a la fase generadora de la S_1 .

Con frecuencia en el sector se ha observado relleno hidrotermal en forma de venas de cuarzo,

generalmente plegadas; estando inicialmente dispuestas a favor de fracturas y de planos de foliación.

Localización G

Incluimos también en esta descripción, un par de tipos de estructuras de origen sedimentario observadas. Por una parte *ripples*, que se presentan como ondulaciones sobre una superficie de estratificación (N 80 E/84 N). Y por otra, un desarrollo de formas plegadas de tipo *slump* (foto 3), que se reconocen en un tramo estratigráfico de unos tres metros de potencia, dentro de un conjunto estratificado (N 84 E/47 N).



Foto 3.—Estructura sedimentaria de tipo *slump*.

4. CONCLUSIONES

Se apuntan varios sectores de interés para el estudio estructural:

— Sector norte (localizaciones A, B y C).—En

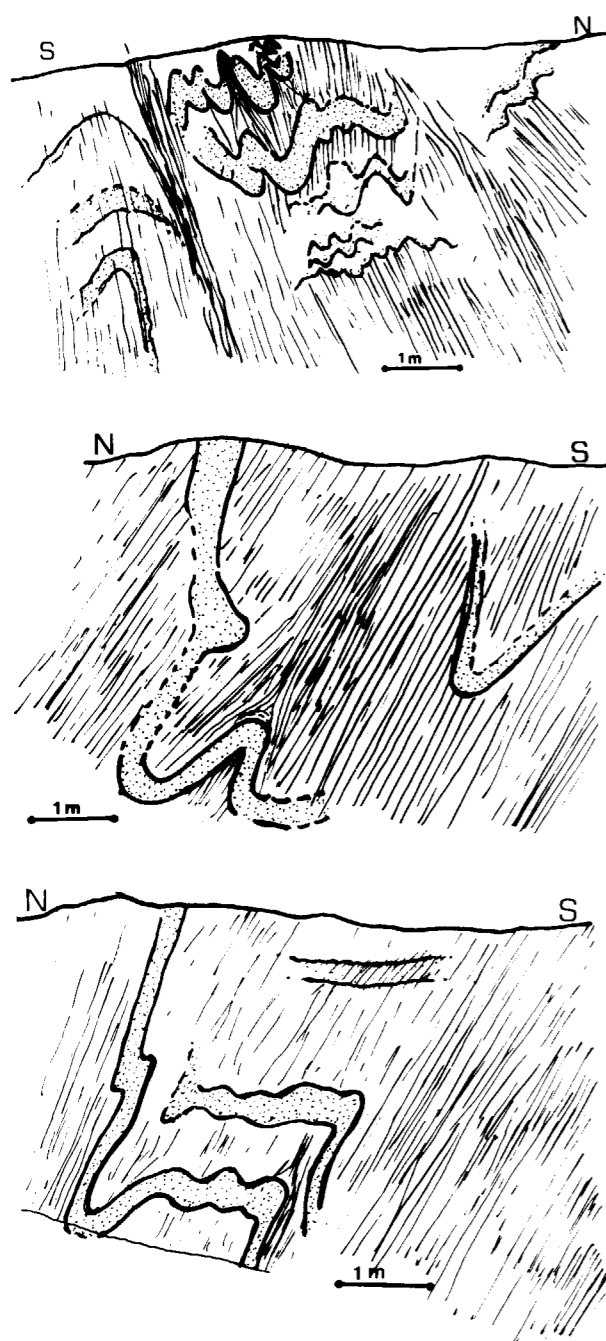


Figura 12.—Estilo geométrico de los pliegues de capas cuarcíticas del sector sur de la zona de estudio.

La geometría fundamental parece debida a la fase generadora de la S_1 .

Con frecuencia en el sector se ha observado relleno hidrotermal en forma de venas de cuarzo,

generalmente plegadas; estando inicialmente dispuestas a favor de fracturas y de planos de foliación.

Localización G

Incluimos también en esta descripción, un par de tipos de estructuras de origen sedimentario observadas. Por una parte *ripples*, que se presentan como ondulaciones sobre una superficie de estratificación (N 80 E/84 N). Y por otra, un desarrollo de formas plegadas de tipo *slump* (foto 3), que se reconocen en un tramo estratigráfico de unos tres metros de potencia, dentro de un conjunto estratificado (N 84 E/47 N).



Foto 3.—Estructura sedimentaria de tipo *slump*.

4. CONCLUSIONES

Se apuntan varios sectores de interés para el estudio estructural:

— Sector norte (localizaciones A, B y C).—En

esta zona norte se ha identificado una banda en la que en fotografía aérea se observan directrices morfoestructurales de direcciones en torno a N 75 E. A escala de afloramiento en estos sectores se han observado fracturas inversas semidúctiles e, incluso, un gran contacto mecánico horizontal (*¿cabalgamiento?*). La existencia de planos de deslizamiento, que determinan franjas en los materiales pizarrosos, y la disposición de la foliación opuesta a la regional, podrían estar relacionadas con la posible existencia de una estructura compresiva en *palmera* (*flower structure*).

— Sector central (localizaciones D, E y F).—En la zona que ocuparía aproximadamente el eje del anticlinorio, se han hecho observaciones que denotan compresión posterior al principal suceso compresivo hercínico de la región, y que provocaría fallas inversas, *imbricate fan* (RAMSAY y HUBER, 1987), crenulación y pliegues de la S_1 y, probablemente, acentuación de *boudinage* previo.

En ambas zonas son frecuentes tanto el *boudinage* de las capas de cuarcitas como las estructuras sigmoidales (de aspecto semejante a la geometría tipo s-c) en que, según diversas escalas, se presentan las pizarras; debidas a un reapretamiento posterior a la formación de la foliación inicial.

— En afloramientos, aparentemente poco deformados, del sector sur, se reconocen estructuras *slump* y superficies con *ripples*.

En este sector parece haber menos densidad de planos de discontinuidad, de tipo de falla inversa, posteriores a la S_1 , y los pliegues no aparentan estar especialmente deformados por eventos posteriores.

Dentro del nivel de interpretación que permiten las observaciones realizadas en este trabajo se apuntan dos posibilidades tectónicas:

- Dos fases compresivas F_1 y F_2 aproximadamente de igual dirección. De tal forma que la F_1 habría producido la pizarrosidad general S_1 , mientras que la F_2 reapretaría estructuras previas, produciendo accidentes inversos, así como pliegues de la S_1 y crenulación con formación de una incipiente S_2 .
- Menos probable, según la cual, habría habido una única fase compresiva que se habría

producido según diversas etapas caracterizadas por distintas condiciones en la intensidad de la cizalla y/o en la presión de confinamiento. La deformación habría comenzado con el plegamiento generalizado y la formación de la foliación S_1 , y habría evolucionado hacia manifestaciones de tipo accidentes inversos frágiles y semidúctiles con distintas magnitudes de desplazamiento, afectando con ello a la foliación inicialmente formada.

En base a las observaciones realizadas en este sector, sugerimos que, al menos en las etapas finales de estos procesos compresivos, podría haberse manifestado una cierta tendencia de componente lateral (tendencia transpresiva), cuyo desplazamiento en dirección podría haber tenido lugar especialmente a favor de ciertas bandas. Dicha propuesta viene derivada de varias observaciones: crecimiento bidireccional de los cristales de cuarzo; disposición oblicua de los pliegues de la superficie del *boudin*; disposición de fragmentos de capas de cuarcita con deslizamiento lateral respecto a la disposición general de las estructuras; disposición aparente de los pliegues en el accidente mecánico horizontal (*¿cabalgamiento?*); así como la posible estructura de tipo *flower*, que es propia de contextos transpresivos (SANDERSON y MARCHINI, 1984; RAMSAY y HUBER, 1987).

AGRADECIMIENTOS

A la Asociación de I.Q.B. de Huelva por la subvención para el estudio que da origen a esta síntesis.

REFERENCIAS

- JULIVERT, M.; FOTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Com. Mapa Tectónico de Europa. IGME.
- LOTZE, F. (1945): *Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Goetekt. Forsch., H. 6, pp. 78-92.
- RAMSAY, J. G., y HUBER, M. I. (1987): *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press.
- SANDERSON, D. J., y MARCHINI, W. R. D. (1984): *Transpression*. J. Struct. Geol., 6, pp. 449-458.
- SANTOS, A., y FERNANDEZ, F. (1982): *Hoja Magna 958. Puebla de Guzmán*. IGME. Madrid.

Original recibido: Mayo de 1994.
Original aceptado: Julio de 1994.

GEOLOGIA

Paleontología de macromamíferos del yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España).

Por A. ARRIBAS

RESUMEN

Este artículo es la segunda parte del estudio monográfico del yacimiento kárstico mesopleistoceno de Villacastín (Segovia). Se presenta el resumen del estudio paleontológico de los macromamíferos. La asociación de grandes mamíferos registrada está constituida por los siguientes taxones: *Vulpes* sp., *Meles meles atavus*, *Mustela (Putorius) eversmanni*, *Ursus* sp., *Felis (Lynx)* cf. *spelaea*, *Crocota crocuta intermedia*, *Sus scrofa*, *Dama* cf. *clactoniana*, *Cervus elaphus*, *Equus caballus* cf. *germanicus* y *Equus (Asinus)* sp. Esta asociación añade en las listas faunísticas del Pleistoceno español a dos nuevos taxones: *Meles meles atavus* y *Mustela (Putorius) eversmanni*. Por otra parte se ha descrito gran parte del esqueleto postcraneal del turón de las estepas, se han encontrado caracteres en el P₄ de los hienidos que permiten separar a las dos subespecies de *Crocota crocuta* del Pleistoceno europeo, y se han descrito y caracterizado distintos tipos de coprolitos generados por carnívoros.

Palabras clave: Pleistoceno Medio, Macromamíferos, Villacastín, Segovia.

ABSTRACT

This paper is the second part of the monograph on the Middle Pleistocene karstic deposit at Villacastín (Segovia). A summary of the paleontologic study on the macromammals is presented. The recorded association of macromammals is constituted by the following taxa: *Vulpes* sp., *Meles meles atavus*, *Mustela (Putorius) eversmanni*, *Ursus* sp., *Felis (Lynx)* cf. *spelaea*, *Crocota crocuta intermedia*, *Sus scrofa*, *Dama* cf. *clactoniana*, *Cervus elaphus*, *Equus caballus* cf. *germanicus* and *Equus (Asinus)* sp. This association adds two new taxa to the fauna of the Spanish Pleistocene: *Meles meles atavus* and *Mustela (Putorius) eversmanni*. On the other hand, most of the postcranial skeleton of *Mustela (Putorius) eversmanni* has been described. Several anatomical features of the hyaenids P₄ have been found which make it possible to distinguish between the two subspecies of *Crocota crocuta* of the European Pleistocene, and different kinds of coprolites generated by carnivores have been described and characterized.

Key words: Middle Pleistocene, Macromammals, Villacastín, Segovia.

INTRODUCCION

En este trabajo se presenta la paleontología de los macromamíferos encontrados en el yacimiento kárstico de Villacastín (Segovia). En un primer trabajo se resumía la geología y la paleontología de micromamíferos (ARRIBAS, 1994) y en un trabajo posterior se expondrán las consideraciones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas. Se ha realizado un extenso estudio comparativo de los fósiles de macromamíferos hallados en el yacimiento (ARRIBAS, 1991), por lo que presentamos un resumen del estudio paleontológico de

(*) Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

los elementos más significativos. Todas las dimensiones están dadas en mm, excepto los coprolitos cuyas dimensiones se expresan en cm. Para las referencias estratigráficas ver ARRIBAS (1994).

PALEONTOLOGIA DE MACROMAMIFEROS

- Orden: Carnívora, BOWDICH, 1821.
- Familia: Canidae, GRAY, 1821.
- Género: *Vulpes*, FRISCH, 1775.
Vulpes sp., (Zorro).

Niveles y material.—Nivel 1: un fragmento de

radio dch. Nivel 2: un fragmento de metatarsiano III dch. y un fragmento de ulna izq.

Número mínimo de individuos.—Dos adultos (un individuo en cada nivel).

Medidas.—Radio: Anchura de la extremidad distal = 14,3; DT (diámetro transversal) mínimo de la diáfasis = 7,6.

Descripción y discusión (lámina 1, figs. 1 y 2).

Metatarsiano III: El elemento está fracturado, faltándole la epífisis distal y parte de la epífisis proximal. La diáfasis es recta y de sección cuadrangular. En la epífisis proximal se sitúa una superficie articular superior plana y perpendicular al eje longitudinal del hueso. Esta superficie tiene un lóbulo muy desarrollado en la zona anterior externa, mientras que la zona interna es recta. En la cara externa se observa una depresión acentuada, situada bajo el lóbulo anterior externo de la superficie articular superior. Dentro de esta depresión se observa una faceta articular ovalada que recibe al Metatarsiano IV.

Radio: Sólo se conserva el tercio distal del hueso. La diáfasis está comprimida antero-posteriormente y es de sección elíptica con la cara posterior plana. La cara anterior es lisa aunque presenta una fina arista central y longitudinal. En la zona externa de la cara posterior se sitúa un surco de inserción muscular que discurre hasta la zona externa de la cara anterior de la epífisis distal, formando un amplio surco antero-externo. Este surco está en contacto por medio de una arista, con una pequeña superficie articular distal ovalada (escotadura ulnar), ubicada en la cara externa del radio, que articula con la epífisis distal de la ulna. En la cara anterior de la epífisis distal se aprecian otros dos surcos: uno poco marcado situado en posición central-interna y un pequeño surco antero-interno cuya dirección es oblicua al eje longitudinal del hueso. Este último surco individualiza al proceso óseo interno. En la cara inferior del hueso existe una amplia superficie articular ovalada y estrecha que está limitada, en su parte interna, por un importante proceso óseo (apófisis estiloide). Es un hueso muy grácil.

Los caracteres observados en los fósiles y las dimensiones de los mismos son genéricas del cánido de pequeña talla presente en la Península Ibérica a lo largo del cuaternario, es decir, del

género *Vulpes*. La determinación específica no se puede realizar ya que el material es muy escaso y fragmentario y las dimensiones de los restos permiten incluir al zorro de Villacastín dentro de cualquiera de las especies o subespecies del género *Vulpes* presentes en Europa Occidental durante el Pleistoceno (*V. praeglacialis*, *V. vulpes jansonii*, *V. vulpes vulpes* y *V. vulpes cruziguera*). Es necesario, sin embargo, precisar que la gracilidad general observada en los restos estudiados hace pensar en un zorro de talla pequeña del tipo *Vulpes corsac* distribuido actualmente desde las estepas del SE de Rusia a las de Asia Central.

— Familia: Mustelidae, SWAINSON, 1835.

— Género: *Meles*, BRISSON, 1762.

— Especie: *Meles meles*, LINNAEUS, 1758.

Meles meles atavus, KORMOS, 1914 (Tejón).

Niveles y material.—Nivel 2: un M₁ izq.

Número mínimo de individuos.—Un juvenil.

Medidas.—DMD (diámetro mesio-distal) x DBL (diámetro buco-lingual) = 17,8 x 8,1; L (longitud) trigónido = 9,1; L talónido = 8,7.

Descripción y discusión (lámina 1, fig. 6).—M₁: Tiene un triángulo anterior distintivo, trigónido, con tres cúspides muy desarrolladas, una labial (protocónido), y dos linguales (paracónido y metacónido). El talónido está fuertemente desarrollado, es más ancho que el trigónido y en él se sitúan dos cúspides labiales (hipocónido e hipocónulo) y una lingual (entocónido), tras la que se emplaza una cúspide accesoria moderadamente desarrollada. La zona distal del talónido está recorrida transversalmente por cinco pequeños denticulos. Se observan unos pequeños denticulos vestigiales delante del entocónido y del hipocónido, y detrás del protocónido.

La presencia de tres cúspides en el trigónido y de un ancho talónido con cuatro cúspides y varios denticulos distales es característico del género *Meles*. La longitud del talónido es aproximadamente igual a la longitud del trigónido. Esta semejanza en las dimensiones caracteriza a la especie *Meles meles* y excluye al ejemplar de Villacastín de la especie *Meles thoralis* (VIRET, 1950), que tiene el trigónido bastante más largo

que el talónido (*Meles thorali spelaeus*, L trigónido = 9,2-9,5 y L talónido = 6,6-7,2; BONIFAY, 1971). La subespecie *Meles meles atavus* (KORMOS, 1914), característica del Pleistoceno medio, se distingue de la especie actual por la presencia en el M₁ de un dentículo suplementario entre el protocónido y el hipocónido, y de otro dentículo delante del entocónido (*Meles meles atavus* de Erpfinden tiene las siguientes dimensiones: M₁ DMD x DBL = 17,2 x 8; en BONIFAY, 1971). Estos dentículos están presentes en el ejemplar estudiado por lo que pensamos que pertenece a la subespecie definida por KORMOS. El ejemplar de Villacastín es el único representante de este taxón descrito hasta la actualidad en España.

— Género: *Mustela*, LINNAEUS, 1758.

— Subgénero: *Putorius*, CUVIER, 1817.

Mustela (Putorius) eversmanni, LESSON, 1827
(Turón de las estepas).

Niveles y material.—Una hemimandíbula dch. (I₂, I₃, C, P₃-M₁), un húmero izq., una ulna izq., dos radios (dch. e izq.), una tibia dch., una fíbula dch., siete vértebras, una pelvis y cinco metápodos. Todos los fósiles proceden del nivel 2.

Número mínimo de individuos.—Un adulto.

Medidas.—Hemimandíbula: Altura mandibular (A. m.) entre P₄ y M₁ = 9,8; Espesor bajo M₁ = 5,5; L gonion-infradental = 44,4; L C-M₂ = 26,3. P₃ DMD x DBL = 3,17 x 2,05. P₄ DMD x DBL = 4,32 x 2,43. M₁ DMD x DBL máx. = 9,3 x 3,9. L máx. talónido M₁ = 2,34. Índice DMD M₁ x 100/L talónido = 397. L húmero = 55,0; DT máx. distal = 14,5. L ulna = 52,0. L radio 39,2. L tibia = 64,4. L fíbula = 58,4.

DMD M ₁	A.m.
7,6	6,9
7,7	6,9
7,7	8,2
9,2	9,4
9,4	11,2
8,1	7,0
8,8	8,0
8,6	8,0
9,3	8,2
7,7	8,0
7,8	6,5

1. *Mustela (Putorius) cf. eversmanni*, de Voigtsedt, Pleistoceno Inferior (Alemania).
2. *Mustela (Putorius) cf. stromeri*, de Hudsheim, Pleistoceno Inferior (Alemania).
3. *Mustela (Putorius) eversmanni*, de La Fage, Pleistoceno Medio (Francia).
4. *Mustela (Putorius) eversmanni*, de Trois-Frères, Pleistoceno Superior (Francia).
5. *Mustela (Putorius) eversmanni*, de Kaltbrunnental, Pleistoceno Superior (Suiza).
6. *Mustela (Putorius) putorius*, moderna (Centroeuropa).
7. *Mustela (Putorius) putorius*, de Urtiaga C, Holoceno (España).
8. *Mustela (Putorius) putorius*, de Marizulo I, Bronce (España).
9. *Mustela (Putorius) putorius*, de Urtiaga F, Pleistoceno Superior (España).
10. *Mustela (Putorius) cf. eversmanni*, de Pinilla del Valle, Pleistoceno Medio (España).
11. *Mustela (Putorius) putorius*, moderna (España, Col. MNCN).

1-2: E. THENIUS, 1965.

3: M. HUGUENEY, 1975.

4-6: F. KOPY, 1951.

7-9: J. ALTUNA, 1971.

Descripción y discusión (fig. 1)

Hemimandíbula: La sínfisis mandibular es ancha y muy alta. La rama horizontal es larga y muy robusta. Sobre ella se han conservado los siguientes dientes: I₂, I₃, C, P₃, P₄ y M₁ y los alveo-

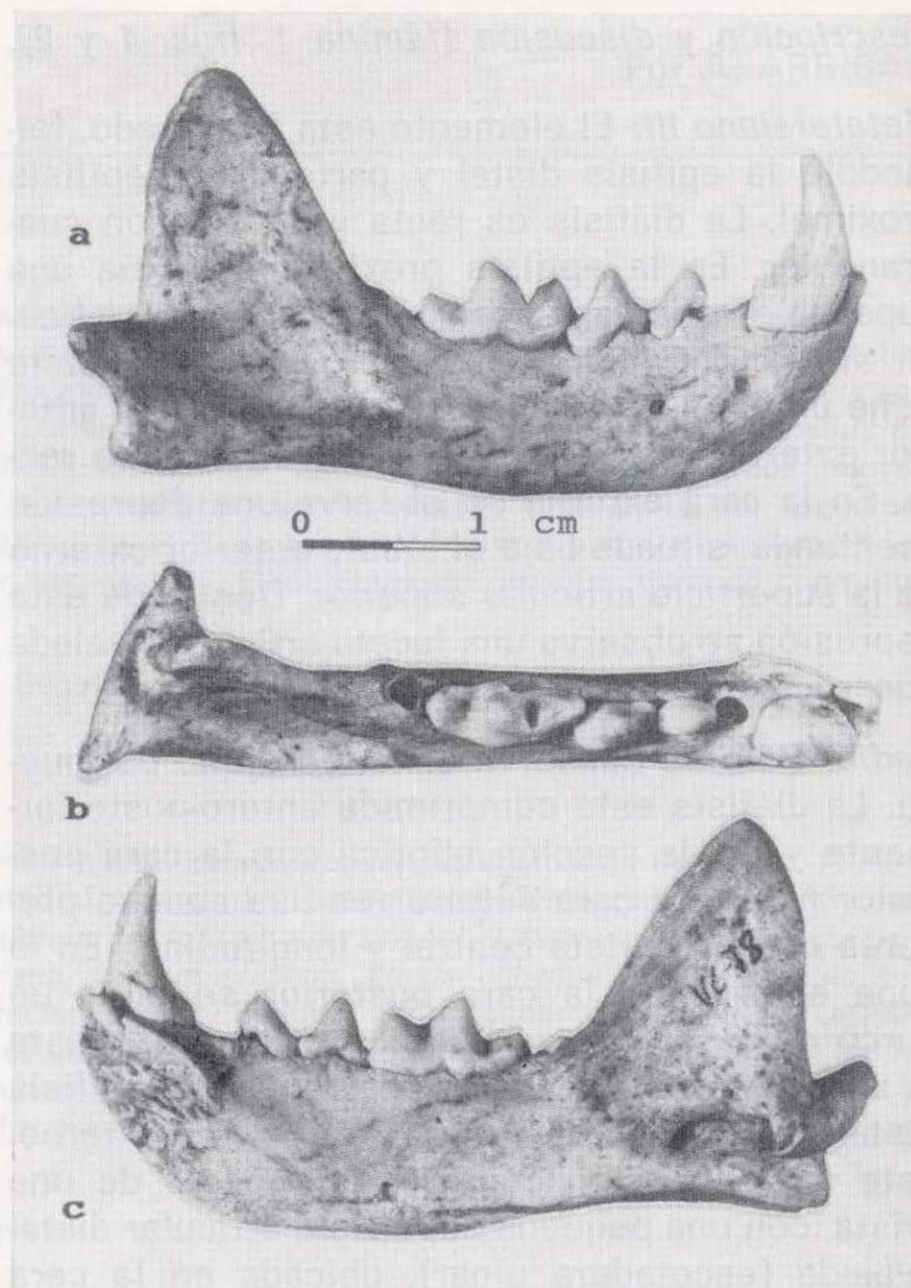


Figura 1.—Hemimandíbula derecha de *Mustela (Putorius) eversmanni*: a) cara labial; b) cara oclusal; c) cara lingual.

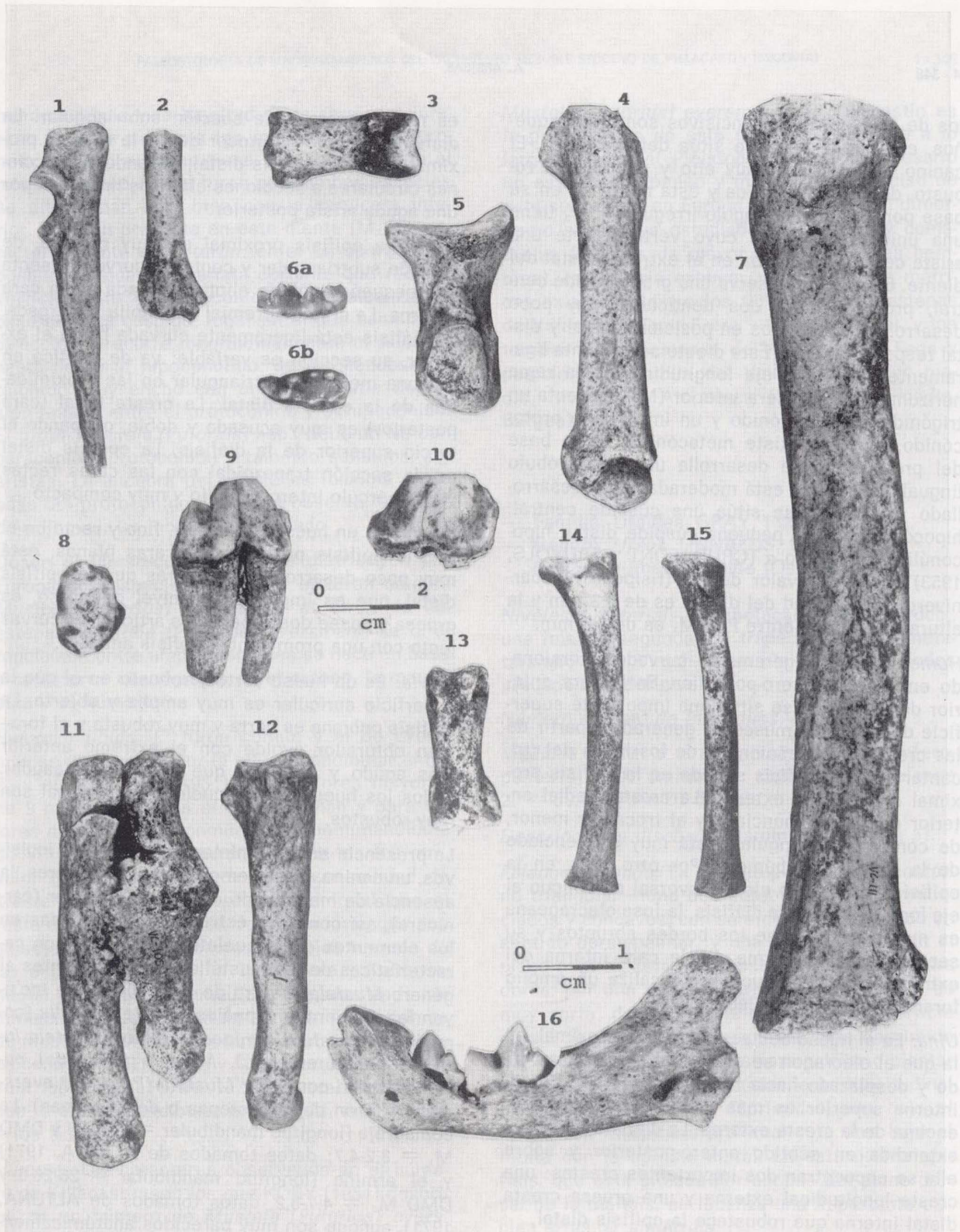


Lámina 1.—*Vulpes* sp.: 1) Ulna izq. (cara externa); 2) Radio der. (cara anterior); *Ursus* sp.: 3) Falange segunda (cara dorsal); 4) Metatarsiano V der. (cara anterior); 5) Pisiforme izq. (cara inferior); *Meles meles atavus*: 6) M₁ izq. (a. cara lingual; b. cara oclusal); *Crocuta crocuta intermedia*: 7) Radio izq. (cara posterior); 8) P² der. (cara oclusal); 9) P₄ der. (cara labial); 10) P₃ izq. (cara labial); 11) Metatarsianos IV y V izq. (cara anterior); 12) Metacarpiano II izq. (cara interna); 13) Falange primera (cara dorsal); *Felis (Lynx) cf. spelaea*: 14) Metatarsiano III der. (cara externa); 15) Metatarsiano IV izq. (cara interna); 16) Hemimandíbula infantil der. (cara lingual).

los de I_1 , P_2 y M_2 . Los incisivos son muy pequeños, el alveolo del I_1 se sitúa delante del I_2 . El canino es un diente muy alto y puntiagudo, robusto, de sección elíptica y está recorrido en su base por un notable cingulo irregular. El P_3 tiene una única cúspide de cuyo vértice parte una arista central que acaba en el extremo distal del diente. En el P_4 se observa una gran cúspide central, protocónido, y dos denticulos muy poco desarrollados, situados en posición mesial y distal respectivamente. Este diente se implanta ligeramente oblicuo al eje longitudinal de la rama horizontal. La carnífera inferior (M_1) presenta un trigónido con paracónido y un importante protocónido, pero no existe metacónido. En la base del protocónido se desarrolla un fuerte lóbulo lingual. El talónido está moderadamente desarrollado y sobre él se sitúa una cúspide central, hipocónido, y otra pequeña cúspide distal, hipocónulo. El ángulo α (CRUSAFONT y TRUYOLS, 1953) alcanza el valor de 37° (fisípido hipocarnívoro). La longitud del diente es de 9,3 mm y la altura mandibular entre P_4 y M_1 es de 9,8 mm.

Húmero: Hueso ligeramente curvado y torsionado en sentido antero-posterior. En la cara anterior de la diáfisis se sitúa una importante superficie de inserción muscular, generada a partir de las crestas que descienden de los lados del trocánter mayor, apófisis situada en la epífisis proximal en posición externa. La cresta medial anterior es muy pronunciada y el trocánter menor, de contorno rectangular, está muy diferenciado de la cabeza del húmero. Por otro lado, en la epífisis distal, cuyo eje transversal es oblicuo al eje longitudinal de la diáfisis, la fosa olecraneana es muy amplia. Tiene los bordes abruptos y su sección es seleniforme. En la cara interna del extremo distal del hueso se localiza un amplio foramen endoepicondileo.

Ulna: En el hueso destaca la epífisis proximal, en la que el olécranon se encuentra muy desarrollado y desplazado hacia la cara interna. La cresta interna superior es más amplia y se sitúa por encima de la cresta externa. La diáfisis está muy extendida en sentido antero-posterior y sobre ella se encuentran dos importantes crestas: una cresta longitudinal externa y una gruesa cresta distal interna que robustece la epífisis distal.

Radio: Se trata de un hueso en el que la epífisis proximal, de sección *arriñonada*, tiene poca extensión en comparación con la epífisis distal que

es muy robusta y de sección subtriangular. La diáfisis aumenta de grosor desde la epífisis proximal hacia la epífisis distal, pasando de secciones circulares a secciones elípticas limitadas por una aguda arista posterior.

Tibia: La epífisis proximal es muy robusta, de sección subtriangular y contorno curvo. Presenta una pequeña apófisis elíptica situada en la cara externa. La cresta ceremial es amplia y alargada. La diáfisis está ligeramente curvada hacia el exterior, su sección es variable: va de elíptica en su zona media a subtriangular en las proximidades de la epífisis distal. La cresta tibial (cara posterior) es muy acusada y doble, ocupando el tercio superior de la diáfisis. La epífisis distal es de sección trapezoidal con las caras rectas y el tubérculo interno amplio y muy compacto.

Fibula: Es un hueso muy largo, fino y recto en el que la epífisis proximal, de caras planas, está muy poco desarrollada, mientras que la epífisis distal, que es importante a nivel del tarso, es gruesa y posee dos superficies articulares curvas junto con una prominente apófisis anterior.

Pelvis: Es un hueso corto y robusto en el que la superficie auricular es muy amplia y abierta. La sínfisis pubiana es corta y muy robusta y el foramen obturador ovoide con el extremo anterior más agudo y estrecho que el extremo caudal. Todos los huesos del esqueleto postcraneal son muy robustos.

La presencia en la hemimandíbula de tres incisivos, un canino, tres premolares y dos molares, la ausencia de metacónido en el primer molar (carnífera), así como las estructuras observadas en los elementos del esqueleto postcraneal son características de los mustélidos pertenecientes al género *Mustela*. Dentro de este género se incluyen las siguientes especies: *Mustela nivalis* (comadreja), *Mustela erminea* (armiño), *Mustela lutreola* (visón europeo), *Mustela (Putorius) putorius* (turón común) y *Mustela (Putorius) eversmanni* (turón de las Estepas o de Eversman). La comadreja (longitud mandibular = 14,7-26 y DMD M_1 = 3,2-4,7; datos tomados de ALTUNA, 1971) y el armiño (longitud mandibular = 26-26,6 y DMD M_1 = 4,7-6,2, datos tomados de ALTUNA, 1971), aunque son muy parecidos anatómicamente al turón, son mucho más pequeños que éste. Se diferencian de *Mustela (Putorius) ssp.*, entre otros caracteres métricos, por la longitud de la

hemimandíbula y la longitud de la carnífera inferior, siempre menor a los mínimos de los turones. El visón europeo tiene aproximadamente el mismo tamaño que el turón pero ambas especies se diferencian muy bien con la carnífera inferior. El visón presenta en este diente (M_1) un carácter ausente en el turón: en el M_1 aparece, en posición lingual, una arista cortante que recorre verticalmente el protocónido hasta alcanzar la base de esta cúspide, lugar en el que cambia de dirección y recorre longitudinalmente el talónido hasta llegar al hipocónulo, desarrollándose un talónido muy ancho con una importante depresión lingual entre el protocónido y el hipocónido. El turón, *Mustela (Putorius) ssp.*, tiene un M_1 con paracónido, protocónido y talónido sencillos, sin aristas. La anchura del diente es máxima en la base del protocónido donde se observa, en posición lingual, un lóbulo desarrollado.

Desde el Pleistoceno medio se distribuyen por Europa dos especies de turón: el turón común, *Mustela (Putorius) putorius*, y el turón de las estepas, *Mustela (Putorius) eversmanni*. La diferenciación entre ambas especies se hace en base a caracteres observables en el cráneo, la mandíbula y el húmero.

Hemimandíbula: El turón común y el de Eversman se diferencian por la altura mandibular entre P_4 y el M_1 (KOBY, 1951), para valores mayores de 9 mm el turón es el de Eversman y para valores menores es el común. En la hemimandíbula de Villacastín esta medida alcanza los 9,8 mm, valor que se sitúa dentro de la variabilidad de *Mustela (Putorius) eversmanni*, al igual que el resto de las dimensiones del resto fósil, que son semejantes a las dimensiones de los turones de las estepas descritos en Trois-Frère y Kaltbrunnental por KOBY. Las medidas tomadas en la hemimandíbula de Villacastín superan los máximos de *Mustela (Putorius) putorius* descritos en Europa central (KOBY, 1951) y en el Norte de la Península Ibérica (ALTUNA, 1971), mustélidos en los que la altura mandibular entre P_4 - M_1 nunca llega a los 9 mm.

Húmero: Los caracteres observados en el húmero de Villacastín son los que KOBY (1951) describe en un húmero de *Mustela (Putorius) eversmanni* de Saint-Brais, haciendo referencia a la mayor robustez del húmero del turón de las estepas frente al turón común.

Mustela (Putorius) eversmanni de Villacastín es la primera cita de esta especie en España a lo largo de todo el Pleistoceno. Parece necesario un estudio anatómico y métrico más preciso de este subgénero en Europa para conocer el dimorfismo sexual, ya estudiado en armiños y comadreas (machos de mayor tamaño que las hembras), que podría explicar las diferencias métricas existentes entre los turones de las estepas de Villacastín, Trois-Frère y Kaltbrunnental, y los turones de las estepas de Voigtsedt, La Fage y posiblemente Pinilla del Valle (Pleistoceno medio, Madrid) y Atapuerca (Pleistoceno medio, Burgos).

— Familia: Ursidae, GRAY, 1825.

— Género: *Ursus*, LINNAEUS, 1758.

Ursus sp. línea arctoide (*Oso pardo*).

Niveles y material.—Un metacarpiano (Mc) I dch., una falange segunda, un trapecio dch., un metatarsiano (Mt) V dch. y un pisiforme izq. Todos procedentes del nivel 2.

Número mínimo de individuos.—Un adulto.

Medidas.—L Mt V = 81,3; DAP (diámetro antero-posterior) x DT diáfisis = 12,3 x 12,1. L falange 2.^a = 30,7; DAP x DT diáfisis = 6,4 x 10,4.

Descripción y discusión (lámina 1, figs. 3 a 5).

Falange segunda: La epífisis proximal, de contorno triangular, tiene dos surcos laterales pronunciados y cóncavos, con su eje mayor orientado en sentido dorso-palmar, y una arista situada en el plano central. Esta arista está limitada en la cara dorsal por una apófisis triangular. La diáfisis es muy corta, de sección elíptica, y su superficie dorsal se desarrolla en un plano más deprimido que el de las epífisis. En la cara palmar o plantar se desarrolla un ligero abultamiento longitudinal que separa dos zonas deprimidas, una bajo el límite con la epífisis proximal y la otra bajo el límite con la epífisis distal. En esta última epífisis, que está situada por encima del plano dorsal de la diáfisis, se localiza una importante tróclea articular simétrica.

Metatarsiano V: Hueso largo y robusto que está curvado en sentido dorso-palmar. La epífisis pro-

ximal está rota, pero se conserva una superficie articular subtriangular superior. Esta faceta está en contacto, por medio de una arista, con una superficie articular subrectangular (articula con el metatarsiano IV) situada en la diáfisis en posición antero-interna. En la cara externa de la epífisis proximal se observa, aunque está parcialmente fragmentada, un gran proceso óseo divergente del eje longitudinal de la diáfisis y proyectado hacia el exterior. La diáfisis es muy robusta y su sección varía de romboidal a elíptica en su tercio distal. La epífisis distal es asimétrica y la superficie dorsal que articula con la falange primera tiene un contorno subcircular.

Todos los huesos muestran las características propias de un animal de gran talla, robusto y plantigrado, es decir, de un úrsido. Las dimensiones de nuestros elementos permiten excluir directamente a la especie *Ursus spelaeus* (oso de las cavernas de gran talla y superespecializado, característico del Pleistoceno Superior). Por otro lado el úrsido de Villacastín presenta algunas coincidencias morfológicas con el oso de las cavernas del Pleistoceno Medio (*Ursus deningeri*), como puede ser la gracilidad relativa de los huesos con respecto a *Ursus spelaeus*, pero a su vez difiere de *U. deningeri* en el tamaño de las falanges (falange segunda de *U. deningeri* menor que la falange segunda de *U. arctos*), y en el metatarsiano V caracterizado en *U. arctos* por presentar una arista de separación entre la faceta articular anterior proximal y la superficie articular antero-interna con el metatarsiano IV (TORRES, 1984), arista inexistente en *U. deningeri* y presente en el fósil de Villacastín. Según dicho autor *U. deningeri* presenta el tercio distal del metatarsiano V torsionado hacia el interior del tarso, mientras que *U. arctos* al igual que nuestro ejemplar no muestra esta torsión. Por consiguiente parece correcto excluir de la determinación a los osos de las cavernas y asignar nuestros restos fósiles a un úrsido perteneciente a la línea arctoidea ya sea *Ursus arctos* (Pleistoceno Superior-actualidad) o *Ursus sp. arctoidea* (Cromeriense-Riss III), siendo imposible precisar la especie dado lo fragmentario del material que poseemos. Por lo tanto se esperará a obtener restos más significativos para poder realizar una determinación taxonómica definitiva.

— Familia: Felidae, GRAY, 1821.

— Género: *Felis* s.l., LINNAEUS, 1758.

— Subgénero: *Lynx*, LINNAEUS, 1758.

Felis (Lynx) cf. spelaea, BOULE, 1906 (lince de las cavernas).

Niveles y material.—Un cuboide izq., una falange segunda, dos falanges terceras, un Mt III dch., un Mt IV izq. y una hemimandíbula dch. infantil (DP₃-DP₄). El material procede del nivel 2.

Número mínimo de individuos.—Dos (un juvenil y un infantil).

Medidas.—Hemimandíbula: L cóndilo-infradental = 41,3; L gonion-infradental = 39,2; DP₄ DMD x DBL = 8,9 x 3,3. L falange 2.^a = 21,7; DAP x DT diáfisis = 4,7 x 4,4. L Mt III = 67,2 (no tiene la epífisis distal soldada); DAP x DT diáfisis = 5,6 x 8,5. L Mt IV = 67,7 (no tiene la epífisis distal soldada); DAP x DT diáfisis = 5,8 x 7,2.

Descripción y discusión (lámina 1, figs. 14 a 16).

Hemimandíbula: Hueso dentario muy poco osificado con los procesos angular y coronal y el cóndilo mandibular mal definidos. La sínfisis mandibular es muy alta y espaciada. No se han conservado ni los incisivos ni el canino, aunque sí se han preservado los gérmenes de los dientes DP₃ y DP₄ (carnicera inferior decidua). En vista lateral el DP₃ no se observa, ya que se encuentra en el interior de la rama horizontal de la hemimandíbula, y del DP₄ se puede ver la mitad superior. En vista lingual se observa una fractura en la mandíbula a través de la cual se pueden ver ambos dientes en su totalidad. El DP₃ presenta una rotura mesial por lo que el denticulo mesial no se ha conservado. El protocónido es alto y simétrico según los planos longitudinal y transversal del diente. El denticulo posterior es bajo, agudo y se apoya sobre un cingulo basal distal. La carnicera inferior está formada por dos cúspides muy agudas, siendo el paracónido mucho más bajo que el protocónido. El metacónido está situado tras el protocónido en posición lingual, se encuentra poco individualizado y está apoyado sobre un rudimento de talónido. La cara distal del diente discurre, en vista labial y lingual, divergente al plano transversal del diente.

Metatarsiano III: Hueso arqueado que presenta la diáfisis, de sección elíptica, comprimida en sentido antero-posterior y conserva sus dimen-

siones, DT y DAP, constantes en todo su recorrido. La epífisis proximal es robusta. La superficie articular superior es plana y está inclinada hacia la cara interna del hueso. En esta superficie existe un lóbulo anterior externo muy amplio de sección circular y un lóbulo anterior interno menos diferenciado que el anterior. La zona anterior de la superficie articular superior está unida a la zona posterior de dicha superficie, lóbulo posterior, a través de un estrechamiento medial transversal. Al ejemplar le falta la epífisis distal.

Metatarsiano IV: Hueso arqueado en sentido antero-posterior, en el que la diáfisis es robusta de sección elíptica en su mitad inferior y romboidal en la mitad superior. La epífisis proximal tiene una importante superficie articular de contorno elíptico situada en la cara superior. En el tercio posterior de esta cara se desarrolla un proceso óseo formado sobre la yuxtaposición de dos facetas articulares posteriores, una situada entre las caras interna y posterior y otra dispuesta parcialmente sobre la faceta descrita anteriormente, localizada en las caras posterior y externa. A este elemento también le falta la epífisis distal.

Falange segunda: La epífisis proximal es de contorno triangular y tiene dos surcos laterales de pronunciada concavidad, con su eje mayor longitudinal orientado en sentido dorso-palmar, separados entre sí por una arista situada en el plano central. Encima de esta arista se sitúa una apófisis ante la que se desarrolla, en vista dorsal, un engrosamiento óseo. La diáfisis es larga y de sección triangular. Las caras interna, externa y palmar son planas. En la unión de la cara interna y externa se desarrolla una aguda arista que discurre desde el centro de la epífisis proximal hasta el extremo interno de la epífisis distal. En la cara palmar se observa una depresión triangular situada bajo la epífisis proximal. La epífisis distal es asimétrica y presenta una tróclea en la que la superficie que articula con la falange tercera ocupa la casi totalidad de la epífisis.

La arquitectura general de los huesos del tarso, así como sus dimensiones, permiten asignar los restos fósiles de Villacastín al único felido de talla media presente en la Península Ibérica durante el Pleistoceno, es decir, al lince, *Felis (Lynx) sp.* En este subgénero se incluyen dos especies: *Felis (Lynx) spelaea*, especie robusta ex-

clusivamente fósil (Pleistoceno Inferior-Medio), y *Felis (Lynx) pardina*, especie grácil que en la actualidad sólo vive en la Península Ibérica (Pleistoceno Medio-actualidad). Los metápodos de Villacastín son más robustos y aproximadamente igual de largos que los de la especie grácil y más cortos y gráciles que los de la especie robusta. Así, el lince de Villacastín se puede incluir por su talla entre las dos especies, más próximo al lince ibérico que al lince de las cavernas, aunque esta gracilidad y pequeña talla se debe a la temprana edad del individuo que representan. Un nuevo fósil de Villacastín, perteneciente a un individuo juvenil, permite clarificar la determinación, ya que se trata de un fragmento de hemimandíbula con los alveolos de P₃ y M₁, teniendo el alveolo de la carnicera una longitud de 14,4 mm, valor que supera los máximos del lince ibérico (DMD M₁ de *Felis (Lynx) pardina* = 12,2-13,7; DMD M₁ de *Felis (Lynx) spelaea* de Francia = 12,8-15,2; BONIFAY, 1971).

Por lo anteriormente expuesto nos parece que el lince fósil de Villacastín es semejante a la especie fósil, mas no efectuaremos una determinación definitiva hasta que no se obtengan más elementos craneales de individuos adultos, bastante más significativos que los escasos restos que poseemos. La hemimandíbula infantil ha sido incluida en este taxón ya que en ella se observan los caracteres típicos de un felido inmaduro de talla media. Sí se puede afirmar que los restos encontrados pertenecen a dos individuos: uno infantil de menos de tres semanas (en la hemimandíbula los dientes deciduos están totalmente implantados a partir de la tercera semana) y otro juvenil de aproximadamente cuatro meses de edad (el fragmento mandibular posee los alveolos de DP₃, DP₄ y M₁, y en el postcraneal a partir de los siete meses las epífisis distales están soldadas a la diáfisis, antes de esa edad los individuos son juveniles o subadultos).

— Familia: Hyaenidae, GRAY, 1869.

— Género: *Crocota*, KAUP, 1828.

— Especie: *Crocota crocota*, ERXLEBEN, 1777.
Crocota crocota intermedia, M. DE SERRES, 1828.

Niveles y material.—Un I³ dch., un I³ izq., un I² dch., un Mc II izq., un Mt IV izq., un Mt V izq., un

P² dch., un P₃ izq., un P₄ dch., un canino superior dch., un radio izq. y una falange primera. Todos los fósiles han sido obtenidos en el nivel 2.

Número mínimo de individuos.—Un adulto.

Medidas.—P² DMD x DBL = 18,1 x 11,7. P₃ DMD x DBL = 26,6 x 16,9. P₄ DMD x DBL = 24,9 x 15,1. Radio: longitud mayor que 190,0; DAP x DT proximal = 13,5 x 13,9.

Descripción y discusión (lámina 1, figs. 7 a 13). P²: Tiene tres raíces, una anterior (labial) y dos posteriores (labial y lingual) fusionadas. El protocono está bien desarrollado y presenta una arista cortante situada en posición mesio-lingual. En la zona distal del diente se observa un denticulo (metastilo) poco desarrollado. El ejemplar está muy gastado.

P₃: Diente muy robusto con el protocónido largo, alto y asimétrico. En la zona mesial se observa un amplio cíngulo y en la distal un pequeño denticulo (metastilido). Al ejemplar le falta la mitad lingual y está muy gastado.

P₄: El protocónido, más reducido que el del P₃, tiene una arista cortante situada en posición mesial, que une el vértice superior de esta cúspide con el parastilido (cúspide accesoria anterior). Este denticulo anterior está moderadamente desarrollado, individualizado del protocónido y situado en posición mesial sobre un lóbulo mesio-lingual. En la porción posterior del diente se observa una plataforma fuertemente desarrollada sobre la que se emplaza, en posición labial, un amplio denticulo (metastilido). En la cara lingual, paralela al plano oclusal, se ha conservado la parte anterior del cíngulo lingual que no llega al límite protocónido-plataforma. En la cara labial, perpendicular al plano oclusal, no se observan trazas del cíngulo labial ya que en esta zona falta parte del diente. El grado de desgaste del diente es similar al que presenta el P₃.

Radio: Hueso largo y robusto. La diáfisis tiene una anchura regular y continua. Está comprimida antero-posteriormente y ligeramente torsionada. La cara anterior es lisa y la posterior está recorrida longitudinalmente por una marcada superficie de inserción muscular que ocupa las tres cuartas partes proximales del hueso. Esta superficie tiene un máximo desarrollo en la epífisis proximal, donde se engrosa y robustece generando un importante proceso de inserción. En la epí-

fisis proximal el diámetro transversal es mayor que el diámetro antero-posterior. La superficie articular superior es ovalada en su zona central-externa, subtriangular en la zona interna y ambas facetas están separadas entre sí por una pequeña arista que discurre en sentido antero-posterior. La epífisis distal está roída por hiénidos.

El P² y el P₃ de Villacastín tienen dos cúspides (protocono/cónido y metastilo/tilido). Este carácter les incluye dentro del género *Crocota* y les excluye del género *Hyaena* (fósil), caracterizado por presentar tres cúspides en estos dientes (parastilo/tilido, protocono/cónido y metastilo/tilido). Otro elemento diferencial es la presencia de una arista anterior en el protocono/cónido de los premolares. Esta arista está presente en el género *Crocota* y ausente en el *Hyaena* (fósil): «[...] El aspecto general de los premolares inferiores es masivo, felinoide, el protocónido es alto, con una fuerte inclinación lingual y limitado anteriormente por una arista cortante.», sobre el género *Crocota* (BONIFAY, 1971). Esta arista existe en el P₄ de Villacastín. En este diente se observan algunos caracteres distintivos existentes entre las dos subespecies, de la especie *Crocota crocuta*, del límite Pleistoceno Medio-Superior. Al analizar los P₄ de los individuos de la especie *Crocota crocuta* (fósil) se pueden considerar como caracteres primitivos (plesiomorfias) los que presentan los ejemplares de la forma *Crocota crocuta intermedia* (yacimientos tipo el de Pinilla del Valle, Madrid), siendo estos: A) Parastilido bien individualizado sobre un lóbulo mesio-lingual; B) Protocónido reducido a favor del metastilido, y C) C₁: Metastilido largo y C₂: Metastilido situado en posición labial. Por otro lado se pueden considerar como caracteres derivados (apomorfias) los que presentan los ejemplares de la forma *Crocota crocuta spelaea* (yacimientos tipo el de el Valle de Tejadilla, Segovia), que son: a) Parastilido poco individualizado del protocónido y situado sobre un lóbulo labio-mesio-lingual; b) Protocónido masivo, elongado distalmente a expensas del metastilido, y c) c₁: Metastilido corto y c₂: Metastilido desplazado hacia posiciones centrales de la plataforma. Así, en la muestra que hemos podido observar, las poblaciones menos evolucionadas de *C. c. intermedia* presentan todos los rasgos primitivos y a medida que las poblaciones de hiénidos son más modernas van presentando un *mosaico* mixto de plesiomorfias y apomorfias, hasta aparecer ex-

clusivamente los caracteres derivados en los individuos más evolucionados de *C. c. spelaea*. De la observación e interpretación de los fósiles se deduce que las poblaciones más evolucionadas de *C. c. intermedia* presentan una mayoría de caracteres primitivos y una minoría de caracteres derivados, mientras que en las poblaciones menos evolucionadas de *C. c. spelaea* se verifica el fenómeno inverso.

De esta forma nos encontramos un registro en el que los ejemplares primitivos de la especie *Crocota crocuta* se localizan entre el Cromer y el Riss III (*C. c. intermedia*), los ejemplares mosaico en el tránsito Ris-Würm e incluso en las fases iniciales del Würm, con un grado variable de cambios (*C. c. intermedia* o *C. c. spelaea*) y los ejemplares evolucionados o derivados en las fases media y final del Würm (*C. c. spelaea*), todo ello sujeto a un aumento gradual en la talla del diente. Las dimensiones de los restos, así como los caracteres observados en ellos, permiten incluir al hiénido de Villacastín dentro de la forma *Crocota crocuta intermedia* (individuo evolucionado), subespecie fósil característica del Pleistoceno Medio europeo. Este taxón tiene una amplia distribución espacial en Europa Occidental durante el Pleistoceno Medio, con una importante presencia en Francia. En la Península Ibérica sólo se ha encontrado abundante material de esta forma, en los yacimientos mesopleistocenos de Pinilla del Valle (ALFEREZ et al., 1982), La Cueva del Congosto (Guadalajara, Col. MNCN) y Cueva Nueva I (Segovia, Col. Museo Geominero), localidades muy próximas a Villacastín.

Por último reseñar que los criterios anatómicos presentes en el P₄ de otros hiénidos (p.e. *Pachycrocota*), junto con diversos caracteres craneales, están resultando significativos a la hora de establecer las relaciones filogenéticas entre los distintos taxones, de forma que estudios en desarrollo apuntan en la dirección de vincular a *Pachycrocota* con el género *Hyaena* y no con *Crocota*. Así pues, la variación en la estructura de este elemento yugal parece ser significativa en la sistemática de los hiénidos *modernos*.

Coprolitos

Los excrementos fósiles recogidos son muy numerosos y están localizados en los niveles 2 (90 por 100 del total) y 8 (10 por 100 del total).

Se ha realizado una selección de los coprolitos mejor conservados de forma que la muestra ha quedado reducida a un total de 60 ejemplares enteros, o bien lóbulos sueltos, agrupados de la siguiente forma:

A. Coprolitos de grandes carnívoros (42 elementos)

Descripción (lámina 2, figs. 5 a 11).—Se trata de estructuras redondas o elípticas, muy porosas y compactas, con la superficie de color ocre y el interior blanco. Su textura es pulverulenta y están formados por restos óseos triturados y digeridos, aunque en ocasiones conservan en su interior esquirlas pertenecientes a los huesos devorados por el organismo generador del excremento.

En un ejemplar completo (altura media = 6,6 cm y diámetro medio = 4,8 cm; n = 4) se observan tres lóbulos principales:

- *Lóbulo superior:* suele ser el más grande de los tres, su forma es cilíndrica con la altura mayor o igual que el diámetro. La cara superior es convexa, con un apéndice agudo, y la cara inferior es cóncava (altura media = 4,5 cm y diámetro medio = 4,5 cm; n = 14).
- *Lóbulo medio:* cilindro muy bajo con la altura menor que el diámetro. Las caras superior e inferior son cóncavas (altura media = 2,7 cm y diámetro medio = 4,2 cm; n = 8).
- *Lóbulo inferior:* tiene forma de semicircunferencia y su altura es menor que su diámetro. La cara superior es cóncava y la inferior es convexa y semicircular (altura media = 2,5 cm y diámetro medio = 3,8 cm; n = 10).

Comentarios

1. El estado de conservación de este tipo de elementos es, por lo general, muy bueno.
2. Es frecuente encontrar los lóbulos sueltos siendo excepcional el hallazgo de coprolitos enteros, ya posean dos o tres lóbulos.
3. Las dimensiones y forma de los coprolitos, la preservación de fragmentos óseos en su interior, así como la asociación estratigráfica de éstos con restos fósiles de un hiénido

adulto (nivel 2), único carnívoro de talla grande presente en el yacimiento, son datos que permiten asignar estos excrementos a los hiénidos. Estos animales ocuparon el abrigo y la fisura utilizando esta última como comedero.

B. Coprolitos de pequeños carnívoros
(18 elementos)

Descripción (lámina 2, figs. 1 a 4, 12 y 13).—Son elípticos u ovalados y más pequeños, porosos y ligeros que los de los hiénidos. Presentan grandes huecos en su interior y tienen las mismas características internas y externas apreciadas en los coprolitos de grandes carnívoros. Dentro de algunos de estos ejemplares se han encontrado pequeñas astillas e incluso huesos reconocibles de lagomorfos. Se han distinguido los siguientes modelos:

- Un único lóbulo alargado con la altura mayor que el diámetro, y con las caras superior e inferior lisas o bien terminadas en un agudo apéndice (extremo superior) (altura media = 2,8 cm y diámetro medio = 1,6 cm; n = 8).
- Dos o tres lóbulos ovalados y lisos. Cuando presentan tres lóbulos la unidad central es más ancha que alta y tiene las caras superior e inferior cóncavas (altura media = 2,3 cm y diámetro medio = 1,7 cm; n = 4).
- Un único lóbulo circular con el diámetro mayor que la altura. Este lóbulo presenta las caras superior e inferior estriadas radialmente, convergiendo todos los radios en un abultamiento central (altura = 1,5-2,0 cm y diámetro = 2,5-3,0 cm; n = 2).

Este tipo de coprolitos se localizan, casi exclusivamente, en el nivel 2 ya que en el nivel 8 sólo se ha encontrado un resto.

Comentario

- El estado de conservación de los elementos es muy bueno.
- Los coprolitos de un único lóbulo son los más abundantes.
- La forma, composición y dimensiones de los restos parecen indicar que han sido generados por carnívoros de talla media-pequeña. Los coprolitos de tipo a) son similares a los excrementos de zorro actual encontrados por nosotros en las salas de acceso a sus cubiles de cría. Los coprolitos de los tipos b) y c) no han podido ser comparados con excrementos actuales, ahora bien, no se excluye la posibilidad de que los coprolitos de dos o tres lóbulos fueran producidos por los lince, animales que se alimentan fundamentalmente de conejos y que ocuparon alguna cavidad anexa a la estudiada utilizándola como cubil de cría (nivel 2).

— Orden: Artiodactyla, OWEN, 1848.
— Familia: Suidae, GRAY, 1821.
— Género: *Sus*, LINNAEUS, 1758.
Sus scrofa, LINNAEUS, 1758 (Jabalí).

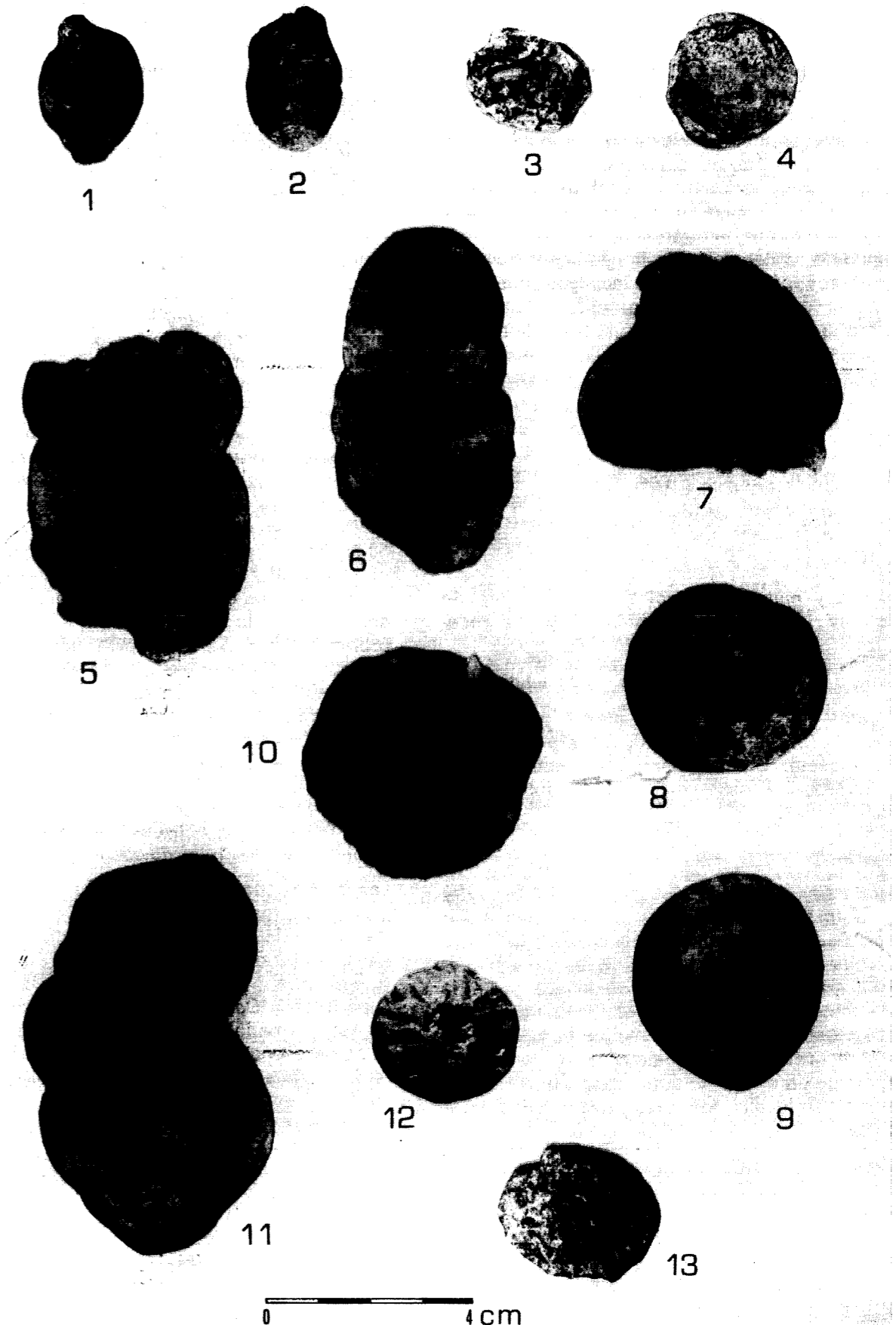
Niveles y material.—Nivel 2: un l, izq.

Número mínimo de individuos.—Un adulto.

Medidas.—L = 27,1; DMD x DBL en la base de la corona = 6,5 x 5,6.

Descripción y discusión.—El diente es largo y uniradiculado. La sección de la raíz es elíptica y aumenta su diámetro progresivamente hacia la corona. En vista labial la corona se sitúa en la porción anterior del diente, ocupando casi totalmente la sección del mismo. La corona está limitada por una superficie de desgaste paralela a la

Lámina 2.— Coprolitos de pequeños carnívoros: 1) de un lóbulo; 2) de dos lóbulos; 3) contenido de un coprolito (restos craneales de conejo); 4) lóbulo inferior; 12) y 13) de un único lóbulo estriado; Coprolitos de grandes carnívoros (hiénidos): 5) y 11) de tres lóbulos; 6) de dos lóbulos; 7) lóbulo superior; 8) lóbulo medio; 9) lóbulo inferior; 10) lóbulo inferior con fragmentos óseos.





1



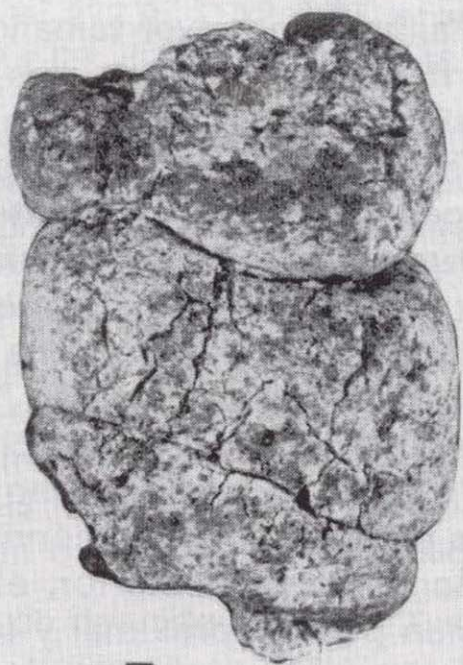
2



3



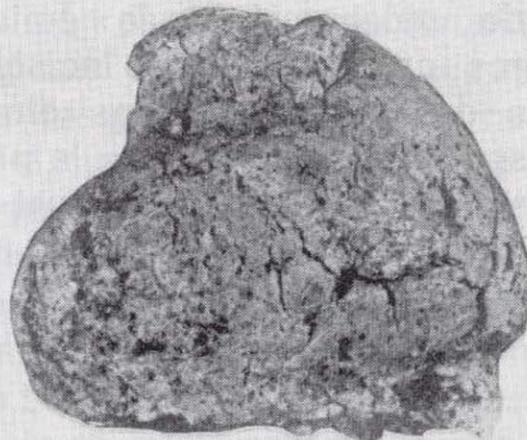
4



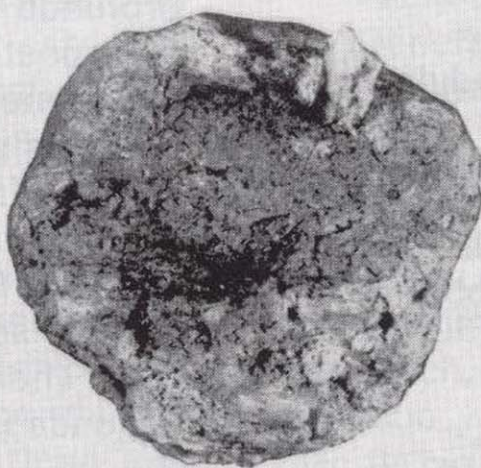
5



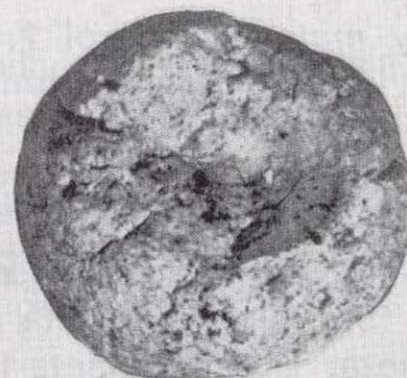
6



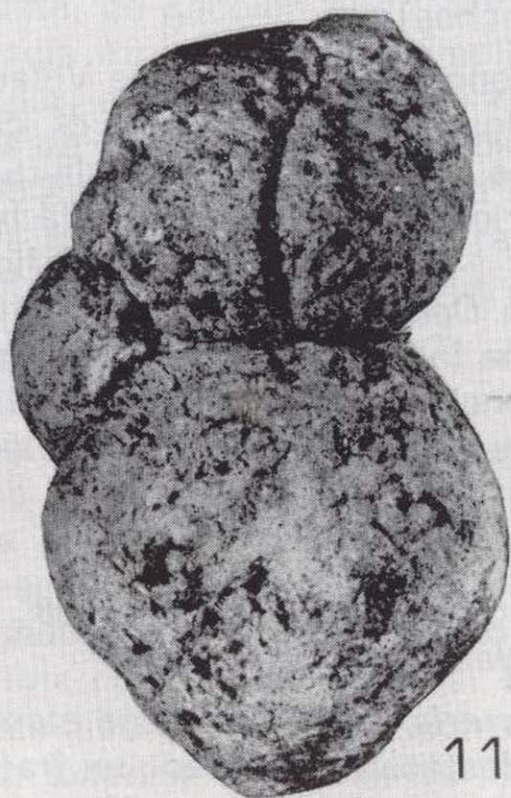
7



10



8



11



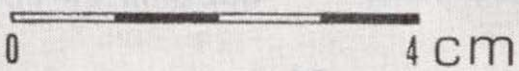
12



9



13



línea límite corona-raíz. Esta línea es oblicua al eje longitudinal del diente. En norma lingual aparece una pequeña franja de esmalte oblicua al eje del diente, y en vista oclusal se observan dos estrechas franjas de esmalte, una labial y otra lingual, separadas entre sí por una franja elíptica de cemento. El desplazamiento de la corona con respecto a la raíz, la distribución del esmalte y el ángulo de implantación en la hemimandíbula son caracteres propios de los incisivos inferiores terceros de *Sus scrofa*. Las dimensiones del diente son similares a las de la pieza homóloga de la hembra de *Sus scrofa* actual de Montes de Toledo (DMD x DBL hembra = 6,6 x 5,3; DMB x DBL macho = 5,4 x 4,0).

- Familia: Cervidae, GRAY, 1821.
- Género: *Dama*, FRISCH, 1775.
- Dama* cf. *clactoniana*, FALCONER, 1888 (Gamo).

Niveles y material.—Nivel 2: un fragmento de Mt III-IV izq. (roído por hiénidos) y una roseta izq.

Número mínimo de individuos.— Un adulto.

Medidas.—Mt III-IV: anchura máx. proximal posterior = 19,6; L de la faceta postero-externa = 12,8. Roseta: L base roseta-1.^{er} candil = 65,0; anchura en la base = 24,9; anchura sobre el 1.^{er} candil = 22,1.

Descripción y discusión

Metatarsiano III-IV: El fósil es un fragmento del tercio posterior superior de un metatarsiano. De la cara superior sólo se ha conservado la faceta articular posterior externa que es de sección elíptica, muy alargada y poco individualizada. La cara posterior del hueso es rectilínea, ligeramente más estrecha en la diáfisis que en la epífisis. Está recorrida longitudinalmente por un surco deprimido en el que se sitúa un amplio y profundo foramen localizado en las proximidades de la epífisis.

Fragmento de asta de desmogue: El ejemplar está estriado longitudinalmente y su base es muy estrecha. Se conserva desde la base de la roseta hasta 4 cm por encima del candil basal (1.^{er} candil). El asta está casi destrozada por la acción de carroñeros por lo que no se ha conservado

el primer candil y los extremos anterior y superior del fósil están roídos.

Dado lo fragmentario del material se han tomado las dimensiones anteriormente enumeradas (ARRIBAS, 1991), y se ha comparado con astas de *Dama dama* actual y metatarsianos de *Dama dama* actual, *Dama* cf. *clactoniana* y *Cervus elaphus* de Pinilla del Valle (ALFEREZ et al., 1982). El fragmento de asta pertenece a un cérvido de talla media. Es necesario excluir de la determinación al género *Rangifer* (Reno), ya que, además de ser un animal de mayor tamaño presenta lisas las superficies de las astas. Las dimensiones del fósil así como su estrecha base son datos que indican que este resto perteneció a un representante del género *Dama* y permiten excluir al género *Cervus* caracterizado por sus mayores dimensiones y su ancha base. El elemento de Villacastín es ligeramente mayor que las astas de *Dama dama* actual (L base roseta-1.^{er} candil = 58,5; anchura en la base = 23,2 y anchura sobre el 1.^{er} candil = 23,1). El metatarsiano III-IV presenta todos los caracteres de los cérvidos, como son, el surco longitudinal posterior, el amplio y profundo foramen postero-proximal y la larga faceta postero-interna de la cara superior. Las dimensiones tomadas en el metatarsiano de los cérvidos permiten separar a las especies *Cervus elaphus* (anchura más proximal posterior = 25,6-29,3 y L de la faceta postero-externa = 16,7-18,0; n = 4) y *Dama* cf. *clactoniana* de Pinilla del Valle sin que se solapen los valores mínimos de la primera (hembras) con los valores máximos de la segunda (machos).

Las dimensiones del ejemplar de Villacastín son próximas a los mínimos de *Dama* cf. *clactoniana* (hembras) de Pinilla del Valle (anchura máx. proximal posterior = 20,4-25,3 y L de la faceta postero-externa = 11,0-15,8; n = 9) y ligeramente superiores a *Dama dama* actual, confirmándose de esta forma la presencia del gamo en Villacastín. La presencia de esta especie en el yacimiento aporta interesantes datos biocronológicos.

- Género: *Cervus*, LINNAEUS, 1758.
- Cervus elaphus* ssp. (Ciervo).

Niveles y material.—Nivel 2: doce elementos entre los que destacan dos P² izq., un fragmento de hemimandíbula izq. (M₁-M₃), un fragmento de hemimandíbula infantil izquierda (DP₂-DP₄), un frag-

mento de maxilar izq. (P⁴-M³) y una roseta. Nivel 3 (base): seis elementos entre los que destacan un fragmento craneal, un radio dch. y una roseta.

Número mínimo de individuos.—Tres (dos adultos y un infantil muerto en los primeros meses de vida).

Medidas.—Rosetas: DAP x DT basal = 61,3 x 59,5 y 53,4 x 48,0; circunferencia de la roseta = 198,0 y 161,0. P²: DMD x DBL = 16,2-16,3 x 17,5 x 18,6. L M₁-M₃ = 79,7. L DP₂-DP₄ = 54,9. L M¹-M³ = 66,5. Radio: L = 273,9; DAP x DT proximal = 31,2 x 56,1; DAP x DT distal = 36,5 x 48,3.

Descripción y discusión.—El fragmento de cráneo presenta la región anterior de los frontales, la región posterior de los parietales y el extremo apical de los pedículos comidos por hiénidos. Perteneció a un macho adulto ya que es muy robusto, siendo la longitud interpedicular, a la altura de las rosetas, de aproximadamente 81 mm y la circunferencia de los pedículos de 138 mm. Las suturas interfrontal y fronto-parietal son rectas, con un dibujo muy complicado.

Las astas de desmogue tienen unas rosetas bien marcadas, típicamente perladas; están estriadas longitudinalmente y presentan los candiles y la rama principal comidos por hiénidos. Uno de los ejemplares tiene una base de sección subtriangular, el candil basal es muy robusto, arranca a 2 cm de la roseta y su sección es elíptica; el 2.^o candil surge 4 cm por encima del candil basal y su sección es circular; la rama principal es gruesa, recta, de sección elíptica y ligeramente tendida hacia atrás. El otro ejemplar tiene una base circular, el candil basal arranca a escasos milímetros de la roseta y su sección es circular, el segundo candil surge en la cara externa y su sección es también circular, y la rama principal discurre oblicua al eje de la roseta, inclinada hacia atrás y su sección es elíptica.

Los P² presentan el protocono reducido a una fina arista y un hipocono circular muy desarrollado. Uno de los ejemplares tiene un suave surco lingual entre protocono e hipocono y el otro elemento presenta un surco lingual en el protocono y un segundo surco en el hipocono. No existen pliegues internos en las fasetas. El M³ posee un fuerte cingulo lingual que recorre el hipocono en toda su extensión. Los demás fósiles encontrados no muestran caracteres dignos de mención, al ser similares a los elementos homólogos

de los representantes actuales de la especie estudiada.

Las características observadas en los fósiles, así como sus dimensiones permiten asegurar su pertenencia a cérvidos de mayor talla que «*Cervus elaphoides*» y *Dama clactoniana* y menor tamaño que cualquiera de los megacerinos (*Megaloceros* sp.). Esto es, los restos pertenecieron a individuos de la especie *Cervus elaphus* sin que existan datos que nos permitan discernir cuál es la subespecie a la que pertenecen, *Cervus elaphus elaphus* o *Cervus elaphus acoronatus*, ya que las diferencias morfométricas que permiten distinguir entre ambas formas se localizan en la zona apical del asta, región no conservada en nuestros fósiles. Ahora bien, sí se puede decir que el ciervo de Villacastín es relativamente grande, similar en tamaño a los representantes de esta especie de finales del Riss y principios del Würm.

- Orden: Perissodactyla, OWEN, 1848.
- Familia: Equidae, GRAY, 1821.
- Género: *Equus*, LINNAEUS, 1758.
- Especie: *Equus caballus*, LINNAEUS, 1758.
- Equus caballus* cf. *germanicus* (NEHRING, 1884) (Caballo germánico).

Niveles y material.—Nivel 1: un Mt III izq. Nivel 2: dos fragmentos de Mc III izq., una falange 3.^a, un I² dch. deciduo, un I¹ izq. deciduo, un I¹ dch. deciduo y un P² dch. Nivel 3: un Mc II dch., un Mc IV izq., un M² dch. y un M³ dch. Nivel 8: una falange 1.^a, una falange 2.^a, una falange 3.^a, una serie superior derecha (P³-M³) y una serie superior izquierda (P²-M³).

Número mínimo de individuos.—Nivel 1 (un adulto), nivel 2 (un adulto y un infantil), nivel 3 (un adulto) y nivel 8 (un adulto). Total: 5 individuos.

Medidas.—Dentición superior, dimensiones en el punto P: P² (n = 1): DMD x DBL = 38,0 x 25,5; LP (longitud del protocono) = 10,3; IP (índice protocónico = LP x 100/DMD) = 27,1. P^{3/4} (n=4): DMD x DBL^{medio} = 28,8 x 27,9; LP^{media} = 14,4; IP^{medio} = 51,6; AC (altura de la corona) = 70-85. M^{1/2} (n=4): DMD x DBL^{medio} = 25,8 x 26,4; LP^{media} = 13,6; IP^{medio} = 52,7; AC = 71,6-74,0. M³ (n=2): DMD x DBL^{medio} = 28,4 x 23,5; LP^{media} = 15,2; IP^{medio} = 53,3; AC = 70,75.

	(1)		(2)		(2)*100/(1)			
	DMD serie P ² -M ³		DMD P ² -P ⁴		DMD M ¹ -M ³			
	Al.	Oc.	Al.	Oc.	Al.	Oc.		
Serie izquierda VILLACASTIN Serie derecha	178,4	175,0	100,2	99,5	76,8	76,2	76,6	76,6
<i>Equus caballus</i> cf. <i>germanicus</i>	-	-	-	-	77,8	76,8	-	-
Grenelle	176,0	175,0	95,5		80,5		84,3	
Combe-Grenal Lecho G								
D ₄ -138	178,0	-	96,0		80,0		83,3	
E ₄ -233	179,0	-	97,0		81,5		84,0	
D ₄ -23	185,0	-	101,5		81,0		79,8	
E ₄ -356	186,0	-	99,0		84,0		84,8	
<i>Equus caballus</i> cf. <i>gallicus</i> Teyjat	163,0	162,5	87,5		74,5		85,1	
<i>Equus caballus piveteaui</i> Abri Suard 5-6	191,0	191,0	100,0		89,0		89,0	
<i>Equus caballus mosbachensis</i> después de Reichenau media	194-210 200,4	-	-		-		82,9-89,3	

Tabla 1.—Valores de la serie dentaria superior del équido del nivel 8 comparados con los de los équidos de distintos yacimientos europeos. Datos tomados de PRAT, 1968. Al = alveolar y Oc. = iclusal.

Descripción y discusión.—Dada la escasez y fragmentación de los restos fósiles, sólo se incluye en este apartado el material craneal procedente del nivel 8 (dentición superior) ya que es el más significativo anatómica y taxonómicamente.

P²: el protocopo está roto a la altura de la corona. En la cara lingual se observa que esta cúspide es corta y está recorrida por un fuerte surco lingual. El parastilo es estrecho y liso, el mesostilo es ancho y ligeramente acanalado. La faceta interestilar mesial es plana en el extremo oclusal de la corona y ligeramente convexa en el extremo radicular. La faceta interestilar distal es cóncava. La prefoseta es alargada aumentando su anchura distalmente. La postfoseta tiene la misma longitud que la prefoseta y conserva su anchura en toda su extensión. El pliegue del protolofa está bien marcado y se sitúa en la zona central de la prefoseta. Los pliegues del protocónulo y del hi-

postílido están muy desarrollados. El pliegue caballino es muy acusado y casi llega hasta el borde labial de la depresión transversal.

P^{3/4}: el protocono es largo y bilobulado, siendo el lóbulo distal el doble de largo que el lóbulo mesial, y está recorrido por un suave surco lingual. El parastilo es muy ancho y liso mientras que el mesostilo, menos ancho, es liso en el extremo oclusal y débilmente acanalado en el extremo radicular. El surco vestibular se extiende por la zona radicular sin llegar a la corona. La faceta interestilar mesial es muy profunda y cóncava, mientras que la faceta interestilar distal es menos profunda y ligeramente cóncava o plana. El paracono y el metacono son seleniformes, muy estrechos y alargados. La cara mesial de la prefoseta está formada por 2 ó 3 pequeños pliegues situados por encima del pliegue del protolofa. La cara distal de la prefoseta forma 3 ó 4 pequeños pliegues en bucle, por encima del pliegue

del protocónulo, en forma de islotes. El pliegue del hipostilo es simple. En la cara mesial de la postfoseta se observan dos pliegues, uno grande en posición lingual y otro menos desarrollado situado por encima del anterior. El pliegue caballino está muy acentuado y se aloja en una ancha depresión transversal.

M^{1/2}: el protocono es más corto que el de los premolares. Esta cúspide es bilobulada siendo el lóbulo anterior algo más pequeño que el posterior. El parastilo y el mesostilo son lisos y mucho más estrechos que los de los premolares. La faceta interestilar mesial es cóncava y muy profunda, y la faceta distal es plana. El paracono y el metacono son seleniformes y más anchos que los de los premolares. El pliegue del protolofa está muy poco marcado, el pliegue del protocónulo es largo y muy ancho y tras él se observa, en la cara distal de la prefoseta, un pequeño pliegue situado en posición central. Los pliegues hipostilo y caballino están muy reducidos. La depresión transversal es más estrecha que en los premolares y tiene una anchura regular a lo largo de todo su recorrido.

M³: el protocono es muy largo con un leve surco lingual que es más acusado a la altura de la corona. El lóbulo distal es casi el doble de largo que el lóbulo mesial. Los estilos son muy estrechos y lisos. La faceta interestilar mesial es cóncava en forma de U. La faceta interestilar distal es plana. El paracono es ancho y largo, y el metacono largo y muy estrecho. El pliegue del protolofa está poco marcado, el pliegue del protocónulo es muy abierto y profundo, y no existe pliegue del hipostílido ya que los terceros molares superiores de este individuo no tienen esmalte en la zona distal de la postfoseta, al situarse en este punto una depresión ovalada y abierta en su extremo distal. El pliegue caballino se insinúa en uno de los elementos y en el otro no existe. La depresión transversal es de forma triangular estrangulándose en el borde distal.

La talla de los molariformes superiores es siempre inferior a los de *Equus caballus mosbachensis* de Aragón, *E. cab. piveteaui* de Suard y *E. cab. steinheimensis* de Chatillon-Saint Jean; próximos a los de *E. cab. torralbae* de Torralba y Ambrona; iguales a los de *E. cab. cf. germanicus* de Pair non Pair, Combe-Grenal y Atapuerca; y superiores a los de *E. cab. gallicus* de Solutré (PRAT, 1968, y SANCHEZ, 1985). Se ha calculado el ín-

dice protocónico de PRAT [1] (opus cit.) para el individuo del nivel 8 y se ha representado

$$I_b = \text{Longitud mesio-distal del protocono en } P \cdot 100 / \text{Longitud mesio-distal de la corona [1] en P}$$

el valor obtenido junto con el DMD de la corona en un análisis bivariante realizado por dicho autor, en el que se puede efectuar una clara separación entre las distintas subespecies de équidos, siendo los intervalos de confianza del 95 por 100. El índice protocónico del équido de Villacastín es mayor que el de *E. cab. mosbachensis* y *E. cab. torralbae*, menor que el de *E. cab. piveteaui* y *E. cab. gallicus*, idéntico al de *E. cab. cf. germanicus* de Combe-Grenal y Pair non Pair y algo superior al de *E. cab. cf. germanicus* de Atapuerca. La representación del caballo de Villacastín (ARRIBAS, 1991) se sitúa en el intervalo de confianza de *Equus caballus cf. germanicus*. Por otro lado las dimensiones de la serie dentaria superior son semejantes a las de *E. cab. cf. germanicus* de Combe-Grenal.

Los caracteres anteriormente mencionados son típicos de *Equus caballus cf. germanicus* de Pair non Pair, Combe-Grenal (PRAT, 1968) y Atapuerca (SANCHEZ, 1985). Los molariformes superiores poseen algunos rasgos primitivos como son la ausencia del canal en el parastilo y la incompleta división del mesostilo de los premolares, así como de las formas planas de las facetas interestilares de los premolares y los molares.

Equus caballus cf. *germanicus* de Villacastín es la tercera cita de esta subespecie publicada en España. Anteriormente se había determinado en los niveles del Riss III de Atapuerca (SANCHEZ, opus cit.) y en el yacimiento del Pleistoceno Superior de Cova Negra (PEREZ RIPOLL, 1977).

— *Equus (Asinus) sp.* (Asno salvaje).

Niveles y material.—Nivel 3 (base): un radio izquierdo (1/2 distal) y una falange 3.^a posterior.

Número mínimo de individuos.—Un adulto.

Medidas.—Radio: DAP x DT distal = 34,4 x 60,2; DAP x DT diáfisis = 27,0 x 36,3. Falange: Longitud x anchura x espesor = 41,2 x 43,0 x 20,2.

Descripción y discusión.—La falange tercera presenta la típica simetría bilateral de los équidos modernos, perisodáctilos con un único dedo en cada extremidad. Los elementos fósiles tienen un tamaño similar a sus homólogos de *E. (Asinus)* sp. y de *E. hydruntinus*, por lo que consideramos que pertenecen a un representante de este grupo de équidos, es decir, a los asnos salvajes.

Evidencias de presencia humana

A lo largo del muestreo realizado hasta la actualidad se han encontrado diversos elementos líticos y óseos cuya naturaleza y caracteres superficiales permiten definirlos como utensilios líticos y óseos manufacturados por homínidos.

No es trabajo de la paleontología estudiar las industrias líticas que puedan aparecer asociadas a yacimientos paleontológicos, pero si es necesario mostrar el material descubierto para que pueda ser estudiado por los especialistas.

Niveles y material.—Nivel 3 (base): un percutor de cuarcita (VC-275), dos lascas de sílex (VC-145 y VC-430) y un fragmento de costillas con bordes pulidos y cortantes (VC-144).

Industria lítica

VC-275: Percutor de cuarcita de 59 mm de longitud máxima. En él se observan dos zonas superiores y opuestas con impactos.

VC-145: Lasca de sílex blanco de 36 mm de longitud. Presenta talón, bulbo de percusión y diversas extracciones longitudinales y transversales.

VC-430: Lasca de sílex negro de 43 mm de longitud. Posee talón, bulbo de percusión y algunas extracciones transversales.

Industria ósea

VC-144: Fragmento de costilla de 55 mm de longitud. Tiene una fractura longitudinal, de forma que la cortical externa está pulida en su extremo anterior en los bordes externo e interno. Se observan trazas de desgaste por fricción, que ha producido un doble filo cortante.

Breve comentario. La presencia, en los elementos líticos, de talón y bulbo de percusión es señal positiva de acción antrópica (Bases positivas;

CARBONELL, 1987). Estos elementos, VC-145 y VC-430, presentan además en una de sus caras señales de retoques por lo que se transforman en las denominadas *bases negativas de segunda generación* (BN2G; CARBONELL, opus cit.), quedando así confirmada la naturaleza antrópica de dichos objetos.

El objetivo óseo (VC-144) es un fragmento de hueso que tiene modificada su estructura original debido a la utilización de dicho elemento sobre materiales de trabajo desconocidos, que bien pudieran ser plantas, huesos o pieles, siendo la fricción el mecanismo modificador de dichas estructuras originales.

La presencia ocasional de homínidos en el yacimiento (abrigo) es perfectamente compatible con la ocupación periódica de estas cavidades por hiénidos y otros carnívoros de menor talla.

CONCLUSIONES

La asociación de macromamíferos registrada en el yacimiento de Villacastín consta de los siguientes taxones: *Vulpes* sp., *Meles meles atavus*, *Mustela (Putorius) eversmanni*, *Ursus* sp., *Felis (Lynx)* cf. *spelaea*, *Crocota crocota intermedia*, *Sus scrofa*, *Dama* cf. *clactoniana*, *Cervus elaphus*, *Equus caballus* cf. *germanicus* y *Equus (Asinus)* sp. Destacan por su novedad en el Pleistoceno español las siguientes formas: *Meles meles atavus* y *Mustela (Putorius) eversmanni*. Además de determinar estos taxones, a través del estudio morfométrico se ha descrito gran parte del esqueleto postcranial del turón de las estepas (hasta ahora poco conocido), se han encontrado criterios en el P₄ de los hiénidos que permiten distinguir entre *Crocota crocota intermedia* y *Crocota crocota spelaea*, y se han caracterizado distintos tipos de coprolitos de carnívoros.

El conjunto de micromamíferos (ARRIBAS, 1994) y de macromamíferos (*Crocota crocota intermedia*, *Dama* cf. *clactoniana*, *Meles meles atavus*, *Felis (Lynx)* cf. *spelaea*, ...) presente en el yacimiento indica una edad Rissense (interstadial Riss II-III), por comparación con asociaciones de yacimientos españoles y franceses. Esta asociación parece confirmar la composición del grupo paleofaunístico E del Pleistoceno Medio (AGUIRRE, 1989), asegurando la presencia de *Equus*

caballus cf. *germanicus* en el Riss peninsular. Sería conveniente incluir en la asociación que caracteriza a dicho grupo al turón de las estepas, al tejón de Villacastín y al asno salvaje como taxones presentes en España a partir del Riss II-III.

La asociación paleontológica del yacimiento de Villacastín queda de la siguiente forma:

INVERTEBRADOS (Gasterópodos): *Jaminia quadridens* y *Xeromagna* sp.

VERTEBRADOS:

Anfibios: *Bufo* sp., *Bufo calamita* y *Rana* sp.

Reptiles: *Lacerta* sp., *Lacerta lepida*, *Coluber* sp., *Natrix* sp. y Testudinidae indet.

Aves: Passeriformes indet. y *Perdix* sp.

Mamíferos: *Talpa europaea*, *Erinaceus europaeus* ssp., *Crocodyrus* cf. *russula*, *Crocodyrus suaveolens*, *Myotis myotis*, *Pitymys subterraneus*, *Microtus arvalis*, *Microtus agrestis*, *Microtus* cf. *breccienensis*, *Arvicola* cf. *sapidus*, *Apodemus* sp., *Eliomys querzinus*, *Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis*, *Lepus* sp., *Cervus elaphus*, *Dama* cf. *clactoniana*, *Sus scrofa*, *Equus caballus* cf. *germanicus*, *Equus (Asinus)* sp., *Crocota crocota intermedia*, *Felis (Lynx)* cf. *spelaea*, *Vulpes* sp., *Ursus* sp., *Meles Meles atavus* y *Mustela (Putorius) eversmanni*.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a Uly Martín Castellanos por las fotografías.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, E. (1989): *Vertebrados del Pleistoceno continental*. Mapa del Cuaternario de España. Instituto Tecnológico Geominero de España: 47-69. Madrid.
- ALFEREZ, F.; MOLERO, G.; MALDONADO, E.; BUSTOS, V.; BREA, P., y BUITRAGO, A. M. (1982): *Descubrimiento del primer yacimiento Cuaternario (Riss-Würm) de vertebrados con restos humanos en la provincia de Madrid*. COL-PA, 37: 15-32.

ALTUNA, J. (1971): *Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa*. Tesis Doctoral. MUNIBE, 1-4: 191-330.

ARRIBAS (1991): *Estudio del yacimiento de vertebrados del Pleistoceno Medio de Villacastín (Segovia)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.

ARRIBAS, A. (1994): *El yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España): Geología y paleontología de micromamíferos*. Bol. Geol. y Min., 105 (2): 146-166 (en prensa).

BONIFAY, M. F. (1971): *Carnivores quaternaires du Sud-Est de la France*. Men. Mus. Hist. nat., N.S., serie C, 21 (2): 43-274.

CARBONELL, E.; DIEZ, C., y MARTIN, A. (1987): *Análisis de la industria lítica del Complejo de Atapuerca (Burgos)*. En: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca* (E. Aguirre, E. Carbonell y J. M. Bermúdez de Castro, ed.). Junta de Castilla y León: 389-423.

CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1953): *Un ensayo gonométrico sobre la carnívoros inferior de los fisipedos*. Estudios Geol., 18: 225-255.

HUGUENEY, M. (1975): *Les Mustelidés (Mammalia, Carnivora) du gisement pléistocène moyen de La Fage (Corrèze)*. Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, 13: 29-46.

KOBY, F.-ED. (1951): *Le Putois d'Eversmann fossile en Suisse et France*. Eclog. Geol. Helvet., 44: 394-398.

KORMOS, TH. (1914): *Drei neue Raubtiere aus den Präglazialschichten des Somlyöhegy bei Püspöckfördö*. Hitt. Jb. Ungar. Geol. Reichsanstalt, 22, Budapest.

PEREZ RIPOLL, M. (1977): *Los mamíferos del yacimiento musteriense de Cova Negra (Játiva, Valencia)*. Servicio de Investigaciones Prehistóricas Diput. Prov. Valencia. Trabajos varios, 53: 1-150.

PRAT, F. (1968): *Recherches sur les Equidés Pléistocènes en France*. These de Doctorat d'Etat. Faculté des Sciences de Bordeaux: 1-692.

SANCHEZ, B. (1985): *Los équidos del Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca (Burgos)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad Complutense de Madrid.

THENIUS, E. (1965): *Die Carnivoren reste aus dem Altpleistozän von Voigstedt bei Sangerhausen in Thüringen*. Paläont. Abh., 2: 539-562.

TORRES, T. (1984): *Ursidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Madrid: 1-653.

VIRET, J. (1950): *Meles thoralis n. sp. du loess villafranchien de Saint-Vallier (Drôme)*. Eclog. Geol. Helvet., 43: 274-287.

Original recibido: Mayo de 1994.

Original aceptado: Julio de 1994.

AGUAS SUBTERRANEAS

Evolución hidroquímica temporal en algunos puntos de observación en el acuífero Almonte-Marismas (Huelva).

Por M. OLIAS (*), J. CRUZ SAN JULIAN (**), J. BENAVENTE (**)
y C. ALMEIDA (***)

RESUMEN

El control hidroquímico durante casi tres años, con una periodicidad aproximadamente mensual, en siete piezómetros y pozos poco profundos de distintos sectores de la parte libre del acuífero Almonte-Marismas, ha puesto de manifiesto variaciones importantes de algunas de las variables estudiadas (temperatura, conductividad, pH y concentración de componentes mayoritarios). El análisis de la evolución temporal de las variables en relación con los principales episodios pluviométricos, junto al tratamiento estadístico (Análisis Factorial) de los resultados y la simulación de procesos hidrogeoquímicos en uno de los puntos, permite distinguir un comportamiento diferente entre la parte meridional del acuífero, que coincide aproximadamente con la superficie del Parque Nacional de Doñana, y la zona norte del mismo. La evolución hidroquímica general está condicionada, principalmente, por los períodos de recarga que producen: a) el incremento del contenido en algunos componentes por lixiviado del suelo (sulfatos) durante las primeras lluvias de otoño, b) fenómenos de dilución durante episodios de recarga intensa y c) elevadas conductividades eléctricas del agua, en los puntos de la zona sur, cuando el nivel piezométrico se sitúa próximo a la superficie del terreno, probablemente debido a la influencia de ciertos horizontes edáficos ricos en sales.

Palabras clave: Evolución hidroquímica, Análisis factorial, Simulación hidrogeoquímica, Acuífero Almonte-Marismas.

ABSTRACT

Over a period of three years, on approximately a monthly basis, the hydrochemical monitoring of seven shallow piezometers and wells, in various sectors of the unconfined part of the Almonte-Marismas aquifer has shown significant variations in the variables studied: temperature, electrical conductivity, pH, and major constituents. Differences in behavioral patterns between the control points in the southern area—coinciding roughly with the Doñana National Park—and the monitoring points in the northern area have been pointed out from: a) analysis of the time evolution of hydrochemical characteristics versus the principal rainfall episodes, b) statistical study (Factor Analysis) of the analytical data obtained and c) the simulation of the hydrogeochemical processes in one of the monitoring points. The general hydrochemical evolution is conditioned principally by the periods of recharge, which give rise to: a) higher levels of concentration of certain components (mainly sulphates) due to the leaching of soil during the first autumn rains, b) dilution processes during periods of heavy recharge and c) high conductivities, recorded at the monitoring points in the southern area, when the piezometric level is close to the ground surface, probably due to the influence of soil horizons rich in salts.

Key words: Hydrochemical evolution, Factor analysis, Hydrogeochemical modeling, Almonte-Marismas aquifer.

1. INTRODUCCION

El acuífero Almonte-Marismas, situado en la parte baja de la Depresión del Guadalquivir (provin-

(*) Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada. C/. Severo Ochoa, s/n. 18071 Granada.

(**) Instituto del Agua. Universidad de Granada. C/. Rector López Argüeta, s/n. 18071 Granada.

(***) Departamento de Geología. Universidad de Lisboa. Campo Grande. Edificio C2, 5.º piso. 1700 Lisboa.

cias de Huelva y Sevilla), tiene una extensión próxima a 2.400 Km² (IGME, 1983), de la que el 75 por 100 corresponde a un acuífero libre y el resto está confinado bajo los sedimentos arcillosos de las marismas del Guadalquivir (fig. 1). Los materiales que constituyen el acuífero son el producto del relleno de la cuenca durante el Neógeno y Cuaternario. Las principales formaciones litológicas del acuífero son (IGME, 1983):

limos del Plioceno, arenas finas amarillentas del Pliocuatnario, *formación roja* (gravas, arenas y conglomerados del Cuaternario antiguo), conglomerados fluvio-marinos del Cuaternario antiguo, y otros depósitos recientes (arenas de barrera litoral, arenas de dunas fósiles y actuales, terrazas fluviales, etc.).

Estas formaciones están conectadas hidráulicamente de modo que podría considerarse la existencia de un único acuífero de tipo multicapa. No obstante, según CUSTODIO et al. (1992), sería más exacto distinguir entre un nivel profundo, más transmisivo, y un recubrimiento superficial (de hasta decenas de metros de espesor) de arenas con intercalaciones arcillo-arenosas, de menor permeabilidad.

El substrato impermeable del sistema está constituido por un potente paquete de margas azules de edad Tortonense, que constituye, asimismo, el límite norte del sistema. Las margas azules buzanan suavemente hacia el sur; por ello, la potencia del acuífero aumenta en esta dirección y llega a alcanzar espesores de hasta 200 m bajo las marismas (IGME, 1983). La superficie piezométrica en el acuífero libre se dispone, en términos generales, muy próxima a la topografía, adaptándose a ésta. La recarga del sistema procede casi exclusivamente de la infiltración de las precipitaciones. La descarga se produce por: a) drenaje subterráneo al océano, b) evapotranspiración, principalmente en el contacto acuífero libre-confinado, c) surgencias difusas hacia cursos superficiales, d) extracciones por bombeo, y e) flujo ascendente a través de las capas semi-confinantes de marismas.

Las cifras asignadas a los recursos de este acuífero varían ampliamente de unos a otros autores. De hecho, en el reciente trabajo de la Comisión Internacional de Expertos (1992), las entradas al sistema se consideran comprendidas entre 155 y 425 hm³/año. Las extracciones son evaluadas en dicho trabajo entre 73 y 82 hm³/año; la mayor parte de esta cifra corresponde al regadío en el Plan Almonte-Marismas (55-60 hm³/año), que cubre principalmente la zona central del acuífero (sector del Rocío) y el borde norte de la Marisma (ver fig. 1); comparativamente menores (12-15 hm³/año) son los bombeos realizados para el regadío en el sector occidental del acuífero (áreas próximas al río Tinto, ver fig. 1) y para el abastecimiento urbano (6-7 hm³/año) de los

núcleos del sector, entre los que el consumo más elevado (2,5-3 hm³/año) corresponde a Matalascañas, en el borde sur del sistema.

Son varios los estudios hidrogeoquímicos que se han realizado sobre el acuífero Almonte-Marismas: PLATA et al. (1983); BAONZA et al. (1984); MANZANO et al. (1991), y PONCELA et al. (1992). También se aporta información hidroquímica en los estudios hidrogeológicos de carácter regional, bien sea de la totalidad del acuífero (IGME, 1983) o de sectores concretos del mismo (RODRIGUEZ AREVALO, 1984, y VELA, 1984). Por otro lado, el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) y el Instituto Andaluz de Reforma Agraria (IARA) disponen de redes de observación en las que, con diferente periodicidad, realizan controles de la calidad de las aguas subterráneas.

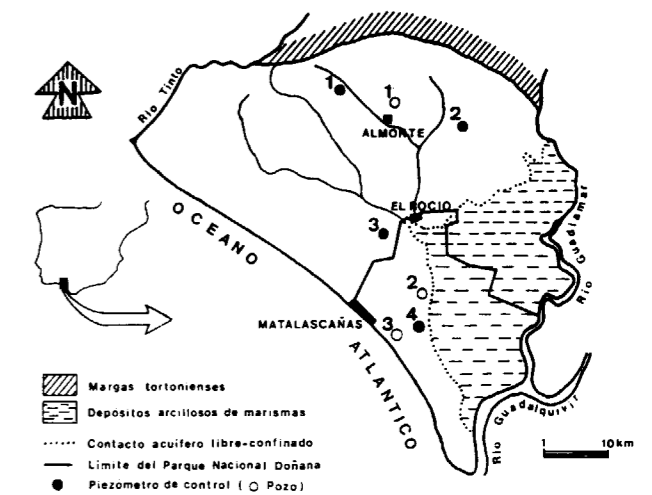


Figura 1.—Mapa esquemático del acuífero Almonte-Marismas con la situación de los puntos controlados.

2. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACION Y CARACTERISTICAS DE LOS PUNTOS DE OBSERVACION

En ninguna de las publicaciones antes citadas en el capítulo de Introducción se trata la evolución temporal de los parámetros hidroquímicos, que pueden sufrir grandes cambios en acuíferos detríticos someros (MONTGOMERY et al., 1987; HOYLE, 1989). El presente trabajo forma parte de una investigación más amplia, en el marco

de la cual se realizan muestreos hidroquímicos, con una periodicidad aproximadamente mensual, en varios piezómetros y pozos de la parte libre del acuífero. Los resultados que aquí se presentan, correspondientes al período comprendido entre octubre de 1989 y Junio de 1992, han mostrado una variación temporal importante de algunas de las principales características hidroquímicas. Desde el punto de vista hidrológico, conviene reseñar que en el año 1989-90 se produjeron importantes precipitaciones durante el otoño e invierno que dieron lugar a una notable recarga del acuífero; en el año 1990-91 la recarga se concentró en primavera, mientras que durante 1991-92 apenas existió recarga significativa concentrada.

Los puntos controlados están situados en la parte libre del acuífero (fig. 1); corresponden a cuatro piezómetros someros (profundidades entre 8 y 20 m, totalmente ranurados) y a tres pozos abiertos manualmente.

La selección de estos puntos responde al objetivo de disponer de información relativa a las principales unidades litológicas del acuífero, a los tipos de vegetación y cultivos más abundantes y a los distintos tipos de suelos (OLIAS, CRUZ-SANJULIAN y BENAVENTE, 1992).

El piezómetro número 1 y el pozo número 1, ambos con 10 m de profundidad, están situados en afloramientos de limos del Plioceno; en este sector, al lado de cultivos tradicionales, se encuentran áreas de regadío para el cultivo intensivo de fresas.

El piezómetro número 2, de 15 m de profundidad, está situado en afloramientos de arenas finas amarillentas del Pliocuatnario; bajo ellas, a una profundidad de 12 m, el piezómetro corta las margas azules atribuibles al Mioceno, que constituyen el sustrato impermeable del acuífero; entre 1,7 y 1,9 metros de profundidad se ha puesto de manifiesto la presencia de un horizonte edáfico endurecido de *fragipán* (OLIAS, CRUZ-SANJULIAN y BENAVENTE, op. cit.), denominación utilizada en el Proyecto de la FAO-IGME (1972). En este sector existen extensas superficies cubiertas de eucaliptos.

El piezómetro número 3, de 20 metros de profundidad, atraviesa arenas finas amarillentas del Pliocuatnario; los suelos presentes en este sector son los denominados *tipo Arrayán* (FAO-

IGME, 1972). Este sector, al sur de El Rocío, es una de las zonas transformadas en el Plan Almonte-Marismas y en él predominan los cultivos de frutales y fresas en regadío.

El pozo número 2, con cuatro metros de profundidad, y el piezómetro número 4, de 8 metros de profundidad, están situados en las proximidades del límite acuífero libre-acuífero confinado (ecotono de la Vera), en la parte meridional del acuífero, al ENE de Matalascañas (ver fig. 1). Ambas perforaciones atraviesan suelos arenosos correspondientes a las dunas eólicas estabilizadas y manto eólico arrasado, en los que la vegetación está representada por matorral.

El pozo número 3 atraviesa también las arenas de dunas estabilizadas y el manto eólico arrasado, en un área ocupada también por matorral. Su profundidad es de 4 metros.

A pesar de que el número de puntos utilizado en esta investigación podría parecer reducido, lo cierto es que los pozos y piezómetros controlados están distribuidos por un área extensa que representa más de la mitad de la superficie del acuífero libre, de modo que se aporta información de los sectores septentrional, central y meridional del acuífero. Por todo ello, y teniendo en cuenta, además, la coherencia de la información obtenida del conjunto de puntos estudiados, las conclusiones pueden considerarse suficientemente representativas.

3. SINTESIS DE LAS CARACTERISTICAS HIDROQUIMICAS DEL ACUIFERO

Atendiendo a las características hidroquímicas, se distinguen dos zonas en el acuífero, con marcadas diferencias entre ellas:

- Las aguas del acuífero libre son poco mineralizadas, con conductividades entre 200 y 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (PLATA et al., 1983), de facies clorurada sódica, agresivas y con una relativamente elevada presión parcial de CO_2 (BAONZA et al., 1984). En la zona de contacto acuífero libre-acuífero confinado las aguas son algo más mineralizadas y con facies entre clorurada sódica y bicarbonatada cálcica (MANZANO et al., 1991). En la zona norte las aguas son fundamentalmente bicarbonatadas cálcico-

co-magnésicas, debido a la presencia de limos arenosos calcáreos (limos del Plioceno).

De acuerdo con MANZANO et al. (1991), los rasgos hidroquímicos de la parte libre del acuífero están condicionados por la infiltración del agua de lluvia, con la incorporación de pequeñas cantidades de sales procedentes del aerosol marino, en terrenos mayoritariamente silíceos. Existen variaciones locales debidas a la mayor influencia relativa de: a) procesos de evapotranspiración, b) presencia de sedimentos calizos biogénicos, y c) actividades agrícolas (actuales o pasadas).

- Bajo la zona de marismas existe una interfase de dirección aproximada NNE-SSO entre agua dulce (al oeste) y agua salada o salobre (al este), congénita del depósito de los sedimentos (IGME, 1983). En general, las aguas de este sector del acuífero son más mineralizadas y presentan facies cloruradas sódicas (aunque en algunos casos son bicarbonatadas cálcicas), con una presión parcial de CO_2 muy baja (MANZANO et al., 1991).

4. METODOLOGIA DE LA INVESTIGACION Y DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Las muestras se han tomado en la parte superior de la zona saturada mediante un tomamuestras prototipo del Instituto del Agua de la Universidad de Granada. Las determinaciones realizadas *in situ* fueron la temperatura, la conductividad y el pH; las muestras se transportaron al laboratorio en nevera portátil y los análisis se iniciaron antes de que transcurrieran 24 horas desde el momento de muestreo. En laboratorio se analizaron cloruros y bicarbonatos por volumetría, sulfatos mediante espectrofotometría de luz ultravioleta y sodio, calcio, magnesio y potasio por espectrofotometría de absorción atómica.

El número de análisis realizados está comprendido entre 24 y 27 en los piezómetros (tabla 1) y es menor en los pozos (entre 10 y 21 muestras). La evolución de las características hidroquímicas que se observan en estos últimos puntos es muy similar a la de los piezómetros.

En la tabla 1 se presentan los estadísticos básicos de las variables físico-químicas determina-

das para los cuatro piezómetros. Aunque el objetivo primordial del presente trabajo consiste en el análisis de la evolución temporal, puede señalarse que los resultados obtenidos respecto a la distribución espacial de las variables consi-

TABLA 1
Resumen de las características hidroquímicas en los piezómetros controlados

	Temp. °C	Conduc. $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH	Cl- mg/l	HCO ₃ - mg/l	SO ₄ == mg/l	Na+ mg/l	Ca++ mg/l	Mg++ mg/l	K+ mg/l	SHO ₂ mg/l
Piezómetro 1											
Nº Datos	24	24	21	24	24	24	24	24	24	24	8
Media	18.5	936.2	7.1	58.3	351.1	94.8	29.0	87.5	49.1	13.6	41.5
Mínimo	17.0	670.0	6.7	39.0	198.0	52.2	23.0	56.0	26.7	7.0	38.0
Máximo	20.0	1080.0	7.7	65.7	404.1	172.0	34.0	109.0	62.0	22.0	47.0
Dev. típica	0.9	108.7	0.3	6.0	49.4	35.1	2.4	13.6	7.9	3.3	2.8
Coef. variación	4.6	11.6	3.8	10.3	14.1	37.0	8.3	15.6	16.1	24.1	6.7
Piezómetro 2											
Nº Datos	26	26	24	26	26	26	26	26	26	26	9
Media	17.8	692.5	6.9	18.5	462.4	26.8	17.8	84.0	38.5	1.4	43.6
Mínimo	14.0	376.0	6.6	10.6	228.7	11.4	8.0	44.0	19.4	0.4	31.4
Máximo	21.9	884.0	7.3	39.1	610.0	46.2	21.0	112.0	58.0	6.0	56.0
Dev. típica	2.2	118.5	0.2	5.6	92.6	10.5	2.7	17.9	8.2	1.2	6.4
Coef. variación	12.1	17.1	2.9	30.1	20.0	39.3	15.1	21.3	21.2	84.3	14.7
Piezómetro 3											
Nº Datos	27	27	25	27	27	27	27	27	27	27	9
Media	19.0	336.6	6.6	41.7	76.5	38.4	32.6	18.8	11.4	4.1	12.3
Mínimo	14.5	160.0	5.9	10.6	45.7	10.0	8.0	10.0	2.4	2.3	10.8
Máximo	26.0	498.0	10.1	85.0	213.5	58.4	65.0	52.0	26.7	10.0	16.0
Dev. típica	3.4	112.6	0.8	27.4	44.8	12.7	20.2	10.2	4.2	1.9	1.8
Coef. variación	18.0	33.5	11.5	65.8	58.6	33.1	63.4	54.5	37.0	45.6	14.5
Piezómetro 4											
Nº Datos	27	27	21	27	27	27	27	27	27	27	9
Media	18.4	482.7	6.6	118.9	62.4	31.2	70.2	15.1	12.3	3.7	14.2
Mínimo	13.0	250.0	6.3	60.0	38.1	10.0	35.7	6.4	4.5	2.3	11.9
Máximo	25.0	756.0	7.0	220.0	91.5	64.0	129.0	24.0	22.0	9.0	18.0
Dev. típica	3.5	160.6	0.2	44.7	18.9	15.5	26.0	5.1	5.4	1.5	1.8
Coef. variación	19.0	33.3	2.8	37.6	30.3	49.8	37.1	33.5	44.1	41.1	12.8

deradas coinciden con las conclusiones de otros trabajos realizados con anterioridad (IGME, 1983; BAONZA et al., 1984, y MANZANO et al., 1991). Así, las aguas de la zona norte del acuífero presentan facies bicarbonatadas cálcico-magnésicas mientras que al sur predominan las aguas cloruradas sódicas. La conductividad eléctrica del agua y el pH son más elevados en las muestras situadas al norte. Por otro lado, también es de destacar el bajo contenido en sulfatos en la mayor parte de los puntos y las altas concentraciones de sílice en la zona norte.

4.1. Evolución temporal

En cuanto a la evolución temporal, los datos muestran variaciones, en algún caso importantes, en casi todas las variables controladas.

La temperatura muestra oscilaciones estacionales, que son mayores, de hasta 12° C, en la zona sur del acuífero, donde el nivel piezométrico se sitúa muy próximo a la superficie del terreno (a menos de 2 m, durante todo el año, en los piezómetros 3 y 4 y pozos 2 y 3). Dichas oscilaciones son menores, con algún desfase respecto a la temperatura atmosférica, en los puntos de la zona norte, donde los niveles, aunque eventualmente pueden ascender hasta cerca de la superficie del terreno, se sitúan generalmente entre 3 y 6 m de profundidad.

La conductividad eléctrica presenta cambios considerables en todos los puntos. Algunos de estos cambios son debidos a la dilución que se produce durante fuertes episodios lluviosos, al llegar el agua de recarga de las precipitaciones al acuífero, que —con la excepción de los sulfatos— origina un descenso de la concentración de todos los iones. Después de estos periodos se recuperan los valores de la conductividad eléctrica hasta alcanzar los anteriores a la recarga. Este fenómeno de dilución se ha comprobado a partir de una unidad automática de adquisición de datos, instalada en el piezómetro 4 (OLIAS et al., 1991), con control en continuo de la piezometría, temperatura y conductividad eléctrica del agua y está de acuerdo con las experiencias de trazado de MANZANO et al. (1991), que ponen de manifiesto la importancia de los flujos verticales en los metros superiores del acuífero libre. No obstante, existen otras variaciones estacionales en los puntos situados en la parte sur (fig. 2), que presentan, en contradicción con lo expuesto anteriormente, los valores más elevados durante el invierno-primavera, mientras que los más bajos se dan en verano. Ello parece ocurrir como consecuencia de la elevación del nivel piezométrico hasta un determinado nivel edáfico, como se explica más adelante.

Cloruros y sodio también muestran una clara fluctuación estacional en los puntos situados al sur, con valores altos durante el invierno y menores en verano. En los puntos de la zona norte estas variaciones son mucho menores (fig. 3). La evolución del sodio es similar a la de los cloruros.

En la zona sur, la conductividad eléctrica muestra una correlación muy alta con cloruros y sodio, con coeficiente de correlación mayor de 0,9. Los valores máximos registrados en la conductividad

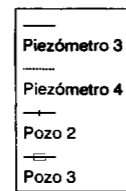
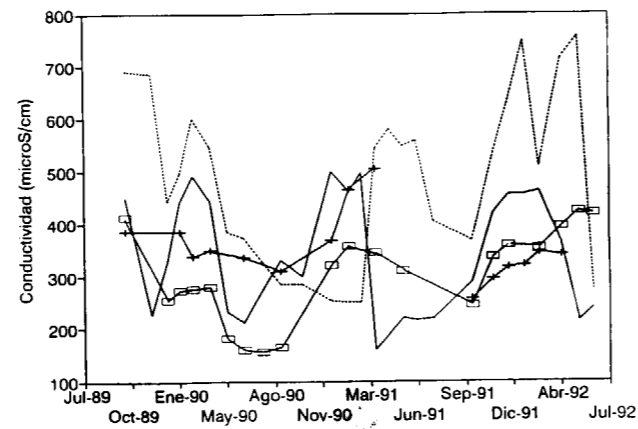


Figura 2.—Evolución de la conductividad en los puntos de la zona sur.

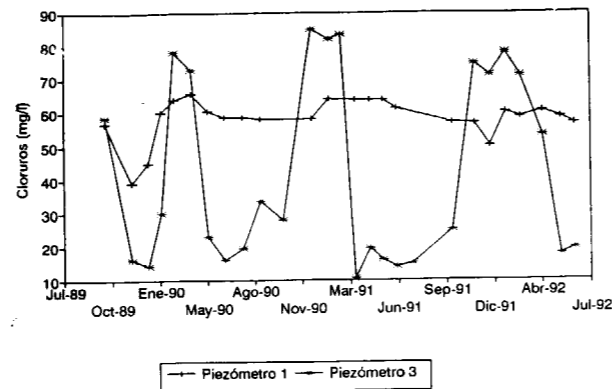


Figura 3.—Evolución de la concentración de cloruros en los puntos controlados

eléctrica del agua (y, por tanto, en los iones Cl^- y Na^+) parecen estar originados por la presencia de una zona de salinidad relativamente elevada en los horizontes más superficiales del suelo, como pone de manifiesto SILJESTRÖM (1985) en varios perfiles edáficos de la zona de contacto entre arenas eólicas y marismas (conocida como *La Vera*). No obstante, resta por explicar por qué, si existe ese horizonte, no se detecta un incremento de conductividad eléctrica como consecuencia del posible lavado de las sales durante

la infiltración de la recarga que precede al ascenso de nivel piezométrico.

Los bicarbonatos, el calcio y el magnesio presentan, en los sectores más meridionales, una evolución similar a la de los anteriores iones y otras variaciones, más difíciles de interpretar y de mayor rango, en la zona norte. Hay que tener en cuenta que en esta última zona las aguas son bicarbonatadas cálcico-magnésicas, mientras que en los puntos de la zona sur las concentraciones medias de bicarbonatos son muy bajas, entre 40 y 80 mg/l (tabla I).

El contenido en sulfatos también presenta variaciones importantes en el tiempo; los contenidos suelen aumentar al principio de la época de recarga y presentan valores más bajos durante el verano y otoño. En el piezómetro 1 y en el pozo 1 las variaciones en el contenido en sulfatos de las aguas subterráneas son especialmente marcadas (fig. 4) y pueden ser atribuidas a la aplicación de fertilizantes (muchos de ellos en forma de sulfatos), dado que en esta área son abundantes los cultivos de fresas en regadío. Un muestreo reciente en el que se ha determinado el contenido en nitratos ha revelado una concentración máxima (85 mg/l) para el piezómetro 1, lo que apoya la hipótesis anterior. Como se puede observar en la figura 4, la elevación del contenido en sulfatos se produce tras la época de estiaje, como consecuencia de episodios lluviosos importantes. Es, pues, patente el efecto de lixiviado de los sulfatos presentes en el suelo por parte de las aguas de infiltración.

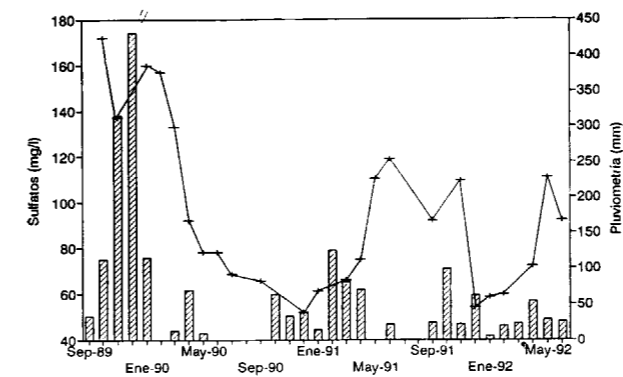


Figura 4.—Evolución de la concentración de sulfatos en el piezómetro 1 y datos mensuales de precipitación (barras).

En otros casos, sin embargo, la inexistencia de actividades agrícolas en las proximidades de los puntos de muestreo del interior del Parque (piezómetro 4 y pozos 2 y 3) obliga a invocar otras causas; en este sentido se han detectado variaciones en el contenido en sulfatos del agua de precipitación (controlada mensualmente en estaciones situadas junto a los piezómetros 2 y 4) que podrían explicar dichas fluctuaciones, teniendo en cuenta, además, la concentración en dicho anión producida por la evaporación en el suelo. Las lluvias presentan una concentración de sulfatos entre 5 y 10 mg/l durante gran parte del año, pero en las primeras lluvias del otoño (y en algunos casos en primavera) muestran contenidos sensiblemente más altos (entre 30 y 35 mg/l).

Todas estas variaciones en la composición química del agua se producen, posiblemente, en los primeros metros de la zona saturada y deben amortiguarse en profundidad.

4.2. Análisis Factorial

Se ha realizado un análisis factorial, denominado en modo R y Q simultáneos (DAVIS, 1986), que tiene la ventaja de que los pesos de las variables y de los objetos (modos R y Q, respectivamente) se pueden representar en un mismo diagrama, de forma que la relación entre un objeto y una variable quedará ilustrada gráficamente por la distancia entre los puntos correspondientes. El programa para el tratamiento de los datos ha sido confeccionado, siguiendo a DAVIS (1986), por uno de los autores de este trabajo (C. ALMEIDA).

El análisis factorial se ha realizado, en cada uno de los puntos de control, para la totalidad de datos analíticos disponibles. Las variables consideradas son las incluidas en la tabla 1, menos el pH y la sílice, que no se analizaron en todas las muestras.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto ciertas diferencias entre los puntos situados en la parte norte y la parte sur. Como ejemplo, se discuten los correspondientes a los piezómetros 2 y 4.

El primer factor (50 por 100 y 60 por 100 del total de la varianza muestral, respectivamente) es de tipo general, pues retiene los pesos más

elevados tanto de la conductividad eléctrica como de los iones más importantes en la mineralización de las aguas subterráneas. Hay que señalar dos particularidades: en el piezómetro 4 la temperatura condiciona también este factor, aunque en la parte negativa, mientras que en el número 2 la situación de los sulfatos y el potasio, alejados del resto de los iones, sugiere un origen hidroquímico de aquéllos independiente de los procesos mayoritarios de adquisición de sales (fig. 5). En el caso de la temperatura, hay que tener en cuenta la escasa profundidad del agua en el sector sur y, por lo tanto, la notable influencia ambiental en dicha variable, por lo que la circunstancia indicada traduce el hecho de que los incrementos en la mineralización tienden a producirse en los períodos de invierno-primavera, como ya ha sido comentado.

En el piezómetro 4 el segundo factor (13 por 100 de la varianza) está determinado, en su parte positiva, por los sulfatos, mientras que temperatura y bicarbonatos presentan pesos intermedios en la parte negativa (fig. 5). En el piezómetro 2, el sulfato —y, en menor proporción, sodio y potasio— determinan el tercer factor, con casi un 15 por 100 de la varianza explicada. Se trata de circunstancias que reflejan el comportamiento diferente para el caso de los sulfatos al que an-

tes se hizo alusión. En cualquier caso, hay que tener en cuenta que el ámbito hidrogeológico de ambos puntos es, dentro de la semejanza, ligeramente distinto tanto en lo que se refiere a las características litológicas como edáficas (en el entorno del piezómetro 2, a diferencia del número 4, existe un suelo relativamente bien desarrollado sobre materiales con cierta componente carbonatada).

A la vista de la figura 5, en el piezómetro 4 y para cada uno de los años hidrológicos del período de control, se identifican los siguientes procesos hidroquímicos: al final del estiaje las aguas tienen valores bajos de conductividad eléctrica y de los contenidos en Cl^- , Na^+ y Mg^{2+} ; en el inicio de la recarga se produce un aumento del contenido en SO_4^{2-} , mientras que disminuye la temperatura; con la subida importante del nivel piezométrico (en respuesta a fuertes episodios de precipitación) se produce un ascenso apreciable de la conductividad eléctrica acompañado, principalmente, de incrementos en las concentraciones de Cl^- y Na^+ ; posteriormente, durante primavera y/o verano, las aguas se hacen nuevamente menos salinas y aumenta la temperatura hasta alcanzar la situación de estiaje.

En el piezómetro 2 no se identifican ciclos anua-

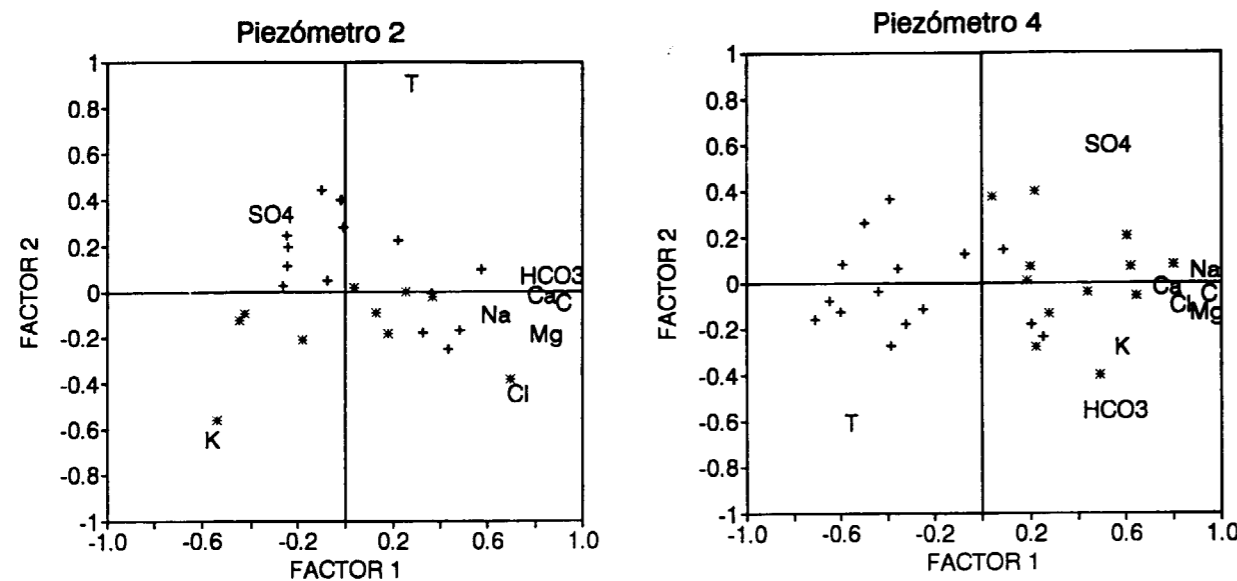


Figura 5.—Resultados del análisis factorial en los piezómetros 2 y 4 (C: Conductividad, T: Temperatura, *: Período de recarga, + muestras de otras épocas).

les tan bien marcados (fig. 5), debido a que, por la presencia de un suelo bien desarrollado y la menor pluviometría en el año 91-92, no hubo ningún episodio de recarga apreciable (fig. 6).

4.3. Estado de saturación del agua. Simulación hidrogeoquímica

El estado de saturación del agua con respecto a distintas fases minerales se ha determinado mediante el programa HIDSPEC (CARVALHO y ALMEIDA, 1989). Todas las aguas muestran una elevada presión parcial de CO_2 , con contenidos medios entre $1,8 \times 10^{-2}$ y $5,5 \times 10^{-2}$. La causa de estos elevados valores es la actividad edáfica de la vegetación (MANZANO et al., 1991), aunque en algún caso deben estar relacionados con la existencia de una capa arcillosa rica en materia orgánica en el perfil del suelo (por ejemplo en el piezómetro 2).

Los puntos de la zona sur presentan aguas muy subsaturadas respecto a casi todas las fases minerales. En la zona norte (piezómetros 1 y 3 y pozo 1), los resultados son parecidos, excepto para los minerales carbonatados, dadas las altas concentraciones de HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} ; el logaritmo del índice de saturación para la calcita presenta valores medios cercanos a cero (entre $-0,40$ y $-0,16$) y son algo más bajos respecto a la dolomita. No obstante, estos valores varían en el tiempo desde subsaturados hasta claramente sobresaturados.

En el piezómetro 2 se ha realizado una simulación de disolución de dolomita en sistema abierto al CO_2 mediante el programa de modelización hidroquímica MISOLEQ (ALMEIDA y SILVA, 1990). Este punto ha sido seleccionado porque el contenido en los iones Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ y K^+ es muy bajo, mientras que la concentración de HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} es elevada (ver tabla 1); además, se comprueba que la suma de los miliequivalentes de calcio y magnesio es igual, aproximadamente, a los del ión bicarbonato y su evolución es similar. La dolomita provendría de los limos del Plioceno que afloran en la zona norte del acuífero.

El método en que se basa dicho programa consiste en resolver un sistema lineal de ecuaciones constituido por las ecuaciones de acción de masas linearizadas y las ecuaciones de balance

de masas específicas de cada problema (ALMEIDA y SILVA, 1990). Los datos de entrada son la temperatura, presión parcial de CO_2 y el índice de saturación.

Los resultados obtenidos (fig. 6) muestran que la concentración de HCO_3^- se ajusta bien a una disolución de dolomita en sistema abierto al CO_2 . El pH muestra, asimismo, un ajuste muy bueno. Los procesos que afectarían a la concentración de estos iones y el pH son la dilución producida por el agua de lluvia y las variaciones de la presión parcial de CO_2 . Los efectos debidos al cambio de temperatura sólo podrían explicar (con un rango de variación de 8°C en este punto) diferencias del orden de $1,5 \text{ meq/l}$ para los bicarbonatos.

La evolución temporal (fig. 6) muestra los valores mínimos del contenido en bicarbonatos en enero de 1990, debido a las elevadas precipitaciones que causaron un fuerte ascenso del nivel piezométrico, y a partir de ese momento los contenidos ascienden hasta diciembre de 1990. En la primavera de 1991 se produce un nuevo descenso que coincide con otro episodio de recarga notable (fig. 6). No parece que esta disminución se deba al incremento de la evapotranspiración en primavera (HOYLE, 1989; DUTTON, 1990) ya que en los otros dos años de control no se detecta dicho efecto. Estas variaciones, pues, parecen deberse a la dilución por mezcla del agua de lluvia, como se ha expuesto anteriormente para la conductividad eléctrica en los puntos de la

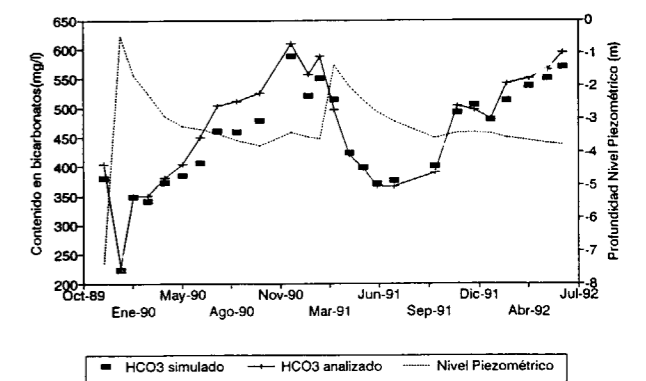


Figura 6.—Evolución de la concentración de bicarbonatos en el piezómetro 1 (datos reales y datos obtenidos a través de una simulación por disolución de dolomita en sistema abierto al CO_2) y variación del nivel piezométrico.

zona sur, pero en este caso la recuperación de los valores habituales es mucho más lenta. Por otro lado, con los ascensos del nivel piezométrico se produce una disminución de la presión parcial de CO_2 , lo que a su vez produce un aumento del índice de saturación de calcita que favorece el descenso del contenido en bicarbonatos. A partir de la primavera de 1991 comienza la recuperación de las concentraciones de HCO_3^- que continúa hasta junio de 1992 (último análisis) Durante el año 91/92 no se produce una disminución en la concentración de bicarbonatos, debido a que no existe ningún episodio de recarga importante (fig. 6).

Los contenidos en magnesio y en calcio, aunque siguen las mismas tendencias que el de los bicarbonatos, presentan una desviación entre valores reales y simulados algo más pronunciada, probablemente debido a que estos cationes están sujetos a fenómenos modificadores de intercambio iónico. Para el calcio, a partir de marzo de 1991, los valores reales son superiores (aproximadamente 1 meq/l) a los obtenidos en la simulación.

5. CONCLUSIONES

En una serie de puntos de control, localizados en distintos sectores del acuífero Almonte-Marismas, se han puesto de manifiesto variaciones relativamente importantes en las variables hidroquímicas controladas (temperatura, conductividad, pH y concentración de componentes mayoritarios), la mayoría de ellas con carácter estacional en relación con los periodos de recarga y estiaje más o menos prolongados. En todos los casos las observaciones corresponden a la franja inmediatamente por debajo del nivel freático.

La evolución de la conductividad eléctrica está condicionada por procesos de dilución debidos al efecto del agua de lluvia durante fuertes episodios de recarga; de manera local, en los puntos de la zona sur, la conductividad aumenta (debido, principalmente, al incremento de Cl^- y Na^+) durante los meses de invierno y primavera y es menor en el verano, lo que puede atribuirse a que la elevación del nivel piezométrico provoca que la zona saturada alcance un horizonte edáfico subsuperficial con mayor contenido en sales.

Durante buena parte del período estudiado, el contenido en sulfatos registra una evolución que sigue pautas distintas a las del resto de los iones mayoritarios; presenta también oscilaciones estacionales, con máximos al principio de la época de recarga, que deben ser resultado de procesos de concentración y lixiviado de las sales depositadas en el suelo de forma natural (precipitación) o como consecuencia de las labores agrícolas.

El análisis factorial realizado confirma todas las conclusiones anteriores. En los diagramas de factores las muestras se ordenan según ciclos anuales condicionados, fundamentalmente, por la conductividad eléctrica del agua: en verano y otoño las aguas suelen presentar una conductividad menor, mientras que en invierno y primavera los valores de la conductividad son más elevados.

Las aguas presentan una elevada presión parcial de CO_2 , con valores medios entre $1,8 \times 10^{-2}$ y $5,5 \times 10^{-2}$.

Se ha realizado una modelización hidroquímica en el piezómetro 2, simulando las concentraciones de HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} y el pH a partir de una disolución de dolomita (presente en los limos del Plioceno), en sistema abierto al CO_2 . Los resultados muestran un ajuste muy bueno entre los valores de HCO_3^- y pH y algo peor para el Ca^{2+} y Mg^{2+} . La evolución temporal está influida sobre todo por los episodios de recarga especialmente importantes, con fuertes ascensos del nivel piezométrico, lo que provoca un descenso del índice de saturación en dolomita por dilución.

REFERENCIAS

- ALMEIDA, C., y SILVA, C. (1990): *MISOLEQ - Um programa para simulação de processos reactivos envolvendo mineiras, gases e água*. Geolis, IV (1 y 2), 217-227.
- BAONZA, E.; PLATA, A., y SILGADO, A. (1984): *Hidrología isotópica de las aguas subterráneas del Parque Nacional de Doñana y zona de influencia*. Cuadernos de Investigación del CEDEX, C7. Madrid, 139 pp.
- CARVALHO, M. R., y ALMEIDA, C. (1989): *HIDSPEC, un programa de especificação e cálculo de equilíbrios água/rocha*. Geociências, Rev. Univ. Aveiro, 4 (2), 1-22.
- Comisión Internacional de Expertos (1992): *Dictamen sobre estrategias para el desarrollo socioeconómico sostenible del entorno de Doñana*. Informe técnico, Sevilla, 131 pp. más Anexos.

CUSTODIO, E.; DOLZ, J.; GUIMERA, J.; MANZANO, M.; PONCELA, R.; SAMPER, J.; SANCHEZ-JUNY, M., y VELASCO, E. (1992): *Aportaciones al conocimiento hidrológico de los acuíferos del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, Madrid, XVI, 425-439.

DAVIS, J. C. (1986): *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons, 2.ª ed., Singapur, 646 pp.

DUTTON, A. R. (1990): *Vadose zone recharge and weathering in an eocene sand deposit, East Texas, USA*. J. Hydrol., 114, 93-108.

FAO-IGME (1972): *Proyecto piloto de utilización de aguas subterráneas para el desarrollo agrícola de la cuenca del Guadalquivir. Estudio detallado de los suelos de la zona: Villamanrique de la Condesa-Hinojos-Almonte-El Rocio*. Informe Técnico, Sevilla, 58 pp.

IGME (1983): *Actualización de datos hidrogeológicos en los acuíferos de Almonte-Marismas y Mioceno de base. Hidrogeología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Informe Técnico, Madrid, 185 pp.

HOYLE, B. L. (1989): *Ground-Water quality variations in a silty alluvial soil aquifer, Oklahoma*. Ground Water, 27 (4), 540-549.

MANZANO, M.; CUSTODIO, E., y PONCELA, R. (1991): *Contribución de la hidrogeoquímica al conocimiento de la hidrodinámica de los acuíferos del área de Doñana*. III Simposio sobre el Agua en Andalucía, Córdoba, v. I, 475-486.

MONTGOMERY, R. H.; LOFTIS, J. C., y HARRIS, J. (1987): *Statistical characteristics of ground-water quality variables*. Ground Water, 25 (2), 176-184.

OLIAS, M.; CRUZ-SANJULIAN, J., y BENAVENTE, J. (1992): *Investigación hidrogeológica en el Proyecto Efectos ecológicos de la explotación de acuíferos en el Parque Nacional de Doñana*. Informe Técnico, Univ. de Granada, 171 pp. y Anexos.

OLIAS, M.; CRUZ-SAN JULIAN, J.; BENAVENTE, J.; GARCIA-NOVO, F., y MUÑOZ-REINOSO, J. C. (1991): *New data about the Almonte-Marismas aquifer from the hydrogeological monitoring (1989-1990)*. Proc. XXIII IAH Intern. Congress Aquifer Overexploitation, Islas Canarias, t. I, 159-162.

PLATA, A.; BAONZA, E., y SILGADO, A. (1983). *Hidrología isotópica de las aguas subterráneas del Parque Nacional de Doñana y zona de influencia*. Isotopes in Hydrology, Viena, 321-340.

PONCELA, R.; MANZANO, M., y CUSTODIO, E. (1992): *Medidas anómalas de tritio en el área de Doñana*. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, Madrid, XVII, 351-365.

RODRIGUEZ-AREVALO, F. J. (1984): *Estudio hidrogeológico de la zona de contacto entre los depósitos eólicos y de marisma en el área de Doñana (La Vera-La Retuerta)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 175 pp.

SILJESTRÖM, P. (1985): *Geomorfología y edafogénesis de las arenas del Parque Nacional de Doñana*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 467 pp.

VELA, A. (1984): *Estudio preliminar de la hidrogeología e hidrogeoquímica del sistema de dunas móviles y flecha litoral del Parque Nacional de Doñana*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 221 pp.

Original recibido: 16 de Diciembre de 1993.
Original aceptado: 26 de Abril de 1994.

INGENIERIA GEOAMBIENTAL

Niveles de alteración y cargas críticas de suelos sobre diferentes materiales originarios de la Comunidad de Madrid.

Por R. JIMENEZ BALLESTA (*), B. SANCHEZ CABRERO (*),
R. GARCIA GIMENEZ (*) y H. SVERDRUP (**)

RESUMEN

El concepto de cargas críticas se ha ideado para establecer estrategias con las que poder controlar la contaminación atmosférica regional. En este artículo se calculan las cargas críticas de diversos suelos (originados sobre diferentes materiales originarios) de la Comunidad de Madrid, utilizándose un balance de masas al estado estacionario. El nivel de alteración se determina de acuerdo con el modelo PROFILE, teniendo en cuenta la textura y propiedades geoquímicas de los suelos. Se encuentra un rango amplio de valores tanto de niveles de alteración como de cargas críticas. Sin embargo afloran varias incertidumbres derivadas de los cálculos del propio método.

Palabras clave: Alteración, Suelos, Carga crítica.

SUMMARY

Critical loads have been widely accepted as a basis for control strategies for regional air pollution. In this paper critical loads of acidity were calculated using the steady state mass balance model for several soils (developed on different materials) of Comunidad de Madrid. The weathering rate was determined using texture and geochemical properties of soils, according to the PROFILE model. The results show a full range of weathering rate and critical loads. But the uncertainties in the model calculations will induce a certain uncertainty in final values of weathering rate and critical loads.

Key world: Weathering, Soils, Critical loads.

INTRODUCCION

La contaminación atmosférica (SO₂, NO_x y NH₄) puede provocar en el bosque una pérdida de vitalidad del mismo, pudiendo este efecto estar mediatizado por el suelo, a través del desarrollo radicular. En efecto, las sustancias acidificantes, procedentes de la atmósfera, al depositarse en el suelo tienden a generar normalmente soluciones diluídas ácidas, iniciándose con la percolación de las mismas cambios sustanciales en la geoquímica del medio edáfico.

Bajo esta problemática, tras la *Convention on Long-Range Transboundary Air Pollution* celebrada en 1979, se pusieron en marcha una serie de programas de cooperación internacional con objeto de monitorizar, reducir y controlar las emisiones de contaminantes atmosféricos, a escala europea.

En España, debido quizá a que no se consideran aún los aportes ácidos como importantes, bien porque los medios geoquímicos de nuestro entorno son menos susceptibles a la acidificación, o quizá simplemente porque otros procesos de degradación tienen un cariz más abrumador (tal es el caso de la erosión), tan sólo recientemente se le ha prestado suficiente atención a esta pro-

blemática. Así, con independencia de los trabajos sobre procesos de alteración y acidificación natural de suelos, entre otros de ALEXANDRE et al., 1981; JIMENEZ BALLESTA et al., 1984 y 1990, y URRUTIA et al., 1990, se han llevado a cabo algunos estudios encaminados a evaluar las cargas críticas de los ecosistemas edáficos, concretamente del territorio de la Comunidad de Madrid, SANCHEZ CABRERO y JIMENEZ BALLESTA, 1993.

El objetivo fundamental del presente trabajo consiste en estimar qué niveles de alteración y qué cargas críticas presentan diversos suelos de la Comunidad de Madrid, que han sido seleccionados en virtud de desarrollarse a partir de materiales originarios de composición geoquímica muy diferente.

NIVELES DE ALTERACION Y CARGAS CRITICAS

La incorporación de compuestos atmosféricos acidificantes a un suelo, conduce a un cambio químico de la solución percolante del mismo, produciéndose dos hechos:

1. Al aumentar la concentración de H⁺ y de Al³⁺ aumenta el nivel de acidificación, a la vez que la concentración de nutrientes disponibles será menor.
2. Que por las condiciones ácidas desarrolladas se puede liberar más Al y metales pesados, alcanzándose valores tóxicos de los mismos para las plantas.

Frente a la acidez así generada el suelo tiene una determinada capacidad de neutralización, derivada del complejo de cambio y de la alteración mineral, constituyendo esta última la principal fuente amortiguadora, a largo plazo. Por lo que si la misma es insuficiente para suministrar la demanda de cationes básicos, entonces el suelo sufre un proceso de acidificación.

Para evaluar la vulnerabilidad de los ecosistemas forestales frente a la contaminación atmosférica, se ha establecido un nuevo concepto: *LA CARGA CRITICA*, que representa el máximo aporte ácido que no perjudica, a largo plazo, la estructura y función de dicho ecosistema. Obviamente, para calcular este valor de carga crítica será preciso estimar el nivel de alteración mineral.

Normalmente la estimación del nivel de alteración mineral, entendido como la disolución química de los minerales silicatados en el suelo, se obtenía por medio de balances en suelos o cuencas hidrológicas (PACES, 1983, 1986; VELBEL, 1985), pero debido a la complejidad de las medidas y al efecto de diversos factores, éstas pueden ser inadecuadas. Como alternativa se han realizado experimentos de disolución mineral en el laboratorio.

Por ello existen varios modelos teóricos de cálculo del nivel de alteración, si bien no todos pueden utilizarse, al menos cuando se les pretende usar con fines cartográficos. En general, estos métodos han sido sometidos a diferentes test a fin de reconocer su grado de validez (SVERDRUP y WARFVINGE, 1988; WARFVINGE y SVERDRUP, 1992).

En un orden decreciente de exactitud y complejidad podemos destacar:

1. Cálculo por medio del modelo PROFILE a partir de los datos mineralógicos y texturales.
2. Correlación mineralogía-alteración.
3. Correlación contenido total de bases en el suelo-alteración.

CALCULO DEL NIVEL DE ALTERACION Y CARGAS CRITICAS MEDIANTE EL MODELO PROFILE

Para calcular las cargas críticas se han propuesto, dependiendo del objetivo final dos métodos:

- a) Balance de masas al estado estacionario (SSMB, Steady State Mass Balance).
- b) Modelo dinámico (DM, Dynamic Modelling), SVERDRUP et al., 1990.

Dado que para aplicar el modelo dinámico se necesita disponer de datos secuenciados en el tiempo, aquí utilizamos el SSMB, que si bien es un modelo de simulación desarrollado para su aplicación en ambientes geoquímicos diferentes al que nos ocupa, puede ser potencialmente aplicable. En dicho modelo se predicen los valores químicos de ciertos iones relevantes en la solución del suelo, estableciéndose un balance de masas estocástico, entre los aportes ácidos a largo plazo y la producción de alcalinidad, tam-

(*) Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid.

(**) Dpto. Ingeniería Química. Univ. de Lund. Suecia.

bién a largo plazo. En el modelo se incluyen reacciones de equilibrio en la solución del suelo como alteración de silicatos, absorción de nutrientes catiónicos, nitrificación, etc. Se calculan entonces los valores de la solución del suelo a largo plazo.

SVERDRUP y WARFVINGE, 1988, han realizado una revisión crítica de la información concerniente a la disolución mineral y a la reevaluación de datos experimentales. Integrando resultados estos autores han determinado los coeficientes de disolución de un gran número de minerales. Basándose en las reacciones específicas de los minerales así como en la superficie específica activa, dentro del modelo PROFILE existe una subrutina con la que se obtiene el nivel de alteración.

Las reacciones que se ponen en juego son las de los silicatos, en donde hay reacciones del hidrógeno, del agua, iones hidroxilo y el aluminio disuelto. Así como reacciones con complejos polidentados de ácidos orgánicos. Sin embargo, en el PROFILE sólo utiliza 12 minerales comunes.

El nivel de alteración lo calcula explícitamente por la fórmula

$$CBalt = \sum_i^n r_i \cdot A_{exp} \cdot x_i \cdot \Theta \cdot z$$

donde

CBalt = cationes básicas liberados por alteración
n = n de minerales

r_i = nivel de disolución del mineral

A_{exp} = área superficial expuesta

Θ = humedad de saturación

x_i = fracción del mineral i en la matriz mineral del horizonte

Z = carga del catión.

MATERIAL Y METODOS

Se han seleccionado seis perfiles de suelos desarrollados sobre diferentes materiales originarios, tabla 1 y figura 1. Dichos perfiles se han

TABLA 1

Perfiles analizados y resultados obtenidos.

PERFILES	MATERIAL	TIPO SUELO	N. ALTERACIÓN Keq/ha/a	C.C ENCINAR Keq/ha/a	C.C PINAR Keq/ha/a
VALDEPIELAGOS	Aluvial	Acrisol órtico	1.87	1.1	0.9
MOSTOLES	Arcosa	Luvisol háplico	5.10	2.3	1.6
CANENCIA	Granito	Cambisol húmico	1.21	1.3	0.9
CHINCHÓN	Caliza	Leptosol renzínico	1.87	5.9	3.8
RIVAS V.	Yeso	Leptosol renzínico	4.57	3.1	2
GARGANTA M.	Gneis	Leptosol lítico	1.27	0.8	0.6

descrito según las normas FAO, 1977 y 1990. Los datos analíticos de identificación rutinaria se han llevado a cabo por métodos habituales, determinándose la densidad por el método del mercurio. La mineralogía de arenas y limos se ha llevado a cabo mediante DRX y siguiendo las técnicas de PEREZ MATEOS, 1965. La identificación de los minerales de la fracción arcilla, se ha llevado a cabo por DRX, sobre muestras orientadas. En algún caso se han obtenido los difractogramas de muestras homoiónicas.

Para el funcionamiento del programa es preciso conocer el área superficial, ya que refleja, en cierta medida, el área total expuesta a la alteración. Según SVERDRUP et al., 1992, la superficie específica media de la arcilla es de 8 m²/g, la del limo es 2,2 m²/g y la de la arena fina 0,3 m²/g. Determinada, pues, la textura y utilizando el factor de conversión empleado por WARFVINGE y SVERDRUP, 1992, y SVERDRUP et al., 1992, tenemos:

$$\text{Area total} = [X(\text{arcilla}) \times 8 + X(\text{limo}) \times 2,2 + X(\text{arena}) \times 0,3] \times \text{dens.}/1.000$$

donde

X(arcilla), X(limo), X(arena) hacen referencia a la fracción de partículas de tamaño < 2 μm, entre 2 y 60 μm y entre 60 y 200 μm, respectivamente. Todo ello con la condición de que

$$X(\text{arcilla}) + X(\text{limo}) + X(\text{arena}) + X(\text{gruesos}) = 1.$$

La densidad debe expresarse en Kg/m³.

Los resultados se expresan en unidades 10 elevado a 6 m₂/m³.

RESULTADOS Y DISCUSION

En la tabla 1 aparecen los resultados del nivel de alteración y cargas críticas. En la tabla 2 figuran los datos del perfil CANENCIA, como ejemplo de entrada en el programa.

Los valores correspondientes a los niveles de alteración se encuentran en un amplio margen, de 1,87 a más de 5 keq/ha.a. Para explicar estos resultados habría que tener en cuenta que se han postulado varias teorías acerca de la alteración. Y si bien el nivel de reacción de la superficie desempeña un papel importante en el nivel de disolución, también intervienen el contenido en humedad, la densidad y, sobre todo, la mine-

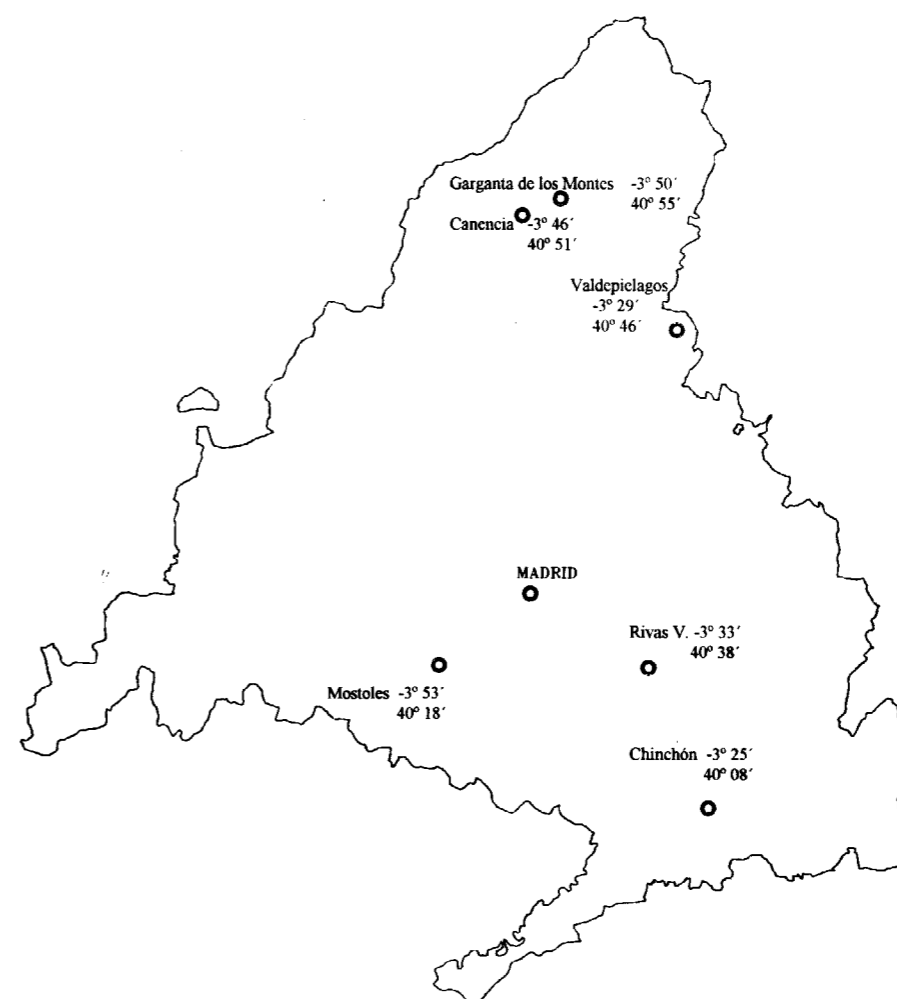


Figura 1.—Distribución espacial de los perfiles analizados.

TABLA 2

Datos del perfil «Canencia» tal y como se introduce en el modelo PROFILE. Por cada horizonte se debe rellenar una tabla similar a la aquí expuesta.

DATOS GENERALES		DATOS DEL PRIMER HORIZONTE		MINERALOGÍA	
Nº horizontes	3	Profundidad del suelo (m)	0.4	Feldespato	15
Precipitación (m/a)	0.74	Cont. en humedad (m ³ /m ³)	0.1	Oligoclasa	10
Escorrentia (m/a)	0.148	Densidad (Kg./m ³)	1600	Albita	6
Deposición SO ₄	0.25	Área (m ² /m ³)	13E5	Hornblenda	
Deposición NO ₃	0.62	Presión de CO ₂ (atm)	10	Piroxeno	
Deposición NH ₄	0.26	% Precip. entrante	100	Epidota	1
Dep. Total Mg+Ca+K	0.38	% Precip. sale	70	Granate	
Fracc. no marina (%)	100	Absorción Mg+Ca+K	30	Biotita	5
Absorción Mg+Ca+K	1.11	N absorbido	30	Moscovita	2
Absorción de N	1.28	DOC. (mg./l)	10	Clorita	5
Temp. suelo °C	10.6	log K gibsita	6.5	Vermiculita	2
Grado de nitrificación	M	pK H/Al	7.9	Apatito	0.2
		pK H/Ca	7		

ralogía. En particular según JONSSON et al., 1992, el clima tiene asimismo un efecto apreciable.

La variación en los valores obtenidos de cargas críticas dependen de las características de los suelos, litología y clima. Así hay suelos con baja capacidad de neutralización ácida y nivel de alteración, que conllevan valores de cargas críticas muy bajos. Otros suelos, aunque con valores variables en cada uno de sus horizontes, tienen cargas críticas intermedias. Finalmente hay suelos que debido, entre otras razones, a la naturaleza del material de partida (yesos) tienen una fuente de neutralización considerable y por tanto poseen las cargas críticas más elevadas.

Sin embargo afloran varias incertidumbres. Así, para la obtención del nivel de alteración, el programa requiere valores de porcentajes de un número reducido de especies. Consecuentemente, para introducir el porcentaje correspondiente de algunos de los minerales presentes en cada uno de los suelos, es preciso incorporarlos asimilándolos a algunos de los que aparecen en la lista. Basado en la bibliografía existente se han añadido los porcentajes correspondientes, de tal modo que el valor de un mineral no significa que todo el porcentaje corresponde únicamente a esa especie, sino que representa un grupo de minerales con alteración semejante.

Así, por ejemplo, en gran parte del territorio del sur de la CAM, los suelos presentan carbonatos o yesos en porcentajes variables. El valor correspondiente se ha introducido como piroxeno, dado que éstos son los minerales más fácilmente alterables que aparecen en la lista del PROFILE. Otro ejemplo son los minerales tipo illita, caolinita y esmectita, conjunto de minerales que entran a formar parte de muchos suelos de la región madrileña. Es más, a veces son los únicos filosilicatos de la fracción arcilla que están presentes en los suelos. Pues bien, sus valores porcentuales se han introducido en la casilla correspondiente a la vermiculita. Probablemente de estas incertidumbres nace la falta de coherencia de los datos del bajo nivel de alteración del perfil CHINCHON (desarrollado sobre calizas).

CONCLUSIONES

La aplicación de un modelo de balance masas al estado estacionario, permite predecir valores aceptables de niveles de alteración, de alcalinidad crítica y de carga crítica. Sin embargo existe cierta dificultad al aplicar el mismo a los suelos del territorio CAM. Este es el caso de los suelos carbonatados o el caso de los suelos con abundante esmectita o caolinita.

Las incertidumbres planteadas permiten indicar que si bien los valores estimados no son exactos, se acercan al valor verdadero, por lo que esta metodología puede aplicarse al área mediterránea. De este modo el cálculo del nivel de alteración y de las cargas críticas tiene que ser vista como un proceso continuo, de tal manera que deberían adoptar conceptos más sofisticados cuando se disponga de nueva información.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte de un proyecto más amplio financiado por la Comunidad Autónoma de Madrid (N.º C/241/91), a la que agradecemos sinceramente su colaboración.

REFERENCIAS

- ALEIXANDRE, T.; GARCIA-GONZALEZ, M. T., y PINILLA, A. (1981): *III y IV Procesos de alteración de minerales en suelos de la Sierra de Guadarrama (Xerochrept y Xerumbrept)*. Anal. Edaf., XL, núms. 11 y 12, 1879-1896; 2177-2198.
- JIMENEZ BALLESTA, R.; IBAÑEZ, J., y MATA, L. (1984): *El Al y la acidez de cambio de diversos suelos. Relaciones numéricas con otros parámetros*. I Cong. Nac. C. Suelo, 699-712.
- JIMENEZ BALLESTA, R. J.; CALA, V.; GARCIA, R., y MARTIN PATINO, M. T. (1990): *Diferenciación textural en suelos de la cuenca de Madrid. Alteración y génesis mineral*. Bol. Geo. y Min., Vol. 101-3, 442-455.
- F.A.O. (1977): *Guía para la descripción de perfiles de suelo*. Roma.

F.A.O. (1990): *Mapa mundial de suelos*. Leyenda revisada. Roma.

JONSSON, CH.; WARFVINGE, P., y SVERDRUP, H. (1992): *Uncertainty in predicting weathering rate and environmental stress factors with the profile model*. Dep. Che. Eng. Inst. of Technology Box 124. S-221 00. Lund. Suecia.

PACES, T. (1983): *Rate constants of dissolution derived from the measurements of mass balances in catchments*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47, 1855-1863.

PACES, T. (1986): *Weathering rates of gneiss and depletion of exchangeable cations in soils under environmental acidification*. Journal of the Geological Society, London, 143, 673-677.

PEREZ MATEOS, J.: *Análisis mineralógico de arenas: método de estudio*. Manuales de ciencia actual, núm. 1. C.S.I.C. Madrid.

SANCHEZ CABRERO, B., y JIMENEZ BALLESTA, R. (1993): *Evaluación preliminar de la carga crítica de los suelos de la Comunidad de Madrid*. XIII Cong. Latinoamericano de la Ciencia del Suelo, 1139-1146.

SVERDRUP, H., y WARFVINGE, P. (1988): *Assesment of critical loads of acid deposition on forest soils*. In Nilsson, J., editor, *Critical loads for sulphur and nitrogen*, 81-130. Nordic Council of Ministers and The United Nations Economic Commission for Europe (ECE).

SVERDRUP, H., y WARFVINGE, P. (1988): *Weathering of primary silicate minerals in the natural soil environment in relation to a chemical weathering model*. Water, Air, and Soil Pollution, 38, 387-408.

SVERDRUP, H., y WARFVINGE, P. (1990): *The role of forest growth and weathering in soil acidification*. Water, Air and Soil Pollution, 43, xx-yy.

SVERDRUP, H.; VRIES, W.; y HENRIKSEN, A. (1990): *Mapping critical loads. Guidance to criteria, methods and examples for mapping critical loads and areas where they have been exceeded*. Nordish Ministerrad, Kobenhavn, Miljorapport, 14.

URRUTIA, M.; GARCIA-RODEJA, E., y MACIAS, F. (1990): *Procesos de acidificación en suelos. Algunos ejemplos en suelos de Galicia*. XVII R.N.E. Badajoz. 95-99.

Original recibido: Mayo de 1994.
Original aceptado: Julio de 1994.

ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES

La Piedra de Cantería en España. I.

Por M. REGUEIRO Y GONZALEZ-BARROS (*)
y J. M.^a QUEREDA RODRIGUEZ-NAVARRO (**)

RESUMEN

La producción de Piedra de Cantería en España alcanzó en 1992, 1,18 Mt —es decir, alrededor del 28 por 100 de la producción de piedra natural del país— por un valor de 27.274 Mpta. Estos materiales presentan una gran dispersión en toda la geografía y geología española, con unas 300 explotaciones y 95 productos comerciales. Las explotaciones de tipo familiar, escaso tamaño, reducido empleo y pobre mecanización, hacen que las producciones sean comparativamente pequeñas respecto a las de roca ornamental, carezcan en general de red de comercialización y suministren a un mercado local o regional. Todo ello hace que la potencial expansión de este tipo de explotaciones sea muy importante.

Palabras clave: Piedra cantería, Producción, Explotación, Piedra ornamental, Canteras, Rocas industriales.

ABSTRACT

Spanish masonry or hewn stone's production reached in 1992, 1,18 Mt —i.e. around 28 % of the total natural stone production of the country— with a production value of 27.274 Mpta. These materials appear dispersed throughout the Spanish geography and geology, with some 300 quarries and 95 commercial products. Family operations, with small size, low labour and negligible mechanization, yield comparatively low productions with respect to dimension stone operations; they usually lack of commercial network and supply a local or regional market. The potential expansion of this type of exploitations is very important.

Key words: Masonry, Hewn stone, Production, Quarrying, Dimension stone, Quarries, Industrial rocks.

1. INTRODUCCION

El presente artículo es el primero de una serie sobre la Piedra de Cantería en España y resume los trabajos del Proyecto realizado por el Instituto Tecnológico y Geominero de España (I.T.G.E.) en los años 1991-1993, con la colaboración de la E. N. Adaro, S. A., bajo el título de *Potencial minero de los recursos de piedras naturales para la construcción*. En este proyecto se han abarcado, entre otros, los siguientes aspectos:

— Realización de un inventario de todas las explotaciones activas de *Piedras Naturales* existentes actualmente en nuestro país, analizan-

do en las mismas no sólo su estructura y capacidad de producción actual, sino también su potencialidad futura.

— Análisis y valoración de los principales litotectos de *Piedras Naturales* en los que estas explotaciones se encuentran ubicados, así como de los yacimientos actualmente no explotados.

— Elaboración de un mapa de síntesis a escala 1:1.000.000 en el que se encuentren ubicadas las principales explotaciones y yacimientos.

Finalmente se ha realizado, en una primera aproximación, una correlación entre monumento histórico, conjunto monumental u obra civil, con la piedra con que ha sido construido, así como con la zona o cantera donde ésta ha sido extraída y con la zona o cantera donde en la actualidad es, o sería posible extraer piedra semejante para su

reconstrucción o para la construcción de otras obras sin dañar el entorno.

El proyecto se inició con una exhaustiva recopilación de toda la información existente relacionada con el tema, con numerosos contactos con Universidades, Escuelas de Ingenieros y Organismos que trabajan en la restauración de Monumentos, así como con Secciones de Minas, F.D.P. Asociaciones, etc.

A continuación se realizó un inventario de todas las explotaciones activas existentes en el territorio nacional, visitando más de 275 canteras. En cada una de ellas se ha realizado una ficha completa, según modelo del Mapa de Rocas del I.T.G.E.

En la práctica totalidad de estas canteras se ha realizado una toma de muestras para la realización de plaqueta serrada, estudio petrográfico, y ensayo de choque térmico. Se han realizado un total de 110 plaquetas serradas, 90 estudios petrográficos y 90 ensayos de choque térmico.

Además de la realización del inventario de canteras se ha procedido a un amplio reconocimiento de los yacimientos en que éstas se encuentran enclavadas, así como de los principales yacimientos españoles.

Con todos estos datos, se ha procedido a la realización de un análisis del sector por autonomías, que ha sido posteriormente integrado a la totalidad del territorio nacional y al análisis globalizado de los diferentes materiales, es decir, mármoles, calizas, areniscas, pizarras, cuarcitas, etc., tanto desde el punto de vista de las actuales explotaciones como de su potencialidad real.

La identificación y caracterización de la piedra usada en los monumentos de construcción ha sido abordada desde una doble perspectiva. Por un lado se ha realizado una importante labor de recopilación de todos los trabajos existentes, entresacando de ellos, la piedra con que se han realizado los distintos monumentos, las canteras de la que se extrajo la piedra, así como, —cuando sea posible— el nivel y los posibles yacimientos que pueden suministrar piedra semejante. Todos estos datos han sido agrupados en diferentes cuadros resumen.

Los trabajos se han completado con observaciones puntuales de campo, así como por diferentes

comunicaciones obtenidas en el desarrollo del proyecto.

El último apartado del informe está dedicado a dar unos conceptos generales sobre metodología de estudio, técnicas de conservación y restauración de monumentos.

Toda la información recopilada en el proyecto de los distintos materiales inventariados, se ha plasmado en un primer catálogo de la Piedra de Cantería Nacional, incluido como anexo del proyecto.

2. DEFINICION DE PIEDRA NATURAL

Las piedras naturales se han venido utilizando de modo directo en la construcción, es decir sin apenas manipulación desde su extracción en cantera, desde los orígenes de la civilización.

De hecho son innumerables los monumentos históricos de nuestra geografía construidos casi exclusivamente a base de estos materiales poco elaborados.

Por lo tanto, se puede decir que se entiende como *Piedras Naturales para la Construcción* aquellas rocas que son utilizadas en construcción, generalmente rústica o monumental, que no son extraídas en bloques de gran tamaño, ni precisan el proceso de corte y pulido para su empleo, sino únicamente, una elaboración elemental de corte y/o labrado.

El pulido, es pues, el principal factor que diferencia a este tipo de rocas de las Rocas Ornamentales propiamente dichas, es más, muchas de las denominadas como rocas ornamentales son empleadas con terminaciones rústicas, dentro del campo de las Piedras Naturales de Construcción.

3. EXPLOTACIONES DE PIEDRA DE CANTERÍA EN ESPAÑA

Las canteras de Piedra Natural para la construcción tienen una gran dispersión, encontrándose prácticamente en la totalidad de las comunidades autónomas, siendo únicamente en las del País Vasco y Rioja en las que no se encuentran

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

(**) E. N. ADARO de Investigaciones Mineras. Doctor Esquerdo, 138. 28032 Madrid.

canteras específicas de este tipo de rocas en explotación regular.

La gran mayoría de ellas presentan unas características generales muy semejantes que pueden resumirse en las siguientes:

- Canteras de tamaño pequeño-mediano.
- Generalmente de tipo familiar, con 2 a 4 operarios.
- Pobre mecanización. Muchas de ellas totalmente artesanales.
- Producciones pequeñas o en régimen intermitente.
- Ausencia generalizada de una red de comercialización. Venta directa. Mercado de tipo local-regional.

Del total de explotaciones, que pueden cifrarse en unas 300, que extraen unos 95 productos comerciales, o comercializados bajo nombres diferentes, únicamente unas 15 pueden considerarse con una cierta entidad relativa, teniendo siempre presente que ninguna de ellas sobrepasa los 10 empleados, y que sus producciones raramente superan las 20.000 t.

Respecto a los materiales beneficiados pueden distinguirse tres grandes grupos:

- Calizas
- Areniscas
- Granitos

y en menor proporción pizarras y otros tipos de materiales *lajables*, así como un amplio espectro de rocas como dolomías, cuarcitas, mármoles, basaltos, fonolitas, traquitas, puzolanas, etc.

De forma general, se pueden marcar tres grandes campos: construcción-restauración de monumentos, obra pública y obra rústica.

La restauración de monumentos (fotografía 1) representa un sector importante, aunque proporciona una moderada demanda. No obstante, los esfuerzos del Ministerio de Cultura y otros organismos, requiriendo piedra igual o similar a la que se utilizó para construir el monumento, aporta un importante campo a la investigación, a fin de que la piedra empleada sea la correcta y no otra con características diferentes.

La obra pública, refiriéndonos con este término tanto a la construcción de plazas, calles o edificios públicos, como a la de grandes edificios o solado de grandes superficies privadas, constituye el principal campo de aplicación de estas rocas y proporciona la mayor demanda.

En estos casos la piedra natural puede disponerse en el solado, mediante adoquinado o enlosados (generalmente se efectúan con losas de corte y medidas regulares), o formando bordillos, escalones, escaleras, etc. (fotografías 2-5).

Por último la Piedra Natural se utiliza para todo tipo de elementos decorativos, tales como bancos, fuentes, balaustradas, ornamentación, etc. (fotografías 6-9).

La obra rústica es quizá el campo de aplicación más característico de este tipo de piedras y, asimismo, constituye en conjunto, una importante fuente de demanda. Se incluyen aquí, principalmente, la construcción de chalets, viviendas unifamiliares, así como la de casas de una a dos plantas de pequeñas dimensiones (fotografías 10-12).

4. PRODUCCION NACIONAL

Resulta prácticamente imposible hablar de producciones de un modo homogéneo y coherente, ya que como se ha podido comprobar durante la realización del estudio, el número de productos finales es muy amplio, tanto en variedad como en valor relativo. Se emplean indistintamente las tres unidades típicas de este tipo de productos es decir m^3 , m^2 y t, y en muchas ocasiones unidades distintas para un mismo tipo de producto.

De la misma forma, una misma cantera produce varios productos con incidencia muy distinta, indicando unas veces el total en m^3 y otras en t.

Una complicación añadida, es la dificultad de conseguir datos fiables sobre la producción de las distintas explotaciones, a través de entrevistas y/o datos oficiales. Los volúmenes difieren enormemente según sea el interlocutor.

Por todo ello las producciones dadas deben tomarse únicamente como orientativas.

En los casos que tienen peso específico importante, se ha añadido en los resúmenes un por-



Antiguas Casas Consistoriales de Baeza (Jaén). Piedra de Construcción: arenisca miocena (P. de Baeza).

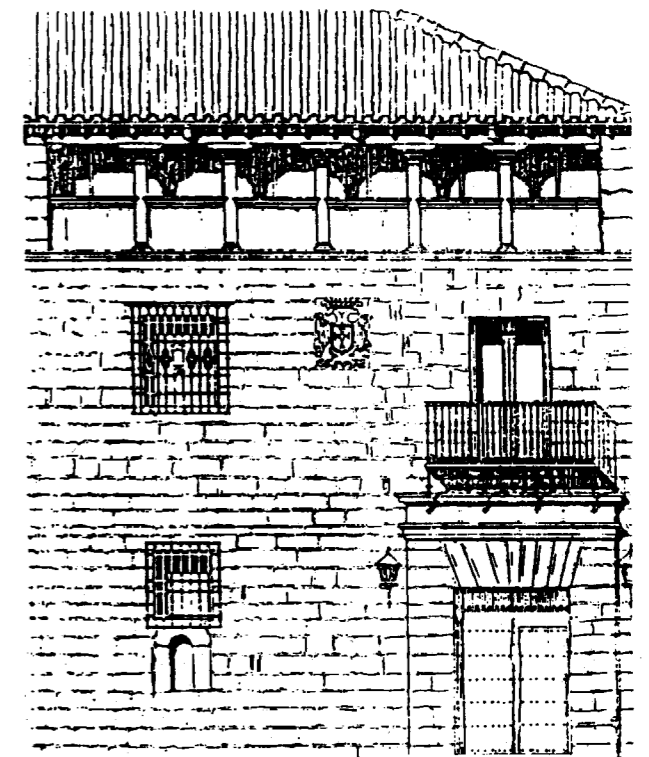


Hospital de San Antonio Abad de Baeza (Jaén). P. de construcción: arenisca miocena (P. de Baeza).

(Fotos 1)

centaje estimado de la producción que aportan a este tipo de materiales las canteras de rocas ornamentales. Es el caso, por ejemplo, de las canteras de granitos para bloques o pizarras para tejas, en las que, en una gran mayoría, se aprovechan los trozos más pequeños para la elaboración de productos de Piedra Natural.

No obstante, y a fin de poder dar un dato global se han expresado los resultados totales en toneladas.



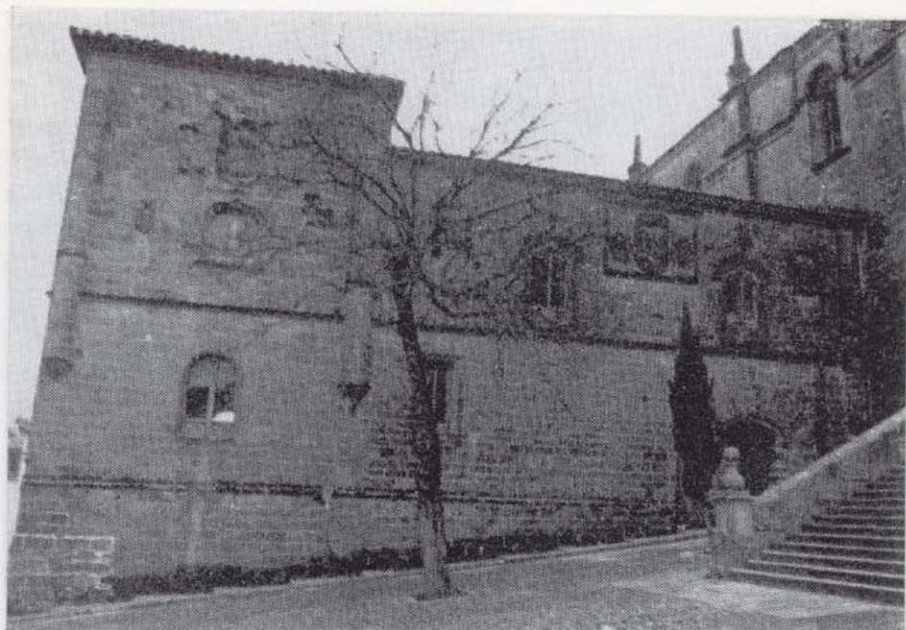
PROYECTO DE OBRAS DE RESTAURACION EN EL ANTIGUO HOSPITAL DE S. ANTONIO ABAD. BAEZA (JAEN)

ARQUITECTO: ANA IGLESIAS GONZALEZ - MADRID DICIEMBRE 1983

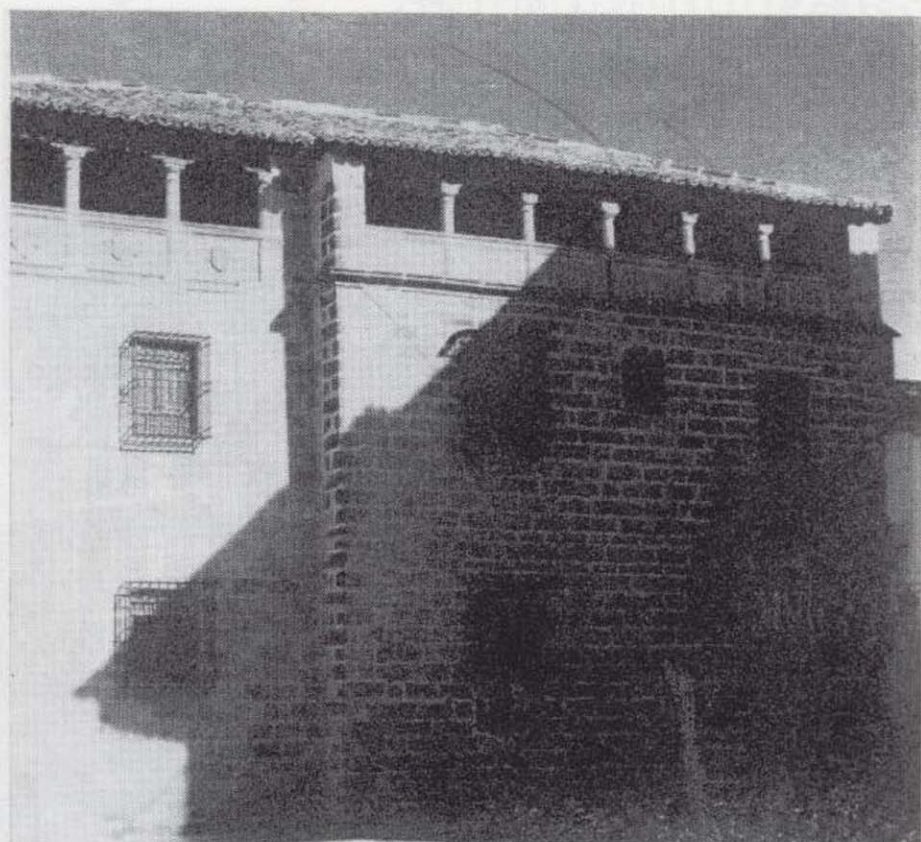
Otro factor a tener presente es que la mayoría de las explotaciones trabaja de forma normal bajo *pedido* siendo por lo tanto sus producciones muy variables, dependiendo de la demanda, generalmente muy irregular.

Bajo estos condicionantes se puede apuntar que la producción de piedra natural para construcción alcanza los 1,18 Mt, dato muy significativo, si tenemos en cuenta que las estadísticas de la FDP reflejan tan sólo la producción de piedra natural en bloques comerciales para su destino a telar o exportación, y esta alcanza los 3 Mt. Es decir, las *otras piedras* representan un 28 por 100 de la producción de piedra natural del país. El valor de dicha producción se puede estimar que ronda los 27.274 Mpta.

En el cuadro I se recogen las producciones globalizadas, en algunos casos estimadas, por co-



Antiguas Casas Consistoriales de Baeza (Jaén). Piedra de Construcción: arenisca miocena (P. de Baeza).

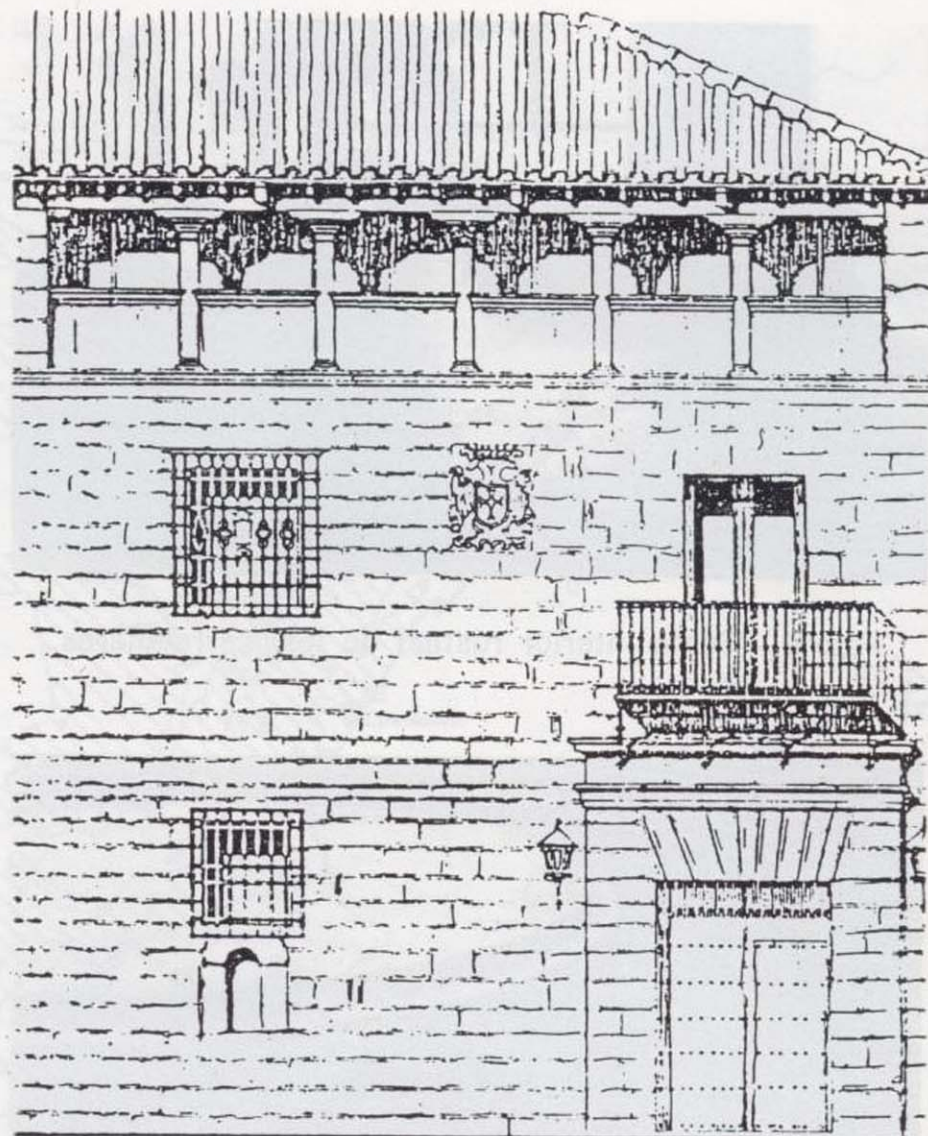


Hospital de San Antonio Abad de Baeza (Jaén). P. de construcción: arenisca miocena (P. de Baeza).

(Fotos 1)

centaje estimado de la producción que aportan a este tipo de materiales las canteras de rocas ornamentales. Es el caso, por ejemplo, de las canteras de granitos para bloques o pizarras para tejas, en las que, en una gran mayoría, se aprovechan los trozos más pequeños para la elaboración de productos de Piedra Natural.

No obstante, y a fin de poder dar un dato global se han expresado los resultados totales en toneladas.



PROYECTO DE OBRAS DE RESTAURACION EN EL ANTIGUO HOSPITAL DE S. ANTONIO ABAD. BAEZA (JAEN)

ARQUITECTO: ANA IGLESIAS GONZALEZ - MADRID DICIEMBRE 1983

Otro factor a tener presente es que la mayoría de las explotaciones trabaja de forma normal bajo *pedido* siendo por lo tanto sus producciones muy variables, dependiendo de la demanda, generalmente muy irregular.

Bajo estos condicionantes se puede apuntar que la producción de piedra natural para construcción alcanza los 1,18 Mt, dato muy significativo, si tenemos en cuenta que las estadísticas de la FDP reflejan tan sólo la producción de piedra natural en bloques comerciales para su destino a telar o exportación, y esta alcanza los 3 Mt. Es decir, las *otras piedras* representan un 28 por 100 de la producción de piedra natural del país. El valor de dicha producción se puede estimar que ronda los 27.274 Mpta.

En el cuadro I se recogen las producciones globalizadas, en algunos casos estimadas, por co-



Foto 2.—Suelo interior rústico de losas irregulares.



Foto 3.—Suelo de plaza que combina adoquinado en curvas con losas encuadradas.

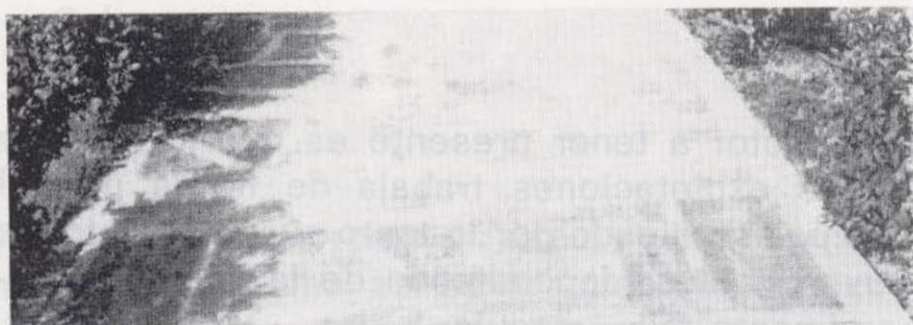


Foto 4.—Suelo de losas irregulares con junta de cemento.

comunidades autónomas que se analizan de forma sintética en el apartado siguiente. Así mismo, dado la provisionalidad de algunas explotaciones es posible la existencia actual de algunas diferencias con respecto al cuadro. La fecha de realización del inventario corresponde a 1991-1992.

El plano de la figura 1 refleja la situación de las principales canteras, con la indicación del nombre comercial o el nombre con el que se conoce cada variedad.

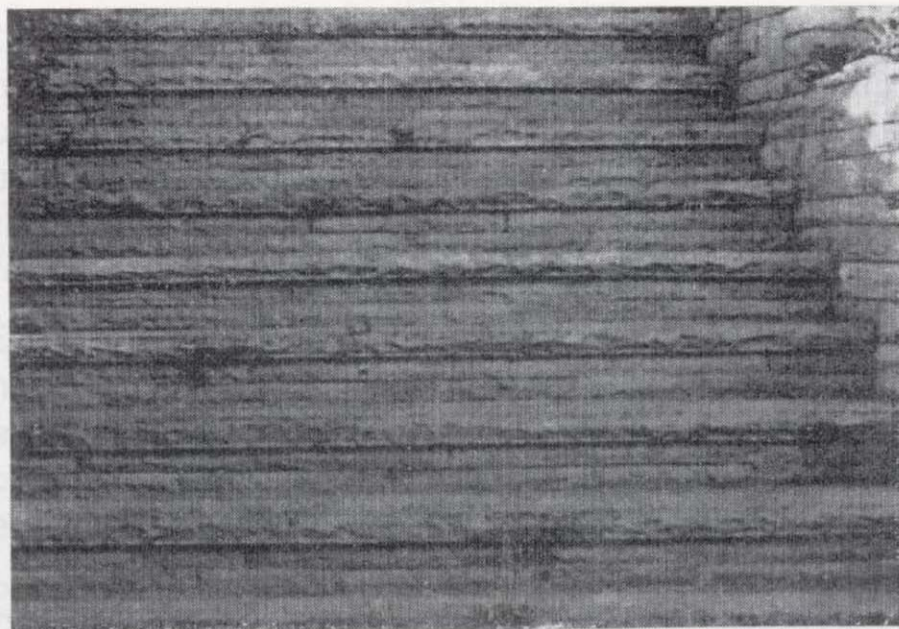


Foto 5.—Escalera rústica.



Foto 6.—Fachada del Archivo Histórico provincial de Almería.



Foto 2.—Suelo interior rústico de losas irregulares.

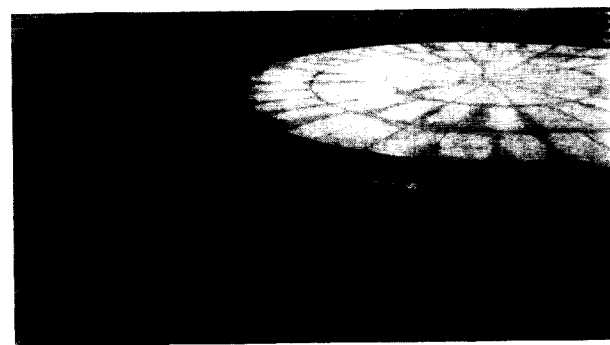


Foto 3.—Suelo de plaza que combina adoquinado en curvas con losas encuadradas.



Foto 4.—Suelo de losas irregulares con junta de cemento.

munidades autónomas que se analizan de forma sintética en el apartado siguiente. Así mismo, dado la provisionalidad de algunas explotaciones es posible la existencia actual de algunas diferencias con respecto al cuadro. La fecha de realización del inventario corresponde a 1991-1992.

El plano de la figura 1 refleja la situación de las principales canteras, con la indicación del nombre comercial o el nombre con el que se conoce cada variedad.

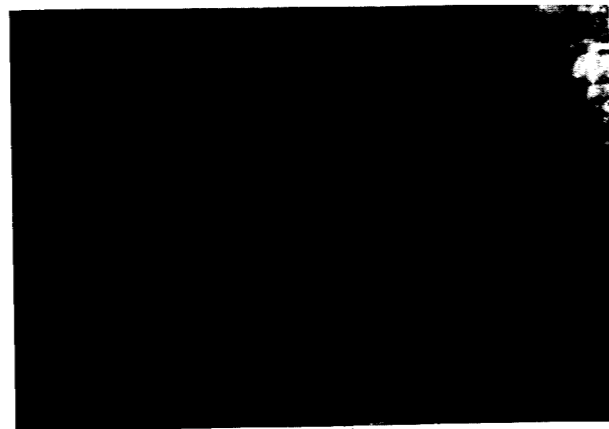


Foto 5.—Escalera rústica.

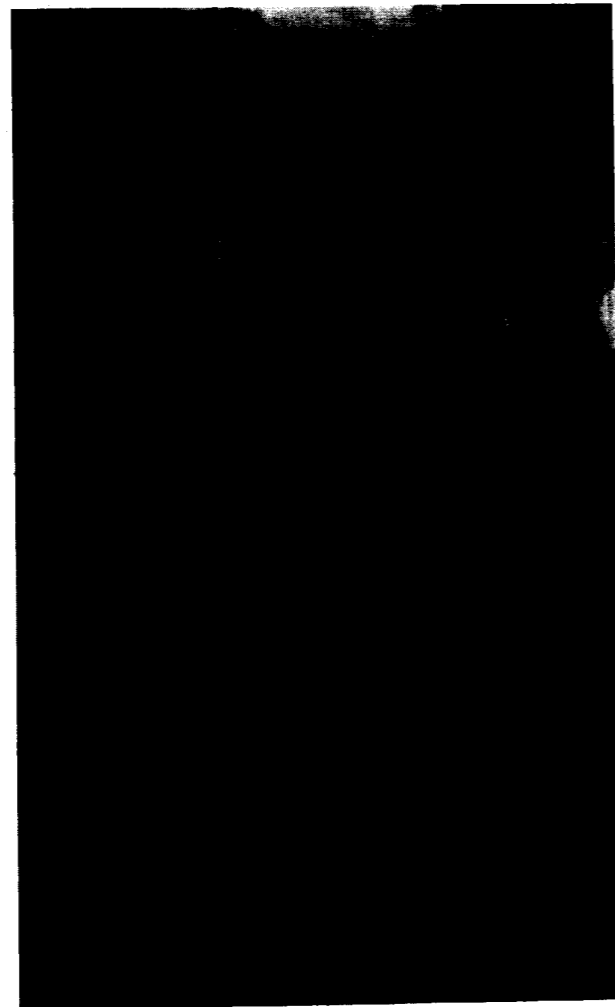


Foto 6.—Fachada del Archivo Histórico provincial de Almería.

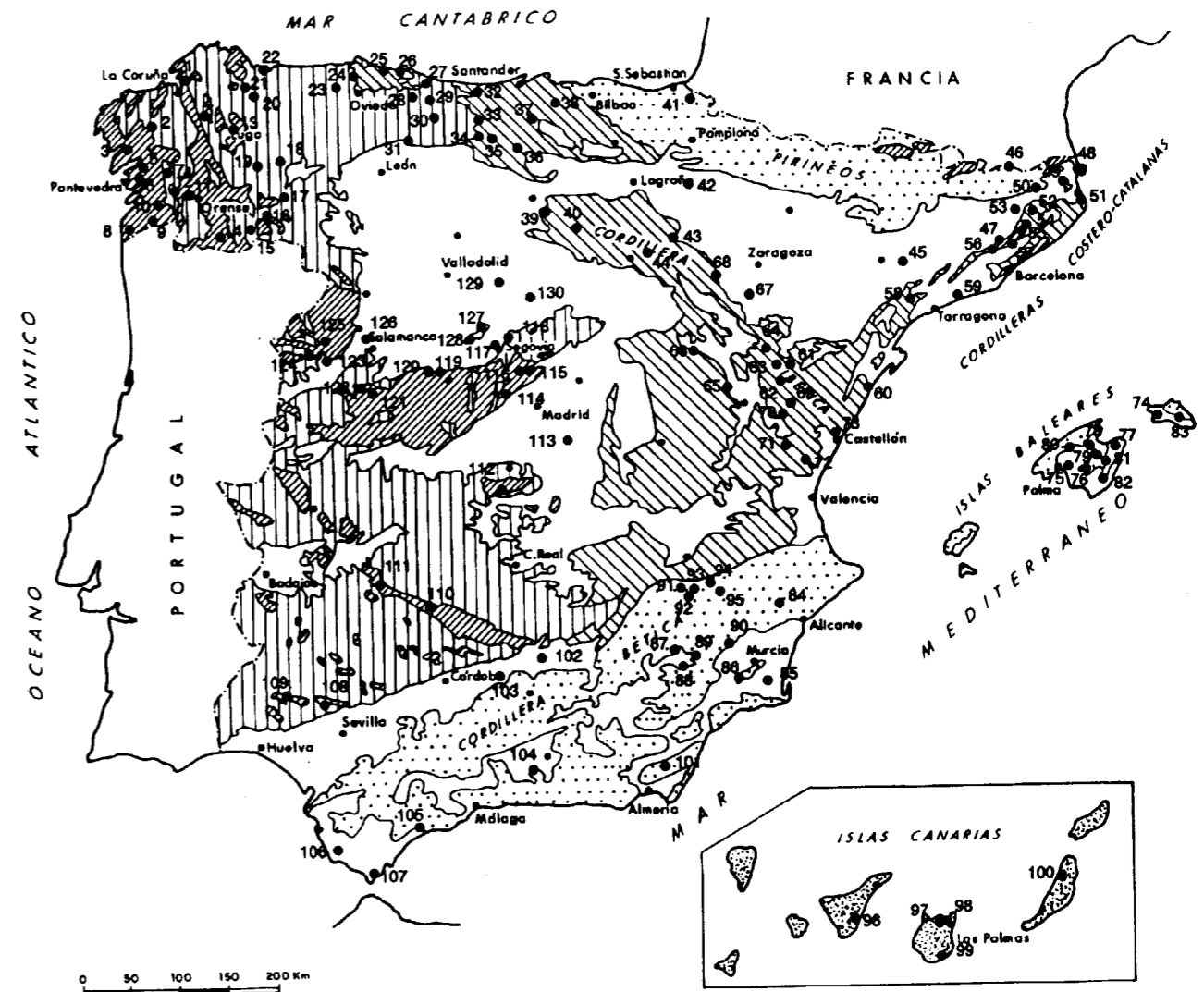


Figura 1.—La piedra de cantería en España.

LEYENDA

- Cuencas Terciarias
- Cordilleras Alpinas
- Cordilleras Intermedias
- Macizo Hespérico
- Granitoides Hercínicos
- Rocas Volcánicas

- | | |
|---------------------------------|-------------------------------|
| 1.—P. de Puente deume. | 19.—Pizarras de Quiroga. |
| 2.—P. de Santiago. | 20.—P. de Pastoriza. |
| 3.—P. de Noya. | 21.—Verde Lugo. |
| 4.—P. de Friol. | 22.—Cuarcita de Ribadeo |
| 5.—P. de Meis. | 23.—Gris Oviedo. |
| 6.—P. del Grove. | 24.—Caliza de Bonielles. |
| 7.—P. de Boboras. | 25.—Arenisca de Villaviciosa. |
| 8.—P. del Rosal. | 26.—P. de Selorio. |
| 9.—Granito de Porriño. | 27-30.—Caliza Griotte. |
| 10.—Granito Blanco Tea. | 31.—P. de Boñar. |
| 11.—Gris Morrazo. | 32.—P. de Cabezón. |
| 12.—Granito Grissal. | 33-34.—P. de Brañosera. |
| 13.—P. de Lugo. | 35.—Arenisca de Aguilas. |
| 14.—P. de Blanca, P. de Baltar. | 36.—P. de Escalada. |
| 15.—P. de Laza. | 37.—P. de Sotocueva. |
| 16.—Altamira Brillo. | 38.—Caliza de Ungo-Nava. |
| 17.—Pizarra de Valdeorras. | 39.—P. de Hontoria. |
| 18.—Mármol Bierzo. | 40.—P. de Sales. |

- 41.—P. de Baztán.
 42.—P. de Pitillas.
 43.—P. de Agreda.
 44.—Arenisca Ojo de Perdiz.
 45.—P. de la Floresta.
 46.—Pizarras de Llivia.
 47.—P. de San Vicente.
 48.—Pizarra de Cadaqués.
 49.—P. de Vilopriú.
 50.—Basalto de Olot.
 51.—P. de Folgarosa.
 52.—P. de Bagur.
 53.—P. de Bartolomé.
 54.—Pizarras de Montseny.
 55.—P. de Centellas.
 56.—Arenisca de Talamanca.
 57.—P. de Llinars.
 58.—P. de Alcover.
 59.—P. de Calafell.
 60.—P. de Sta. Magdalena.
 61.—P. Basta.
 62.—P. de Mosqueruela.
 63.—P. de Cantavieja.
 64.—P. de Ejulve.
 65.—P. de Villalba.
 66.—P. de Castellar.
 67.—P. de Fuentetodo.
 68.—P. de Calatorao.
 69.—P. de Calar.

- 70.—P. de Cortes de A.
 71.—P. de Teresa.
 72.—Rodeno.
 73.—P. de Borriol.
 74-79.—Mares.
 80.—P. de Benisalem.
 81.—P. de Son Macia.
 82.—P. de Santanyi.
 83.—P. de Monte Toro.
 84.—P. de Bateig.
 85.—P. del Cabezo.
 86.—Amarillo Valle.
 87.—Caliza de Benablón.
 88.—Rosahoya.
 89.—P. de Caravaca.
 90.—P. de Albarán.
 91.—Amarillo Duna.
 92.—Albamiel.
 93.—Amarillo Magno. Blanco Magno.
 94.—Lumaquela Rosada.
 95.—Lumaquela Montesinos.
 96.—Piedra de Arico.
 97.—Fonolita de Moya.
 98.—P. de Arucas.
 99.—P. de Juan Grande.
 100.—Traquita de Tindaya.
 101.—P. Basta Macael.
 102.—P. Franca.
 103.—P. Porcuna.

- 104.—Arenisca de los Limos.
 105.—P. de Casares.
 106.—P. Ostionera.
 107.—P. de Tarifa.
 108.—Granito de Gerena.
 109.—P. de Almonaster.
 110.—Granito de los Pedroches.
 111.—Granito Gris Quintana.
 112.—Granito de las Ventas.
 113.—P. de Colmenar.
 114.—Granito Zarzalejo.
 115.—Granito de Becerril.
 116.—Granito de Alpedrete.
 117.—P. del Parral.
 118.—P. de Bernuy.
 119.—Granito Mingorría, Gris Cardeñosa.
 120.—Granito Rubio Cardeñosa.
 121.—Granito Rosa y Gris Sorihuela.
 122.—Granito Gris de los Santos.
 123.—P. de Villanueva de Y.
 124.—P. de Olmedo de C.
 125.—Gris Yecla.
 126.—P. Franca de Villamayor.
 127.—Pizarras de Bernardos.
 128.—Cuarcita de Bernardos.
 129.—Caliza de Campaspero.
 130.—P. del Villar (Rosa Sepúlveda).

CUADRO 1

Comunidad	Producción (t)	N.º de Explot.	Total Operario	Tipo de explotación
Galicia	168.890	21	70	5 G, 3 Ca, 4 Gn, 9 P+S. Ro
Asturias	25.363	14	27	12 Ca, 2 Ar
Cantabria... ..	18.000	8	27	8 Ar
País Vasco	10.000	—	—	S. Ro
Rioja	—	—	—	—
Navarra	7.520	3	7	3 Ar+S. Ro
Aragón	17.780	14	40	10 Ca, 4 Ar
Cataluña	224.890	20	67	8 Ar, 6 Ca, 3 P, 1 B, 1 G, 1 D
Castilla-León... ..	111.702	58	138	28 G, 14 Ca, 8 Ar, 3 P, 2 M, 2 Cz, 1 D+S. Ro
Madrid	12.708	4	14	3 Gn, 1 Ca+S. Ro
Extremadura... ..	56.000	58	175	58 G
Castilla-La Mancha... ..	41.420	14	61	8 G, 4 Ca, 2 Ar+S. Ro
Valencia	17.712	9	34	5 Ar, 4 Ca
Murcia... ..	20.350	8	21	6 Ca, 2 Ma
Andalucía... ..	133.252	27	66	15 Ca, 9 G, 1 M, 2 Ar+S. Ro
Baleares	300.000	39	95	28 Ar, 11 Ca
Canarias	15.700	5	23	3 F, 1 Tr, 1 Pz
TOTAL	1.181.287	302	865	

(G: Granito; Ca: Caliza; Ar: Arenisca; P: Pizarra; D: Dolomía; M: Mármol; Gn: Neis; Cz: Cuarcita; B: Basalto; F: Fonolita; Tr: Traquita; Pz: Puzolana; S. Ro: Subproducto de Rocas Ornamentales).

5. RESUMEN POR COMUNIDADES AUTONOMAS

5.1. Galicia

El número de explotaciones dedicadas específicamente a la extracción de Piedra Natural en la Comunidad Gallega asciende a 21 que dan empleo a 70 operarios. El total anual de la producción puede estimarse que asciende a más de 155.000 t.

Hay que hacer hincapié en la importancia relativa que aportan a esta cantidad, las producciones procedentes de las canteras de granitos y pizarras dedicadas principalmente a la elaboración de Rocas Ornamentales.

Dado su enclave geológico los materiales extraídos son granitos y rocas metamórficas (pizarras, cuarcitas y gneis). De entre ellos se puede destacar los granitos por la importancia global de su producción, la pizarra verde de Mondoñedo (Lugo) y la cuarcita Altamira Brillo de Viana del Bollo (Orense) por su vistosidad.

5.2. Asturias

Dentro de la Comunidad Asturiana se explotan como Piedras Naturales de construcción únicamente calizas y areniscas, y, aunque se puede decir que es una comunidad con una cierta tradición en este tipo de cantería, en la actualidad todas las explotaciones son de pequeño tamaño y entidad.

Entre las calizas pueden destacarse las calizas Gris Oviedo y la Griotte y en las areniscas la de Villaviciosa de coloración amarillenta. No obstante todos los productos tienen un mercado exclusivamente regional.

5.3. Cantabria

Prácticamente las ocho explotaciones de la Comunidad Cántabra se explotan de forma artesanal en régimen intermitente. Se puede destacar la arenisca amarillenta comercializada bajo la denominación de Arenisca de Aguilar, explotada en Valderredible. En el resto de las canteras se extraen las areniscas típicas de la facies Bunt (Triásico).

5.4. País Vasco

No existen explotaciones específicas de este tipo de rocas que funcionen en régimen regular dentro del País Vasco. No obstante, en todas las áreas de extracción de Rocas Ornamentales se elaboran como subproductos, productos de Piedra Natural (bordillos, adoquines, sillares, productos en bruto, etc.). Se puede calcular que entre un 20-30 por 100 de la producción total de estas canteras es para Piedra de Cantería, lo que pueden suponer unas 10.000 t anuales.

Entre las variedades se pueden destacar las calizas Rojas (Rojo Eraño, Rojo Bilbao, Rosa Deba), Negras (Negro Marquina y Negro Mañaria) y Grises (Gris Deba y Gris Motrico).

5.5. Rioja

Al igual que en el País Vasco, no existen canteras de Piedra de Cantería en explotación activa. Tampoco existen canteras de Rocas Ornamentales. La actividad en esta comunidad en este tipo de materiales es por lo tanto muy pequeña. Queda reducida a pequeñas explotaciones artesanales en régimen intermitente con muy pequeña producción.

La Piedra de Haro (areniscas amarillentas) y la Piedra de Nájera (calizas cremas con tonos rosados) pueden considerarse como los materiales más importantes de la misma.

5.6. Navarra

La actividad en este tipo de canteras se centra en la extracción de las areniscas comercializadas bajo las denominaciones de Piedra del Baztán (color rojo-vináceo típico de la facies Bunt) y Piedra de Pitillas (color crema).

Además hay que tener presente la producción procedente de las canteras de Rocas Ornamentales de las zonas de Aldaz y Urdax (variedades Gris y Rosa Duquesa, Rojo Bidasoa).

5.7. Aragón

El total de explotaciones de Piedra de Cantería en régimen regular, en la Comunidad Autónoma



Foto 7.—Chimenea rústica.

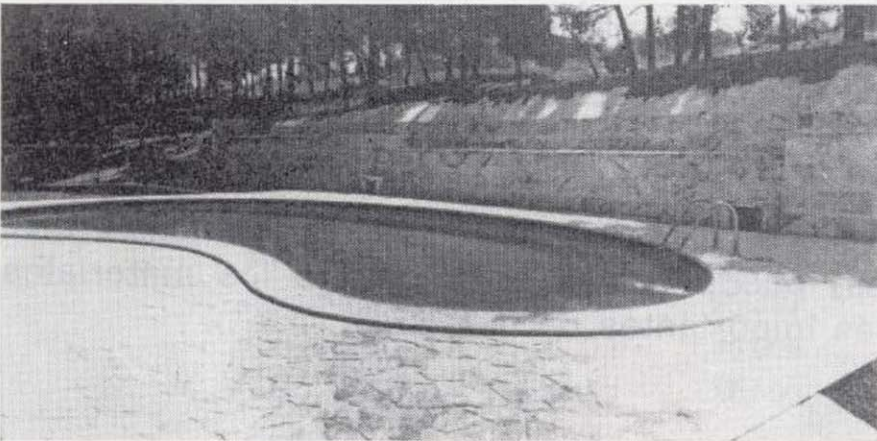
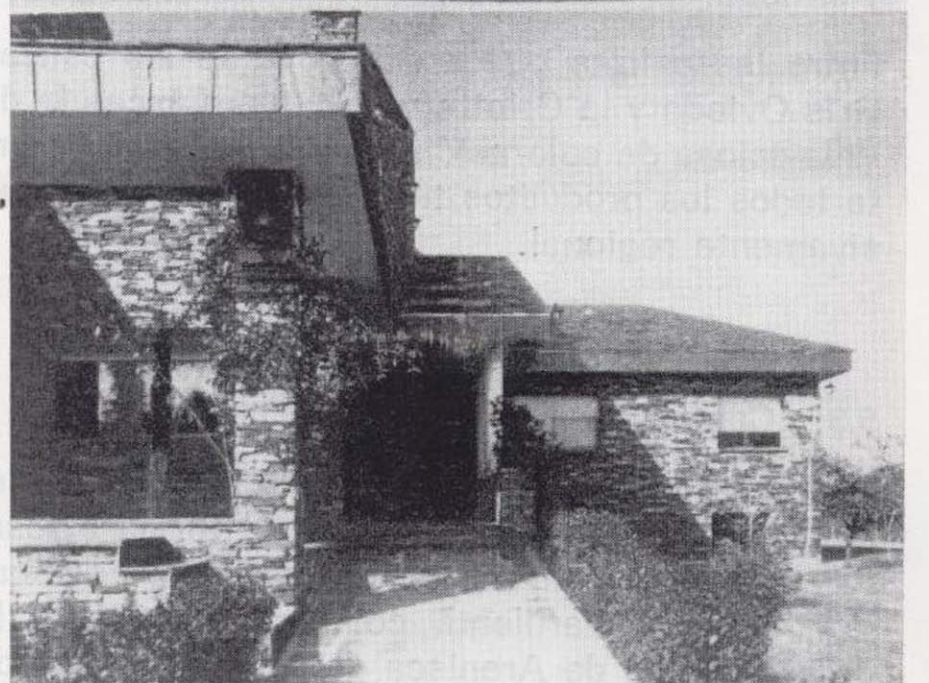


Foto 8.—Suelo y ornamentación de piscina.



Foto 9.—Balaustrada y torre.



Fotos 10, 11 y 12.—Ejemplos de construcción con piedra de cantería.



Foto 7.—Chimenea rústica.

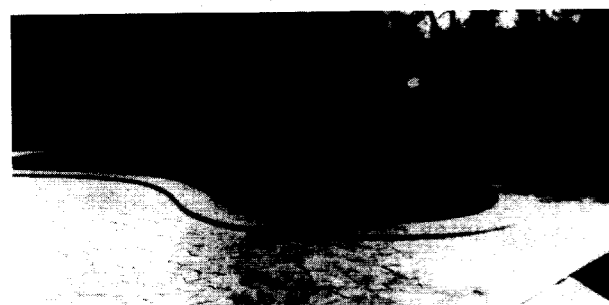
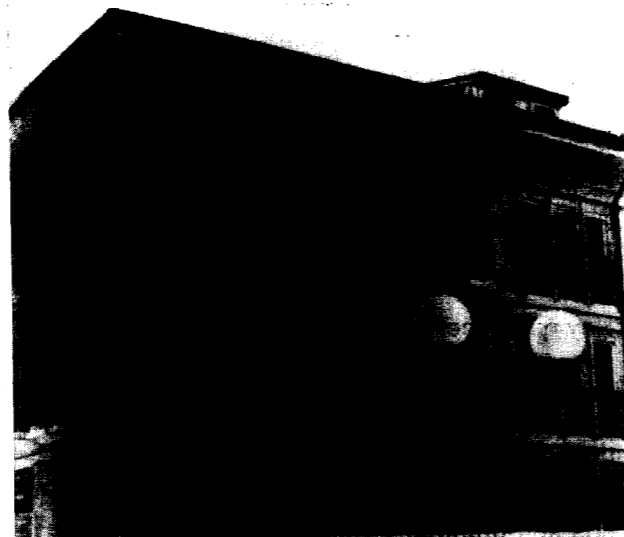


Foto 8.—Suelo y ornamentación de piscina.



Foto 9.—Balastrada y torre.



Fotos 10, 11 y 12.—Ejemplos de construcción con piedra de cantería.

de Aragón es de 14, con una producción global próxima a las 18.000 t.

Como materiales destacan las calizas negras de Calatorao. El resto responde a canteras pequeñas de 2-3 operarios en las que se extraen fundamentalmente, *lajas* de distinto grosor que se comercializan con distintos nombres locales.

5.8. Cataluña

Dentro de esta comunidad, hay que destacar la presencia de canteras/áreas de explotación con una entidad relativamente importante.

Se trata de canteras de dimensiones medias, adecuadamente mecanizadas, y con una explotación programada.

Entre ellas se pueden destacar dentro de las calizas la Piedra de S. Vicente (color gris-verdoso) y las de Bagur (azul-verdosa) y Calafell (gris-azuladas). Entre las areniscas tienen una importancia relativamente alta la Piedra de Folgarolas de coloración verde amarillenta, la Piedra de Talamanca (azulada), donde se concentran 4-5 explotaciones, la Piedra de la Floresta (marrón amarillenta) y la Piedra de Vilopriú (gris-ocre).

Son asimismo relativamente importantes la Dolomía de Alcover (ocre) y el Basalto de Castellfullit (verde grisáceo) por la originalidad de la roca.

De las pizarras hay que destacar la Piedra del Montseny por la entidad de sus explotaciones.

5.9. Castilla-León

Constituye la comunidad en la que existe un mayor número de explotaciones y al mismo tiempo una mayor diversidad en los materiales extraídos.

Dentro de ella se encuentran materiales y áreas de explotación con una importancia relativa alta. Es de destacar la cantera en la que se extrae la Piedra de Hontoria, en Burgos, ya que constituye la única explotación realizada mediante minería subterránea existente en España en este tipo de rocas.

Otros materiales con una producción y mercado importantes de esta comunidad son: Pizarras y cuarcitas de Bernardos (Segovia), Rosa Sepúlveda (Segovia), Caliza de Ungo-Nava (Burgos), Piedra de Boñar (León), Piedra de Escalada (Burgos), Piedra de Agreda (Soria) y Caliza de Campaspero (Valladolid) entre las Calizas, y Arenisca de

Villamayor (Salamanca), Piedra de Sotoscueva (Burgos) y Arenisca Ojo de Perdiz (Soria) entre las areniscas. Los granitos son explotados con una cierta intensidad en la zona de Cardeñosa (Ávila) donde se encuentran unas veinte explotaciones agrupadas en dos cooperativas.

A esta producción hay que añadirle la procedente como subproducto de las canteras de granitos ornamentales de las provincias de Segovia, Zamora y Salamanca.

5.10. Madrid

La Piedra de Colmenar y los *granitos* de la Sierra, son las dos Piedras de Cantería existentes en la Comunidad de Madrid. Ambas tienen una gran tradición ya que prácticamente todos los monumentos de Madrid están construidos con ellas.

En la actualidad tienen un ritmo de producción que puede catalogarse como medio. La producción de granito se ve incrementada por la del área de explotación de granitos ornamentales de La Cabrera, Valdemanco-Bustarviejo y Cadalso de los Vidrios.

5.11. Extremadura

La zona de Quintana de la Serena, en la que se concentran todas las explotaciones de Piedras Naturales de esta Comunidad, puede considerarse como una de las más importantes del territorio nacional en la producción de granitos.

5.12. Castilla-La Mancha

Dentro de esta comunidad autónoma existen tres áreas claramente diferenciadas: zona sureste de la provincia de Albacete, la más importante de todas ellas, en la que se explotan calizas terciarias bajo las denominaciones de Blanco y Amarillo Magno, Amarillo Duna, Alba Miel y Lumaquela Rosa. En conjunto puede considerarse la zona como importante, existiendo en ella canteras bien mecanizadas y con una buena red de distribución.

La siguiente zona en importancia de esta comunidad la constituyen las explotaciones de granitos situados al sur de Toledo, en las proximidades de Ventas con Peña Aguilera, en donde se concentran unas ocho explotaciones de tamaño pequeño y mediano.

En la parte noreste de la provincia de Guadalajara se explotan de forma artesanal las areniscas triásicas en facies Bunt bajo la denominación de Piedra de Aguilar.

Al sur de Ciudad Real, en el área de Fontanosas, ha existido tradicionalmente cantería de granito y de mármol, actualmente con una actividad mínima.

5.13. Valencia

Hay que destacar en esta comunidad las explotaciones de arenisca en la zona de Elda (Alicante), donde se extrae la Piedra del Bateig, una de las más importantes de España y con mejor red de comercialización-distribución. Con una menor entidad se pueden citar las típicas areniscas triásicas en facies Bunt comercializadas bajo las denominaciones de Piedra de Gátova o Piedra de Rodeno, explotadas en las zonas de Gátova y Algimia de Alfara en la provincia de Valencia, y las calizas jurásicas explotadas en las zonas de Jérica y Santa Magdalena de Pulpis, ambas en la provincia de Castellón, comercializadas como Piedra de Santa Teresa y Piedra de Santa Magdalena.

5.14. Murcia

Constituye una de las comunidades más importantes en la producción de Piedras Naturales de Construcción, y en la que la mayoría de las explotaciones son de tamaño medio-grande y se encuentran bien mecanizadas. A esta producción hay que sumar la procedente, como subproducto de las zonas de explotación de Rocas Ornamentales de esta comunidad (Caravaca-Cehegín, principalmente).

Se explotan dos tipos de rocas calizas, calcarenitas muy porosas de coloraciones claras, con aspecto arenoso, pertenecientes al terciario y que se comercializan bajo las denominaciones de Rosa Hoya, Piedra de Cavilá, caliza rosa de Benablón, lumaquela de Montesinos, Piedra de Albarán y Amarillo Valle, y los mármoles triásicos comercializados bajo la denominación de Piedra de Cabezo Gordo.

5.15. Andalucía

La producción total de Andalucía puede considerarse como relativamente importante, sobre

todo si se tiene en cuenta la producción procedente como subproducto de las explotaciones de Rocas Ornamentales, principalmente de las zonas de Macael-Albox-Alhama de Almería, Sierra Elvira (Granada), Cabra-Carcabuey (Córdoba) y Estepa-Gilena (Sevilla).

Las explotaciones de granitos son, en general, pequeñas y con una producción local-regional. Entre las calizas se pueden destacar las comercializadas como Piedra de Porcuna (Jaén) y Arenisca *Los Linos*, Escuzar (Granada) y con menor entidad la Piedra de Tarifa (Cádiz) y Piedra de Casares (Málaga). Las areniscas explotadas en Baeza y comercializadas bajo la denominación de Piedra Franca, y la Piedra Ostronera de Cádiz, aunque han sido empleadas en la construcción de gran cantidad de monumentos andaluces, en la actualidad su explotación es relativamente baja.

La Piedra Basta de Macael (Almería), aunque está alcanzando una importante penetración en el mercado, su explotación se realiza de forma totalmente artesanal.

5.16. Baleares

La industria de la Piedra Natural para la construcción puede considerarse como muy importante dentro de esta comunidad, a tenor del número de canteras existentes, aunque el mercado sea prácticamente en su totalidad regional.

Se pueden destacar tres tipos de productos: el Mares (arenisca terciaria, blanca-crema porosa), la Piedra de Santanyi (caliza terciaria muy semejante al Mares pero de mejores características mecánicas) y las calizas jurásicas comercializadas bajo diversas denominaciones, entre las que se puede destacar la Piedra de Benissalen.

5.17.—Canarias

La importancia relativa de esta industria puede considerarse como baja dentro de esta comunidad, ya que sólo existen cinco explotaciones con un mercado exclusivamente local, a lo sumo inter-islas, y pequeña producción. La Piedra de Arucas y Piedra de Moya son las variedades más conocidas y explotadas.

REFERENCIA

Potencial Minero de los Recursos de Piedra Natural para la Construcción. Centro de Documentación ITGE. Inédito.

Original recibido: Junio de 1994.
Original aceptado: Julio de 1994.

Asociaciones mineralógicas en los contactos mármoles-granitos en el área de Fermoselle (Domo del Tormes-Zamora) (*).

Por M. P. FRANCO (**), A. CARNICERO (**), J. C. GONZALO (**), y A. CANO-MANUEL (**)

RESUMEN

En las proximidades de Fermoselle (Zamora) se ha cartografiado un nivel de mármoles con algunos «enclaves» pelíticos y de neises-granodioríticos. Tanto en los contactos con estos «enclaves» como en los contactos externos con rocas graníticas, se desarrollan asociaciones mineralógicas que indican interacción entre las dos rocas. En los «enclaves» de origen pelítico y en los bordes de contacto mármol-granodiorita se han desarrollado asociaciones calco-sílico-alumínicas que definen un metamorfismo de grado bajo, con temperaturas máximas en torno a los 500 °C y valores mínimos de $X(\text{CO}_2) = 0,05-0,10$. En zonas próximas a un granito de dos micas, situado al oeste del mármol, se han encontrado otras rocas también con la misma composición química, pero con distinta mineralogía, que se han formado en condiciones de metamorfismo de grado medio entre 475-600 °C y valores de $X(\text{CO}_2) < 0,05$ a baja presión. El metamorfismo regional es de baja presión y alta temperatura, alcanzándose condiciones anatécicas con dominios neísico-migmatíticos y grandes volúmenes de rocas graníticas. Las rocas metamórficas situadas junto a las anatexitas alcanzan el grado medio, con una difusión iónica alta y una fase fluida dominada por H_2O , mientras que las rocas aisladas en «enclaves» muestran asociaciones de grado bajo, con una difusión muy local que sólo afecta a pocos centímetros y con una mayor proporción de CO_2 en la composición del fluido. Todas las rocas y asociaciones estudiadas se han formado en un único episodio metamórfico y forman parte de un único proceso.

Palabras clave: Mármoles, Skarn, Domo del Tormes, Metasomatismo.

ABSTRACT

In the area around Fermoselle (Zamora) mapping was made of a level of marbles with pelitic and gneiss-granodiorite enclaves. In the contacts with these enclaves as well as in the external contacts with granitic rocks, mineralogical associations develop that indicate interaction between the two rocks. In the enclaves of pelitic origin and along the edges of the marble-granodiorite contact, calc-silicate-aluminium associations have developed which are characteristic of low-grade metamorphism with maximum temperatures around 500 °C and minimum values of $X(\text{CO}_2) = 0.05-0.10$. In the area around a two-mica granite located to the west of the marble other rocks were also found with the same chemical composition but with different mineralogy, which were formed under medium-grade metamorphic conditions between 475-600 °C and values of $X(\text{CO}_2) < 0.05$ at low pressure. The regional metamorphism is of low pressure and high temperatures, reaching anatectic conditions with gneiss-migmatite domains and large quantities of granitic rocks. The metamorphic rocks located next to the anatexites reach medium grade with high ionic diffusion and a fluid phase dominated by H_2O , whereas the isolated in the enclave present low-grade associations, with a local diffusion that only affects a few centimeters and with a greater proportion of CO_2 in the composition of the fluid. All the rocks and associations studied were formed in a single metamorphic episode and form part of a single process.

Key words: Marbles, Metasomatism, Skarn, Domo del Tormes.

(*) Este trabajo se enmarca en el proyecto de investigación CICYT PB/860215.

(**) Dpto. de Geología de la Univ. de Salamanca. Facultad de Ciencias. Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca.

INTRODUCCION

Dentro del proyecto de investigación petrologico-estructural del oeste de Salamanca y suroeste de Zamora se detallan zonas hasta ahora conocidas sólo en sus rasgos más generales (MARTINEZ, 1974; LOPEZ-PLAZA, 1982; LOPEZ-PLAZA y CARNICERO, 1987, y GARCIA DE FIGUEROA et al., 1988). En las proximidades de Fermoselle (Zamora) se han cartografiado retazos de un potente nivel de mármoles con un alto grado de pureza que en algunos puntos están en contacto directo con dos tipos de granitos: granodiorita biotítica porfídica deformada, en bandas poco potentes de decenas de metros de longitud y paraconcordantes con las rocas metamórficas, y diques discordantes de granito de dos micas de grano medio, de potencia variable, pudiendo formar a veces pequeñas masas intrusivas.

El contexto geológico de la zona es muy complejo por la gran variedad litológica existente, pero en conjunto se pueden establecer los grupos siguientes:

— En las rocas metamórficas se distinguen cartográficamente dos dominios; al norte del nivel de mármoles se encuentran neises glandulares con pequeñas intercalaciones de anfibolitas y turmalinitas, y al sur dominan neises de grano fino, anfibolitas, micacitas y esquistos con biotita-cordierita-sillimanita en los que quedan algunos granates retromorfoseados atribuidos a un metamorfismo anterior (GIL IBARGUCHI y MARTINEZ, 1982, y MARTINEZ et al., 1988). Los mármoles estudiados se encuentran en retazos en el segundo dominio, englobando fragmentos de micacitas y neises-granodioríticos, y quedando a su vez como enclaves dentro del granito de dos micas o sobre él. En un episodio más tardío estos mármoles son cortados por intrusiones en forma de diques de este mismo granito.

— En las rocas plutónicas se pueden establecer dos tipos fundamentales: granitos de dos micas y granodioritas.

Los granitos de dos micas, de grano medio, a veces porfídicos, ocupan el contacto oeste con los mármoles, forman pequeños apuntamientos en el metamórfico o zonas más amplias como la que comienza en el asentamiento del pueblo de Fermoselle y se extiende hacia el sureste. En este grupo se incluyen los diques ligeramente

posteriores con marcada discordancia respecto a las estructuras regionales.

El otro grupo lo constituyen neises-granodioríticos o granodioritas biotíticas porfídicas y tonalitas biotíticas, formando bandas paraconcordantes con las rocas metamórficas o como fragmentos o *boudines* aislados dentro de los mármoles, todo afectado por la deformación regional.

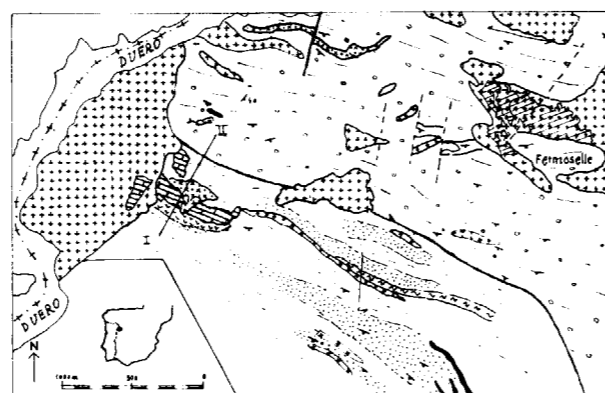


Figura 1.—Esquema geológico de la zona de Fermoselle.

El interés de nuestro estudio se ha limitado a una zona muy concreta, la banda de mármoles y su entorno. En especial, aquellos puntos en que los mármoles se encuentran en contacto con la granodiorita biotítica y con el granito de dos micas en masas y en diques. Los afloramientos no son buenos y la observación difícil, pero se han seleccionado algunas muestras de interés por la variedad de las asociaciones metamórficas encontradas.



Fotos 1 y 2.—Enclaves de neis-granodiorítico en mármol. Detalle del contacto.

Los objetivos de este trabajo se centran en la determinación de las asociaciones formadas en los contactos granito-mármol y la consiguiente modificación de la mineralogía de ambas rocas; la génesis de estas asociaciones en especial, el origen de la fuente de calor y la composición de la fase fluida que permita la interacción o intercambio iónico entre las rocas en contacto, dentro del contexto metamórfico de la zona.

METODOS

Se han realizado estudios de láminas delgadas en microscopio polarizante, análisis por difracción de R-X sobre roca total y se han seleccionado varios minerales para su análisis en microsonda electrónica CAMEBAX SX 50 (Dpto. de Geol., Univ. de Oviedo).

ASOCIACIONES MINERALES Y REACCIONES METAMORFICAS

Las rocas seleccionadas las integramos en cinco grupos:

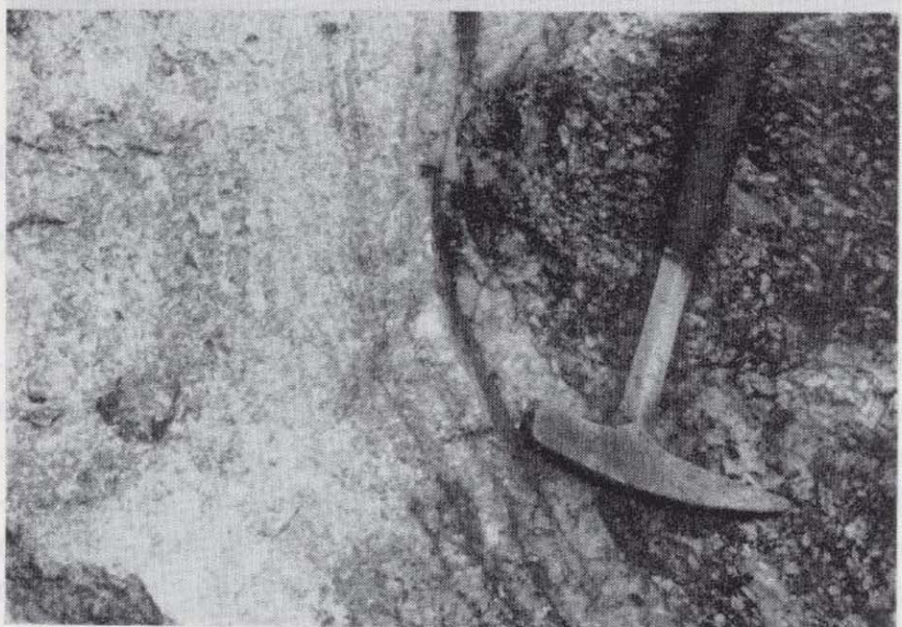
- Mármol calcítico puro.
- «Enclaves» de origen pelítico con asociación mineralógica calco-sílico-alumínica.
- Zona de contacto e interacción mármol-granodiorita (neis-granodiorítico).
- Asociaciones de *skarn* próximas al granito de dos micas.
- Granodiorita biotítica porfídica.
- Granito de dos micas.

Abreviaturas empleadas:

Allanita = All.	Esfena = Esf.
Anfibol = Anf.	Feldes. K = FK.
Edenita = Ed.	Microclina = Mcl.
Tremolita = Tr.	Flogopita = Fl.
Biotita = Bi.	Fluorita = Ft.
Calcita = Cc.	Grossularia = Gr.
Clinozoisita = Cz.	Hematites = Ht.
Clinopiroxeno = Cpx.	Heulandita = Heu.
Diopsido = Di.	Idocrasa = Id.
Enstatita = En.	Magnetita = Mt.
Ferrosilita = Fs.	Moscovita = Ms.
Hedembergita = He.	Opacos = Opcos.
Wollastonita = Wo.	Plagioclasa = Plag.
Corindón = Co.	Albita = Ab.
Cuarzo = Q.	Anortita = An.
Epidota = Ep.	Prehenita = Prh.
Escapolita = Esp.	Rutilo = Ru.
Meionita = Me.	Scheelita = Sch.
Mizzonita = Mz.	Zoisita = Zo.

a) El mármol puro de color blanco que se encuentra formando las bandas, sin influencia de la roca encajante, tiene una textura granoblástica de grano grueso y como único mineral calcita.

b) Fragmentos de material originalmente pelítico, se encuentran formando «enclaves» lenticulares en el mármol de tamaños entre 15 y 20 cm de largo por 5 ó 7 de espesor con aspecto oscuro, esquistosidad y bandeado fino probablemente de origen sedimentario, y una asociación mineral compleja calco-sílico-alumínica, semejante a las desarrolladas en rocas margosas. El conjunto se debe a la recristalización del enclave pelítico al



Fotos 1 y 2.—*Enclaves* de neis-granodiorítico en mármol. Detalle del contacto.

Los objetivos de este trabajo se centran en la determinación de las asociaciones formadas en los contactos granito-mármol y la consiguiente modificación de la mineralogía de ambas rocas; la génesis de estas asociaciones en especial, el origen de la fuente de calor y la composición de la fase fluida que permita la interacción o intercambio iónico entre las rocas en contacto, dentro del contexto metamórfico de la zona.

METODOS

Se han realizado estudios de láminas delgadas en microscopio polarizante, análisis por difracción de R-X sobre roca total y se han seleccionado varios minerales para su análisis en microsonda electrónica CAMEBAX SX 50 (Dpto. de Geol., Univ. de Oviedo).

ASOCIACIONES MINERALES Y REACCIONES METAMORFICAS

Las rocas seleccionadas las integramos en cinco grupos:

- Mármol calcítico puro.
- «*Enclaves*» de origen pelítico con asociación mineralógica calco-sílico-alumínica.
- Zona de contacto e interacción mármol-granodiorita (neis-granodiorítico).
- Asociaciones de *skarn* próximas al granito de dos micas.
- Granodiorita biotítica porfídica.
- Granito de dos micas.

Abreviaturas empleadas:

Allanita = All.	Esfena = Esf.
Anfíbol = Anf.	Feldes. K = FK.
Edenita = Ed.	Microclina = Mcl.
Tremolita = Tr.	Flogopita = Fl.
Biotita = Bi.	Fluorita = Ft.
Calcita = Cc.	Grossularia = Gr.
Clinzoisita = Cz.	Hematites = Ht.
Clinopiroxeno = Cpx.	Heulandita = Heu.
Diopsido = Di.	Idocrasa = Id.
Enstatita = En.	Magnetita = Mt.
Ferrosilita = Fs.	Moscovita = Ms.
Hedembergita = He.	Opacos = Opcos.
Wollastonita = Wo.	Plagioclasa = Plag.
Corindón = Co.	Albita = Ab.
Cuarzo = Q.	Anortita = An.
Epidota = Ep.	Prehenita = Prh.
Escapolita = Esp.	Rutilo = Ru.
Meionita = Me.	Scheelita = Sch.
Mizzonita = Mz.	Zoisita = Zo.

a) El mármol puro de color blanco que se encuentra formando las bandas, sin influencia de la roca encajante, tiene una textura granoblástica de grano grueso y como único mineral calcita.

b) Fragmentos de material originalmente pelítico, se encuentran formando «*enclaves*» lenticulares en el mármol de tamaños entre 15 y 20 cm de largo por 5 ó 7 de espesor con aspecto oscuro, esquistosidad y bandeado fino probablemente de origen sedimentario, y una asociación mineral compleja calco-sílico-alumínica, semejante a las desarrolladas en rocas margosas. El conjunto se debe a la recristalización del enclave pelítico al

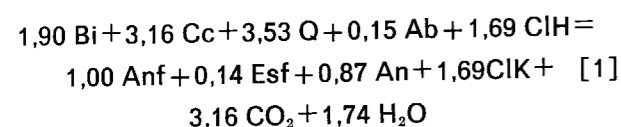
que se han añadido Ca y algo de Mg procedente de la roca carbonatada.

Las asociaciones según el bandeo son las siguientes:

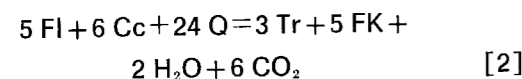
Cc-Plag(An_{50})-Tr-Esf-Cpx(cálcico)
Cc-Fl-Q-Tr-FK
Fl-Q-Opcos-Me-Heu
Ms-Co-Ru-Plag-Opcos

aunque este bandeo no es estricto y algunos de los minerales se pueden observar en más de una de las bandas. La flogopita no tiene apenas pleocroísmo, por lo que puede pensarse que tiene una cantidad significativa de F en su composición. Por su parte la proyección de los análisis de clinopiroxeno en un diagrama Wo-En-Fs (MORIMOTO, 1988) se sitúan en el límite wollastonita-diópsido, ligeramente dentro del campo de la primera.

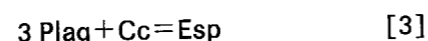
De las asociaciones descritas, podemos inferir que partiendo de una supuesta composición pelítica en un sistema $SiO_2-Al_2O_3-MgO-FeO-K_2O-Na_2O-H_2O$ se ha formado una roca con composición aproximada margosa en que los componentes son $SiO_2-Al_2O_3-CaO-MgO-FeO-K_2O-Na_2O-CO_2-H_2O$. La principal variación es la adición de CaO y pequeñas cantidades de CO_2 pasan a formar parte de la fase fluida, pero además se ha alcanzado una movilidad iónica suficiente como para modificar totalmente la mineralogía y la textura de la roca. Las asociaciones resultantes indican fluidos ricos en H_2O con bajo $X(CO_2)$ y en condiciones metamórficas de grado bajo. La presencia de esfena indica valores de $X(CO_2)$ menores a 0,10 a temperaturas inferiores a 400-440° C (FERRY, 1983) y se formaría por destrucción de la biotita



Este enriquecimiento en K de la fase fluida favorece la formación de moscovita en la asociación más aluminica. Pero la asociación Fl-Cc-Q-Tr-FK parece indicar que también ha ocurrido la reacción propuesta por HOSCHEK (1973):

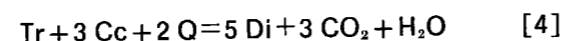


a temperaturas algo superiores se puede formar escapolita:

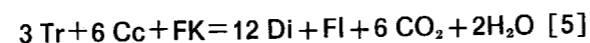


que según DROOP y AL-FILALI (1989) comienzan a reaccionar a temperaturas próximas a 500° C.

En presencia de cuarzo, aparece en el grado bajo diópsido a partir de tremolita:



Esta asociación Tr-Cc-Q-Di nos marca una curva divariante limitando las temperaturas en el grado bajo en torno a los 500° C. Simultáneamente puede estar desarrollándose la reacción:



descrita por RICE (1977) en la que el feldes K puede ser en parte heredado.

La cantidad de CO_2 presente en el fluido ha podido ir variando a lo largo del proceso a medida que se va liberando en las reacciones metamórficas. Pero la ausencia de zoisita en las asociaciones de grado bajo indica que el valor mínimo a baja presión de $X(CO_2) = 0,05-0,10$; lo mismo indica la presencia de la asociación Cc-An-Q.

c) Las superficies de contacto mármol-granodiorita se definen tanto en el borde externo de la banda carbonatada como con los «enclaves» de granodiorita que se encuentran en el mármol con formas esféricas o ligeramente alargadas de dimensiones decimétricas.

Del mármol a la granodiorita las variaciones composicionales definen un bandeo neto. Son las siguientes:

- Mármol: Cc.
Cc-Cpx(cálcico)-Esf.
Esp(Mz), define un nivel que marca el contacto.
- Tonalita anfibólica: Q-Plag (An_{88}), nivel holo-leucocrático.
Q-Plag(An_{88-92})-Cc-He-Esf-Ed-Bi-All.
- Granodiorita biotítica (con minerales cálcicos): Q-Plag(An_{25-20})-Mcl-Bi-Ap-(He, Ed, Esf).
- Granodiorita biotítica porfídica: Q-Plag(An_{20})-Mcl-Bi-Ap.



Foto 3.—Cristales de tremolita en un enclave de origen pelítico.

Foto 4.—Flogopita, calcita y cuarzo. Asociación desarrollada en un enclave de origen pelítico con metamorfismo de grado bajo.

Al igual que el descrito en el apartado b), el clinopiroxeno del mármol próximo al contacto se proyecta en el límite wollastonita-diópsido, mientras que el que aparece en la granodiorita es hedembergita.

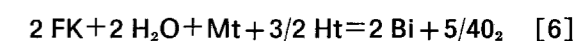
Todo esto es observable en una lámina delgada de aproximadamente 4 cm de longitud, por lo que los dominios de equilibrio de las asociaciones se desarrollan en espacios de dimensiones del orden de mm^2 .

Estos minerales son muy semejantes a los estudiados en el apartado anterior, aunque su disposición textural es muy diferente.

La roca granodiorítica tiene una mayor cantidad de cuarzo y feldespato que el enclave pelítico

antes descrito, lo cual impide el desarrollo de asociaciones aluminicas deficitarias en sílice. Algunos minerales son más ricos en Na (la plagioclasa tiene menor proporción de anortita, el anfíbol es edenita), el único mineral con K que se encuentra en el contacto es la biotita.

Esto probablemente se deba a que la biotita es el mineral potásico estable en el momento de cristalización de la nueva asociación en presencia de fluidos que están participando de forma muy activa, resultando una pequeña banda de composición tonalítica. En estas condiciones puede ocurrir una reacción semejante a la obtenida de forma experimental por WONES y APPLEMAN (1961) con formación de biotita:



El conjunto de las asociaciones mineralógicas se ha formado en condiciones de metamorfismo de grado bajo aunque, como en el caso anterior, a temperaturas próximas al grado medio.

d) Las asociaciones de tipo *skarn* próximas al granito de dos micas, se han encontrado en bloques en zonas próximas al granito de dos micas donde la roca carbonatada como tal no aflora. Sin embargo están situadas en una zona topográficamente elevada, por lo que con toda probabilidad están prácticamente *in situ*. También se pueden observar formando pequeñas masas en el mármol.

Forman agregados llamativos de grano grueso, masivos, prismáticos, aciculares en los que se distinguen a simple vista los minerales coloreados granate, idocrasa, epidota y las agujas blancas de wollastonita.

Se han determinado los siguientes minerales y asociaciones:

Id-Ep-Czo-Gr-Q-Cpx (cálcico)-Esf.
Id-Ep-Czo-Gr-Q-Cpx (cálcico)-Tr-Esf.
Id-Ep-Czo-Gr-Q-Cc-Cpx (cálcico)-Tr-Sch-Prh.
Id-Ep-Czo-Gr-Q-Cpx (cálcico)-Sch-Ft-FK.
Id-Ep-Czo-Gr-Plg-Q-Cc-Cpx (cálcico)-Prh-Heu-Esf.
Id-Ep-Q.
Id-Czo-Gr-Plg-Cc-Prh.
Id-Ep-Q-Esf.
Czo-Gr-Plg-Cc-Sch-Prh.
Czo-Gr-Cpx (cálcico)-Ep.
Gr-Wo-Cpx (cálcico)-Tr.
Gr-Wo-Cc-Cpx (cálcico)-Esf.

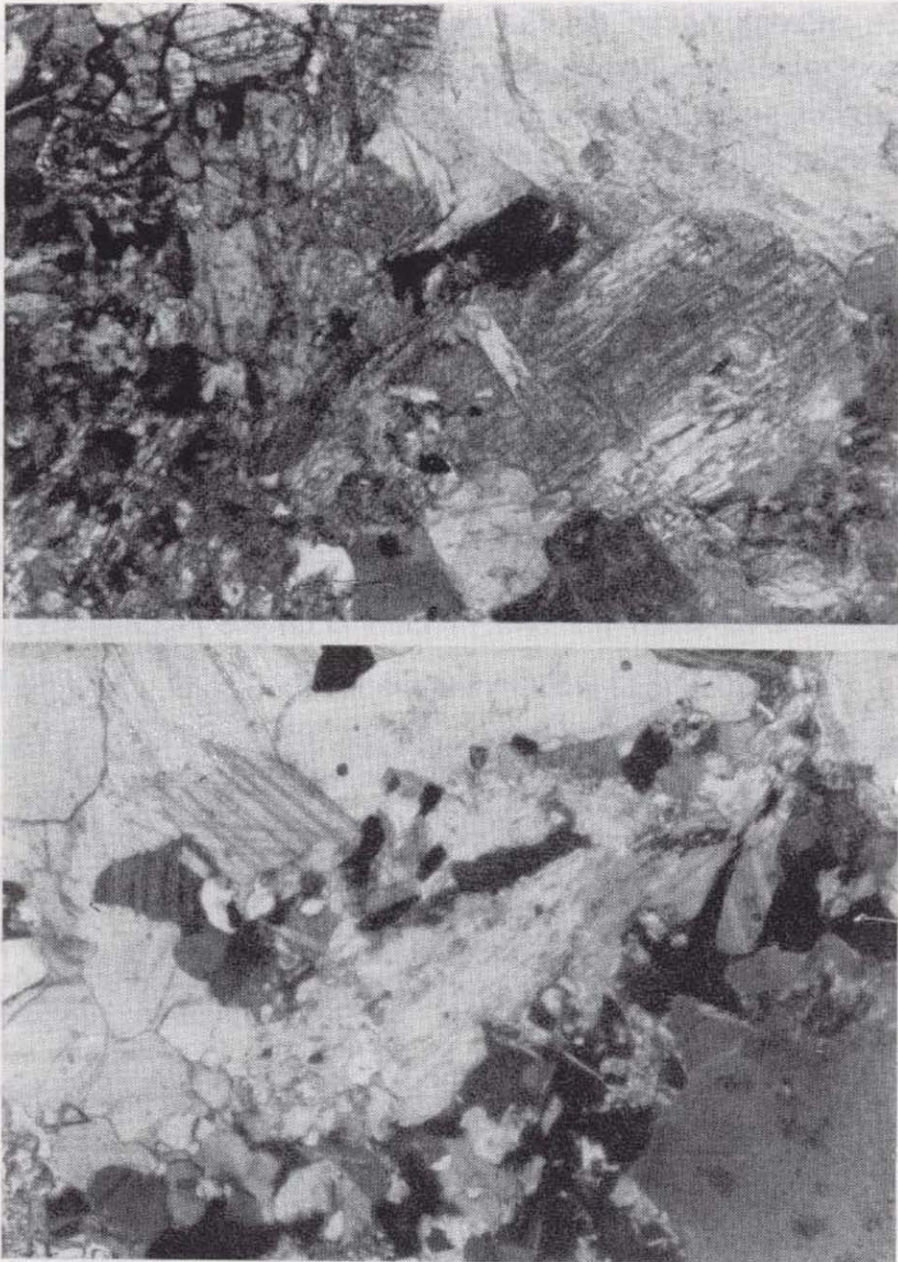


Foto 3.—Cristales de tremolita en un *enclave* de origen pelítico.

Foto 4.—Flogopita, calcita y cuarzo. Asociación desarrollada en un *enclave* de origen pelítico con metamorfismo de grado bajo.

Al igual que el descrito en el apartado b), el clinopiroxeno del mármol próximo al contacto se proyecta en el límite wollastonita-diópsido, mientras que el que aparece en la granodiorita es hedembergita.

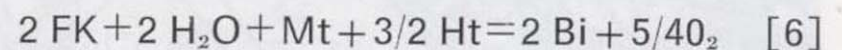
Todo esto es observable en una lámina delgada de aproximadamente 4 cm de longitud, por lo que los dominios de equilibrio de las asociaciones se desarrollan en espacios de dimensiones del orden de mm².

Estos minerales son muy semejantes a los estudiados en el apartado anterior, aunque su disposición textural es muy diferente.

La roca granodiorítica tiene una mayor cantidad de cuarzo y feldespato que el *enclave* pelítico

antes descrito, lo cual impide el desarrollo de asociaciones aluminicas deficitarias en sílice. Algunos minerales son más ricos en Na (la plagioclasa tiene menor proporción de anortita, el anfíbol es edenita), el único mineral con K que se encuentra en el contacto es la biotita.

Esto probablemente se deba a que la biotita es el mineral potásico estable en el momento de cristalización de la nueva asociación en presencia de fluidos que están participando de forma muy activa, resultando una pequeña banda de composición tonalítica. En estas condiciones puede ocurrir una reacción semejante a la obtenida de forma experimental por WONES y APPLEMAN (1961) con formación de biotita:



El conjunto de las asociaciones mineralógicas se ha formado en condiciones de metamorfismo de grado bajo aunque, como en el caso anterior, a temperaturas próximas al grado medio.

d) Las asociaciones de tipo *skarn* próximas al granito de dos micas, se han encontrado en bloques en zonas próximas al granito de dos micas donde la roca carbonatada como tal no aflora. Sin embargo están situadas en una zona topográficamente elevada, por lo que con toda probabilidad están prácticamente *in situ*. También se pueden observar formando pequeñas masas en el mármol.

Forman agregados llamativos de grano grueso, masivos, prismáticos, aciculares en los que se distinguen a simple vista los minerales coloreados granate, idocrasa, epidota y las agujas blancas de wollastonita.

Se han determinado los siguientes minerales y asociaciones:

- Id-Ep-Czo-Gr-Q-Cpx (cálcico)-Esf.
- Id-Ep-Czo-Gr-Q-Cpx (cálcico)-Tr-Esf.
- Id-Ep-Czo-Gr-Q-Cc-Cpx (cálcico)-Tr-Sch-Prh.
- Id-Ep-Czo-Gr-Q-Cpx (cálcico)-Sch-Ft-FK.
- Id-Ep-Czo-Gr-Plg-Q-Cc-Cpx (cálcico)-Prh-Heu-Esf.
- Id-Ep-Q.
- Id-Czo-Gr-Plg-Cc-Prh.
- Id-Ep-Q-Esf.
- Czo-Gr-Plg-Cc-Sch-Prh.
- Czo-Gr-Cpx (cálcico)-Ep.
- Gr-Wo-Cpx (cálcico)-Tr.
- Gr-Wo-Cc-Cpx (cálcico)-Esf.

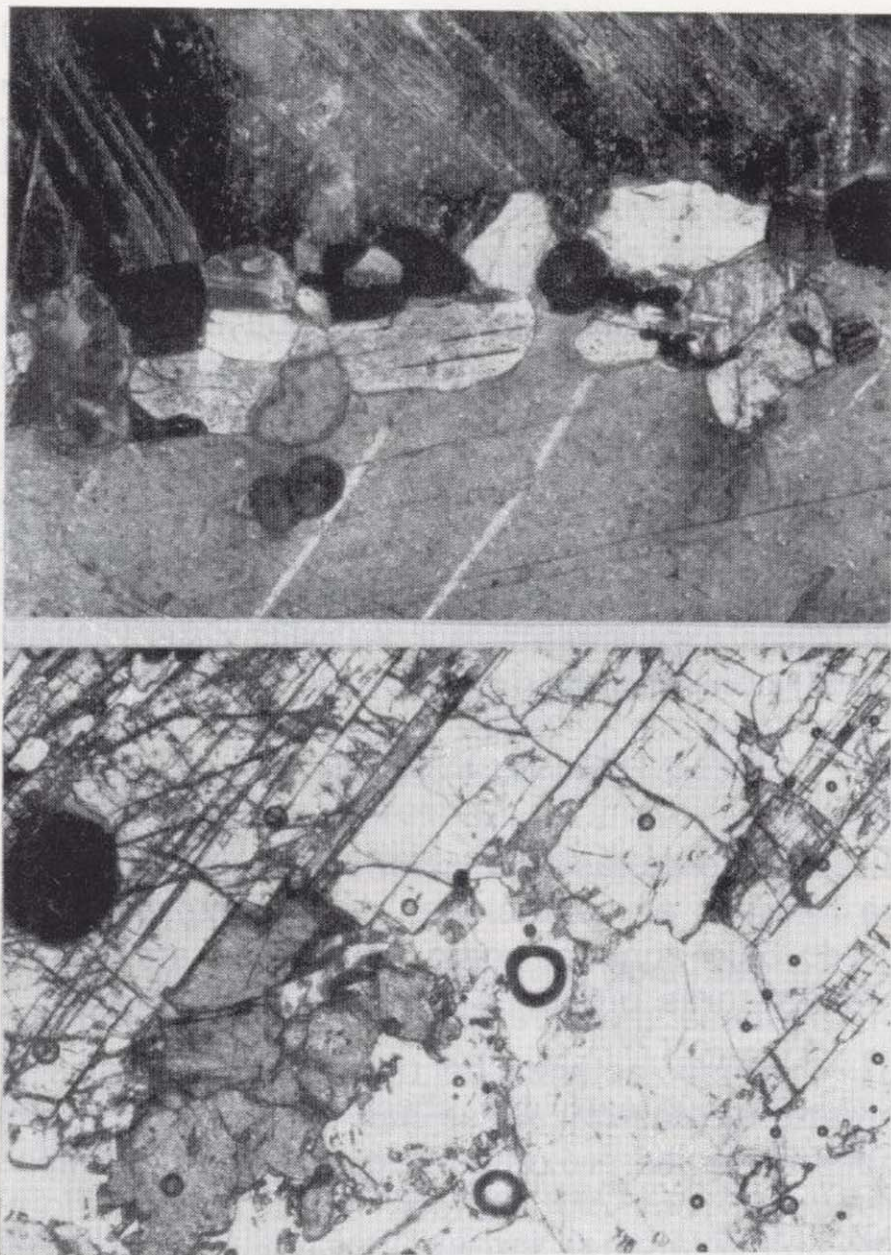


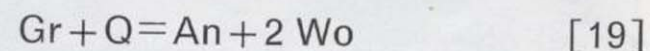
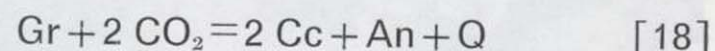
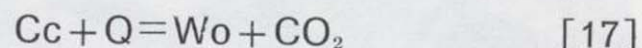
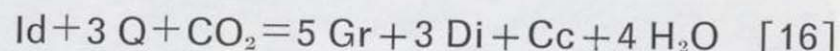
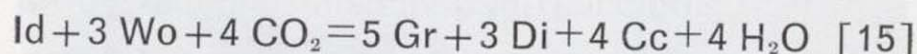
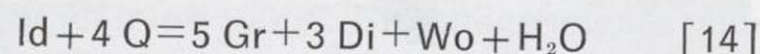
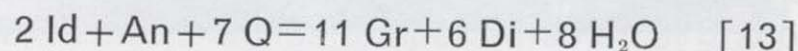
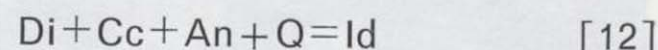
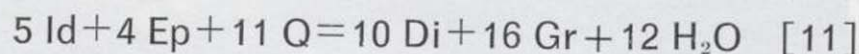
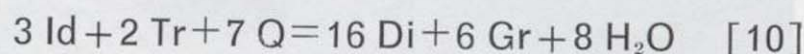
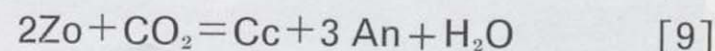
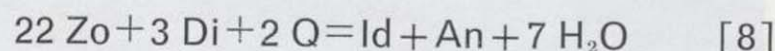
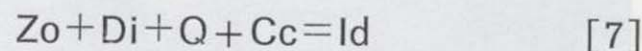
Foto 5.—Pequeña banda de diópsido en mármol, en las proximidades del contacto con la granodiorita. Metamorfismo de grado bajo.

Foto 6.—Fluorita (extremo superior izquierdo), scheelita e idocrasa (abajo). Asociación metamórfica de grado medio.

De los datos obtenidos por difracción de R-X y análisis mineral en microsonda electrónica, se deduce que el clinopiroxeno en estas rocas se sitúa composicionalmente en las proximidades del punto de unión de los campos diópsido-wollastonita-hedembergita en el diagrama de clinopiroxenos (MORIMOTO, 1988).

Los minerales descritos se desarrollan en un sistema con los siguientes componentes: $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, es decir de composición global margosa, bien sea que los mármoles están en contacto con granito de dos micas o les han llegado fluidos acuosos ricos en sílice y alúmina, o bien en zonas de la banda de mármol con enclaves o impurezas de estos componentes en presencia de agua.

La mayor parte de las reacciones siguientes que proponemos como formadoras de las asociaciones observadas están tomadas de KERRICK et al. (1973) y KERRICK (1974):



Las reacciones [10] y [11] son de BRAITSCH y CHARTTERJEE (1963) en WINKLER (1978). La última reacción [19] es marcadora de la temperatura de la asociación que representa 600°C a baja presión, 2 Kb, nos indica las condiciones aproximadas máximas de temperatura alcanzadas por la roca estudiada en el proceso metamórfico y también del XCO_2 , que no superaría el valor de 0,2.

Pero, al contrario de lo que ocurre en los procesos descritos en los apartados b) y c), la presencia en casi todas las asociaciones de clinzoisita nos limitaría la composición de los fluidos a un máximo de $\text{XCO}_2 = 0,05$ para temperaturas superiores a los 475°C . Es decir, en las condiciones de metamorfismo de grado medio en que se han desarrollado.

Otros minerales observados en las asociaciones, como prehenita y huelandita y también algo de tremolita deben haberse formado en un episodio más tardío, cuando las condiciones se están relajando. La presencia de scheelita y fluorita indicaría aportación metasomática de origen magmático.

e) La granodiorita biotítica porfídica tiene una mineralogía sencilla. Está constituida por cuarzo, microclina, plagioclasa (20 por 100 An) y biotita,

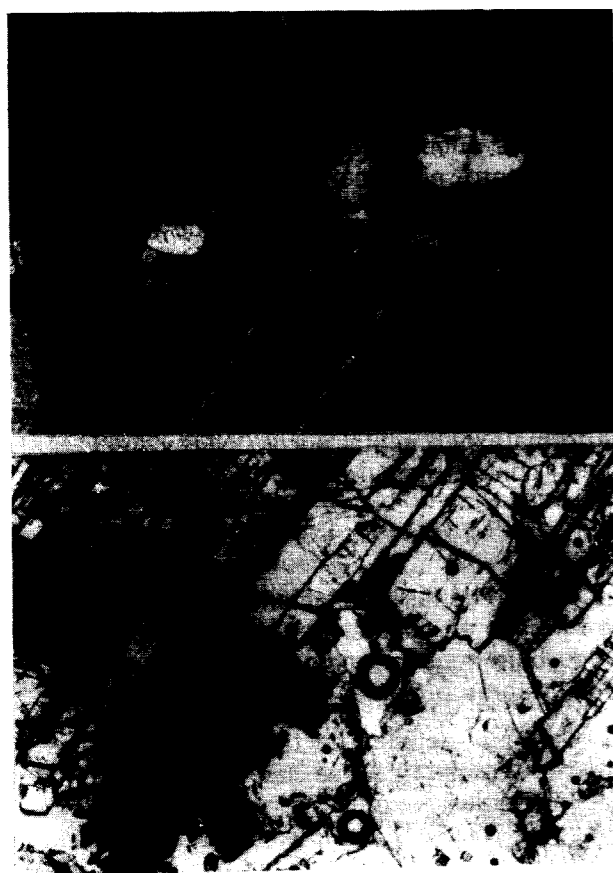


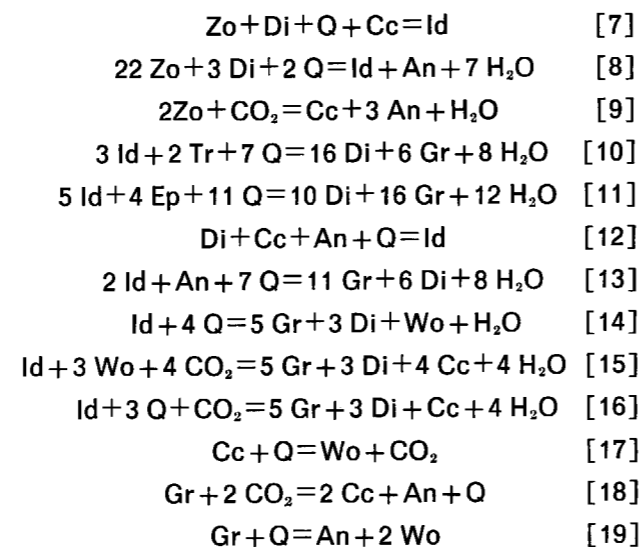
Foto 5.—Pequeña banda de diópsido en mármol, en las proximidades del contacto con la granodiorita. Metamorfismo de grado bajo.

Foto 6.—Fluorita (extremo superior izquierdo), scheelita e idocrasa (abajo). Asociación metamórfica de grado medio.

De los datos obtenidos por difracción de R-X y análisis mineral en microsonda electrónica, se deduce que el clinopiroxeno en estas rocas se sitúa composicionalmente en las proximidades del punto de unión de los campos diópsido-wollastonita-hedembergita en el diagrama de clinopiroxenos (MORIMOTO, 1988).

Los minerales descritos se desarrollan en un sistema con los siguientes componentes: $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, es decir de composición global margosa, bien sea que los mármoles están en contacto con granito de dos micas o les han llegado fluidos acuosos ricos en sílice y alúmina, o bien en zonas de la banda de mármol con enclaves o impurezas de estos componentes en presencia de agua.

La mayor parte de las reacciones siguientes que proponemos como formadoras de las asociaciones observadas están tomadas de KERRICK et al. (1973) y KERRICK (1974):



Las reacciones [10] y [11] son de BRAITSCH y CHARTTERJEE (1963) en WINKLER (1978). La última reacción [19] es marcadora de la temperatura de la asociación que representa 600°C a baja presión, 2 Kb, nos indica las condiciones aproximadas máximas de temperatura alcanzadas por la roca estudiada en el proceso metamórfico y también del XCO_2 , que no superaría el valor de 0,2.

Pero, al contrario de lo que ocurre en los procesos descritos en los apartados b) y c), la presencia en casi todas las asociaciones de clinozoisita nos limitaría la composición de los fluidos a un máximo de $\text{XCO}_2 = 0,05$ para temperaturas superiores a los 475°C . Es decir, en las condiciones de metamorfismo de grado medio en que se han desarrollado.

Otros minerales observados en las asociaciones, como prehenita y huelandita y también algo de tremolita deben haberse formado en un episodio más tardío, cuando las condiciones se están relajando. La presencia de scheelita y fluorita indicaría aportación metasomática de origen magmático.

e) La granodiorita biotítica porfídica tiene una mineralogía sencilla. Está constituida por cuarzo, microclina, plagioclasa (20 por 100 An) y biotita,

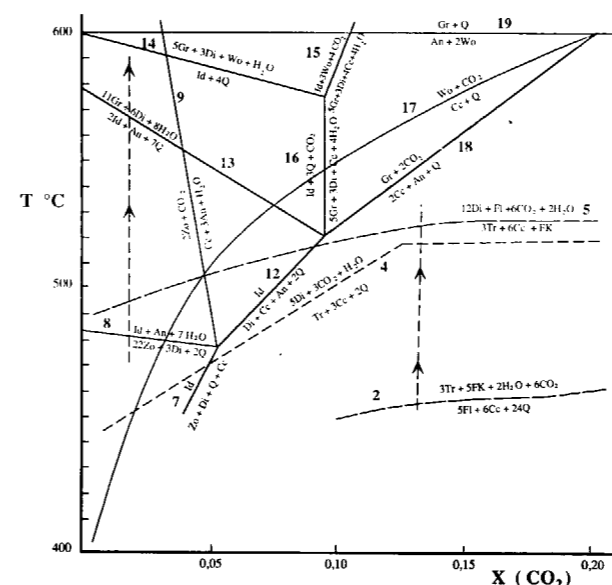


Figura 2.—Diagrama T-X(CO_2) isobárico a 2 Kb. Los números corresponden a los de las reacciones descritas en el texto. Basado en KERRICK et al. (1973) y KERRICK (1974). La reacción [2] está tomada de HOSCHEK (1973); la [5] de RICE (1977). Los trazos con flechas indican la posible marcha de las reacciones metamórficas.

además de minerales opacos y apatito como accesorios. Los megacristales son de feldes K. Se puede observar una orientación en la roca, definida por las biotitas.

f) El granito de dos micas lo forman: cuarzo, microclina, plagioclasa (10 por 100 An), biotita, moscovita, sillimanita fibrolítica incluida en la moscovita, apatito y circón. En él también se observa una orientación.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

De lo expuesto anteriormente, podemos establecer que en el área estudiada existen tres sistemas complejos que implican una interacción entre un sistema carbonatado y otro sílico aluminico.

Las transformaciones sufridas por los «enclaves», tanto de origen pelítico como granodiorítico, así como las asociaciones mineralógicas desarrolladas en el contacto mármol-granodiorita, indican la existencia de una serie metamórfica con es-

quistosidad asociada formada por un episodio anterior al de los fenómenos que ahora estudiamos. Esto viene avalado por la presencia en las rocas pelíticas de la zona de minerales residuales (granate, estauroлита) correspondientes a condiciones metamórficas de más alta presión.

El metamorfismo regional que ahora se observa es de baja presión y la temperatura ha llegado a alcanzar las condiciones anatécicas generando amplias zonas neisico-migmatíticas y grandes volúmenes de rocas graníticas.

En estas zonas, la movilidad que pueden adquirir algunos elementos es bastante alta y se pone de manifiesto en casos de inhomogeneidad litológica como el estudiado.

El mármol sufre una recristalización isoquímica, excepto cuando está en contacto con otros materiales, con los que origina reacciones metamórficas aloquímicas con difusión a escala iónica que se extiende en un espesor de algunos centímetros.

En este ambiente, la formación de granitos de anatexia a partir de los niveles de composición apropiada hace aumentar la movilidad de los fluidos y también la temperatura a escala local por movimientos verticales muy limitados, como pueden ser ascensión y emplazamiento de pequeños cuerpos.

En los puntos próximos a niveles anatécicos las condiciones del entorno metamórfico son de grado medio o facies anfibolita, sin embargo las rocas aisladas por la banda carbonatada que ejerce un efecto de pantalla térmica muestran asociaciones de grado bajo o facies de esquistos verdes.

Según este razonamiento podemos llegar a la conclusión de que las asociaciones de skarn próximas al granito de dos micas se corresponde con las descritas para los enclaves y el contacto mármol-granodiorita, pero en unas condiciones de mayor temperatura, y en consecuencia de una mayor difusión iónica; el sistema es abierto y la composición de la fase fluida está dominada fundamentalmente por agua. Las asociaciones calcosílico-alumínicas se han podido desarrollar en una mayor amplitud espacial y dentro del contexto de una anatexia generalizada.

La presencia de scheelita y fluorita son también indicativos de que fluidos magmáticos han inter-

venido en la composición y desarrollo de las asociaciones minerales de skarn.

La denominación de skarn no se aplica aquí en sentido clásico, ya que no ha habido contacto de roca carbonatada fría con un magma granítico, sino que todo se ha formado como parte de un único proceso.

REFERENCIAS

- DROOP, G. T. R., y AL-FILALI, I. Y. (1989): *Magmatism, deformation and high-T, low-P regional metamorphism in the Nabatah mobile belt, southern Arabian Shield*. En: Evolution of Metamorphic Belts, 469-480. Ed.: J. S. Daly, R. A. Cliff y B. W. D. Yardley. Geol. Soc. Special Publ., 43. Blackwell Scientific Publ.
- FERRY, J. M. (1983): *Mineral reactions and elements migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine*. Am. Mineral., 68, 334-354.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; LOPEZ-PLAZA, M.; GONZALO, J. C., y FRANCO, M. P. (1989): *Guía de excursiones por España de la X Reunión de Geología del oeste peninsular. Excursión por el borde N del domo del Tormes*. Stvd. Geol. Salm. Vol. Esp. 4, 249-257.
- GIL IBARGUCHI, J. I., y MARTINEZ, F. J. (1982): *Petrology of Garnet-Cordierite-Sillimanite Gneisses from the El Tormes Thermal dome, Iberian Hercynian fold belt (W Spain)*. Contr. Mineral. Petrol., 80, 14-24.
- HOSCHEK, G. (1973): *Die reaktion Phlogopit + Calcit + Quarz = Tremolit + Kalifeldspar + H₂O + CO₂*. Contr. Mineral. Petrol., 39, 231-237.
- KERRICK, D. M. (1974): *Review of Metamorphic mixed-volatile (H₂O-CO₂) equilibria*. Am. Min., 59, 729-762.

KERRICK, D. M.; CRAWFORD, K. E., y RANDAZO, A. F. (1973) *Metamorphism of calcareous rocks in three roof pendants in the Sierra Nevada, California*. Jour. of Petrol., 14, 303-325.

LOPEZ-PLAZA, M. (1982): *Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 333 pp.

LOPEZ-PLAZA, M., y CARNICERO, A. (1987): *El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España). Visión de conjunto en el contexto geológico regional*. En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. (Libro homenaje a L. C. García de Figuerola). 53-68. Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso. Rueda. Madrid.

MARTINEZ, F. J. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca, 286 pp. Publ. en Cuad. Geol. Univ. Oviedo, 7, 3-141.

MARTINEZ, F. J.; JULIVERT, M.; SEBASTIAN, A.; ARBOLEYA, M. L., y GIL-IBARGUCHI, J. I. (1988): *Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of Iberian Massif*. Am. Jour. Sci., 228, 969-996.

MORIMOTO, N. (1988): *Nomenclatura of pyroxenes. Subcommittee on pyroxenes*. IMA. Miner. Mag., 52, 535-50.

RICE, J. M. (1977): *Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville Aureole, Montana*. Am. Jour. of Sci., 227, 1-24.

WINKLER, H. G. F. (1978): *Petrogénesis de Rocas Metamórficas*. Blume. Madrid.

WONES, D. R., y APPLEMAN, D. E. (1961): *X-ray crystallography and optical properties of synthetic monoclinic KFeSi₃O₈ iron-sanidine*. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 424-c, 309.

Original recibido: Mayo de 1994.
Original aceptado: Julio de 1994.

Las anatexitas del Domo del Tormes y su significado litoestratigráfico (Prov. de Salamanca y Zamora) (*).

Por J. C. GONZALO (**), M. LOPEZ PLAZA (**), A. DOMINGUEZ VADILLO (**), y J. LOPEZ MORO (**)

RESUMEN

De un modo sucinto se presenta un estudio litológico de las distintas anatexitas del Domo del Tormes. Su forma laminar de yacer define una secuencia litoestratigráfica, desde granitos de dos micas hasta granitos porfídicos biotíticos. Esta secuencia es comparable a la de la serie metamórfica con leucogneises, gneises biotíticos y metapelitas. Los gneises oceánicos, que ocupan siempre la posición más inferior, no parecen ser un protolito adecuado para generar granitos. Las anatexitas preservan muchas mesoestructuras precoces (Fases hercínicas I y II). Las megaestructuras de Fase III pueden ser deducidas por la disposición cartográfica de sus cuerpos laminares. Las grandes bandas de cizalla dúctil en muchos casos separan dominios petro-estructurales. Este episodio se relaciona con un levantamiento tardío del domo.

Palabras clave: Domo del Tormes, Anatexia, Tipos graníticos, Protolitos, estructura.

ABSTRACT

A lithologic study of the different anatectic rocks of the Tormes Dome (Central-Western Spain) has been carried out. These rocks generally occur as flat sheet bodies. A lithostratigraphic sequence could be defined, from two-mica granites to porphyritic biotite-granites. A relationship of this granitic sequence to the metamorphic series, with leucogneiss and biotite gneiss (and metapelites), is suggested. The underlying augen gneiss is not considered as granitic source. Older hercynian mesostructures are often preserved by the anatexites. The hercynian phase III megastructures can be inferred through their mapping arrangement. Frequently, the most important ductile shear zones separate several petrostructural domains. This shearing could be related a late event of updoming.

Key words: Tormes Dome, Anatexis, Granite types, Protoliths, Structure.

INTRODUCCION

Durante los últimos años se ha llevado a cabo en el denominado Domo del Tormes (DT) (MARTINEZ, 1977) un trabajo de revisión basado en relacionar las anatexitas con la litoestratigrafía de las series metamórficas (fig. 1). Para ello hemos partido de un precedente: las ideas del profesor GARCIA DE FIGUEROLA aplicadas a las pegmatitas y leucogranitos de áreas próximas (GARCIA DE FIGUEROLA et al., 1983). El carácter mayoritariamente autóctono de estos granitos

(*) Trabajo realizado dentro del Proyecto de Investigación PB86/0215, subvencionado por la CICYT. Fue presentado y entregado para su publicación en la XI Reunión de Geología del Oeste Peninsular (Huelva, 1991).

(**) Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca. Facultad de Ciencias. Plaza de los Caídos, s/n. 37008 Salamanca.

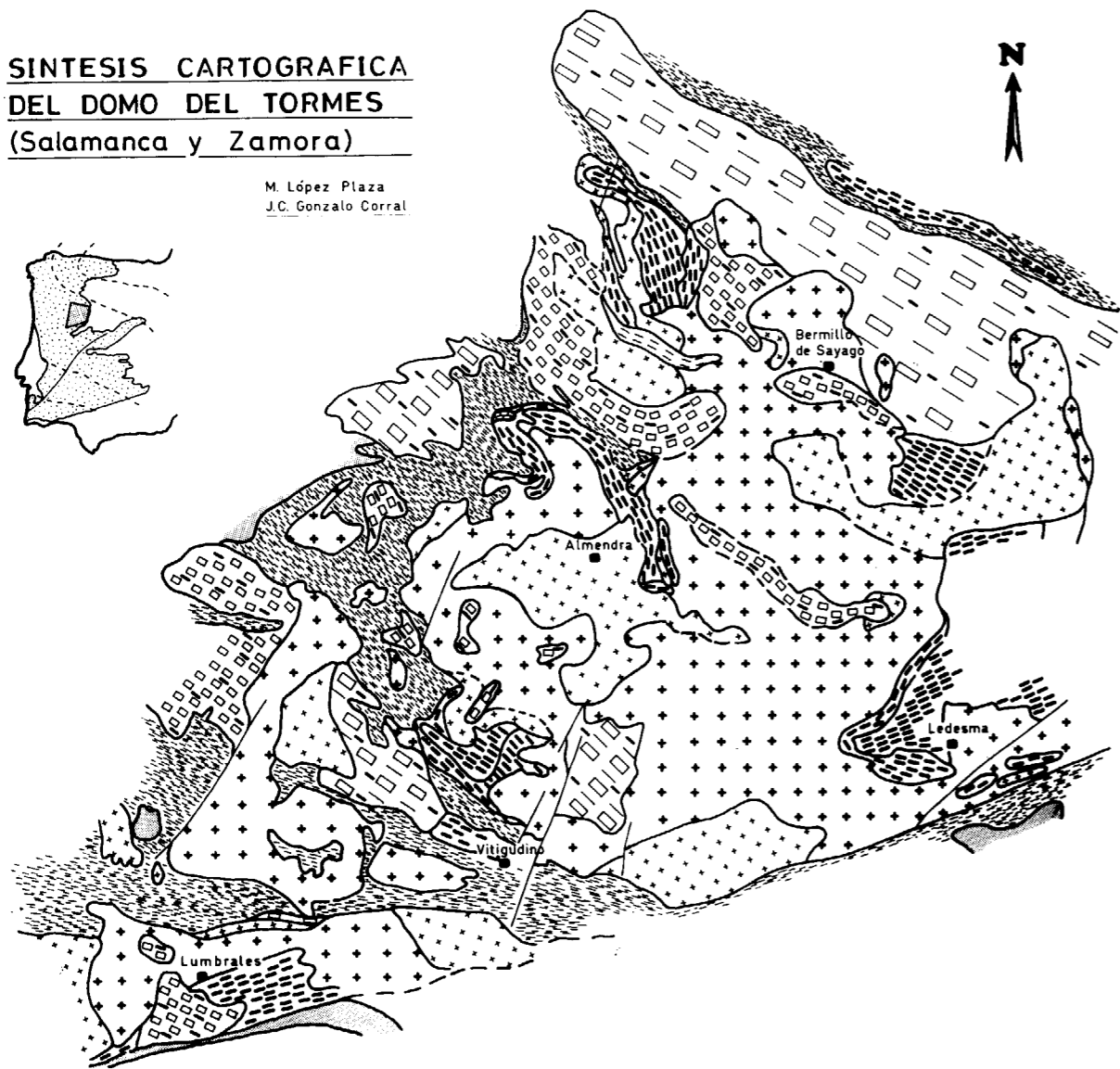
hace de esta zona un área muy adecuada para la aplicación de estas ideas.

De entrada, se contaba con una información petrológica general (MARTINEZ, 1974; CARNICERO, 1980; LOPEZ PLAZA, 1982; GARCIA DE LOS RIOS, 1981). Recientemente también ha habido aportaciones de índole petrogenética y estructural (GIL IBARGUCHI y MARTINEZ, 1982; MARTINEZ et al., 1988; LOPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987).

El objetivo primordial de la investigación se ha centrado en el reconocimiento de los protolitos de las anatexitas. En este trabajo se indica la posible correspondencia protolito-anatexita, sobre la base de una amplia documentación de campo, con numerosos cortes litoestructurales realizados en las zonas perianatécticas, que es donde

SINTESIS CARTOGRAFICA DEL DOMO DEL TORMES (Salamanca y Zamora)

M. López Plaza
J.C. Gonzalo Corral



COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA

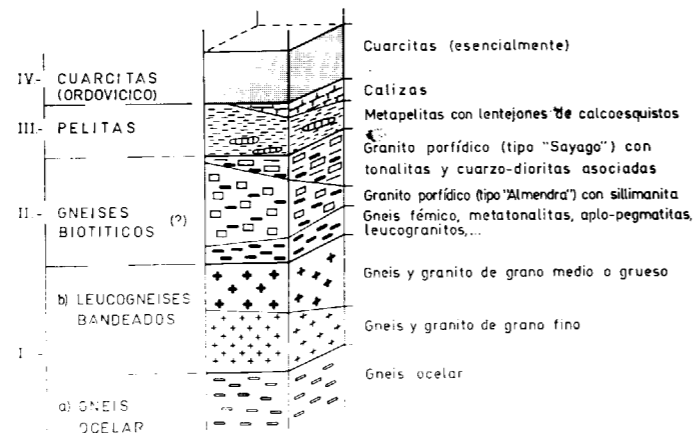


Figura 1.—Esquema geológico del Domo del Tormes y columna litoestratigráfica general

se reconocen las texturas originales de los gneises en su transición a las anatexitas.

No se profundiza aquí en la elaboración de los análisis químicos, sino que éstos tan sólo han sido considerados a efectos de caracterización. Por otra parte, en este trabajo previo tampoco se abordan las implicaciones sobre la evolución tectono-metamórfica y magmática del área. Pero, tal vez, la significación litoestratigráfica de las anatexitas, que afloran en un área superior a los 2.000 km², aportará algo sobre el origen de los materiales gneísicos y del propio *augen gneis* infrayacente, datado como Cadomiense (618 ± 9 M.A.) por LANCELOT et al. (1985).

En cuanto a la terminología, se emplea aquí indistintamente granito y anatexita, en el sentido de rocas formadas por anatexia (MENHERT, 1968; BROWN, 1973), con mayor o menor grado de homogeneización.

LAS ANATEXITAS DEL DOMO DEL TORMES

Petrografía

En el DT se distinguen los siguientes tipos de granitos anatéticos en función de sus características texturales:

- Granitos de grano fino.
- Granitos de grano medio.
- Granitos de grano grueso.
- Granitos porfídicos.

Existen otros tipos que no se consideran aquí por tener poco significado cartográfico a nivel general.

Los tres primeros tipos no presentan grandes diferencias composicionales tanto en minerales esenciales (fig. 2) como en los accesorios, con sillimanita parcial o totalmente transformada en moscovita. La plagioclasa es albitica, si bien manifiestan una débil zonación con núcleos de oligoclasa ácida. El feldespato potásico es siempre tardío y, a veces, con carácter poiquilítico. El contenido en micas varía poco de unos tipos a otros (alrededor del 12 por 100). Por su carácter secundario, la proporción de moscovita aumenta en detrimento de la biotita. El tamaño de grano es el carácter textural que permite su discriminación y su identificación mesoscópica (lámina 1; d, f).

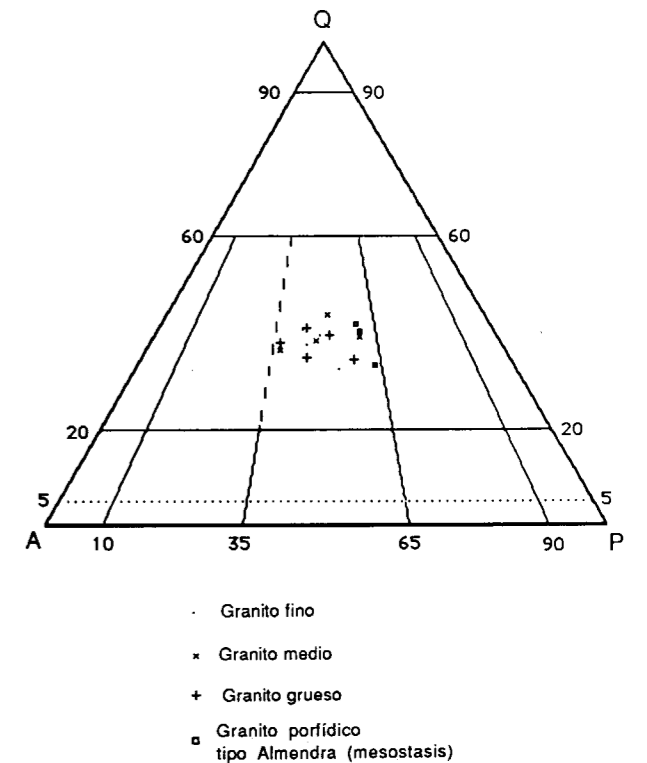


Figura 2.—Representación de los cálculos modales de los principales granitos anatéticos.

Los granitos porfídicos se caracterizan por presentar megacristales de feldespato potásico crecido tardío y miméticamente respecto a las estructuras heredadas, tales como *schlieren* biotítico-sillimaníticos, parcial o totalmente transformados, o como contactos laminares de las anatexitas. En efecto, los megacristales de feldespato potásico muchas veces no presentan evidencias de deformación, pero casi siempre aparecen en disposición planar y subparalela con estas estructuras previas.

Este grupo se subdivide en dos tipos:

- 1) Porfídicos tipo Almendra (lám. 2, b). Presentan una proporción variable de megacristales de feldespato potásico (Or 95.5, Ab 4.2, An 0.3): desde términos con megacristales dispersos hasta otros de composición cuarzo-sienítica por su extraordinaria abundancia. La plagioclasa es ligeramente zonada, con núcleos de oligoclasa ácida y bordes albiticos. La cantidad de biotita aumenta cuando

SINTESIS - CARTOGRAFICA
DEL DOMO DE TORRES

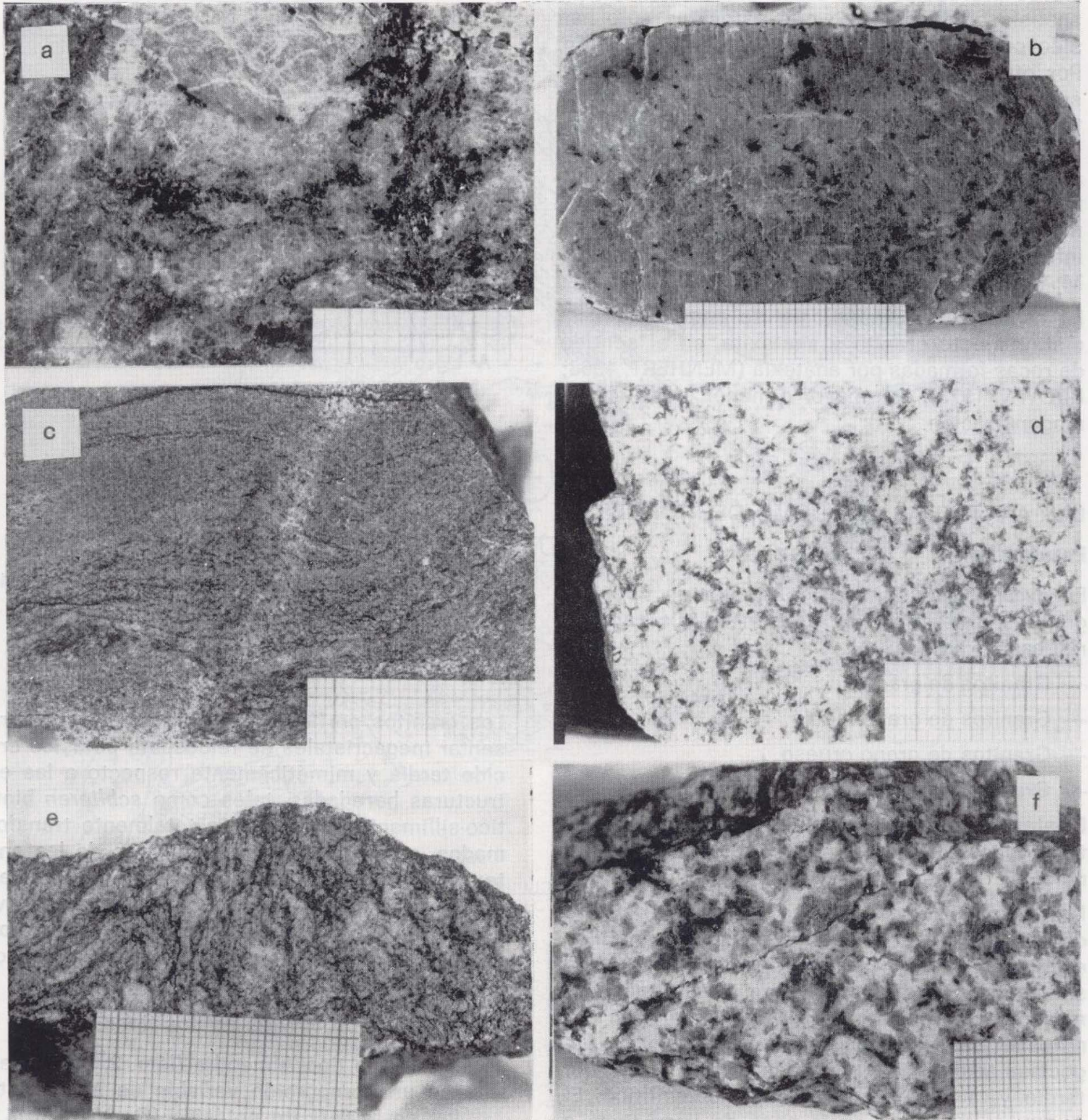


Lámina 1.—a) Gneis ocelar, b) Feldespato potásico del gneis ocelar, c) Leucogneis de grano fino, d) Granito de grano fino, e) Leucogneis bandeado, f) Granito de grano grueso.

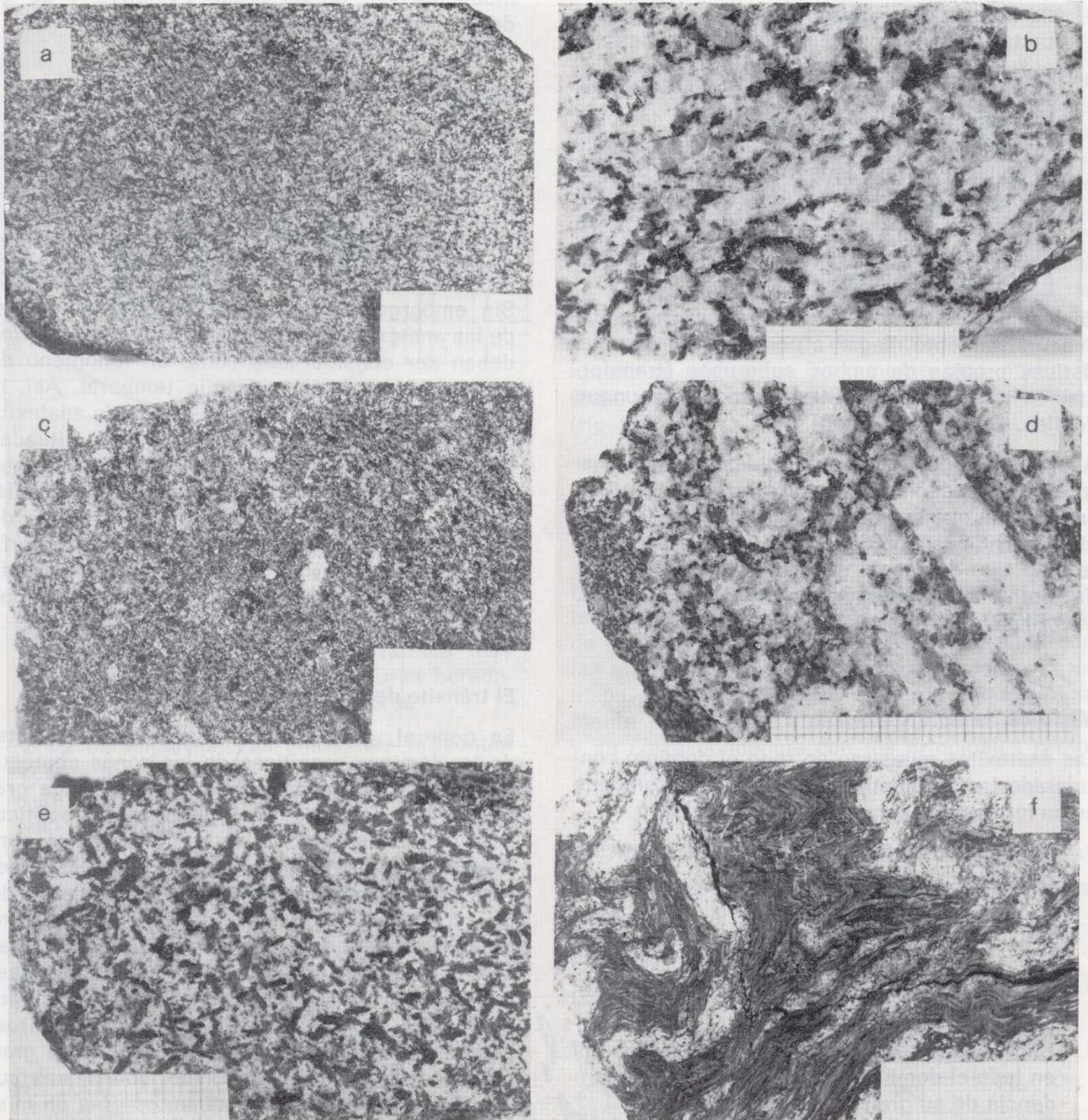


Lámina 2.—a) Gneis fémico de composición granodiorítica-tonalítica, b) Granito porfídico tipo Almendra, c) Tonalita, d) Granito porfídico tipo Sayago, e) Vaugnerita, f) Migmatita pelítica.

crece el número de megacristales. Otra característica destacable es la abundancia de restitas biotítico-sillimaníticas.

- 2) Porfídicos tipo Sayago (lám. 2, d). Sus características principales son las siguientes: el feldespato potásico (Or 90, Ab 8.6, An 1.4-Or 87, Ab 12, An 1) aparece en proporción inferior al del tipo anterior, aunque también tardío y mimético; la plagioclasa es netamente zonada, con núcleos de oligoclasa básica; la proporción de biotita es elevada; la sillimanita es escasa, y aparece cordierita en las facies algo desenraizadas o, a veces, en movilizados pegmatíticos.

En los niveles epizonales, con altos grados de desenraizamiento, llegan a perderse las características propias de ambos subgrupos (transformación total de las restitas y procesos, aunque débiles, de diferenciación).

Además de todos estos granitoides, hay que destacar la presencia de cuarzdioritas y dioritas anfibólicas, que suelen estar asociadas a los granitos porfídicos tipo Sayago. Muy frecuentemente este tipo de rocas muestra grandes cristales de biotita en textura vaugnerítica (GARCIA DE LOS RIOS, 1981), (lám. 2, e).

Modo de yacer

Las anatexitas muestran en todo el dominio considerado las siguientes características comunes en su forma de yacer:

1. Disposición laminar y subhorizontal en las zonas anatéticas.
2. Alternancia frecuente de las láminas graníticas.
3. Contactos siempre netos entre los tipos graníticos.
4. Uniformidad textural de los tipos principales en todo el dominio considerado, con independencia de su grado de removilización.

Estos caracteres sugieren un fuerte control previo en función de la naturaleza de sus protolitos. La presencia de *schlieren* es muy frecuente. En muchos casos se establece la secuencia desde metatexitas, diatexitas a granitos homogéneos, perdurando su disposición en láminas, y curiosa-

mente también su textura. Este aspecto se manifiesta muy bien en la anatexita de grano fino (lám. 1, c-d), que se reconoce texturalmente con independencia de su grado evolutivo y de su desenraizamiento.

Removilización

Dentro de la zona anatética aparecen diques de unos granitos en otros, o bien enclaves angulosos a modo de *piecemeal stoping*. Estos fenómenos han dado lugar a interpretaciones en las que se ha enfatizado en exceso el factor temporal o de secuencia magnética.

Sin embargo, la disposición laminar horizontal de las anatexitas hace que los diques y el *stopping* deban ser considerados como un fenómeno de implicación espacial más que temporal. Así, la removilización parcial de una lámina de anatexita produce efectos de intrusión en las situadas inmediatamente por encima. De este modo, es posible establecer la siguiente sucesión de láminas graníticas de *muro a techo*: granitos de grano fino —de grano grueso— granitos porfídicos. Esto explica la presencia generalizada de diques de granito de grano fino en los otros tipos superiores.

El tránsito de las zonas anatéticas

En general, contrasta la disposición horizontal de las láminas graníticas de las zonas anatéticas con los contactos verticalizados de los granitos alóctonos, que aún pueden ser identificados y relacionados con la anatexita correspondiente, como ocurre en el área de Barruecopardo. Esta circunstancia sugiere un mínimo grado de diferenciación. El proceso de desenraizamiento produce tan sólo la pérdida de *schlieren*, a la vez que las restitas biotítico-sillimaníticas se diseminan y se transforman en moscovita, configurándose el aspecto homogéneo de los granitos. La removilización se debe de producir, en gran parte, bajo un control tectónico, con diques cuyas direcciones son predominantes para un mismo tipo y variables para los distintos tipos graníticos (fig. 3).

En un corte hipotético desde la parte anatética hasta la parte epizonal con metamorfismo de contacto se distinguen las siguientes zonas (GARCIA DE FIGUEROLA et al., 1989) (fig. 4):

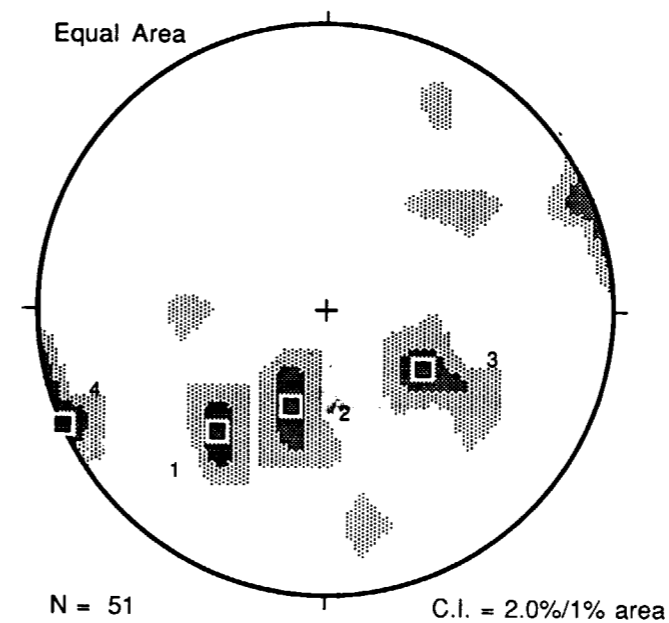


Figura 3.—Polos de diques: 1) Granito de grano medio, 2) Aplitas y pegmatitas, 3) Granitos de grano fino, 4) Otros diques graníticos.

- Zona de *schlieren*, con anatexitas generalmente subhorizontales y cuya fábrica más conspicua se marca por estructuras heredadas concordantes con los contactos.
- Zona de enclaves. Las anatexitas presentan restos discontinuos y decimétricos de material resistente a la fusión, en forma de enclaves más o menos ovoides.
- Zona de septas. Los granitos, parcialmente desenraizados, aparecen en masas alargadas

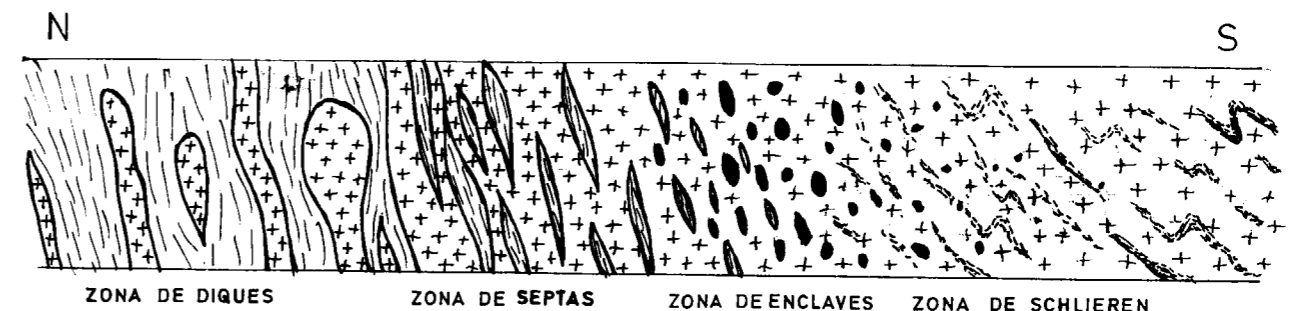


Figura 4.—Corte geológico esquemático en el borde norte del Domo del Tormes (Presa de Villalcampo-Moral de Sayago, Zamora).

hectométricas, con pantallas de rocas metamórficas que desarrollan un débil metamorfismo de contacto.

- Zona de diques. Con diques graníticos cada vez más espaciados.

Esta sucesión de zonas se manifiesta en un área de muy pocos kilómetros. En la mayoría de los casos falta alguno de los estadios intermedios referidos. En cualquier caso, la sucesión es visible en las áreas perianatéticas, tanto laterales como de techo. A veces se produce la combinación del efecto laminar-geométrico (sucesión en vertical de las anatexitas) con el efecto temporal de desenraizamiento. Así, una posible zona de *schlieren* de una anatexita puede estar asociada a una zona de diques de otra anatexita cuya capacidad se encuentra ligeramente más profunda (caso de los fenómenos referidos de *stopping*) (fig. 5).

LOS MATERIALES METAMORFICOS Y SU RELACION CON LAS ANATEXITAS

En el dominio considerado aparece una serie metamórfica que, de muro a techo, comprende desde gneises a micaesquistos y cuya relación con las anatexitas se describe a continuación. En el mapa adjunto (fig. 1) se presenta esquemáticamente la sucesión litoestratigráfica establecida y su correspondencia con los principales protolitos propuestos.

Gneises ocelares

Se trata de una formación gneílica con megacris-



Figura 5.—Granito de grano fino con enclaves angulosos del porfídico de Almendra (Monleras, Salamanca).

tales de feldespato potásico peritítico y matriz biotítica (lám. 1; a, b). Presenta distintas facies definidas por el contenido y tamaño de los megacrístales con respecto a las bandas biotíticas.

Estos gneises no se consideran un protolito adecuado para la formación de anatexitas; o mejor, no hay datos ni de geología de campo, ni químico-mineralógicos, como se verá más adelante, que permitan, por el momento, adscribir un determinado tipo granítico al gneis ocelar. Aunque contienen a menudo intercalaciones de granitos anatócticos, éstos procederían de pequeños niveles de gneises no ocelares, puesto que están en contacto concordante con el propio *augen gneis*. Sin embargo, son escasos los diques graníticos dentro de esta formación gneílica.

Leucogneises de grano fino

Inmediatamente por encima de los gneises ocelares se sitúa una formación gneílica leucocrática de grano fino y con carácter bandeado variable (lám. 1, c), que corresponde al *paragneis de grano fino* de RIBEIRO (1974). En mayor o en menor proporción, aparecen en los grandes núcleos gneílicos (Miranda do Douro, Sardón, Vitigudino, Ledesma) bordeando siempre a los ocelares. Mineralógicamente es característica la presencia de granate y biotita férrica (ver fig. 12). Muy probablemente, estos gneises constituyen el protolito de los granitos de grano fino de todo el dominio considerado, que tienen una mineralogía muy similar. Se trataría, pues, de la anatexita inferior en la secuencia litoestratigráfica, al menos en el

núcleo del DT. Esta es la razón por la que los granitos de grano fino intruyen en las demás anatexitas, como ya hemos referido.

Leucogneises bandeados de grano medio

Suelen ser más bandeados y pelíticos que los anteriores (lám. 1, e), y no desarrollan nunca cristales de granate. Con la anatexia se producen *shlieren* de biotita y sillimanita muy moscovitizadas, y un leucosome feldespático de grano grueso. El proceso anatóctico conduce a una roca homogénea con cristales grandes y dispersos de biotita que le confiere un aspecto de granito leucocrático *ala de mosca* (granitos leucocráticos de grano grueso no porfídicos, lám. 1, f).

La sucesión gneis ocelar-leucogneises se produce por disminución paulatina en el espesor y en el espaciado de unas láminas y aumento progresivo de las otras. Esto mismo suele manifestarse también en las zonas de contacto entre el gneis ocelar metatexítico y el granito de grano fino.

En algunas zonas existen intercalaciones de leucogneises bandeados de grano medio o grueso con algún megacrystal disperso del gneis ocelar, que aparecen englobados en una fracción granítica si la roca es ya una metatexita.

El protolito de los granitos de grano medio está peor definido, pero dada la asociación de estos granitos con los de grano fino debe de tratarse de niveles gneílicos no muy diferentes.

Gneises félicos bandeados

Por encima de los leucogneises se sitúa una formación de gneises félicos con proporciones variables de cuarzo, oligoclasa, feldespato potásico y abundante biotita. Estos gneises félicos están a menudo relacionados espacialmente con tonalitas (del tipo la de MARTINEZ, 1974), las cuales aparecen en láminas hacia el borde de la formación gneílica ácida y en contacto muchas veces con pelitas.

Su carácter bandeado es casi siempre manifiesto, ya que suelen contener abundantes intercalaciones laminadas de tipo pelítico en las que aparece sillimanita. En realidad, existen tipos intermedios entre los de composición granodiorítica-

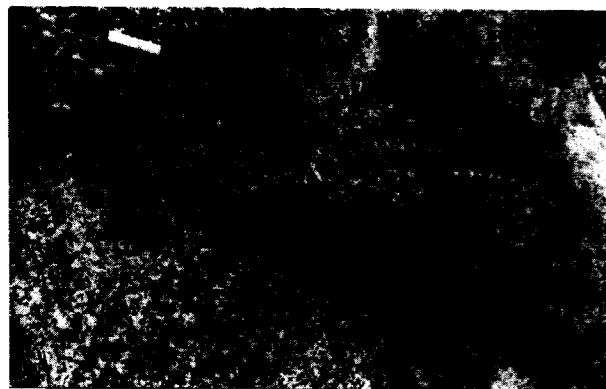


Figura 5.—Granito de grano fino con enclaves angulosos del porfídico de Almendra (Monleras, Salamanca).

tales de feldespato potásico peritítico y matriz biotítica (lám. 1; a, b). Presenta distintas facies definidas por el contenido y tamaño de los megacristales con respecto a las bandas biotíticas.

Estos gneises no se consideran un protolito adecuado para la formación de anatexitas; o mejor, no hay datos ni de geología de campo, ni químico-mineralógicos, como se verá más adelante, que permitan, por el momento, adscribir un determinado tipo granítico al gneis ocelar. Aunque contienen a menudo intercalaciones de granitos anatéticos, éstos procederían de pequeños niveles de gneises no ocelares, puesto que están en contacto concordante con el propio *augen gneis*. Sin embargo, son escasos los diques graníticos dentro de esta formación gneílica.

Leucogneises de grano fino

Inmediatamente por encima de los gneises ocelares se sitúa una formación gneílica leucocrática de grano fino y con carácter bandeado variable (lám. 1, c), que corresponde al *paragneis de grano fino* de RIBEIRO (1974). En mayor o en menor proporción, aparecen en los grandes núcleos gneísicos (Miranda do Douro, Sardón, Vitigudino, Ledesma) bordeando siempre a los ocelares. Mineralógicamente es característica la presencia de granate y biotita férrica (ver fig. 12). Muy probablemente, estos gneises constituyen el protolito de los granitos de grano fino de todo el dominio considerado, que tienen una mineralogía muy similar. Se trataría, pues, de la anatexita inferior en la secuencia litoestratigráfica, al menos en el

núcleo del DT. Esta es la razón por la que los granitos de grano fino intruyen en las demás anatexitas, como ya hemos referido.

Leucogneises bandeados de grano medio

Suelen ser más bandeados y pelíticos que los anteriores (lám. 1, e), y no desarrollan nunca cristales de granate. Con la anatexia se producen *shlieren* de biotita y sillimanita muy moscovitizadas, y un leucosome feldespático de grano grueso. El proceso anatético conduce a una roca homogénea con cristales grandes y dispersos de biotita que le confiere un aspecto de granito leucocrático *ala de mosca* (granitos leucocráticos de grano grueso no porfídicos, lám. 1, f).

La sucesión gneis ocelar-leucogneises se produce por disminución paulatina en el espesor y en el espaciado de unas láminas y aumento progresivo de las otras. Esto mismo suele manifestarse también en las zonas de contacto entre el gneis ocelar metatexitico y el granito de grano fino.

En algunas zonas existen intercalaciones de leucogneises bandeados de grano medio o grueso con algún megacristal disperso del gneis ocelar, que aparecen englobados en una fracción granítica si la roca es ya una metatexita.

El protolito de los granitos de grano medio está peor definido, pero dada la asociación de estos granitos con los de grano fino debe de tratarse de niveles gneísicos no muy diferentes.

Gneises férmicos bandeados

Por encima de los leucogneises se sitúa una formación de gneises férmicos con proporciones variables de cuarzo, oligoclasa, feldespato potásico y abundante biotita. Estos gneises férmicos están a menudo relacionados espacialmente con tonalitas (del tipo la de MARTINEZ, 1974), las cuales aparecen en láminas hacia el borde de la formación gneílica ácida y en contacto muchas veces con pelitas.

Su carácter bandeado es casi siempre manifiesto, ya que suelen contener abundantes intercalaciones laminadas de tipo pelítico en las que aparece sillimanita. En realidad, existen tipos intermedios entre los de composición granodiorítica-

tonalítica, con poca biotita y textura microgranuda (lám. 2, a), y aquellos otros con más biotita y textura esquistosa. Esto hace pensar que los enclaves tonalíticos que presentan específicamente los granitos porfídicos (lám. 2, c), representan restos de estos niveles de gneises férmicos. Tanto los granitoides porfídicos de Sayago como los de Almendra contienen este tipo de enclaves. Esto permite una correlación litoestratigráfica, en primer lugar, entre ellos mismos y, en segundo lugar, con respecto a este nivel de gneises férmicos. El hecho de que los porfídicos de Almendra contengan restitas biotítico-sillimaníticas significa que la proporción de intercalaciones laminadas pelíticas es ahí importante, a diferencia de Sayago donde las tonalitas es casi siempre el único material restítico. Además, este último granito tiene una serie de características petrográficas y geoquímicas (como veremos más adelante) que indican, por un lado, una diferencia en su protolito, y por otro, una asociación petrogenética con los materiales tonalíticos, pero que no invalida la correlación indicada.

Por todo ello, se pueden considerar dos partes en el nivel de gneises férmicos:

- Un tramo constituido mayoritariamente por materiales esquistosos biotítico-sillimaníticos, con intercalaciones de gneises tonalíticos. Representarían el protolito de los granitos porfídicos tipo Almendra.
- Un tramo de carácter esencialmente gneísico de composición granodiorítica-tonalítica, que representaría el protolito de los granitos tipo Sayago.

En la síntesis cartográfica que se adjunta se han incluido en este nivel las aplo-pegmatitas, turmalinitas y leucogranitos asociados, que constituyen la *Serie de El Alamo* de GARCIA DE FIGUEROA et al. (1983).

Metapelitas

Hacia la parte superior de los gneises férmicos bandeados suele haber intercalaciones de calcoesquistos, anfibolitas, cuarcitas e incluso calizas, que marcan en conjunto el paso a la secuencia pelítica.

Las metapelitas muestran un carácter listado o bandeado, por la alternancia de niveles más o

menos cuarcíticos. En este nivel superior aparecen asociados, sobre todo, los granitos porfídicos, que a veces manifiestan carácter intrusivo con desarrollo de metamorfismo de contacto.

Con la migmatización (lám. 2, f) se desarrollan abundantes minerales aluminicos, como sillimanita, andalucita o cordierita. En las zonas perianatócticas, a veces, simplemente se desarrollan blastos de biotita xenomorfa rica en inclusiones de circón, coexistiendo con la otra precoz, pequeña e idiomorfa.

Hacia el oeste y sur del DT aparecen las metapelitas típicas del Complejo Esquisto Grauváquico y sobre ellas las cuarcitas del Ordovícico. Hacia el norte del DT (zona del Duero) la serie esquistosa aparece asociada a materiales metavolcánicos, cuyo conjunto difiere de los pelíticos del Complejo Esquisto Grauváquico (QUIROGA, 1981).

El gneis ocelar y el tramo pelítico constituyen dos niveles bien diferenciados y generales en todo el área, representando el muro y el techo, respectivamente, de la secuencia litoestratigráfica general. Sin embargo, los niveles gneísicos intermedios, o sus equivalentes graníticos, no siempre están presentes en todos sus términos y sus potencias son muy variables de unas zonas a otras, pero siempre ocupan la misma posición litoestratigráfica. Por tanto, el conjunto descrito debe entenderse como una columna tipo de carácter general para todo el Domo del Tormes y cuya potencia máxima no debe de superar los 2.000-3.000 metros.

Localmente las relaciones entre los distintos tipos graníticos muestran una mayor complejidad, condicionada, en parte, por el origen posiblemente ortoderivado de alguno de los protolitos.

LAS ESTRUCTURAS MESOSCOPICAS EN LAS ANATEXITAS

Las anatexitas del DT registran la superposición de las tres fases hercínicas de deformación descritas regionalmente (RIBEIRO, 1974; MARTINEZ, 1974; IGLESIAS y RIBEIRO, 1981a y 1981b; LOPEZ-PLAZA y CARNICERO, 1987; DIEZ-BALDA, 1986; RODRIGUEZ ALONSO, 1985; ...).

Fases precoces

Las áreas epizonales se caracterizan por presentar una esquistosidad de flujo atribuida a la Fase I hercínica con pliegues disimétricos. Las zonas anatécicas, sin embargo, se caracterizan por su horizontalidad. El tránsito de una zona a otra ha sido asociado a la aparición de la Fase II con pliegues isoclinales de plano axial horizontal. Los contactos entre las láminas graníticas representarían superficies S0, concordantes con las superficies de los *schlieren* (S1-S2) (fig. 6). Del mismo modo, la fábrica planar de las anatexitas suele ser también concordante y mimética con las superficies anteriores.

La Fase III

Se caracteriza por pliegues de plano axial subvertical y dirección N 90-110 E, con lineaciones suhorizontales (fig. 7). En general, las mesoestructuras de esta fase se manifiestan bien en las anatexitas con pliegues métricos a menudo muy repetidos afectando a la fábrica mimética subhorizontal (fig. 8). A veces se aprecia una orientación de megacristales en la anatexita según el plano axial de este tipo de pliegues (fig. 9).

Los cizallamientos dúctiles tardi-Fase III producen en los granitos una fábrica postcristalina con el desarrollo de estructuras S/C de buzamiento moderado a fuerte. No obstante, otras veces se producen cizallas dúctiles de bajo ángulo que se relacionan con el emplazamiento de algún tipo de diques (fig. 10) bajo un mismo régimen de compresión próxima a N-S (LOPEZ-PLAZA y CARNICERO, 1987). Muchas veces los diques (de granitos porfídicos sobre todo) aparecen estrechamente relacionados con las zonas de cizalla dúctil de desgarre. Por todo ello, es probable que la removilización sea precoz o casi simultánea con este episodio compresivo N-S.

Significado cartográfico de las anatexitas

La Fase III hercínica es la que mayor efecto produce en la disposición cartográfica de las anatexitas. Esta fase afecta a las láminas en disposición horizontal, generando pliegues suaves según la dirección N 100-110 E y de una longitud de onda de 8 km. En algunos casos, se constata una disposición simétrica de las anatexitas en

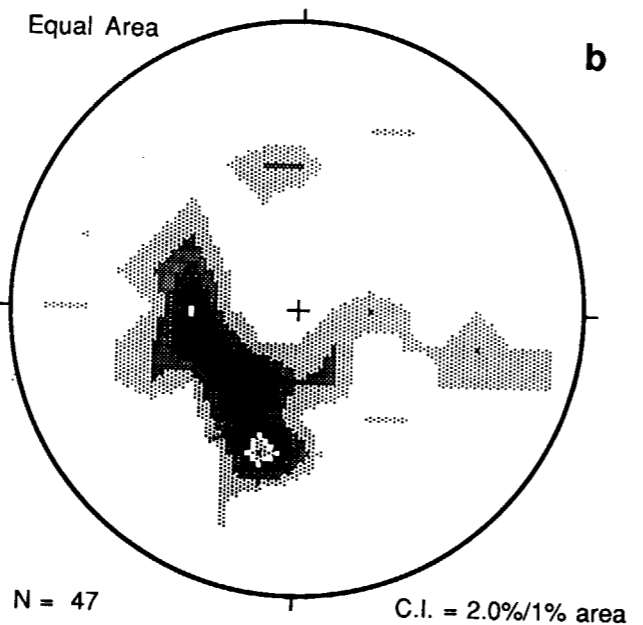
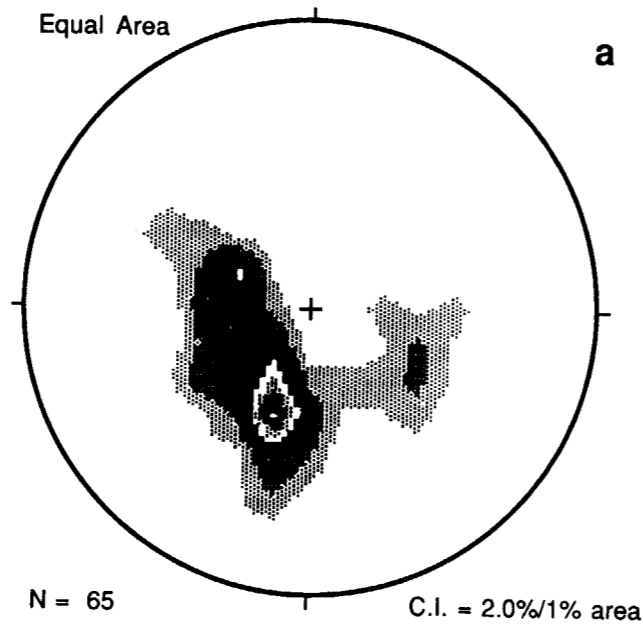


Figura 6.—a) Polos de superficies de contacto de láminas graníticas. b) Polos de *schlieren* (S1-S2).

torno a un eje sinformal. Este es el caso del embalse de Almendra, donde aparecen en el centro los granitos porfídicos, sucedidos a ambos lados por granitos de grano medio, grueso y fino. Incluso se diferencian distintos tipos de granitos porfídicos en virtud de su abundancia en megacris-

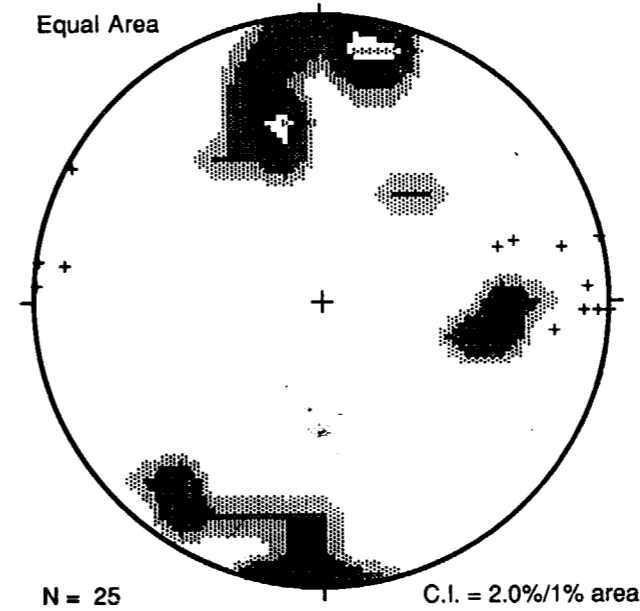


Figura 7.—Polos de planos axiales de pliegues de Fase III y lineaciones L3 (cruces).

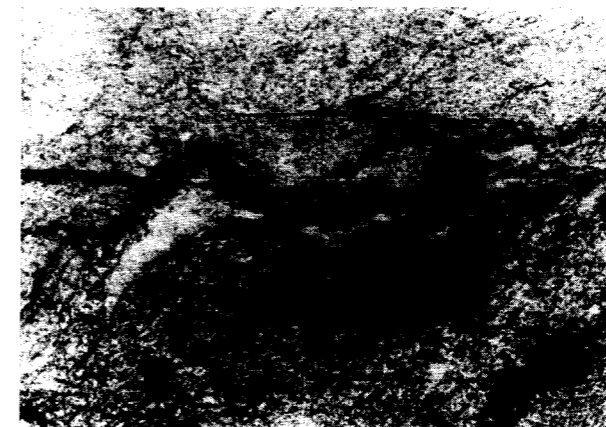


Figura 8.—Estructuras de Fase III en granitos porfídicos tipo Almendra (O de Salce, Zamora).

tales, y la distribución de estos subtipos también tiende a ser simétrica. Sin embargo, la regularidad en los buzamientos no siempre es patente, debido a los pliegues previos de las fases precoces.

En los núcleos antiformales (Miranda do Douro, Sardón-Fermoselle, Ledesma, oeste de Vitigudiño, ...) aflora el gneis ocelar flanqueado por leu-



Figura 9.—Estructuras de Fase III en anatexitas. Los megacristales de feldespatos marcan la L3 (N de Salce, Zamora).

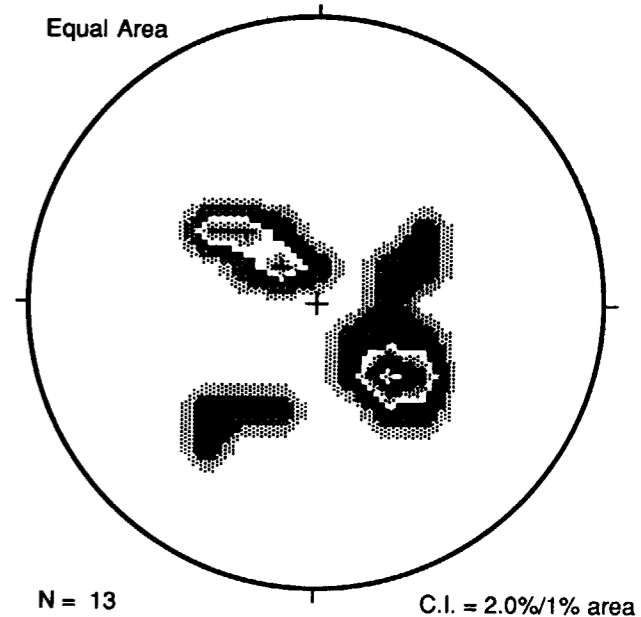


Figura 10.—Polos de cizallas dúctiles de componente normal.

cogneises o leucogranitos, por gneises fémcicos, metatonalitas o granitos porfídicos, y finalmente por metapelitas si la secuencia es completa.

Los granitos porfídicos predominan en las zonas perianatécicas con metapelitas, debido a su posición alta en la secuencia; e inversamente, los leucogranitos finos y gruesos son los que predominan en la mayor parte de la zona anatécica.

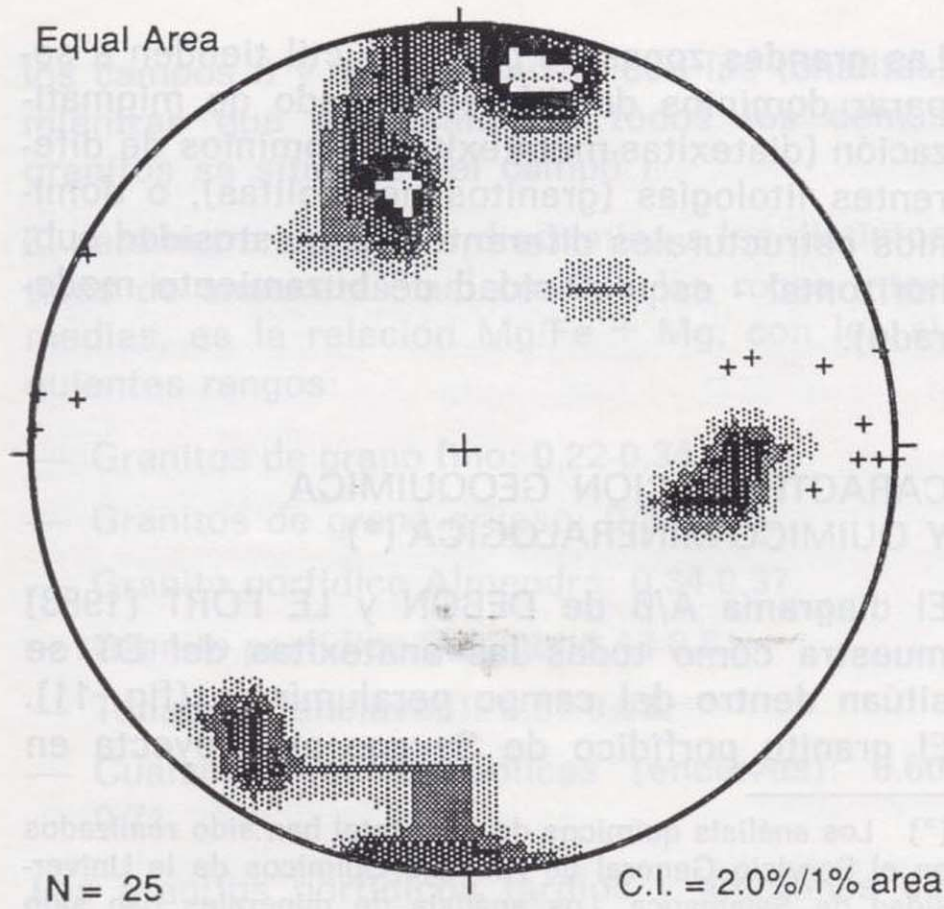


Figura 7.—Polos de planos axiales de pliegues de Fase III y lineaciones L3 (cruces).



Figura 8.—Estructuras de Fase III en granitos porfídicos tipo Almendra (O de Salce, Zamora).

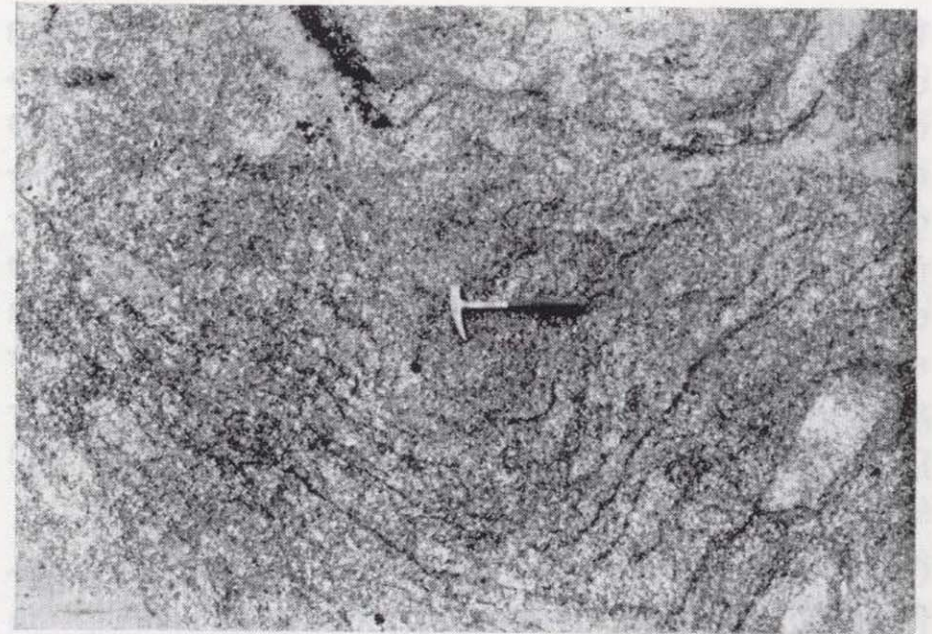


Figura 9.—Estructuras de Fase III en anatexitas. Los megacristales de feldespato marcan la L3 (N de Salce, Zamora).

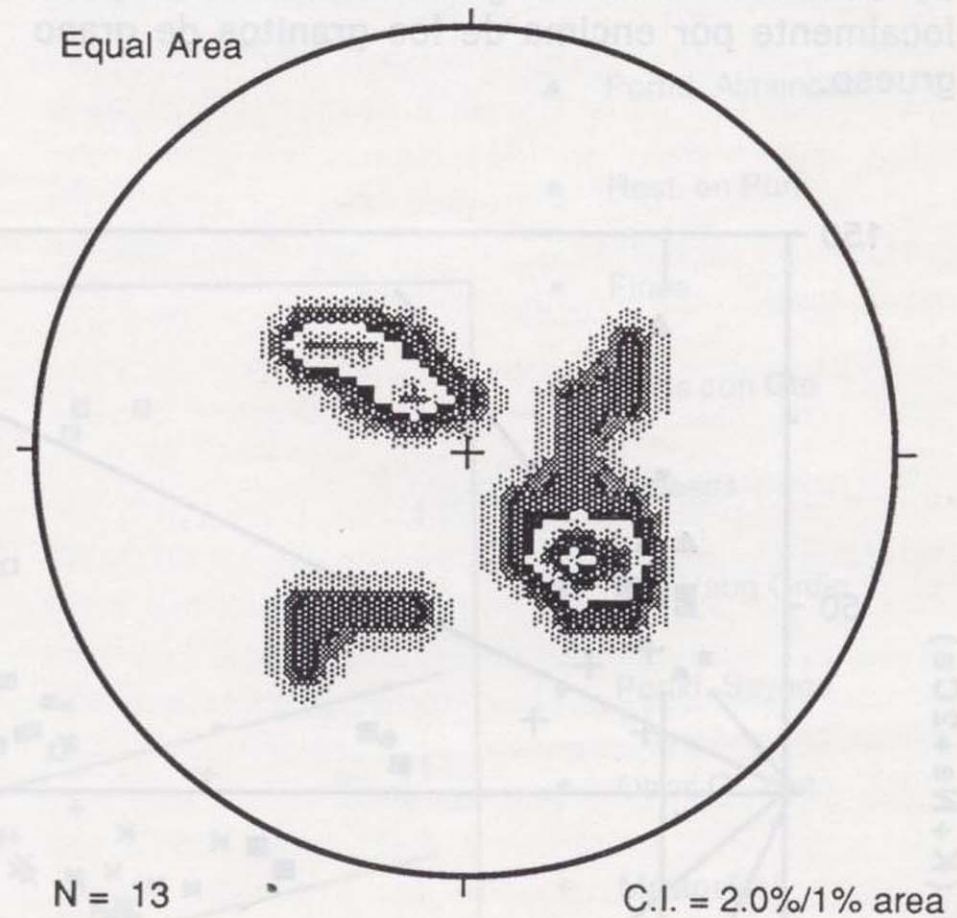


Figura 10.—Polos de cizallas dúctiles de componente normal.

tales, y la distribución de estos subtipos también tiende a ser simétrica. Sin embargo, la regularidad en los buzamientos no siempre es patente, debido a los pliegues previos de las fases precoces.

En los núcleos antiformales (Miranda do Douro, Sardón-Fermoselle, Ledesma, oeste de Vitigudiño, ...) aflora el gneis ocelar flanqueado por leu-

cogneises o leucogranitos, por gneises fémcicos, metatonalitas o granitos porfídicos, y finalmente por metapelitas si la secuencia es completa.

Los granitos porfídicos predominan en las zonas perianatécticas con metapelitas, debido a su posición alta en la secuencia; e inversamente, los leucogranitos finos y gruesos son los que predominan en la mayor parte de la zona anatéctica.

Una característica casi general es la repetición de los cuerpos laminares de anatexitas. Esto puede ser debido a las siguientes causas: 1) al modo de yacer original de los protolitos; 2) a los pliegues precoces de carácter isoclinal; 3) al plegamiento de la Fase III, y 4) al efecto combinado de las tres causas anteriores. Teniendo en cuenta esta repetición, la cartografía se ha de realizar simplificada, de tal modo que, en realidad, se representan dominios en los que predomina un determinado tipo granítico.

Otro aspecto, no resuelto en su totalidad, se refiere al problema de las vergencias que complica la deducción correcta de la secuencia litológica. Puede ocurrir que existan pliegues precoces en cuyos flancos inversos la secuencia granítica no es la establecida. Tal podría ser el caso del oeste de Ledesma donde el gneis ocelar se dispone localmente por encima de los granitos de grano grueso.

Las grandes zonas de cizalla dúctil tienden a separar dominios de diferente grado de migmatización (diatexitas-metateixitas), dominios de diferentes litologías (granitos-metapelitas), o dominios estructurales diferentes (esquistosidad subhorizontal - esquistosidad de buzamiento moderado).

CARACTERIZACION GEOQUIMICA Y QUIMICO-MINERALOGICA (*)

El diagrama A/B de DEBON y LE FORT (1983) muestra cómo todas las anatexitas del DT se sitúan dentro del campo peraluminico (fig. 11). El granito porfídico de Sayago se proyecta en

(*) Los análisis químicos de roca total han sido realizados en el Servicio General de Análisis Químicos de la Universidad de Salamanca. Los análisis de minerales han sido realizados en el Servicio de Microsonda de la Universidad de Oviedo.

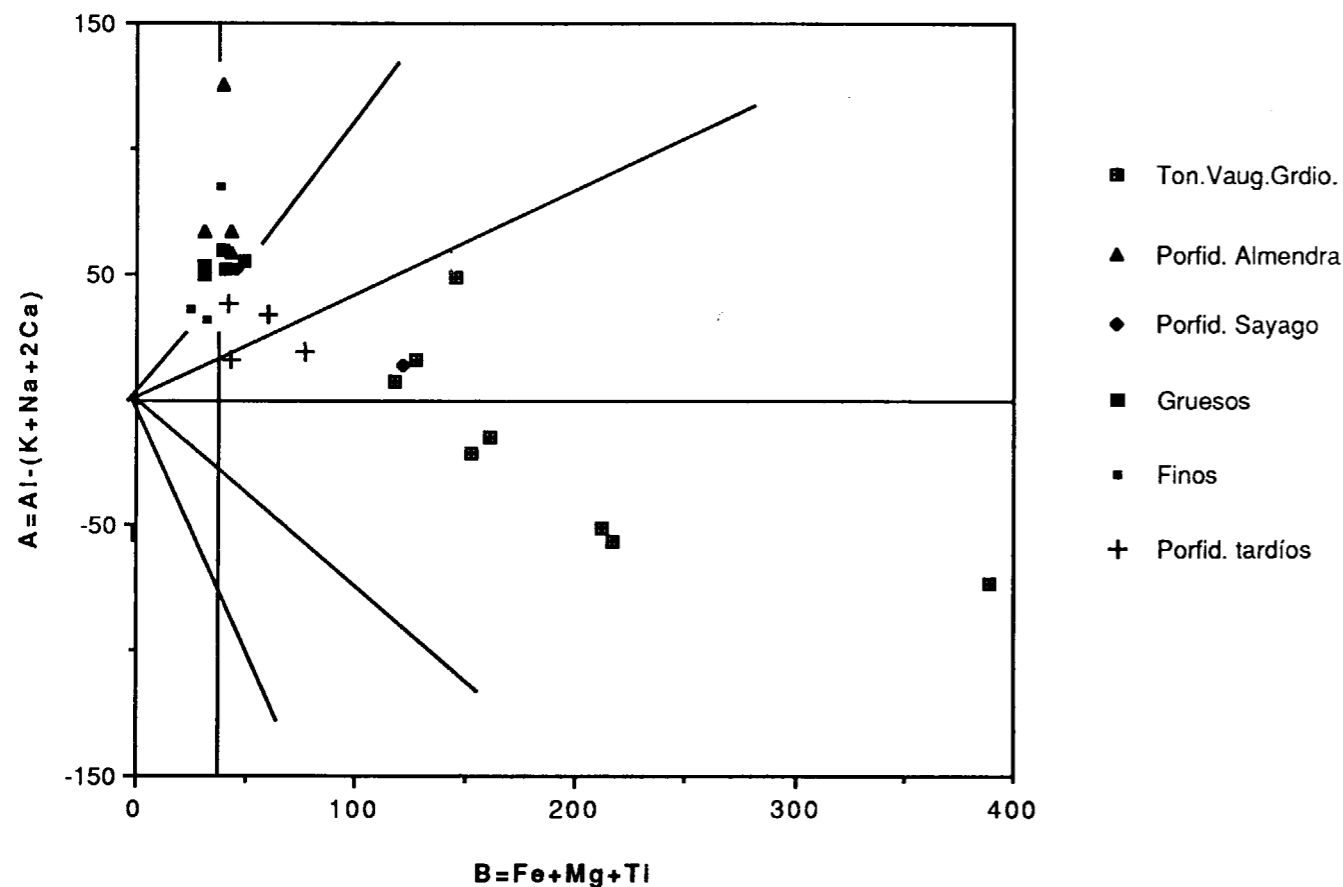


Figura 11.—Proyección en el diagrama A/B de DEBON y LE FORT (1983) de las anatexitas y rocas intermedias.

los campos II y III, en relación con las tonalitas, mientras que prácticamente todos los demás granitos se sitúan en el campo I.

El parámetro que mejor discrimina a los distintos tipos de anatexitas, así como a las rocas intermedias, es la relación $Mg/Fe + Mg$, con los siguientes rangos:

- Granitos de grano fino: 0,22-0,34.
- Granitos de grano grueso: 0,32-0,38.
- Granito porfídico Almendra: 0,34-0,37.
- Granito porfídico Sayago: 0,43-0,51.
- Tonalitas (enclaves): 0,51-0,57.
- Cuarzodioritas anfibólicas (enclaves): 0,60-0,71.

Los granitos porfídicos tardíos y alóctonos del

sur de la cizalla de Juzbado (datos tomados de CARNICERO, 1980), aunque en su proyección en el diagrama A/B (fig. 11) están asociados a los granitos porfídicos de Sayago, tienen relaciones más bajas (0,30-0,33) que éstos, debido probablemente a sus procesos de diferenciación. Además, su diferente modo de yacer aconseja abordar su estudio de manera independiente.

Las biotitas analizadas del DT muestran valores del parámetro Mg^* de su fórmula estructural correlacionables con la relación $Mg/Fe + Mg$ de roca total. Los distintos diagramas de análisis de biotitas que han sido utilizados muestran un agrupamiento para cada tipo de litología. El diagrama $Fe^*/Al\ IV$ (fig. 12) permite discriminar y caracterizar los supuestos protolitos, estableciendo los siguientes campos separados por rectas de pendiente débilmente positiva:

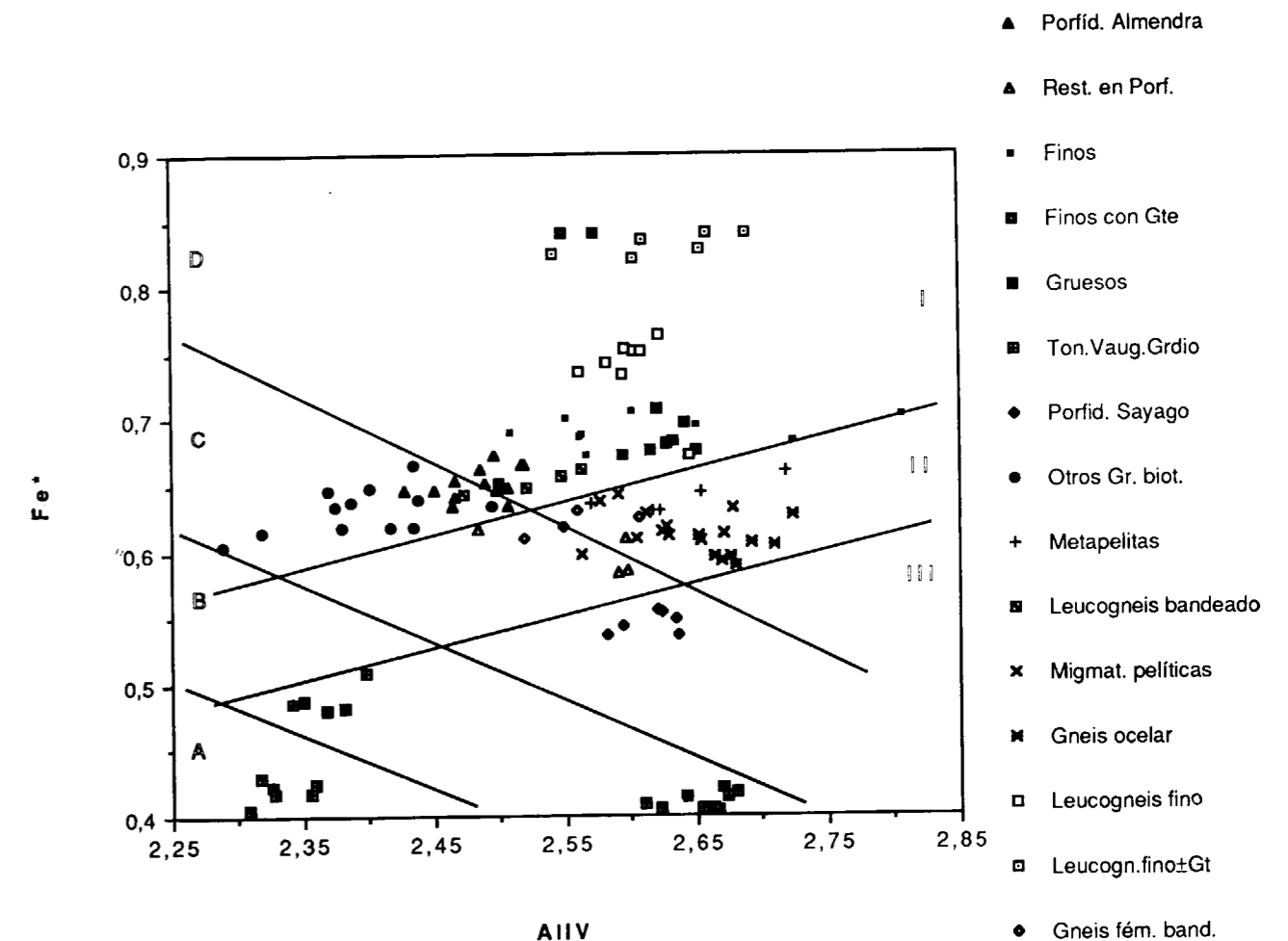


Figura 12.—Proyección de biotitas de las anatexitas y rocas metamórficas en el diagrama $Fe^*/Al\ IV$.

- Campo I: Gneises leucocráticos.
- Campo II: (Meta) Pelitas, semipelitas y gneises ocelares.
- Campo III: (Meta) Tonalitas.

Para los granitoides y rocas intermedias se establecen los siguientes campos separados por rectas de pendiente negativa: A - Rocas vaugneríticas, B-Tonalitas, C-Granitos biotíticos, y D-Leucogranitos. Curiosamente en el campo intermedio II no se proyecta ninguna biotita de granitos. Las biotitas de los granitos, excepto las del tipo Sayago, tienden a agruparse en torno a valores similares de la relación Fe*/Al IV. Es decir, se habrían formado o reequilibrado en unas mismas condiciones de PT; las del proceso anatético.

Las biotitas de las anatexitas de grano fino presentan los valores más altos de Fe*. Los valores de Fe* y de Al IV varían algo para cada tipo, pero la relación Fe*/Al IV tiende a definir una colinearidad, sobre todo en las migmatitas mesocráticas, melanocráticas y metapelitas. La mayor dispersión se manifiesta en las del gneis ocelar, rocas tonalíticas y vaugneríticas.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Desde el punto de vista litológico el DT está constituido por varios tipos de anatexitas cuya diferencia esencial radica en su textura. Los tres grandes grupos (granitos finos, gruesos y porfídicos) se reconocen con independencia de su grado de desenraizamiento, perdurando sus rasgos texturales distintivos. Esto indica que los procesos de diferenciación son mínimos.

El gneis ocelar es considerado un material poco idóneo para generar granitos y sus grandes megacristales persisten durante el proceso anatético, aunque probablemente reequilibrados. Sin embargo, sus gneises asociados, tanto de grano fino como medio y bandeados, constituyen los materiales más idóneos. Precisamente la capafuente granítica se considera comprendida entre el gneis ocelar y el nivel pelítico superior.

Es posible establecer una secuencia en la sucesión geométrica de las anatexitas de muro a techo: granitos de grano fino - granitos de grano grueso - granitos porfídicos. Los procesos de re-

movilización parcial, con diques y *stoping* local, confirman la referida secuencia, cobrando así el fenómeno de *stoping* un nuevo significado interpretativo de mayor implicación espacial que temporal. En esa secuencia los enclaves tonalíticos en los granitos porfídicos pueden representar verdaderas restitas dentro de un nivel litoestratigráfico correlacionable para distintas zonas.

Desde el punto de vista estructural, las anatexitas tienen un carácter manifiestamente autóctono y reflejan las estructuras pre-anatéticas (heredadas), tales como superficies de contacto entre las láminas graníticas (S0), *shlieren* (S1-S2) y fábrica planar, en muchos casos probablemente mimética.

El DT está constituido mayoritariamente por leucogranitos correspondientes a los niveles litoestratigráficos inferiores, mientras que los granitos porfídicos superiores aparecen en menor proporción y situados generalmente en zonas periféricas. Esto puede indicar que ha existido un cierto levantamiento, y que no sólo existe un efecto de interferencia de pliegues (Fase II subhorizontal - Fase III subvertical). El borde occidental del DT tiene a menudo direcciones aberrantes, tanto próximas a N-S como N 70-80 E, que indican un efecto añadido al de la interferencia de pliegues. En este sentido, el episodio de cizallamiento dúctil y de compresión NNE-SSO puede haber contribuido al levantamiento del núcleo del DT; de aquí la localización preferente de las cizallas dúctiles más importantes en las zonas perianatéticas.

La macrozonación del DT que se había sugerido anteriormente (LOPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987) se explica aquí conjugando la litoestratigrafía que marcan las anatexitas con los efectos tectónicos producidos, sobre todo, durante la Fase III hercínica. En efecto, las megaestructuras de esta fase pueden ser continuadas a través de las anatexitas, resultando un gran domo central con sinformas de Fase III marcadas por los granitos porfídicos.

La potencia máxima de todo el conjunto litoestratigráfico no debe de ser superior a 2-3 Km, y considerando la presencia inmediata de los materiales ordovícicos se deducen unas condiciones de baja presión, que conviene tener en cuenta para abordar los aspectos petrogenéticos.

AGRADECIMIENTOS

Los Autores agradecen al Profesor L. C. García de Figuerola su apoyo y sugerencias para la realización de este trabajo, y a los demás compañeros del Area de Petrología su colaboración.

Así como a los responsables del Servicio de Microsonda de la Universidad de Oviedo por todas las facilidades.

También desean expresar su agradecimiento a los dos revisores cuyas sugerencias han supuesto una notable mejora de este artículo.

REFERENCIAS

- BROWN, M. (1973): *The definition of metatexis, diatexis and migmatite*. Proc. Geol. Ass., 84, 371-382.
- CARNICERO, A. (1980): *Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (oeste de la provincia de Salamanca)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca, 202 pp.
- DEBON, F., y LE FORT, P. (1983): *A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations*. Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 73, 135-149.
- DIEZ BALDA, M. A. (1986): *El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca*. Acta Salmanticensia, Ciencias, 52. Edic. Univ. Salamanca. 162 pp.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; FRANCO, M. P., y CASTRO, A. (1983): *Características petrológicas del complejo laminar pegmatóide («Serie del Alamo») de las provincias de Salamanca y Avila*. Stvd. Geol. Salmant., XIX, 33-77.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; LOPEZ-PLAZA, M., GONZALO, J. C., y FRANCO, M. P. (1989): *Excursión por el borde norte del Domo del Tormes (X Reunión de Geología del oeste peninsular, Bragança, 1988)*. Studia Geol. Salmant., Vol. Esp. 4, 249-257.
- GARCIA DE LOS RIOS, J. I. (1981): *Estudio petrológico-estructural de la región granítica situada al NE de Almeida*. Tesis Licenc. Univ. Salamanca. 84 pp.
- GIL IBARGUCHI, J. I., y MARTINEZ, F. J. (1982): *Petrology of Garnet-Cordierite-Sillimanite Gneisses from the El Tormes thermal dome, Iberian Hercynian fold belt (O Spain)*. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 14-24.

IGLESIAS, M., y RIBEIRO, A. (1981a): *Position stratigraphique de la formation Ollo de Sapo dans la région de Zamora (Espagne) - Miranda do Douro (Portugal)*. Com. Serv. Geol. Portugal, LXVII, 141-146.

IGLESIAS, M., y RIBEIRO, A. (1981b): *La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca - Penalva do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l'orogénie hercynienne?* Com. Serv. Geol. Portugal, LXVII, 89-93.

LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A., e IGLESIAS, M. (1985): *Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating zircons*. Earth Planet. Sci. Lett., 74, 325-337.

LOPEZ PLAZA, M. (1982): *Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 333 pp.

LOPEZ-PLAZA, M., y CARNICERO, A. (1987): *El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España): Visión de conjunto en el contexto geológico regional*. En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico (Libro homenaje a L. C. García de Figuerola), pp. 53-68. Eds.: F. Bea, A., Carnicero, J. C.; Gonzalo, M.; López-Plaza, y M. D. Rodríguez Alonso. Rueda. Madrid. 542 pp.

MARTINEZ, F. J. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 286 pp. Publ. en: Cuad. Geol. Univ. Oviedo, 7, 3-141.

MARTINEZ, F. J. (1977): *Données sur le métamorphisme régional hercynien dans le dôme du Tormes*. Geol. Rundschau, 66, 91-98.

MARTINEZ, F. J.; JULIVERT, M.; SEBASTIAN, A.; ARBOLEDA, M. L., y GIL IBARGUCHI, J. I. (1988): *Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif*. Am. J. Sci., 288, 969-996.

MEHNERT, K. R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam. 393 pp.

QUIROGA, J. L. (1981): *Estudio geológico del Paleozoico del O de Zamora (Alba y Aliste)*. Tesis Doct. Univ. Oviedo. 210 pp.

RIBEIRO, A. (1974): *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental*. Thèse Etat Univ. Lisboa. 168 pp. Publ. en: Mem. Serv. Geol. Portugal, 24 (Nova ser.). 168 pp.

RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1985): *El complejo esquisto-grauváquico y el paleozoico en el centro-oeste español*. Acta Salmanticensia, Ciencias, 51. Edic. Univ. Salamanca. 174 pp.

Original recibido: Enero de 1994.

Original aceptado: Abril de 1994.

INFORMACION

Noticias

NUEVOS MAPAS DEL ITGE DE LA REGION DE MURCIA

Entre las últimas publicaciones del ITGE está el Mapa Geológico de la Región de Murcia a escala 1:200.000, acompañado de una amplia Memoria sobre el estudio realizado. El conjunto se presenta en carpetas de plástico de formato 30 x 21 cm.

Asimismo y simultáneamente con el anterior y con presentación análoga, ha aparecido el Mapa Neotectónico (E. 1:200.000), Sismotectónico (E. 1:200.000) y de Actividad de fallas (E. 1:100.000) de la región de Murcia.

Ambas publicaciones son el resultado de los trabajos realizados por el ITGE para la Consejería de Política Territorial y Obras Públicas de la Comunidad de Murcia.

En el pasado mes de julio tuvo lugar en Murcia la presentación de ambas publicaciones, que estuvo a cargo del Director General del ITGE, D. Camilo Caride de Liñán, y del Consejero Territorial de O. P. don Ramón Ortiz.

NUEVAS HOJAS DEL MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA ESCALA 1:50.000 Y 1:200.000

Dentro de la cartografía básica geológica realizada por el ITGE acaban de aparecer publicadas en E. 1:50.000 las Hojas y Memorias siguientes: 81, Potes; 118, Zurita; 134, Polientes; 144, Ansó; 176, Jaca; 252, Tresp; 895, Eneina-sola, y 928, Cazorla.

En E. 1:200.000 han quedado publicadas las Hojas y Memorias núm. 86, Cádiz, y núm. 87, Algeciras.

Asimismo han sido reeditadas una serie de Hojas y Memorias Geológicas a E. 1:50.000 que habían quedado agotadas y son las siguientes: Número 393, Mataró; 893, Elche; 921, Navas de la Concepción; 942, Palma del Río; 955, Fuente-Alamo de Murcia; 977, Cartagena; 986, Fuentes de Andalucía; 1.026, Padul; 1.066, Coin.

MAPA-GUIA DEL MEDIO FISICO Y RECURSOS NATURALES DE LA REGION DE MURCIA

Acaba de aparecer este nuevo mapa, dentro de la Serie de Ingeniería Geoambiental, en la que se han publicado ya La Rioja y Burgos. El mapa se ha realizado dentro del Convenio ITGE-Comunidad Autónoma de Murcia.

El objetivo de estos mapas-guía es divulgativo, presentando los datos de forma gráfica, en español e inglés. El mapa, a escala 1/300.000, contiene datos sobre la Gea (minerales y minas, fósiles, cavidades y aguas superficiales y subterráneas), Espacios Naturales Protegidos, Flora

y Fauna, Patrimonio (Histórico-Artístico e Hidrogeológico) y Deportes y vida al aire libre. Lo acompañan dos cortes geológico-vegetativos y varias fotografías. A todo color, se presentan datos sobre socioeconomía, clima, comarcas, geología, minería, aguas, energías renovables, cultivos y aprovechamientos, edafología, fauna, árboles, espacios naturales, riesgos naturales, impactos ambientales y puntos de interés geológico. El conjunto es un documento totalmente cartográfico y de fácil manejo.

8th INTERNATIONAL CONFERENCE ON COAL SCIENCE

Incluimos a continuación el anuncio de la 8th International Conference on coal science a celebrar en Oviedo (España) del 10 al 15 de septiembre de 1995 y que organiza el Instituto Nacional del Carbón del Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

NATIONAL ORGANIZING COMMITTEE:

Chairman

Dr. Jesús A. Pajares

Scientific Programme

Dr. Juan M.D. Tascón

Non-Technical Programme

Dr. María A. Díez

Secretary

Dr. Rosa Menéndez

Treasurer

Mr. Luis Lavandera

Members

Dr. Fernando Alegría

Dr. Marcos Antuña

Dr. Antonio Durán

Dr. José M. Mayo

Dr. José J. Pis

Prof. Eugenio Sáez

ADDRESS FOR CORRESPONDENCE:

8th ICCS
Instituto Nacional del Carbón, CSIC.
Apartado 73
33080 Oviedo
Spain
Phone +34.8.528.08.00
Fax +34.8.529.76.62

Sponsored by
the
International
Energy
Agency

A. FUNDAMENTALS AND GENERAL ASPECTS

A. 1. PHYSICAL, CHEMICAL AND PETROGRAPHIC CHARACTERIZATION

A.1.1. Physical Structure and Properties

A.1.2. Coal as a Molecular Solid

A.1.3. Chemical Composition and Constituents

A.1.4. Mineral Matter and Trace Element Characterization

A.1.5. Mineral-Organic Matter Interactions

A.1.6. Coal Geology: Chemistry and Physics of Coalification

A.1.7. Coal Petrography

A.1.8. Correlation between Microscopic and Chemical Properties

A.1.9. Advanced Characterization Techniques

A.2. STRUCTURE AND CHEMICAL REACTIVITY

A.2.1. Coal Solubilization

A.2.2. Solvent Swelling

A.2.3. Free Radical Chemistry

A.2.4. Depolymerization, Mechanism and Reactions

A.2.5. Selective Degradation

A.2.6. Model Compound Studies

A.2.7. Biochemistry of Coal

A.2.8. Oxidation and Weathering

B. COAL COMBUSTION AND CONVERSION SCIENCE

B.1. COMBUSTION AND GASIFICATION

B.1.1. Kinetics and Reaction Mechanisms

B.1.2. Ignition

B.1.3. Carbon Burnout

B.1.4. Mineral Matter Effects. Ash and Slag Formation and Characterization

B.1.5. Catalysts for Gas-Carbon Reactions

B.1.6. Heat and Mass Transfer in Gas-Carbon Reactions

B.1.7. Kinetics and Mechanisms of SO_x and NO_x Formation

B.1.8. Chemistry, Extent and Control of Chlorine Emissions

B.2. PYROLYSIS AND CARBONIZATION

B.2.1. Kinetics and Reaction Mechanisms

B.2.2. Characterization of Pyrolysis Products and Residues

B.2.3. Mass and Heat Transfer Phenomena

B.2.4. Fundamentals of Thermoplasticity

B.2.5. Influence of Process Variables on Coke Formation

B.2.6. Coke Properties

B.2.7. Mesophase Formation

B.2.8. Special Carbon Products from Coal

B.3. LIQUEFACTION AND HYDROLYSIS

B.3.1. Kinetics and Reaction Mechanisms

B.3.2. Roles of Hydrogen Gas and Solvent

B.3.3. Influence of Coal Constituents and Characteristics

B.3.4. Catalysts for Coal Liquefaction

B.3.5. Influence of Process Variables. Liquefaction under Non-Traditional Conditions

B.3.6. Model Compounds

B.3.7. Coal Liquefaction Derived Products. Characterization, Upgrading and Purification

B.3.8. Co-Processing of Coal with Other Feedstocks

C. COAL AND THE ENVIRONMENT

C.1. PRE-UTILIZATION ASPECTS

C.1.1. Coal Cleaning Science

C.1.2. Bulk and Surface Properties of Fine Coal

C.1.3. Trace Elements, Minerals and their Aqueous Solubility

C.1.4. Coal Waste Disposal and Utilization

C.1.5. Chemistry of Sulphur and Nitrogen in Coal

C.1.6. Chemistry of Chlorine in Coal

C.1.7. Novel Desulphurization Methods: Organic Sulphur Removal

C.1.8. Biochemical Treatment of Coal

C.2. UTILIZATION AND POST-UTILIZATION ASPECTS

C.2.1. Abatement of NO_x

C.2.2. Abatement of SO_x

C.2.3. Sorbent Chemistry

C.2.4. Hot Gas Depuration

C.2.5. Science of Emission Reductions: CO₂, N₂O

C.2.6. Coal Science and Greenhouse Effects

C.2.7. PAH Emissions from Coal Processing

C.2.8. Ash and Fly Ash Formation and Disposal

C.2.9. Reutilization of Residues from Coal Conversion Processes

• The Organizing Committees do not intend this list of topics to be exclusive and encourage the submission of any paper considered relevant to the broad theme of Coal Science and some related technological aspects.

• Papers must concern the scientific understanding of the fundamental nature, properties and behaviour of coal. Papers discussing commercial processes will not be considered.

• Please send typed abstracts of approximately 250 words, in English, by October 31, 1994, indicating the scientific topic where you would classify the abstract, to:

Dr. Juan M.D. Tascón
8th ICCS Scientific Programme Chairman
Instituto Nacional del Carbón, CSIC
Apartado 73
33080 Oviedo, Spain
Fax +34.8.529.76.62

THIS CONFERENCE IS HELD UNDER THE AUSPICES OF THE INTERNATIONAL ENERGY AGENCY.

Necrológicas

EUGENIO TORRE ENCISO (1908-1994)

El pasado 17 de abril, falleció en el hospital General Carranza del Ferrol, el colaborador de este Instituto Eugenio Torre Enciso. Había nacido en La Coruña (12-XI-1908), donde hizo sus primeros estudios y el Bachillerato. Pasó a la Universidad compostelana para cursar las licenciaturas en Farmacia y en Ciencias Químicas. Tuvo la suerte de contar entre sus profesores a los doctores César Sobrado de Mineralogía y Geología de la primera, y Lucas Iglesias de Biología y Geología en la segunda. Obtuvo en la licenciatura la calificación de Premio extraordinario.

Participó en los cursillos de selección del profesorado de Enseñanza Media (1932). Logró una plaza de profesor de Ciencias Naturales en el Instituto de Monforte de Lemos, de donde pasó por traslado al de Tuy y posteriormente al femenino de La Coruña.

Durante la guerra nacional (1936-1939) desempeñó importantes actividades como farmacéutico en el Ejército del Norte.

Ganó por oposición la cátedra de Ciencias Naturales (1940) del instituto femenino de La Coruña, de donde pasó (1945) al masculino.

Como miembro de la 1.ª Región Geológica del Instituto Geológico y Minero de España, de la que posteriormente

fui Jefe, consideré oportuno, para el progreso en la Geología gallega, acudir a la colaboración de paisanos conocedores de Galicia, por ello incorporé al equipo de trabajo a Isidro Parga Ponal (1940) y a Eugenio Torre Enciso (1953). Después de muchos recorridos minuciosos por corredoiras, valles y montañas, pudimos perfeccionar nuestros conocimientos. Aclaró T. E. muchas dudas sobre la geomorfología del reino de Galicia. Inició (1953) sus publicaciones cartográficas a escala 1/50.000 con la hoja geológica de Oya, y en los mapas provinciales 1/200.000 con el de Coruña (1964).

Entre sus muchas publicaciones, destaca el discurso de toma de posesión (15-X-1970) como académico de número de la Real Academia Gallega, con el brillante desarrollo del tema *Avance en el conocimiento de la geomorfología gallega*, integrado por tres capítulos: La meteorización y su relación con las formas de relieve. El desarrollo de las superficies de erosión. Los orígenes de las rías.

Fue miembro fundador del Instituto José Cornide de Estudios Coruñeses y de la Academia Gallega de Ciencias. Con su fallecimiento perdieron Galicia y este Instituto un valioso, entusiasta y activo investigador en el campo de la Geología. Descanse en paz.

L. de A.

JEANNE DOUBINGER (1921-1994)

Al cierre de este número, la Dra. Alvarez Ramis nos hace llegar, con el ruego de su publicación, la nota necrológica siguiente:

Con gran pesar hemos recibido la comunicación del fallecimiento, el día 16 del pasado mes de julio, de la Dra. Jeanne Doubinger, Directeur de Recherche en el CNRS de Estrasburgo (Francia) y asidua colaboradora del equipo de Paleobotánica de la Universidad Complutense de Madrid, desde 1959 hasta sus últimos días.

En la Revista Española de Micropaleontología que edita el ITGE aparece, en su último número (mayo-agosto 1994), una publicación en colaboración con la firmante de esta nota; lo que pone de manifiesto su amor y dedicación a la paleobotánica no obstante la dolorosa enfermedad que acabó con su vida.

A lo largo de su dilatada trayectoria científica, fue autora

de varios cientos de trabajos (bastantes de ellos en revistas españolas), participó en numerosos proyectos (muchos de ellos internacionales) y era miembro de las más prestigiosas sociedades científicas de la especialidad.

A partir de 1960 se inició una estrecha relación entre la Dra. Doubinger, Jefe del Laboratorio de Paleobotánica de la Universidad Louis Pasteur de Estrasburgo y la Cátedra de Paleontología de la Facultad de Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid que comenzó con mi formación paleobotánica bajo su dirección científica.

Durante esta estancia y a lo largo de los ininterrumpidos encuentros en Madrid y Estrasburgo pude comprobar sus incomparables cualidades humanas y competencia científica que tan honda huella y sentimiento ha dejado entre nosotros.

C. ALVAREZ RAMIS

Libros

LAS ROCAS METAMORFICAS Y SU SIGNIFICACION GEODINAMICA

J. Kornprobst - Prólogo de J. Aubouin - 224 pp. ISBN: 2-225-84425-9 - Editorial MASSON, París, Milán, Barcelona, 1994

Esta obra trata de forma externa las rocas y las series metamórficas, así como los procesos en el origen de su formación.

Expone los principios del análisis de las asociaciones mineralógicas.

Tras una breve nota sobre el régimen térmico de la litosfera y sus perturbaciones, los mecanismos de reacción son examinados sobre una base termodinámica sucinta. La descripción de las texturas y de las estructuras de las rocas conducen a la noción de cronología relativa de las asociaciones y a la de «trayectoria P.T.t». La evaluación de las condiciones físicas de las recristalizaciones permite plantear la noción de facies y de sub-facies metamórficas, así como el análisis geométrico de los sistemas con 1, 2 y 3 constituyentes independientes. Se aborda por entonces la geotermobarometría con la ayuda de algunas reacciones bivalentes, y después la noción de actividad en las soluciones sólidas minerales. Esta exposición general se concluye sobre el significado de las inclusiones fluidas.

Seguidamente se dedica a la interpretación de las series

metamórficas en su contexto geodinámico. A partir del metamorfismo de contacto, donde domina el modo de transmisión de calor por conducción, la obra explora diferentes situaciones (subducción, obducción, colisión, transtensión) en los que con transferencias «convectivas» del calor son esenciales. Una descripción de la evolución mineralógica de las rocas ultramórficas del manto superior permite tratar las recristalizaciones metamórficas a la escala del conjunto de la litosfera.

Su clara presentación, la profusa de ilustraciones y una completa bibliografía convierten a esta obra en accesible a los no-especialistas, permitiéndose adquirir conocimientos básicos sobre el origen y la evolución de las series metamórficas. Asimismo una exposición, simplificada pero precisa, sobre los procesos físicos y termodinámicos asociados al metamorfismo, iniciará a los futuros petrólogos en los métodos de estudio de las asociaciones mineralógicas.

Jacques Kornprobst es profesor de geología de la universidad Blaise-Pascal de Clermont-Ferrand y director del Observatorio de física del globo agregado a esta universidad.

L. A.

MANTOS Y CABALGAMIENTOS

O. Merle - Prólogo de P. Choctoune - 137 pp. ISBN: 2-225-84363-5 - Editorial MASSON, París, Milán, Barcelona, 1994

Las cadenas montañosas están esencialmente constituidas por un conjunto de mantos y de cabalgamientos, que ponen de relieve los vastos desplazamientos horizontales asociados a su formación. Estos grandes desplazamientos o cabalgamientos, han centrado la atención de los investigadores desde su descubrimiento a finales del siglo XIX y han sido objeto de múltiples trabajos. El problema principal es comprender el motor de estos desplazamientos y los mecanismos de emplazamiento de los mantos y de los cabalgamientos.

Esta obra llena una laguna editorial, y presenta el conjunto de los conocimientos sobre el tema bajo todos sus aspectos tanto mecánicos como geométricos o cinemáticos. Una de las originalidades del libro es replantear la problemática de los cabalgamientos en su perspectiva histórica. Los modelos mecánicos y cinemáticos sobre los mantos y los cabalgamientos no son, en efecto, separables de la evolución histórica de la tectónica.

Se dirige primordialmente a los estudiantes de los distintos ciclos universitarios, permitiéndoles encontrar inmediatamente «quién ha hecho qué» en este terreno y mostrar cómo los conocimientos actuales se organizan y se jerarquizan, resulta indispensable para los profesores de las universidades que tratan en sus cursos del tema de los desplazamientos en geología. Obra de referencia por la síntesis que propone y la extensión de sus referencias bibliográficas, se revelará igualmente un documento precioso para todos los especialistas en ciencias de la tierra.

Investigador en el CNRS en el laboratorio de geociencias de Rennes, Olivier Merle es especialista de las relaciones deformación/desplazamiento en mantos y cabalgamientos. Ha trabajado en la Universidad de Arizona (USA) sobre los cabalgamientos más recientemente conocidos en la meseta del Colorado y ha efectuado investigaciones experimentales en la Universidad de Texas en Austin. Olivier Merle es medalla de bronce del CNRS en 1992.

L. A.

PREMIO DEL MINISTERIO DE CULTURA AL LIBRO «CARTOGRAFIA MARITIMA HISPANA» COEDITADO POR EL ITGE

L. Martín Merás - Prólogo de M. D. Higuera, 251 pp., Madrid, 1994

El Ministerio de Cultura en su última convocatoria, dentro de la modalidad *Ciencia y Mar*, ha premiado con el galardón que concede dicho organismo a los libros mejor editados durante 1994 la obra *Cartografía Marítima Hispana* que ha sido coeditada respectivamente por el Centro Nacional de Información Geográfica (MOPTMA), Lunweg Editores, S. A., Instituto Tecnológico Geominero de España (MINER) y Consejo Superior de Investigaciones Científicas (Ministerio de Educación y Ciencia).

La obra editada en gran formato de 33 x 26 cm recoge, la gran gesta marítimo-científica de la España moderna y su expansión ultramarina, primero hacia América y más tarde a través del Pacífico hacia Filipinas y Oceanía.

El libro, profusamente ilustrado, contiene 140 reproducciones a todo color, muchas de ellas a doble página, destacando por su interés las cartas portulanas, carteles de mapas manuscritos y grabados de la época; todo esto se ha reunido gracias a la colaboración prestada a esta lujosa edición por muchos organismos nacionales (Servicio Geográfico del Ejército, Madrid; Museo Naval, Madrid; Biblioteca Nacional, Madrid, Biblioteca del Palacio Real, Madrid, etc.), e internacionales (Biblioteca Británica, Londres; Bibliotecas Nacionales de París, Turín y Viena; Bibliotecas Laureciana de Florencia, Real de Turín y Vaticano de Roma, etc.).

El texto debido a Luisa Martín Merás se extiende a lo largo de ocho extensos capítulos que enumeramos sucintamente:

Cap. I.—Introducción y aspectos artísticos de la cartografía europea.

Cap. II.—La Cartografía Medieval: Cartas portulanas y sus características generales. Cartas portulanas catalano-mallorquinas y Cartas portulanas y el descubrimiento de América.

Cap. III.—La Cartografía del Renacimiento: La cartografía de Ptolomeo en el siglo XV y sus ediciones en el Renacimiento. Estado de los conocimientos geográficos en el siglo XV.

Cap. IV.—La expansión portuguesa en el siglo XV: Cartografía portuguesa e influencias científicas entre España y Portugal.

Cap. V.—La Casa de Contratación. Escuela Sevillana de Cartografía.

Cap. VI.—La cartografía náutica española en los siglos XVIII y XIX: Proyectos cartográficos de la Marina ilustrada y las expediciones cartográficas en la América Española e instituciones cartográficas de la Marina.

Cap. VII.—Los mitos en la cartografía.

El libro se cierra con unos útiles índices onomástico y geográfico.

L. A.

ESTUDIOS SOBRE EL BALNEARIO DE LA TOJA

J. M. López de Azcona y colaboradores - 120 pp., Madrid, 1994

La Comisión de Aguas Mineromedicinales de la Real Academia de Farmacia, ha publicado su Monografía núm. 19, correspondiente al Balneario de La Toja, integrada por nueve capítulos.

El primer capítulo, del Dr. López de Azcona, contiene una serie de consideraciones generales geográficas, su descubrimiento, el expediente de legalización, los directores y memorias del XIX, situación administrativa perímetro de protección, los manantiales, los análisis de las aguas y de los lodos.

El segundo, de los Dres. García Puertas, García Mata, Sanz y Manzanares, analizan y comentan las aguas de los manantiales de la Huerta, Mar y Capilla, dedicándose al estudio de la radiactividad de los manantiales de Capilla, Entrada, Mar y Fría, los Dres. Palomares y Travesi.

A los Dres. De la Rosa, Mosso, Vivar, Medina y Arroyo se les debe el estudio microbiológico de las aguas del mar, Capilla, puerta y oficina, donde valoran los microorganismos totales, y dentro de estos, los activos, los de interés sanitario, las bacterias heterótrofas y los microorganismos de interés ecológico.

El clima lo describe el Dr. Jover a partir de datos pluviométricos y termométricos.

La flora y vegetación del entorno se debe a los Dres. Silapando y Valdés-Bermejo con detallada información sobre la flora y la vegetación, financiando el trabajo con el esquema sintaxonomico, recopilando la vegetación del entorno del Balneario, con una triple columna científica, gallega, de sus indígenas y castellana.

El Dr. Pinuaga Espejel estudio la geología e hidrología, donde considera la estratigrafía, tectónica, petrología e hidrogeología.

El suelo de La Toja lo investiga el Dr. Monturiol, estableciendo los diferentes tipos de suelos encontrados, sus micronutrientes y aprovechamiento agrario y forestal.

Finaliza la Monografía con la aportación del Dr. Ares sobre las indicaciones clínicas, los efectos terapéuticos y las diversas técnicas de tratamiento.

La mencionada Comisión de Aguas Mineromedicinales tiene en prensa la Memoria núm. 20, dedicada a Lugo.

L. A.

VENERO LINGÜISTICO ALTOPERUANO EN LA MINERIA DE LA PLATA

Horacio Magliola Mundet - Miscelánea, núm. 87, 28 pp., Córdoba, Argentina, 1994

Este interesante vocabulario, distribuido a fines de 1993, contiene 309 voces de profundo arraigo hispanoamericano, utilizadas en la región andina, en su época de mayor esplendor de la labranza de la plata. Muchas de ellas de la doble actividad extractiva y metalúrgica, proceden del quechúa o simara, y todavía son de uso normal en la península ibérica.

Las mencionadas voces, las agrupa el autor por la actividad del laboreo, coloración, textura, contenido en plata, condiciones de afloramiento, etc.

Finaliza el vocabulario con un recuerdo a los esforzados mineros que hicieron universal la expresión castiza del alucinante «vale un Potisí».

L. de A.

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y 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 serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

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. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

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, tablas 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.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

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 diez 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 GEOLOGICO Y MINERO 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

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

Precio suscripción anual (6 números). Año 1994:
6.000 ptas. Igual precio para años anteriores.

DIRECCION Y ADMINISTRACION

Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid, España

Telef./Fax (91) 349 57 62

Nombre

Organismo o Empresa

Dirección Teléfono

Ciudad C. 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, 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

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Finalidad:

Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería y Disciplinas conexas

GEOLOGIA Y GEOFISICA



MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOFISICA Y GEOLOGIA DEL SUBSUELO
GEOLOGIA MARINA (FONDOS MARINOS)
TELEDETECCION APLICADA

RECURSOS MINERALES



METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
YACIMIENTOS MINERALES
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS

AGUAS SUBTERRANEAS



CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS

LABORATORIOS Y ENSAYOS



ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS DE INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA Y MINERA
ENSAYOS DE BOMBEO

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS



FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES
CATASTRO MINERO
PUBLICACIONES

INGENIERIA GEOAMBIENTAL



RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
MEDIO AMBIENTE Y ORDENACION DEL TERRITORIO

DESARROLLO MINERO



PROCESOS Y TECNOLOGIAS
SEGURIDAD MINERA
NORMATIVA
ESTUDIOS DE ECONOMIA MINERA

MUSEO GEOMINERO

Sede Central:

c/ Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
Tel.: 441 65 00 – Fax: 442 62 16

Centro de Laboratorios:

c/ La Calera, 1 28760 TRES CANTOS (MADRID)
Tel.: 803 22 00



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO
SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

