

En este número:

- Caracteres petrológicos y estructurales del Paleozoico de las Sierras de Vicort y Algairén (provincia de Zaragoza).
- Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. spelaeus* Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos* Linneo): V. Dentición decidual, fórmula dentaria y dentición superior.
- Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte IV: Deformaciones de las peridotitas de Sierra Alpujata.
- Nota sobre los peces elasmobranquios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida).
- Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España).
- Estudio de concentración del mineral de estaño de la mina «Santa Elisa» (Zamora).
- Problemática previsible en la concentración del mineral de estaño de la montera del yacimiento «Cortijo Oropesa» (Córdoba).
- Consideraciones sobre la hidroquímica de un área muestra de La Rioja.
- Evaluación de la fragmentación industrial de sulfuros polimetálicos mediante emisión ecústica.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCIX. Quinto Fascículo. Septiembre-Octubre 1988

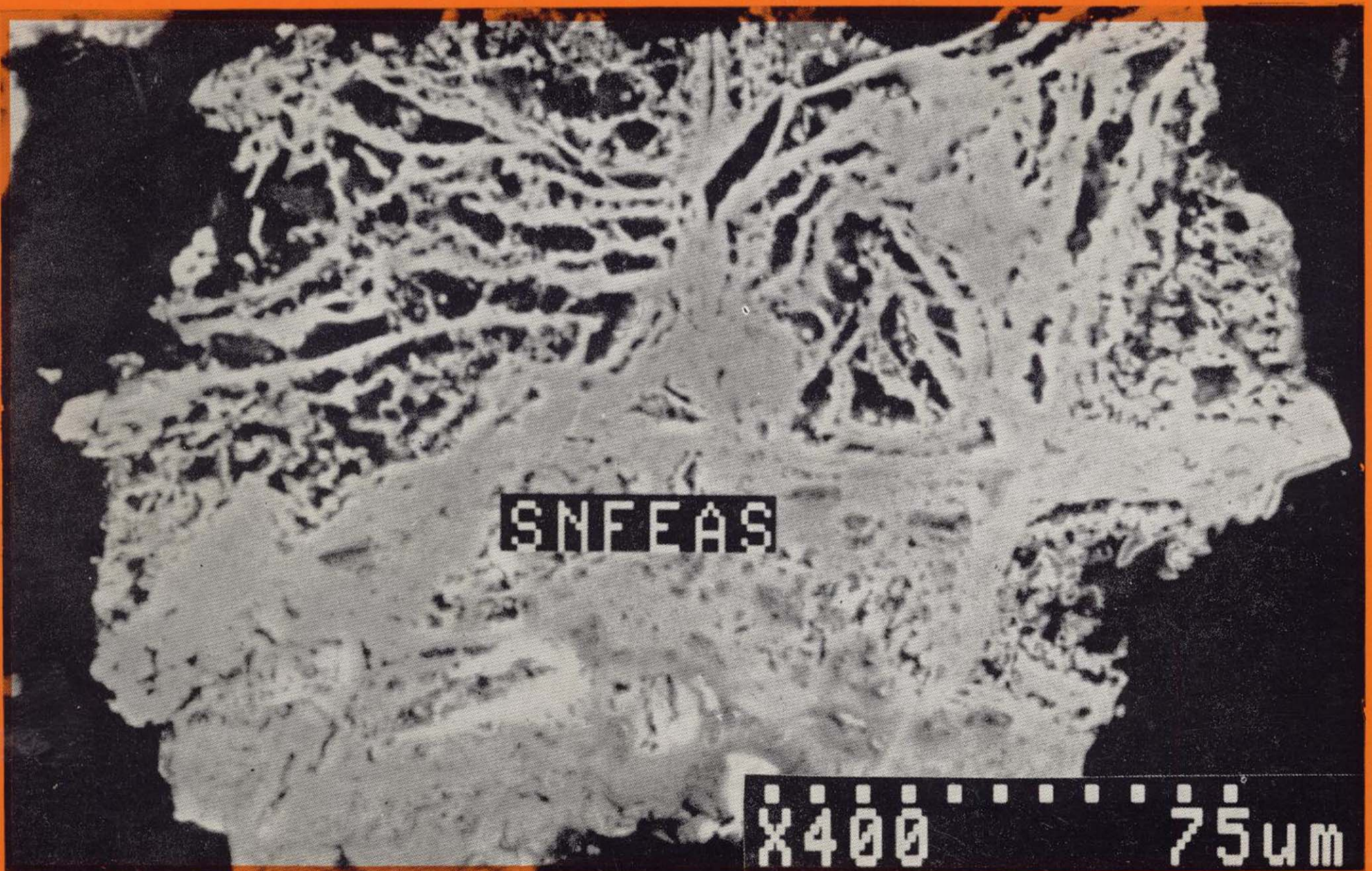
# boletín

# geológico

# y minero

*Sala II*

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



Tomo 99  
Fascículo V  
Septiembre - Octubre

# Boletín Geológico y Minero

revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 4.ª serie

## SUMARIO

<b>Geología</b>	A. NAVAS y J. TENA: Caracteres petrológicos y estructurales del Paleozoico de las Sierras de Vicort y Algairén (provincia de Zaragoza) ... .. 3
	T. DE TORRES PÉREZ HIDALGO: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico ( <i>U. deningeri</i> Von Reichenau, <i>U. spelaeus</i> Rosenmüller-Heinroth, <i>U. arctos</i> Linneo): V. Dentición decidual, fórmula dentaria y dentición superior ... .. 16
	J. M.ª TUBÍA: Estructura de los Alpujárrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte IV: Deformaciones de las peridotitas de Sierra Alpujata ... .. 71
	J. E. GÓMEZ PALLEROLA: Nota sobre los peces elasmobranquios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida) ... .. 104
	E. VILLA y N. HEREDIA: Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España) ... .. 113
<b>Minería</b>	R. ALVAREZ RODRÍGUEZ, D. GÓMEZ-LIMÓN, J. GARCÍA GARZÓN y C. RUIZ: Estudio de concentración del mineral de estaño de la mina «Santa Elisa» (Zamora) ... .. 126
	R. ALVAREZ RODRÍGUEZ y D. GÓMEZ-LIMÓN GALINDO: Problemática previsible en la concentración del mineral de estaño de la montera del yacimiento «Cortijo Oropesa» (Córdoba) ... .. 133
<b>Aguas subterráneas</b>	F. PÉREZ-LORENTE, J. SANZ ASENSIO, J. GALBÁN BERNAL, A. ORTEGA LOZANO, I. JIMÉNEZ y A. PÉREZ-GÓMEZ: Consideraciones sobre la hidroquímica de un área muestra de La Rioja ... .. 142
<b>Geotecnia</b>	N. MARTÍNEZ, M. MONTOTO y R. COY-YLL: Evaluación de la fragmentación industrial de sulfuros polimetálicos mediante emisión acústica ... .. 158
<b>Información</b>	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglos XIX. Manuel Fernández de Castro (1825-1895) ... .. 165
	J. F. FONOLLA OCETE: Estudio comparativo de calidades entre las hullas térmicas de importación y las de producción nacional (HUNOSA) ... .. 171
	Noticias y Notas bibliográficas ... .. 180

### DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

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

### ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

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

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

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

**PORTADA:**

Fotografía electrónica de barrido de una sección de un grano de mineral que puede clasificarse dentro de la no muy definida denominación de Varlamofita y compuesto mayoritariamente de estaño, hierro y arsénico oxidados. Procedencia: Mina «Santa Elisa» (Alcañices, Zamora).

(Foto: Ramón Álvarez, E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid.)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958  
ISSN 0366 - 0176  
NIPO 232 - 88 - 002 - 0

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

## Caracteres petrológicos y estructurales del Paleozoico de las Sierras de Vicort y Algairén (provincia de Zaragoza)

Por A. NAVAS (\*) y J. TENA (\*)

### RESUMEN

Las Sierras de Vicort y Algairén, situadas en la Cordillera Ibérica, en la provincia de Zaragoza, están constituidas fundamentalmente por materiales paleozoicos (Precámbrico-Silúrico Superior). Los rasgos tectónicos estudiados muestran ser los generales de toda la Cordillera, con superposición de características hercínicas y alpinas, habiéndose identificado pliegues  $P_1$  (N30-N45),  $P_2$  (N120-N135) con esquistosidades asociadas  $S_1$  y  $S_2$ , y lineaciones  $l_1$ ,  $l_2$  y  $l'_2$ . La litología del área corresponde a materiales samíticos (cuarcitas, grauwacas y arenitas s.l.), pelíticos (limolitas y argilitas) y carbonáticos (calizas y dolomías) que han alcanzado las condiciones de la anchizona, mostrando tal grado de transformación que imposibilita la identificación de la composición mineralógica sinsedimentaria.

### ABSTRACT

The Sierras Vicort and Algairén from Iberian Range are situated in Zaragoza province and are constituted by paleozoic materials (Precambrian-Silurian). Structural features are due to Hercynian and Alpine orogenies superposition and we have identified folds, slaty cleavages and lineations accord to general Iberian Range characteristics. The petrologic analysis for samitic, pelitic and carbonatic rocks, permit to identify anchimetamorphic conditions what have obliterated sinsedimentary mineralogic composition.

### INTRODUCCION

Las Sierras de Vicort y Algairén se encuentran al suroeste de la provincia de Zaragoza, en la mitad occidental del cuadrante III de la Hoja 410 (La Almunia de Doña Godina) del M. T. N., E: 1:50.000, y constituyen respectivamente los límites suroccidental y nororiental del área estudiada, cuya demarcación geográfica viene definida por las coordenadas UTM, Latitud: 45°7700-45°8700, Longitud: 6°2400-6°3300. La zona ocupa una superficie de aproximadamente 80 km<sup>2</sup>, y en ella quedan incluidos los siguientes núcleos de población: Aldehuela de Santa Cruz, Aluenda, El Frasno, Inogés, Santa Cruz de Grío y Viver de Vicort (figs. 1 y 2).

Desde el punto de vista geológico, la zona estudiada forma parte de las Cadenas Orientales de

(\*) Dpto. de Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza.

la Cordillera Ibérica, y se emplaza en el borde nororiental de la Rama Aragonesa, en lo que constituye el núcleo hercínico principal (fig. 1). El Precámbrico aflora en Aluenda. El Cámbrico Inferior y el Medio (Unidad de Badules de Lotze, 1929) ocupan la mayor parte de la superficie, situándose en el sector suroccidental. El Cámbrico Superior, Ordovícico y Silúrico de la Unidad de Herrera (Lotze, 1929) se localizan en el sector nororiental. El Triásico está representado por dos afloramientos de pequeña extensión, uno al Noroeste, en el Frasno, y otro al Noreste, en río Grío, además de existir un pequeño pinzamiento en las proximidades de Santa Cruz de Grío, en el barranco de Valdeperales.

### RASGOS ESTRUCTURALES

La estructura que presentan los materiales en

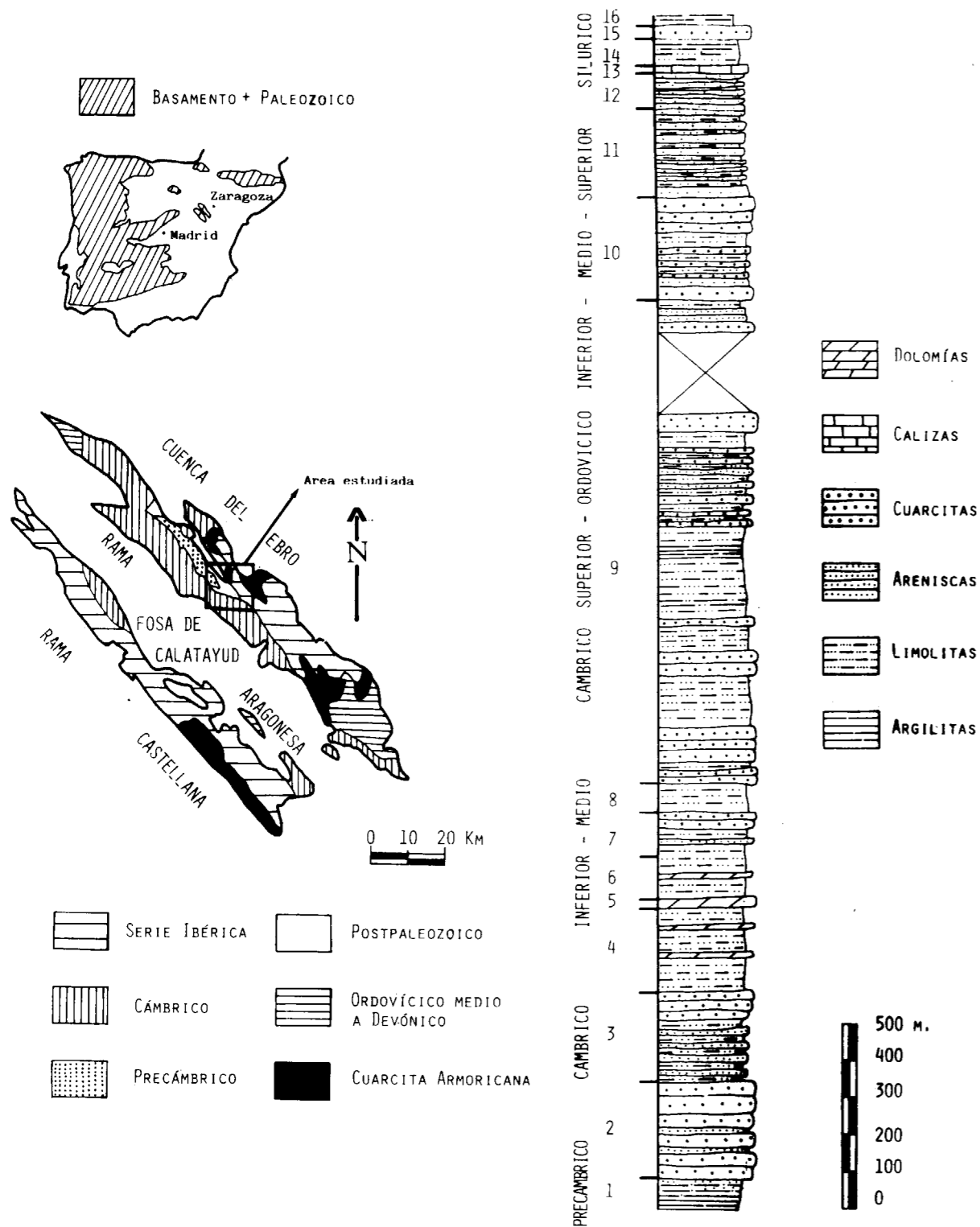


Figura 1.—Situación y marco geológico del área estudiada. Columna litoestratigráfica síntesis de los materiales aflorantes: 1) Fm. Pizarras de Paracuellos; 2) Fm. Cuarcita de Bámbola; 3) Fm. Embid; 4) Fm. Pizarras del Jalón; 5) Fm. Dolomía de Ribota; 6) Fm. Pizarras de Huérmeda; 7) Fm. Arenisca de Daroca; 8) Fm. Pizarras de Murero; 9) Serie Ibérica; 10) Fm. Cuarcita Armoricana; 11) Fm. Castillejo; 12) Fm. Fombuena; 13) Fm. Calizas de Cistideos; 14) Fm. Orea; 15) Fm. Cuarcita Blanca; 16) Fm. Bádernas.

el área de estudio viene determinada fundamentalmente por la superposición de las orogenias herciniana y alpina, de tal modo que las estructuras adquiridas por la acción de una y otra son difíciles de diferenciar. La caracterización de fases prehercínicas es problemática, ya que no son claros los aspectos estratigráficos y tectónicos. Los principales rasgos estructurales del área se pueden observar en el esquema de la figura 2.

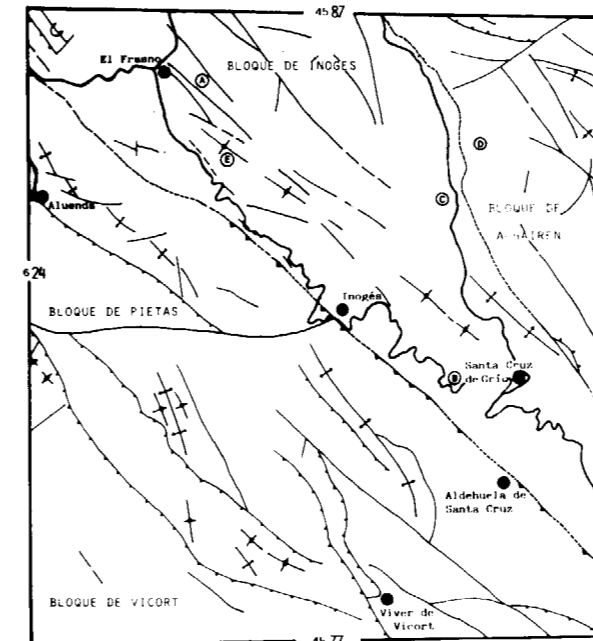


Figura 2.—Principales rasgos estructurales del área estudiada. Dominios estructurales considerados y emplazamiento de estaciones de medidas de meso y microestructuras.

Las características del plegamiento hercínico (situado en la fase Palentina, sin descartar la posibilidad de que actuaran fases anteriores, posible fase Bretónica) determinan la estructura de los materiales prehercínicos que revela tres etapas compresivas en las que se generan grandes pliegues anticlinales y sinclinales de direcciones preferentes NNO-SSE a NO-SE, y cabalgamientos de importancia regional; así, el Cámbrico Inferior-alto de la Unidad de Badules descansa sobre los materiales de la Unidad de Herrera, habiéndose producido el corrimiento a nivel de las Capas de Jalón. Una cuarta y última fase distensiva origina los sistemas de fracturas E-O, NO-SE y SO-NE, resultando una fragmentación en bloques de los materiales paleozoicos.

La orogenia alpina comenzada en el Triásico con una etapa subsidente y prolongada durante el Jurásico, da lugar a una fracturación y compartimentación en bloques del zócalo, ya esbozada en la última etapa hercínica. El comportamiento de los materiales de la cobertera mesozoica ante los movimientos alpinos de carácter compresivo es diferencial en función de su competencia y condicionados por características tectónicas anteriores. Sobre el sustrato Paleozoico, el Buntsandstein se ha comportado como un «tegumento» por encima del cual los niveles plásticos del Muschelkalk y Keuper han permitido, al actuar como lubricantes, la independización de los materiales jurásicos.

Como consecuencia de este comportamiento diferencial, los materiales paleozoicos se estructuran en «horsts» y «semihorsts», con desplazamientos a favor de planos estructurales inclinados hacia el SO, con clara vergencia NE.

En el área de estudio se diferencian cuatro grandes unidades estructurales, según describen HERNÁNDEZ et al. (1980), que son:

a) Zona estructural de Vicort. Constituida por materiales del Cámbrico Inferior y Medio, y situada en el extremo SO de la zona. Presenta una estructura interna compleja, distinguiéndose varios anticlinales de dirección NO-SE, fragmentados por fracturas y fallas inversas NO-SE y E-O. En conjunto es un complejo anticlinorio asimétrico y vergente al NE. El flanco SO desaparece bajo el Mioceno de la depresión de Calatayud, mientras que el flanco NE está en contacto, mediante falla inversa, con la unidad estructural de Algairén. Esta zona de Vicort constituye la Unidad de Badules de LOTZE (1929).

b) Zona estructural de Algairén. Situada en el extremo nororiental de la zona de estudio, está formada por materiales ordovícicos y silúricos, y corresponde a la Unidad de Herrera de LOTZE (1929). La estructura interna viene definida por un sistema de anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE, asimétricos y con vergencia al NE, con intensa fracturación. El límite SO lo constituye la falla de Datos, mientras que al NE limita con el Mesozoico mediante la falla inversa de Almonacid.

c) Zona de la Fosa de Morés. Comprende una estrecha franja de materiales triásicos de dirección NO-SE, que se extiende desde Illueca hasta

el Frasno. En nuestra zona solamente está representado el borde SE de la fosa.

d) Zona estructural de Ricla. Constituye un bloque hundido que afecta a materiales mesozoicos en su mayor parte. El borde occidental se encuentra afectado por la falla del río Grío, que marca el límite con el bloque de Algairén. Está escasamente representada en el extremo Norte de nuestra zona.

A escala cartográfica se reconocen un conjunto de grandes pliegues que presentan gran continuidad y cuyos ejes tienen una orientación NO-SE, siendo la dirección más generalizada N120-N135, aunque existen variaciones en la misma, principalmente en la zona estructural de Vicort (Unidad de Badules), en la que oscila entre N147-N171. Estos pliegues tienen una vergencia NE y presentan esquistosidad de plano axial.

En la zona estructural de Algairén (Unidad de Herrera), VILLAS (1979) identifica pliegues de características similares, con un buzamiento del plano axial de 40° al SO y una inmersión de 15° al NE.

Los citados pliegues se corresponden con los definidos por VÍLCHEZ (1984) como P<sub>2</sub>, generados en la segunda fase de deformación, respondiendo a una dirección de acortamiento NE-SO. Existe una primera generación de pliegues muy apretados (P<sub>1</sub>), de dirección aproximada N30-N45, de flancos subverticales, vergentes al E y con esquistosidad de plano axial asociada, que se han generado en la primera fase de deformación compresiva, respondiendo a una dirección de acortamiento NO-SE. Aunque estos pliegues no han sido observados a escala cartográfica, su existencia se ha deducido mediante la identificación de la esquistosidad asociada a los mismos (S<sub>1</sub>). Finalmente, hay una última generación de pliegues P<sub>3</sub> homoaxiales con P<sub>2</sub>, pero con vergencia opuesta a aquéllos y con el flanco Oeste laminado, determinando pliegues-falla cabalgantes hacia el Oeste, generados en la tercera fase de deformación compresiva, de estilo más rígido; a este tipo de pliegues asociamos el sinclinal del Redondillo.

Una compleja red de fallas con direcciones variables, NO-SE, NE-SO, E-O, atraviesa la zona de estudio. La imposibilidad de observar el plano de falla ha impedido conocer su vergencia. En cuanto a los tipos existentes, se han reconocido los siguientes: a) Fallas inversas, especialmente abundantes en la zona estructural de Vicort; la más

importante es la falla de Datos, formada durante la tercera fase compresiva, siendo también de este tipo las de Aluenda, del Espigar y del río Grío. b) Fallas de dirección, como la de Datos, que ha funcionado como desgarre dextral, con desgarres secundarios asociados (falla del río Grío) durante la cuarta fase distensiva. c) Fallas normales que son las predominantes en el área, especialmente en la zona estructural de Algairén, destacando en la de Vicort la falla del Pico. Estas fallas han funcionado durante la distensión tardihercínica (cuarta fase) y posteriormente han rejugado en el ciclo alpino.

Para facilitar el análisis de la fracturación, se ha subdividido el área de estudio en cuatro dominios estructurales: a) bloque de Vicort, b) bloque de Pietas, c) bloque de Algairén, y d) bloque de Inogés, quedando incluidos los dos primeros en la zona estructural de Vicort y los dos últimos en la zona estructural de Algairén. Los dominios estructurales definidos están delimitados por accidentes tectónicos: frentes de cabalgamiento y grandes fallas (fig. 2).

El estudio de la fracturación general se ha realizado mediante el análisis cartográfico de estas fallas, representando en diagramas de rosa de vientos las direcciones que presentan en planta en cada uno de los dominios considerados (figuras 3 y 4).

El dominio del bloque de Vicort aparece delimitado al N por la falla del Pico, al S por el propio límite del área de estudio, al E por el frente de cabalgamiento de la falla de Datos y al O por la depresión terciaria de Calatayud, aflorando materiales del Cámbrico Inferior y Medio. Presenta una estructura tectónica compleja, con abundantes pliegues sinclinales y anticlinales, así como grandes fracturas, siendo especialmente dominantes las fallas inversas. La estratificación presenta polaridades normales.

En el diagrama de rosa de vientos en el que se han proyectado las direcciones de fracturación medidas, se aprecia un máximo dominante de dirección N130, que corresponde a la familia de fallas de desarrollo principal y otros tres máximos secundarios de direcciones N50, N60 y N80 que corresponden a otras tantas familias de fallas de escaso desarrollo.

El dominio del bloque de Pietas, con forma apro-

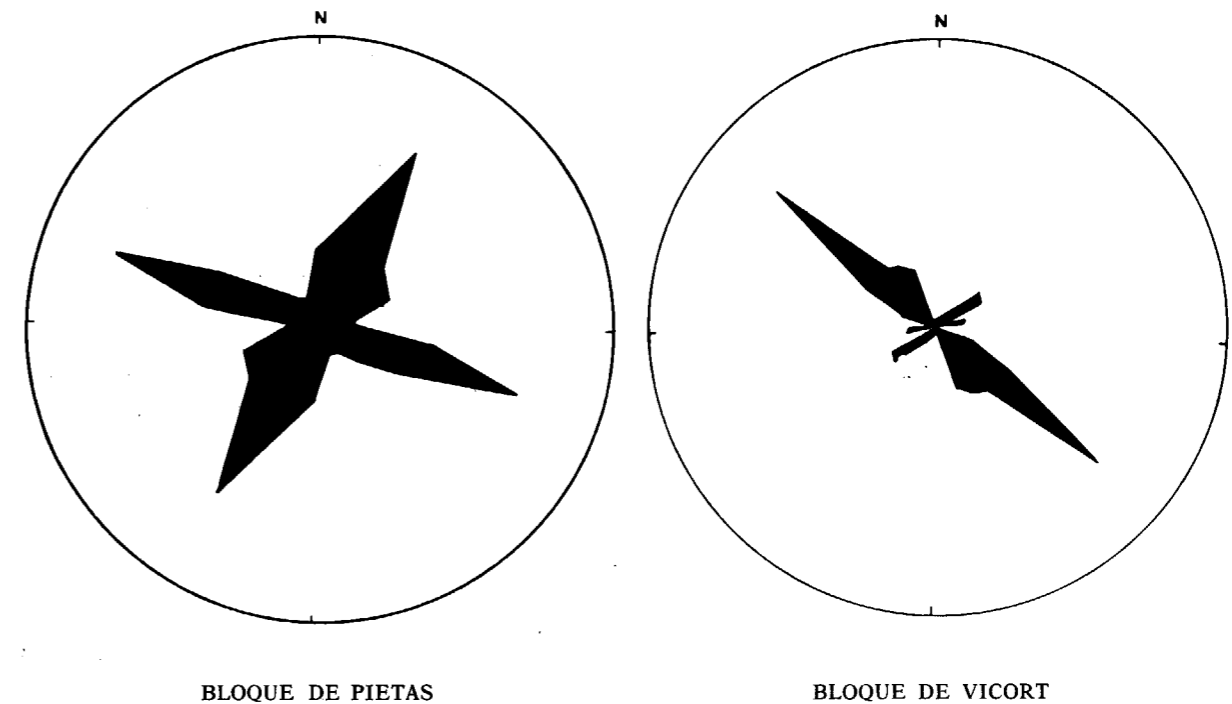


Figura 3.—Diagramas de rosas de vientos de direcciones de fallas en los bloques de Pietas y Vicort.

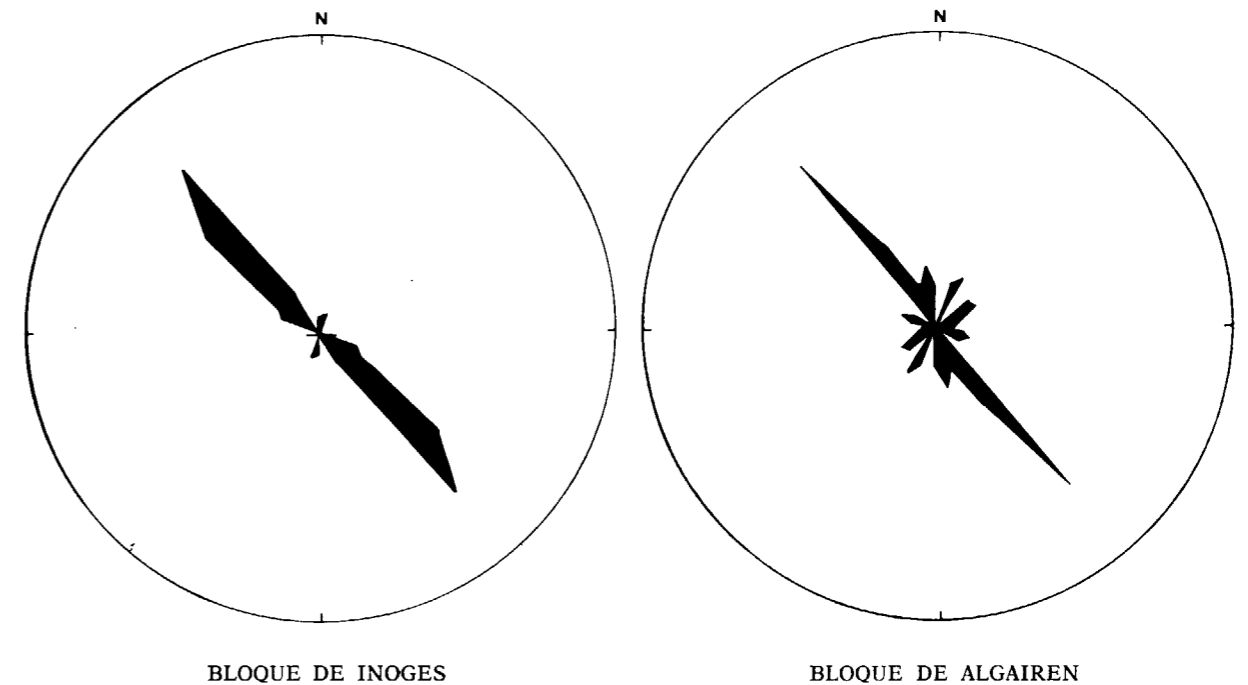


Figura 4.—Diagrama de rosa de vientos de direcciones de fallas en los bloques de Inogés y Algairén.

ximadamente triangular, se encuentra delimitado al NE por el frente de cabalgamiento de la falla de Datos, al O por el límite propio de la zona y al S por la falla del Pico. Está constituido por materiales del Precámbrico y del Cámbrico Inferior y Medio, que al igual que en el dominio anterior presentan una estructura tectónica compleja, destacando el pliegue anticlinal de Pietas (en cuyo núcleo afloran las Pizarras de Paracuellos), así como la falla inversa de Aluenda. La estratificación presenta en general polaridades normales, pero en las inmediaciones de la falla de Datos adopta polaridad inversa y dirección subparalela a aquélla. El diagrama de rosa de vientos permite identificar dos familias de fallas de desarrollo similar y de direcciones N30 y N110.

En cuanto al bloque de Algairén, está delimitado al N por la falla del barranco de Valdejudías, al E por el límite propio del área de estudio y al O por la falla del río Grío. En él afloran materiales del Cámbrico Superior, Ordovícico y Silúrico (Ludlow Superior), que presentan una estructura tectónica compleja de plegamiento y fractura. La estratificación presenta polaridades normales, salvo en el Norte, donde existen polaridades invertidas relacionadas con el intenso plegamiento y fracturación que afecta a los materiales del Silúrico en la zona de la Dehesa de Vardalgal. Se han identificado cinco familias de fallas de direcciones N30, N60, N110, N140 y N170, de las cuales la de dirección N140 es la de mayor desarrollo.

El dominio del bloque de Inogés aparece delimitado al N y al O por los límites propios de la zona, al E por la falla del río Grío y hacia el SE por el frente de cabalgamiento de la falla de Datos. Está constituido por materiales del Cámbrico Superior y Ordovícico, aunque también afloran materiales de la cobertera mesozoica y cuaternarios que rellenan la fosa de Morés, que se ha incluido en este dominio a nivel de fracturación por ser ésta muy escasa. La estructura tectónica es compleja y responde a un estilo de plegamiento y fractura. La estratificación presenta polaridades normales. Se han identificado dos familias de fallas de direcciones N20 y N140, de las cuales la segunda alcanza mayor desarrollo.

A escala meso y micro se presentan variadas estructuras (pliegues, esquistosidades, lineaciones de intersección y minerales, micropliegues, boudinage, crenulación, kink-band y diaclasas) y se han

efectuado medidas de estructuras planares (esquistosidad) y lineares (lineaciones de intersección y ejes de mesopliegues) en cinco estaciones, todas ellas situadas en la Unidad de Herrera (Zona estructural de Algairén) (fig. 2).

Se han reconocido dos esquistosidades de plano axial  $S_1$  y  $S_2$ , asociadas a dos familias de pliegues, que presentan un desarrollo bastante generalizado.

La esquistosidad  $S_1$  es muy penetrativa en los niveles pelíticos, afectando escasamente a los niveles cuarcíticos, y pudiéndose observar el fenómeno de refracción de la esquistosidad cuando se intercalan niveles cuarcíticos en tramos pelíticos. Esta esquistosidad se puede considerar como un clivaje de flujo (pizarrosidad) (WILSON, 1978), y su actuación condiciona la intensa orientación de los minerales arcillosos y de las micas blancas, como se puede observar al microscopio en la mayoría de las rocas pelíticas estudiadas. La esquistosidad  $S_1$  presenta un máximo de dirección N39 (figura 5), y se encuentra asociada a los pliegues  $P_1$  de la primera fase de deformación compresiva. A escala de afloramiento,  $S_1$  está frecuentemente enmascarada por el desarrollo de  $S_2$ , lo que dificulta a menudo su observación.

La esquistosidad  $S_2$  es también bastante penetrativa en los niveles pelíticos, superponiéndose a la esquistosidad primitiva  $S_1$ . En algunos casos ésta se puede observar al microscopio como una esquistosidad de crenulación que produce la reorientación de los minerales micáceos. Se encuentra asociada a los pliegues  $P_2$  de la segunda fase de deformación compresiva y presenta un máximo de dirección N144 (fig. 5).

Las estructuras lineares consideradas han sido los ejes de mesopliegues y las lineaciones de intersección. Los ejes de mesopliegues se han medido en la estación del barranco del Churte, en materiales de la Serie Ibérica. Presentan dos máximos de direcciones N122 y N137 y una inmersión de  $22^\circ$  y  $50^\circ$  al SE, y corresponden a los pliegues  $P_2$  generados en la segunda fase compresiva. En la misma estación se han observado boudinage y abundantes micropliegues.

Las lineaciones de intersección reconocidas en nuestra zona son las siguientes:  $l_1$  —lineación de intersección entre la estratificación  $S_0$  y la esquistosidad  $S_1$ ,  $l_2$  —resultante de la intersección entre la estratificación  $S_0$  y la esquistosidad  $S_2$  y  $l'_2$

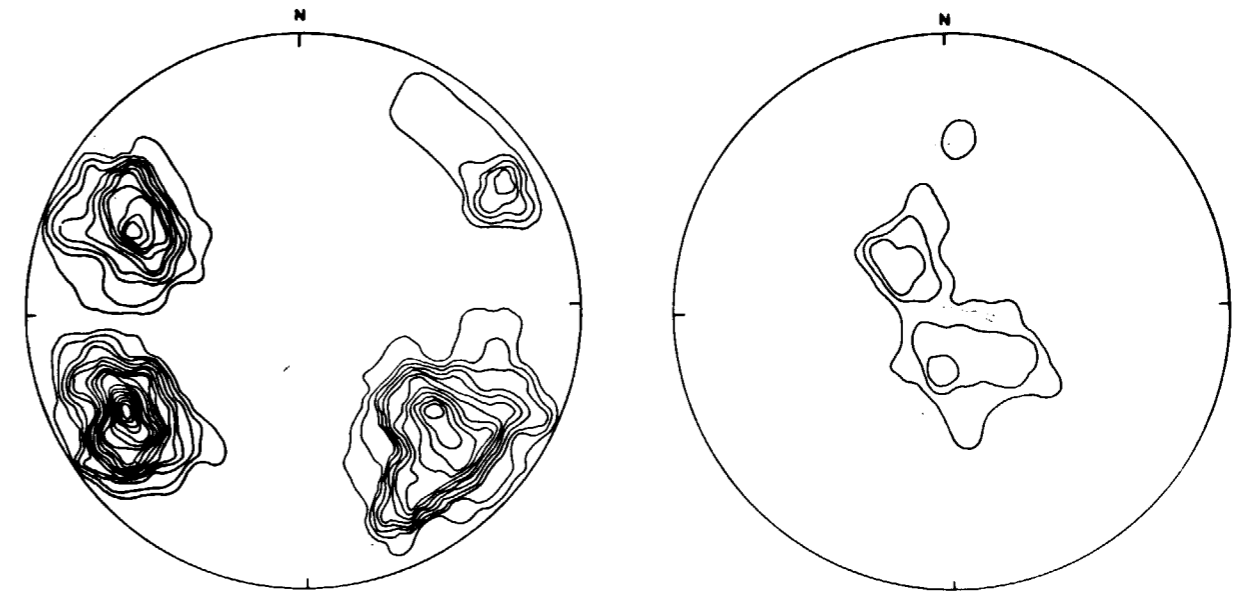


Diagrama 1.—Máximos de esquistosidad ( $S_1$  y  $S_2$ ).

Diagrama 2.—Máximos de lineaciones de intersecciones ( $l_1$  y  $l_2$ ).

Figura 5.—Representación estereográfica de máximos de esquistosidad (diagrama núm. 1) y de lineaciones de intersección (diagrama núm. 2) del conjunto de las estaciones.

— resultante de la intersección entre las esquistosidades  $S_1$  y  $S_2$  (fig. 5).

Se ha constatado que las condiciones de deformación son similares en todo el área. Los pliegues tienen una vergencia constante y las esquistosidades presentan diferentes vergencias, dependiendo del flanco en el que se han efectuado las medidas.

La presencia de estructuras de deformación propias de los niveles estructurales medio e inferior, indica que durante la orogenia Hercínica los materiales estudiados se situaron en una zona próxima al límite entre ambos niveles, mientras que durante el ciclo Alpino presentaron un comportamiento más frágil con desarrollo de estructuras propias del nivel estructural superior.

Una característica del área, observada con reiteración, es la acomodación de grandes filones de cuarzo (con potencias superiores en algún caso a los dos metros) a las direcciones de fractura. Estos filones son especialmente abundantes en el bloque estructural de Inogés, con orientación preferente N135-N140, análoga a la de la familia de fallas de mayor desarrollo (N140). En ocasiones los filones de cuarzo se encuentran desplazados por la actuación de fallas de dirección N20, gene-

radas con posterioridad al desarrollo de la familia de fallas principal.

## PETROLOGIA

El estudio de láminas delgadas ha puesto de manifiesto dos hechos que son necesarios reseñar. Un primero, la aparente similitud que presentan en el campo los distintos tipos petrográficos (mayor todavía en el caso de existir pátinas o superficies meteorizadas) y que conduce a incluir litologías que son netamente distintas bajo una misma acepción. Y otro segundo, posiblemente de mayor transcendencia, que es la decisión sobre la nomenclatura específica que debe asignarse a cada muestra una vez conocidas las características texturales, estructurales y de composición mineralógica.

Las dificultades de clasificación de algunos de los tipos rocosos estudiados ha hecho necesario proponer una norma en cuanto a qué se considera grano, matriz o cemento. Así, hemos considerado que la roca está constituida por unos elementos de tamaño mayor, que asimilamos a granos figurativos y que se hacen corresponder, a fines de clasificación, con granos detríticos aunque gene-

ticamente no sean tales. Pueden estar constituidos tanto por monocristales como por agregados policristalinos, siempre que en éstos pueda apreciarse un contorno mejor o peor definido. Además de los granos, es normal encontrar una fracción de menor tamaño de grano que ha podido ser considerada como matriz o como cemento. Aunque como se expondrá más adelante, no existe una fracción que pueda hacerse corresponder con el término «matriz sedimentaria», dado el elevado grado de transformación existente en todos los tipos de roca. Nosotros aceptaremos como matriz, salvo en casos muy concretos en que se aprecie claramente la autigénesis y ésta tenga una notoria significación en el proceso evolutivo, a toda la fracción arcillosa e incluso micácea, sin que se distinga entre la originaria, la transformada o la neoformada.

De acuerdo con lo anterior, excluirémos de la fracción cemento todos los minerales de arcilla y los micáceos, de tal modo que para considerar que hay cemento se atenderá a que existe un proceso de neoformación diagenético que ocupa huecos o sustituye minerales previos y que actúa como agente trabador de granos; así, se han distinguido los cementos habituales: sílice (en muy diversas formas), carbonatos y óxidos de hierro.

De este modo las rocas se han sistematizado en tres grandes grupos petrológicos: samitas y pelitas para las rocas detríticas (diferenciadas por el tamaño medio de grano), y rocas carbonáticas. Dentro de las samitas se han diferenciado, en función de características de composición mineralógica, los siguientes tipos petrográficos: cuarcitas, areniscas y grauwas. En lo que respecta a las pelitas y en base a criterios de tamaño de grano, se han diferenciado dos tipos: limolitas y argilitas. Finalmente, dentro de las rocas carbonáticas se han distinguido calizas y dolomías, con términos intermedios que corresponden a dolomías calcáreas.

Las cuarcitas están presentes en las formaciones Cuarcita de Bámbola, Pizarras de Huérmeda, Arenisca de Daroca, Cuarcita Armoricana, Fombuena, Pizarras de Orea y Cuarcita Blanca, así como en las de la Serie Ibérica; y atendiendo a características composicionales y a la influencia y transformaciones provocadas por la diagénesis, se pueden diferenciar tres tipos petrográficos: cuarcitas s.s., cuarcitas feldespáticas y ortocuarcitas.

Las cuarcitas s.s. se caracterizan por la existencia de cuarzo en porcentajes entre el 69 y 91 por 100, pudiéndose reconocer en algún caso su origen detrítico, aunque los procesos de autigénesis, recristalización y recrecimiento están tan generalizados que frecuentemente es imposible reconocer las características sinsedimentarias. Los filosilicatos (minerales arcillosos y micáceos) están siempre presentes con máximos de 12 a 14 por 100 y los feldespatos pueden encontrarse hasta el 7 por 100. En algún caso se han observado plagioclasas (albita) con un máximo del 2 por 100. Los accesorios más comunes son opacos (la piritita está muy generalizada, con porcentajes que llegan hasta el 3 por 100), apatito (frecuentemente como inclusiones en el cuarzo), circón, turmalina y rutilo, siempre en conjunto por debajo del 3 por 100. El tamaño de los cristales se encuentra, como promedio, entre 50 y 100 micras.

El rasgo característico de las llamadas cuarcitas feldespáticas es, además del elevado porcentaje de cuarzo (63-74%), la existencia de gran cantidad de feldespatos, entre el 10 y el 25 por 100 (puede haber plagioclasas hasta el 2%), una parte importante de los cuales muestran morfologías y relaciones con los granos adyacentes que permite deducir que son autigénicos. El tamaño medio de los cristales es de 100 micras y la presencia de filosilicatos y accesorios es análoga a la de las cuarcitas s.s.

El contenido en cuarzo con porcentajes entre el 80 y el 98 por 100 es la característica fundamental de las ortocuarcitas, que presentan además una gran cantidad de filoncillos de cuarzo en un denso entramado y evidentes muestras de silicificación intensa y recristalización. El tamaño promedio de los cristales se encuentra entre 120 y 300 micras, siendo el más abundante el de 250 micras.

Las que hemos denominado arenitas se caracterizan por tener porcentajes de cuarzo entre 50 y 86 por 100 y sobre todo por el considerable contenido de material lutítico, muy superior al de las cuarcitas. Se han identificado en las formaciones Cuarcita de Bámbola, Arenisca de Daroca, Castillejo, Fombuena y en la Serie Ibérica. La presencia de feldespatos está generalizada y las plagioclasas pueden llegar hasta el 5 por 100. Los minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) se sitúan entre el 9-21 por 100 y 0.5-3 por 100, respectivamente, y los accesorios son análogos a los de las rocas anteriores.

En las grauwas, el porcentaje de cuarzo se sitúa entre 48 y 69 por 100, y el de los filosilicatos entre 20 y 30 por 100, con feldespatos escasos (0.5-2%). El tamaño de grano está entre 80 y 150 micras. En todas las muestras hay cuarzo microcristalino, y en una gran parte de ellas también criptocristalino; en ocasiones los cristales constituyen «topos» o «blastos» amigdalares.

Las rocas pelíticas estudiadas pertenecen a las formaciones Pizarras de Paracuellos, Capas de Embid, Cuarcita de Bámbola, Pizarras de Huérmeda, Castillejo, Fombuena, Bádenas y a la Serie Ibérica, y atendiendo a características de composición mineralógica y tamaño cristalino se han clasificado como limolitas s.s., limolitas feldespáticas, ferruginosas y arenosas. En todas ellas el cuarzo, con tamaños siempre inferiores a 100 micras, se encuentra en porcentajes superiores al 35 por 100 con un máximo del 70 por 100, acompañando como elementos mayoritarios los filosilicatos, que se sitúan entre el 10 y el 40 por 100 (excepto en las feldespáticas, donde son entre el 3 y 7%). La caracterización como feldespáticas y ferruginosas se ha realizado atendiendo a un incremento importante en feldespatos (hasta el 35%), o en óxidos de hierro (hasta el 30%), respectivamente.

Las argilitas se han determinado en las formaciones Pizarras de Huérmeda, Arenisca de Daroca, Pizarras de Murero, Pizarras del Jalón, Castillejo y Serie Ibérica. Se caracterizan por el elevado contenido en filosilicatos (entre el 24 y 62%), a los que acompañan cristales de cuarzo (20-60%) de tamaño inferior a 15 micras. Suele ser notoria la cantidad de querógeno, que puede llegar hasta el 30 por 100, aunque normalmente sea inferior al 1 por 100.

Las rocas carbonáticas son calizas y dolomías con términos intermedios. Las texturas de depósito son observables en las calizas, en tanto que han sido prácticamente borradas por la diagénesis en las dolomías. Los cristales son micríticos-microsparíticos en las calizas, en tanto que en las dolomías predominan los esparíticos-microesparíticos. Las calizas suelen estar constituidas casi exclusivamente por carbonatos, en tanto que en las dolomías es normal la existencia de autigénesis de cuarzo, micas y ocasionalmente abundantes óxidos de hierro.

#### IDENTIFICACION MINERALOGICA POR DRX. Y DETERMINACION DE PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS EN FILOSILICATOS

Las técnicas difractométricas se han utilizado para determinar la composición cualitativa global y específicamente para identificar los tipos de filosilicatos presentes y calcular parámetros cristaloquímicos que permitan establecer el grado de diagénesis alcanzado por las rocas pelíticas desde el Precámbrico al Silúrico (Ludlow Superior).

El análisis de muestras de polvo de roca total en 19 especímenes ha mostrado una composición mineralógica prácticamente homogénea que responde a la asociación siguiente:  $ilita + cuarzo \pm clorita \pm feldespatos \pm caolinita \pm plagioclasas \pm interestratificados \pm pirofilita \pm serpentina \pm goethita \pm magnetita \pm gibbsita$ .

La determinación del parámetro de «cristalinidad de la ilita» en la fracción menor de 2 micras en 23 muestras, ha mostrado que las rocas han alcanzado plenamente el anquimetamorfismo (NAVAS y TENA, 1987), como se puede observar en el diagrama de la figura 6.

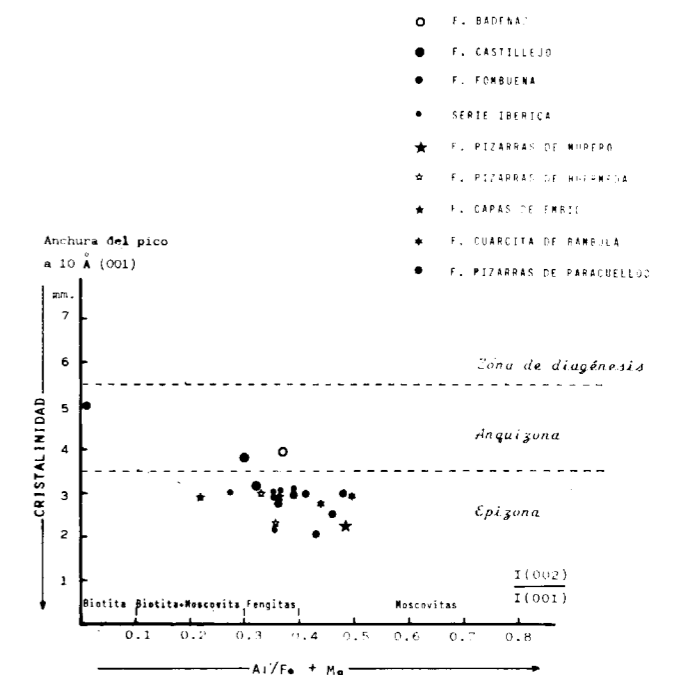


Figura 6.—Distribución de las ilitas de las rocas pelíticas del Precámbrico-Silúrico Inferior en el diagrama de ESQUEVIN (1969). (Diagramas de agregado orientado.)

## PROCESOS DIAGENETICOS

Puede decirse que las actuales rocas del área de estudio son resultado de procesos postsedimentarios, ya que aunque se conservan algunos rasgos propios del depósito, las modificaciones diagenéticas han sido tan intensas que en la mayoría de las muestras es difícil e incluso imposible identificar características sedimentarias.

Las modificaciones observadas pueden afectar tanto al conjunto de la roca como a partes de ella, a uno o varios de sus componentes mineralógicos, e incluso estar representadas en un solo cristal.

Los efectos de la compactación son manifiestos en todas las litologías estudiadas, en las que no se reconoce la existencia de porosidad primaria. Las elevadas presiones y el largo tiempo en que han actuado, han inducido efectos físicos y fisicoquímicos que se traducen en un empaquetamiento denso en cuya formación han actuado fundamentalmente tanto la reorientación de los granos como los efectos de disolución por presión. La existencia de contactos suturados y especialmente de tipo cóncavo-convexo o estilolíticos nos señalan la importancia de este último fenómeno.

Sin embargo, la gran trabazón de granos que proporciona el elevado grado de cohesión que presentan las rocas del área se debe a la extensa precipitación de cementos, de los que se han identificado mayoritariamente tres tipos: sílice, en todas las rocas detríticas; carbonatos, en algunas samitas y en todas las rocas carbonáticas; óxidos de hierro en algunas samitas y pelitas.

La cementación por sílice es la más generalizada en las rocas samíticas, pudiéndose reconocer en prácticamente todas las muestras de esta catalogación. Existe en forma de ópalo, calcedonia y cuarzo, lo que indica, dada la existencia del primero, que la evolución de la roca hacia términos progresivamente más cementados ha sido continua y aunque probablemente comenzara tempranamente, se ha prolongado hasta tiempos recientes e incluso permanece activa en la actualidad.

El cuarzo, que es la forma más abundante, aparece en muy diversas formas, desde agregados cripto o microcristalinos a mosaicos cristalinos que, en ocasiones, corresponden a la asociación de cuarzos primitivos que han sido recrecidos sintaxialmente. Este recrecimiento sintaxial es tan

abundante y perfecto que en muchas ocasiones es imposible identificar la naturaleza de los primitivos clastos, proporcionando un aspecto de mosaico cristalino con contactos largos y/o suturados.

La cementación por carbonatos en las rocas samíticas es minoritaria (salvo en una muestra en que alcanza el 28%), tratándose en todos los casos de aportes extraños resultantes de la expulsión de fluidos saturados. Es frecuente el relleno carbonático de grietas y fracturas con origen análogo al anterior, pero con una época de formación mucho más reciente, después de la ocurrencia de la última fase tectónica distensiva.

Es habitual la existencia de óxidos de hierro que aunque normalmente están en escaso porcentaje, alcanzan ocasionalmente hasta el 40 por 100 y llegan a trabar granos, con lo que hay que integrarlos dentro de los cementos. Generalmente rellenan delgadas fracturas y es frecuente observar la difusión que se ha producido desde ellas hacia la masa de la roca.

La formación de cristales autigénicos es omnipresente, generándose neocristales de tan gran número de especies mineralógicas que se puede afirmar que en una u otra muestra y en algún momento de la evolución geológica, se ha neoforado cualquier especie de las que en el momento actual se encuentran como constituyentes mineralógicos mayores, menores o accesorios.

Teniendo en cuenta las supuestas características iniciales de las rocas, hay que esperar, y así sucede, que la autigénesis preponderante corresponda al cuarzo, minerales de la arcilla y como último grado evolutivo de estas últimas, las micas.

Ya hemos indicado al hablar de la cementación, que la sílice, en sus formas de ópalo, calcedonia y/o cuarzo es omnipresente, tanto rellenando poros como en forma de recrecimientos sintaxiales; pero además, es normal la neoformación de cuarzo (muy frecuentemente con morfologías idiomorfas o subidiomorfas) como cristales aislados perfectamente definidos, que han crecido desplazando elementos figurativos sinsedimentarios (otros granos de cuarzo, de feldspatos y especialmente arcillas), o bien han sustituido a elementos preexistentes. Está claro que estas formas son autigénicas, pero igualmente lo son las formas alotriomorfas, de contornos angulosos e incluso subredondeados o redondeados que se presentan

sustituyendo o entrecrecidas e interpenetradas con arcillas, feldspatos, carbonatos, micas, etc.

La gran capacidad de adaptación de los minerales arcillosos a las cambiantes condiciones del medio, permite asegurar que es prácticamente imposible que permanezcan en la actualidad minerales de la arcilla que mantengan las mismas características que tuvieron en el momento del depósito. Y esto, aun cuando en muchas ocasiones y teniendo en cuenta la metodología utilizada en el estudio, sea difícil decidir sobre el origen heredado o autigénico de una parte importante del conjunto arcilloso. Tal como señalan algunos autores, entendemos que debería reservarse la denominación «arcillas alóctonas» para la parte que pudiera ser reconocida como heredada y que, aunque sometida a profundas transformaciones, no pudiera ser considerada como neoforada al conservar características o vestigios que las relacionen con un origen sedimentario. Reservamos por tanto la consideración de minerales de la arcilla autigénicos para aquellos que se presentan como sustitución de otros minerales, como feldspatos o diversos ferromagnesianos, los que se han generado por alteración de fragmentos de roca, y los que encontrándose íntimamente relacionados con otras formas mineralógicas, fundamentalmente cuarzo y feldspatos, muestran evidentes características de neoformación.

Como último grado de la etapa filomórfica y fin de la evolución de muchos de los minerales de las arcillas se encuentra la neoformación de micas, de la que existen ejemplos de todo tipo. Las micas blancas autigénicas con formas aciculares y prismáticas, a veces de grandes tamaños, están presentes en prácticamente todas las muestras, pudiéndose identificar distintas etapas y momentos de crecimiento en función de su interrelación con los granos autigénicos con los que se encuentran en contacto y con los efectos de presiones dirigidas que dan lugar, en ocasiones, a profundas modificaciones.

Además de las micas blancas se han identificado abundantes cloritas neoformadas, así como biotitas en formas aciculares y prismáticas.

La autigénesis de feldspatos queda patente tanto por las formas idiomorfas o subidiomorfas de muchos de ellos como por las relaciones de contacto con cristales adyacentes, no siendo raros los que presentan formas esqueléticas y los que se

presentan recrecidos. Se trata fundamentalmente de ortosa y microclina, pero no es rara la existencia de plagioclasas, fundamentalmente albita.

Una elevada proporción de los componentes menores y accesorios son autigénicos, contándose entre ellos muy distintas formas mineralógicas. Las piritas son muy abundantes en algunas muestras, en especial en las rocas de grano fino, y se observa que corresponden a distintas épocas de formación. Por otro lado, una gran parte de ellas están alteradas a óxidos de hierro, correspondiéndose probablemente con el retorno a condiciones de ambiente oxidante en la epidagénesis o emersión.

La turmalina, circón, rutilo y apatito son frecuentes especies mineralógicas neoformadas, como lo pone de manifiesto, más que el carácter subidiomorfo de muchas de ellas, las relaciones con los granos del entorno, los frecuentes recrecimientos e incluso la existencia de ejemplares esqueléticos.

Los fosfatos (que en algunas muestras son abundantes) presentan normalmente hábitos prismáticos generalmente de pequeño tamaño y es muy frecuente su existencia como inclusiones en cristales de cuarzo que son también de neoformación.

Uno de los aspectos más interesantes que hemos observado es el de la neoformación de cuarzos en asociaciones de mosaicos cristalinos que adoptan para el conjunto un aspecto de nódulos subsféricos o elipsoidales. La formación de estos nódulos es resultado de un complejo proceso que según hemos observado, termina conduciendo a un grano monomineral esférico o subsférico, siendo en ocasiones prácticamente imposible de diferenciar (salvo por el tamaño anómalo o por las relaciones de bordes de grano), con los que serían granos detríticos o los neoformados de su entorno.

El estudio del desarrollo de estos nódulos es de interés y ha constituido el objeto de un trabajo de investigación (NAVAS y TENA, 1987).

Dos de los fenómenos diagenéticos más ampliamente extendidos y que afectan a todas las rocas sin excepción es la recristalización, entendiéndose por tal el aumento de tamaño de cristales por anastomosamiento y reordenación de otros de menor tamaño, y la silicificación.

Todos los fenómenos diagenéticos observados y ya reseñados implican una profunda modificación



de la composición y constitución del material original que puede ser considerada de forma genérica como «proceso de alteración diagenética», en la que se encuentran involucrados absolutamente todos los componentes iniciales de la roca.

La alteración mineralógica, que ha afectado indiscriminadamente tanto a los minerales heredados como a los neoformados, es particularmente remarcable en los más lábiles ante el cambio de condiciones ambientales, como es el caso de los feldespatos y de las piritas. Estas últimas se oxidan dejando un residuo de óxidos de hierro que constituyen concreciones, en tanto que el ión sulfuro emigra hacia las zonas externas; al alcanzar la superficie se reoxida constituyendo el ión sulfato, que da lugar a la formación de eflorescencias características (especialmente en la Formación Capas de Embid, donde casi constituyen un carácter guía). Para los feldespatos, que según nuestro parecer son en su mayor parte de neoformación, hay que considerar por tanto que ha habido dos etapas distintas en cuanto a condiciones de equilibrio: una primera que favorece la neoformación, y otra segunda en la que se tornan inestables y se produce la alteración.

Como resultado de las distintas etapas de equilibrio-desequilibrio, los procesos de entrecrecimiento conjunto de formas minerales distintas, las sucesivas etapas de alteración y neoformación, y los procesos de sustitución mineralógica, son prácticamente constantes en todas las muestras. Se han reconocido sustituciones de cuarzo por carbonatos, piritas, circón y óxidos de hierro; de feldespatos y plagioclasas por minerales de la arcilla, cuarzo y carbonatos; de carbonatos por cuarzo.

Hay que hacer mención aparte de algunos procesos diagenéticos que se han producido en las rocas carbonáticas, por su especificidad en relación con los que son comunes a las detríticas.

En todas las rocas carbonáticas estudiadas se ha producido una intensa cementación, de tal modo que la escasa porosidad apreciable está asociada a fracturas sin cementar o escasamente rellenas. Se observa que en las muestras en las que se reconoce una textura de depósito, el cemento es calcita con tamaño de grano entre microesparítico y esparítico, en tanto que en las que ésta

ha sido prácticamente borrada por la recristalización, el cemento está constituido fundamentalmente por dolomita y dolomita ferrosa microesparítica-esparítica, con cristales limpios en los que se pueden identificar ocasionalmente rasgos indicadores de orientación mineralógica.

La autigénesis mineral está representada, además de por los usuales carbonatos (calcita, dolomita y dolomita ferrosa), por la presencia de cristales de cuarzo de pequeño tamaño, a veces idiomorfos pero más normalmente en formas amigdalares o alotriomorfas. También son frecuentes micas blancas y piritas, siendo probablemente de neoformación (o al menos agradados) una parte importante de los minerales de la arcilla que se encuentran presentes.

El proceso isoquímico más importante en las rocas carbonáticas es el de la recristalización, que se encuentra en todas las muestras y que da lugar a cambios en el tamaño de los cristales, la forma, e incluso proporciona un cierto grado de orientación. Afecta tanto a la fracción estrictamente química como a los posibles aloquímicos sindepósito y a los componentes biogénicos, identificables muchas veces por los fantasmas.

Aun siendo importantes los procesos de tipo isoquímico, son más espectaculares los aloquímicos. La dolomitización, identificada por tinción, está casi siempre presente aunque a veces de forma parcial. El proceso de metasomatismo, admitiendo que la dolomita existente es toda secundaria, ha sido completo en muchas de las rocas calcáreas, de tal modo que la calcita solamente está representada en ella por el relleno tardío de fracturas y diaclasas.

#### BIBLIOGRAFIA

- HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.; ARAGONÉS, E., y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1980): *Explicación de la Hoja núm. 410, La Almunia de Doña Godina*. E. 1:50.000. IGME, 38 pp.
- LOTZE, F. (1929): *Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl., nf., 14, 2 (Beiträge Geol. Westl. Mediterr.), 320 S, 44 abb., 17 Taf. Berlin.

NAVAS, A., y TENA, J. (1987): *Génesis de nódulos de cuarzo en el Paleozoico de la Ibérica (Rama Aragonesa)*. Estudios Geológicos, 43 (3-4):179-184.

NAVAS, A., y TENA, J. (1987): *Grado de diagénesis de las rocas pelíticas del Paleozoico en las Sierras de Vicort y Algairén (Cordillera Ibérica)*. Revista de la Academia de Ciencias de Zaragoza, 42:175-181.

VÍLCHEZ, J. (1984): *Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica)*. Tesis de Licenciatura (inédita).

tura (inédita). Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

VILLAS, E. (1979): *Estudio geológico y paleontológico del Ordovícico de los alrededores de Alpartir (Rama Oriental de la Cordillera Ibérica)*. Tesis de Licenciatura (inédita), 86 pp. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

WILSON, G. (1978): *Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo de campo*. Ed. Omega, Barcelona, 107 pp.

Recibido: Octubre de 1987

## GEOLOGIA

# Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. spelaeus* Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos* Linneo): V. Dentición decidual, fórmula dentaria y dentición superior.

Por T. DE TORRES PEREZ HIDALGO (\*)

## RESUMEN

En este trabajo se realiza una revisión de la dentición de leche (decidual) de los Ursidos, aunque el principal objetivo es el análisis de la fórmula dentaria y de la morfología y biometría de la dentición superior de los grandes osos del Pleistoceno: *U. etruscus* G. CUVIER, *U. deningeri* VON REICH, *U. deningeri* VON REICH, *U. spelaeus* ROS.-HEIN. y *U. arctos* LINN.

En lo concerniente a la fórmula dentaria, se evidencia una reducción progresiva de la presencia de los tres primeros premolares, que están presentes en la especie ancestral *U. etruscus*, faltando en la más evolucionada, *U. spelaeus*. En *U. deningeri* pueden aparecer el primero y/o el tercero, pero nunca el segundo; algo similar ocurre en *U. arctos*. Del análisis morfológico se puede deducir que existe una gran diferencia morfológica entre *U. etruscus* y *U. deningeri*, este último muy cercano a *U. spelaeus*, aunque abundantes caracteres morfológicos los diferencian.

La morfología de la dentición superior de *U. arctos* es muy parecida a la de *U. etruscus*, pero con un desarrollo más complejo de las cúspides que además se hacen más verticales.

El análisis métrico prueba la existencia de dimorfismo sexual en el canino y tercer incisivo superiores, no siendo posible establecerlo en los premolares y molares superiores.

Hay una excelente separación métrica entre las poblaciones de medidas correspondientes a *U. deningeri* y *U. spelaeus*, que a su vez se diferencian fuertemente de la correspondiente a *U. etruscus* y *U. arctos*. El enorme aumento de longitud del cuarto premolar y molares superiores de los representantes de la línea espeloide, *U. deningeri* y *U. spelaeus*, no fue acompañado por un aumento armónico en anchura, de forma que estos dientes resultan relativamente más estrechos. En las dos líneas evolutivas, arctoide y espeloide, hay un aumento progresivo de la altura de las cúspides.

## ABSTRACT

In this paper the milk dentition characteristics are reviewed, but the main subject is the *U. etruscus* G. Cuv., *U. deningeri* VON REICH, *U. spelaeus* ROS.-HEIN. and *U. arctos* LIN. dental formula analysis and morphological and metrical comparison of the upper dentition.

In the dental formula, there is a progressive reduction of the three first premolars, present in the ancestor species, *U. etruscus* and missing in the more evolved *U. spelaeus*, while in *U. deningeri* only the second premolar is absent. In *U. arctos* the first and, more frequently the third, premolars can sporadically appear, never the second premolar. From the morphological analysis it is possible to infer a long morphological space between *U. etruscus* and *U. deningeri*. The last one being closely related to *U. spelaeus*, although there are many distinctive morphological features between them both. *U. arctos* dental morphology appears more closely related to *U. etruscus* but with a more complex development and vertical arrangement of the cusps.

Metrical analysis proves sexual dimorphism in the upper canine and third upper incisor. In cheek teeth has not been possible to determine it. There is an excellent metrical differentiation between *U. spelaeus* and *U. deningeri* data populations and, both of them show strong differences with *U. etruscus* and *U. arctos*. The enormous length growth of the cave bear premolar and molars is not accompanied by a similar width increase, resulting in relatively widthness paradoxically lower than in the other species. In the evolutive lines, both arctoid and speloid ones, the cusps become progressively higher.

(\*) Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S. A.

Este trabajo es la quinta parte, de un total de seis, de una versión reducida de la Tesis Doctoral del autor: Ursidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica.

## INTRODUCCION

En este artículo, quinto de un total de seis que recogen una versión reducida de la tesis doctoral del autor, TORRES (1984), se tratan los aspectos morfológicos de la dentición de leche o decidual, se analizan los aspectos de la fórmula dentaria, evidentemente sobrevaluada por algunos autores, en lo que respecta a su carácter específico. La mayor parte del trabajo se dedica al análisis de los aspectos métricos y morfológicos de la dentición superior. El análisis métrico pone de manifiesto la evolución hacia tamaños crecientes en los molariformes de las dos líneas evolutivas, espeloide (*U. deningeri* y *U. spelaeus*) y arctoide (*U. arctos*), que se unen en su ancestro común: *U. etruscus*.

El análisis morfológico permitirá poner de manifiesto el desarrollo de morfologías progresivamente más complicadas, aunque debido a su extraordinaria plasticidad se recurrirá al establecimiento de morfotipos, que pondrán de manifiesto el valor específico del oso de Deninger, puesto en duda por algunos autores.

Trabajos de consulta general, casi siempre sobre material no ibérico, son los de: COUTURIER (1953), ERDBRINK (1953), KOPY (1949), KOPY (1950), KURTEN (1954), KURTEN (1977), MUSIL (1959), MUSIL (1964), RADULESCU y SAMPSON (1959), TORRES (1978), VON REICHENAU (1904) y ZAPFE (1946).

## 5. DENTICION

## 5.1. Dentición de leche

Se cuenta con algunos excelentes trabajos monográficos sobre la dentición de leche del *Ursus spelaeus*: KOPY (1952), RADULESCU y SAMPSON (1959) y TERZEA (1969), además del apartado dedicado a ésta en la obra, ya clásica, de COUTURIER (1953), dedicada a *Ursus arctos*.

La fórmula de la dentición de leche del oso pardo, corresponde a la general de los mamíferos, consta de tres incisivos, un canino y cuatro «molares»:

$$i \frac{1-2-3}{1-2-3} + c \frac{1}{1} + m \frac{1-2-3-4}{1-2-3-4}$$

Por otra parte, KOPY (1952) sólo admite la existencia de tres molares de leche, incluso en *Ursus*

*arctos*. Quedando la fórmula dentaria como sigue:

$$i \frac{1-2-3}{1-2-3} + c \frac{1}{1} + m \frac{3-2-1}{3-2-1}$$

Que coincide con la de *Ursus spelaeus*, TERZEA (op. cit.).

Las reducciones numéricas que afectan a los premolares de la dentición definitiva, provocan que algunos molares de leche se hagan monofisiarios y persistan un cierto tiempo,  $m^1$ ,  $m_1$ ,  $m^2$ ,  $m_2$ ,  $m^3$  y  $m_3$ ; los otros dientes difisiarios serán reemplazados.

En el oso pardo actual, según COUTURIER (op. cit.), el orden de aparición de la dentición es como sigue:

- Toda la dentición de leche ha emergido antes del tercer mes de edad del oseño.
- Inmediatamente comienzan a emerger los dientes definitivos:  $I_1$  al cuarto mes,  $I^1$  al quinto mes,  $I_2$  y  $I^2$  al octavo mes,  $I_3$  al doceavo mes,  $I^3$  al treceavo mes.
- Luego comienzan a aparecer los premolares  $Pm_3$  al treceavo mes,  $Pm_4$  al catorceavo mes y  $Pm^4$  al dieciseisavo mes.
- El segundo molar superior aparece al séptimo mes y el superior al octavo mes.
- El tercer molar inferior, que precisa de sitio en la mandíbula, es el más tardío, no haciendo erupción hasta cerca del segundo año, un poco antes que los caninos.

En *Ursus spelaeus* no se conoce la edad en la que se pierden los dientes de leche y hacen erupción los dientes definitivos; KOPY (op. cit.) hace notar que en *Ursus spelaeus*, el único prealvéolo para el premolar definitivo ( $Pm_4$ ) aparece hacia el segundo mes, lingualmente respecto a la  $D1$ ; mientras que en *Ursus arctos* el primer prealvéolo para el  $Pm_4$  hace su aparición precozmente, inmediatamente tras el alvéolo del canino de leche, habiendo ya hecho erupción el premolar anterior ( $Pm_1$ ), cuando todavía son funcionales los dientes de leche.

El primer incisivo  $id_1$  sup., el más central, es un diente de dimensiones muy reducidas, con una corona abombada hacia la zona labial, un poco inclinada hacia la parte mesial. La cara palatal o

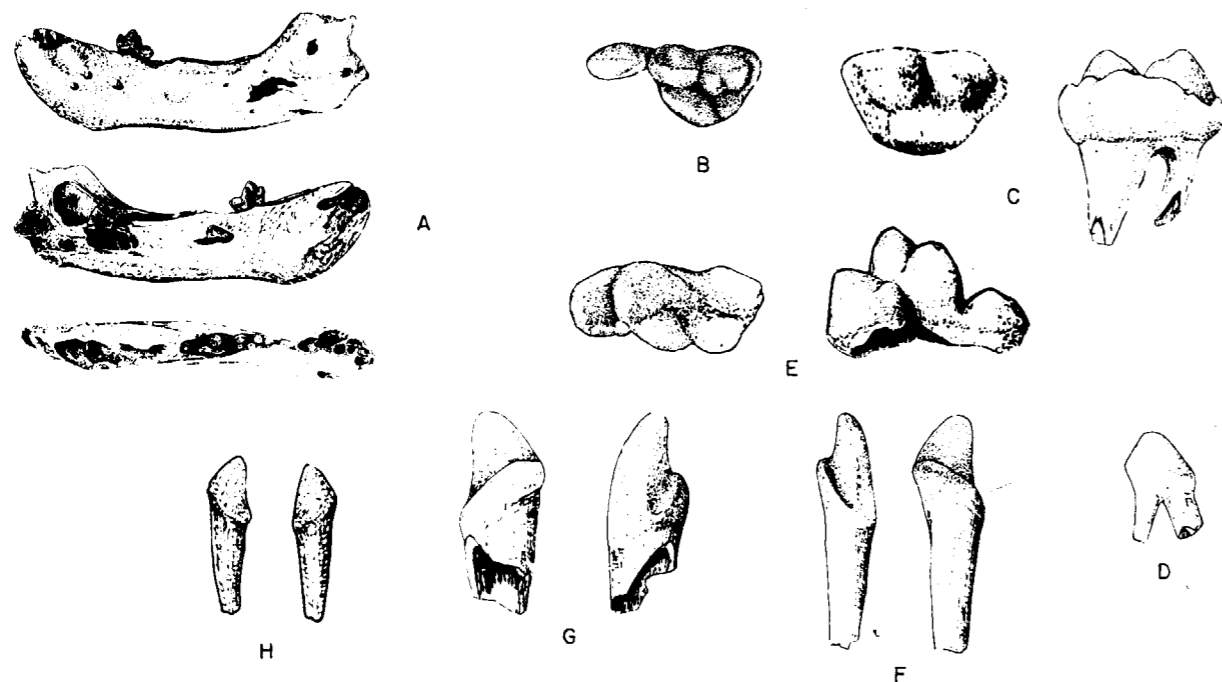


Figura 5.1.—Algunas piezas de la dentición de leche: (A) mandíbula de *Ursus arctos* (sin.), con el d3; (B) d1 y d2 (sin.) de *Ursus arctos*, de Cueva Furminha (FU); (C) d3 (dex.) de *Ursus spelaeus*, de la Cueva del Reguerillo (T); (D) d2 (dex.) de *Ursus spelaeus* de la Cueva del Reguerillo (T); (E) d3 (dex.) de *Ursus spelaeus* de la Cueva del Reguerillo (T); (F) id3 (dex.) de *Ursus arctos* de la Cueva de Saldarrañao (D); (G) Cd de *Ursus spelaeus* de la Cueva del Reguerillo (T); (H) id3 de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T). Los dientes aislados tienen una escala aprox.  $\times 4$ .

posterior presenta en la base un pequeño reborde transversal, cuyo grado de diferenciación es muy variable. Raíz con forma de cono alargado.

El segundo incisivo Id2 sup. es sensiblemente más robusto y mejor diferenciado que el primero. Recuerda mucho al diente correspondiente de la dentición definitiva. La cara labial regularmente abombada, mostrando mesialmente un pequeño abultamiento en el cuello, y distalmente otro sobre la corona. La punta o vértice del diente está levemente girada en sentido mesial. La cara mesial del diente presenta un reborde bastante fuerte, que termina en los abultamientos ya citados; este reborde va ligeramente de arriba a abajo en sentido distomesial. Raíz cónica con la cara anterior algo aplanada.

El tercer incisivo Id3 sup. es todavía mayor que el segundo y se parece algo al canino de leche. La corona se curva un poco en forma de gancho, poseyendo también un fuerte reborde basal en la cara palatal, que va un poco oblicuo de arriba a abajo

en sentido mesio-distal. La corona entronca con la raíz, sin que se produzca ningún adelgazamiento que indique un cuello. En la zona mesial del borde se forma un pequeño saliente que corresponde al lóbulo que tan claramente se diferencia en el diente definitivo.

El canino superior es el diente más largo, con raíz y corona fuertemente incurvadas hacia atrás. La corona es asimétrica, ya que su punta se dirige en sentido disto-labial, y en la base medial de la corona hay una pequeña protuberancia que se prolonga, dando un reborde poco sobresaliente, sobre el costado del diente. Hay otro reborde que sobresale poco en el lado palatal del diente, que llega a alcanzar el vértice de la corona atenuándose hacia la zona distal. La cara distal de la corona está recorrida por una cresta netamente marcada, que va de la base al vértice. Finalmente, otra cresta que parte de la pequeña protuberancia mesial, anteriormente citada, termina en el vértice de la corona, tras un recorrido algo cóncavo sobre el flan-

co mesial del diente. Este diente se implanta al bies, es más alto del lado distal que del mesial.

El molar intermedio D2 sup. tiene dos raíces, de las que la mesial es la más fina. La corona alargada en sentido mesio-distal presenta una cúspide bien definida, flanqueada en su límite distal por un talón poco voluminoso, pero bien marcado.

El molar anterior D3 sup. es, junto con el primer incisivo, el diente más pequeño y peor diferenciado. Corona cónica poco desarrollada en sentido mesio-distal, que se pierde insensiblemente en una raíz cónica bastante corta.

El molar superior D1 sup. es el diente más importante, el único que posee tres raíces: una palatal y dos labiales, recordando su forma al primer molar de la dentición definitiva. Correspondiéndose con las dos raíces de la zona labial, aparecen dos cúspides más o menos del mismo tamaño, alargadas en sentido mesio-distal. La mesial (paracono) puede ser algo mayor que la distal (metacono), los ejes de las cúspides son algo divergentes. Delante de la cúspide mesial y detrás de la distal se desarrollan dos pequeños dentículos (que se podrían asimilar al para y metastilo del diente definitivo), separados de la cúspide principal por un pequeño surco, estando el dentículo mesial, que es un poco más pequeño que el distal, mejor diferenciado. La raíz labial proximal es recta, mientras que la distal (correspondiente al metacono) se incurva hacia la zona labial. El borde palatal del diente está ocupado por una cresta redondeada, en la que, por lo menos, se llegan a distinguir tres dentículos, de los que el central es un poco más voluminoso que los otros. Otras veces esta cresta se descompone en un número mayor de dentículos. A media altura de la pared palatal del diente se puede encontrar un esbozo de cíngulo que, a veces, sólo está marcado por algunos dentículos (dos o tres) alineados. Visto desde la cara oclusal, el borde lingual forma una curvatura regularmente convexa, mientras que el labial muestra un surco muy neto que separa el paracono del metacono. Las dos raíces distales con frecuencia se unifican.

Según Koby (1932) un carácter que distingue los dientes inferiores de los superiores es que la raíz de los primeros es, en general, más grácil, y el aspecto general de las coronas dentarias es mucho más cortante.

Primer incisivo id1 inf. Es un diente minúsculo, provisto de una corona ligeramente más ancha que gruesa, con forma asimétrica redondeada. Posee una raíz casi cilíndrica cuyo extremo se inflexiona ligeramente hacia la zona distal.

Segundo incisivo id2 inf. Es sensiblemente mayor que el primero y mejor diferenciado. Posee una corona más ancha (en sentido transversal) que gruesa, asimétrica y mostrando en la base un abultamiento distal. Aparece otro abultamiento mesial, más o menos por encima de la mitad de la altura de la corona. La cara labial es ligeramente abombada (convexa), mientras que la cara lingual es levemente cóncava, los bordes mesial y distal suelen ser suavemente redondeados, aunque a veces son rectos, dándole al diente un perfil triangular. La raíz, bastante larga, muestra una sección triangular, suavizada por un aplanamiento labial.

El tercer incisivo id3 inf. Es un diente más robusto que el anterior y mejor definido morfológicamente. La corona es triangular, más ancha que gruesa, con una cara labial un poco cóncava y la lingual un poco convexa. Posee un pequeño tubérculo en la parte baja de la zona distal, y otro a media altura de la corona en el lado mesial. En la cara lingual del diente, los dos tubérculos anteriormente citados están unidos mediante un reborde oblicuo. Su grado de diferenciación es muy variable; a veces el mesial es el más desarrollado o a la inversa; en este caso recuerda fuertemente al lóbulo distal del tercer incisivo inferior de la dentición definitiva.

Canino inferior de leche, Cd inf. Este diente se parece al superior; quizás la única diferencia radica en que la curvatura mesial está más desarrollada.

El molar anterior D3 inf. es un diente muy pequeño, unirradicado, muy frágil, implantado al bies. La corona, faliforme, se inclina hacia la zona labial.

El molar intermedio D2 inf. puede poseer tanto una raíz como dos. Cuando tiene dos, la mesial es la más débil; a veces se une a la distal, siendo más corta que ésta. La corona es piramidal, de perfiles suavizados y más larga que gruesa (en sentido labio-lingual); la arista mesial está ligeramente más abombada que la distal.

El molar posterior D1 inf. tiene siempre dos raíces, siendo siempre la mesial más débil que la

distal. Posee una corona de estructura complicada, con al menos cinco cúspides principales: la más mesial es un pequeño cono puntiagudo, que se dirige directamente hacia arriba (paracónido). Detrás de ella y en el lado labial se encuentra la cúspide más robusta de todo el diente (protocónido), cuya cúspide también se dirige hacia arriba y hacia delante; tras ella, algo menos robusta y en el lado lingual, se encuentra una tercera cúspide vertical (el metacónido); estas tres cúspides completan el trigónido. El talónido está ocupado solamente por dos cúspides, de las que cabe citar, como caso excepcional, que la labial (hipocónido), es más robusta que la lingual (entocónido); en ocasiones pueden desdoblarse en varias. Bajo el hipocónido se suele desarrollar un esbozo de cíngulo en el que, a veces, se sitúa una cusculilla. Más raramente se puede encontrar otra en el extremo distal del surco hipocónido-entocónido, al igual que en el surco protocónico-entocónido.

La dentición de leche del oso pardo es siempre menos robusta que la del oso de las cavernas. Entre incisivos y caninos de las dos especies no existe ninguna diferencia morfológica a destacar; tampoco las hay en los molares anteriores D3 sup. y D3 inf.; los molares intermedios D2 inf., inferiores, son muy parecidos. Los superiores D2 sup. parecen tener un talón más robusto en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. Las diferencias más notables aparecen, sobre todo, en los molares posteriores. De una manera general se puede decir que son más complicados en el oso de las cavernas. El molar posterior superior D1 sup., en el oso de las cavernas posee tres cúspides palatales bien diferenciadas, de las que la central es la mayor; en el oso pardo sólo aparecen dos o una. Respecto al molar posterior inferior D1 inf., se puede decir lo mismo: en el del oso pardo se observan cinco cúspides, tres en el trigónido y dos en el talónido, mientras que en el del oso de las cavernas siempre hay cúspides accesorias, entocónido e hipocónido suelen estar desdoblados.

5.2. Fórmula dentaria

La serie dentaria más completa de los *Ursidos* consta de cuarenta y dos piezas, que se distribuirían de la siguiente manera:

— Dentición superior (por cada maxila): tres incisivos situados en la parte delantera del

rostro, alineados; el segundo puede colocarse, con frecuencia, en una posición más retrasada. Son de tamaño creciente de dentro a fuera y los tres unirradiculados. A continuación de los incisivos, separado por un pequeño diastema, se emplaza el canino, el diente más voluminoso y unirradicado. Tras el canino existe una zona en la que se implantan los cuatro premolares, los tres primeros, que son poco o nada funcionales son unirradiculados (1). Muchas veces aparecen al bias; faltan en muchas ocasiones apareciendo sólo el alvéolo, y su número generalmente se interpreta como indicador del grado de evolución de la especie en cuestión. El primer premolar se sitúa inmediatamente tras el canino, el segundo lo hace, más o menos, hacia la mitad del diastema, haciéndolo el tercero al final; su tamaño es creciente en el orden en que se han citado. El cuarto premolar, que existe en todas las especies, posee dos raíces y se sitúa inmediatamente delante del primer molar, en ocasiones puede estar implantado al bias. Tras el cuarto premolar, aparece el primer molar, rectangular y dotado de tres raíces, seguido del segundo molar, característicamente alargado, que posee cuatro o cinco raíces.

— Dentición inferior (para cada hemimandíbula): tres incisivos escalonados de mayor a menor, de dentro a fuera, que son proporcionalmente menos robustos que los correspondientes de la dentición superior. Normalmente el segundo incisivo se sitúa más retrasado que los otros. A continuación, y separado por un pequeño diastema, aparece el canino. En las zonas anteriores, central y posterior, del diastema se implantan los tres primeros premolares, que, al igual que los superiores, son unirradiculados y poco funcionales; muchas veces se implantan al bias, faltando en ciertos casos. Al igual que los superiores, sufren una reducción numérica parcial o total, según la especie de que se trate. A continuación del tercer premolar, o separado de él por un pequeño diastema, se encuentra el cuarto premolar inferior, menos voluminoso que su homólogo superior, que, según las especies, posee mayor o menor funcionalidad.

(1) Raramente se detectan casos en los que el tercer premolar superior es birradicado.

Posee dos raíces y muy frecuentemente se implanta al bias. A continuación se desarrolla la serie molar compuesta por tres dientes: un primer molar, birradicado, angosto y largo; un segundo molar muy cuadrado, también dotado de dos raíces; le sigue el tercer molar de perfil subcircular y dotado de una única y robusta raíz.

El ancestro de los *Ursidos* del Pleistoceno: *Ursus etruscus*, G. CUVIER, muestra una dentición completa que da la fórmula:

	1-2-3	1	1-2-3-4	1-2-0
I	—	C	—	PM
	1-2-3	1	1-2-3-4	M

En la colección de *Ursus etruscus*, procedente de Val d'Arno, en el Museo de Geología y Paleontología de Florencia y en el Museo de la Academia Valdarnesa de Montevarchi, la fórmula dentaria

más frecuente es la que se indica arriba, aunque existen casos en los que aparece una reducción en los premolares: de un total de ocho maxilas, seis poseen los cuatro premolares, a una le falta el segundo premolar y a otra le falta el primero. Por supuesto que no sólo falta el diente, sino que no existen trazas del alvéolo y no se aprecian recrecimientos óseos patológicos que pudiesen haber obliterado el alvéolo. De un total de once hemimandíbulas, nueve muestran una fórmula dentaria similar a la indicada, a una le falta el primer premolar y a la otra le falta el tercero.

En *Ursus deningeri* se manifiesta una gran variedad de formas; en la fórmula dentaria VON REICHEAU (1904) cita, en el material encontrado en Mosbach y Mauer, la existencia de cráneos con el primero y tercer premolares, así como mandíbulas con el tercer premolar. ZAPFE (1946) cita un cráneo de Hundsheim con alvéolos del primer y

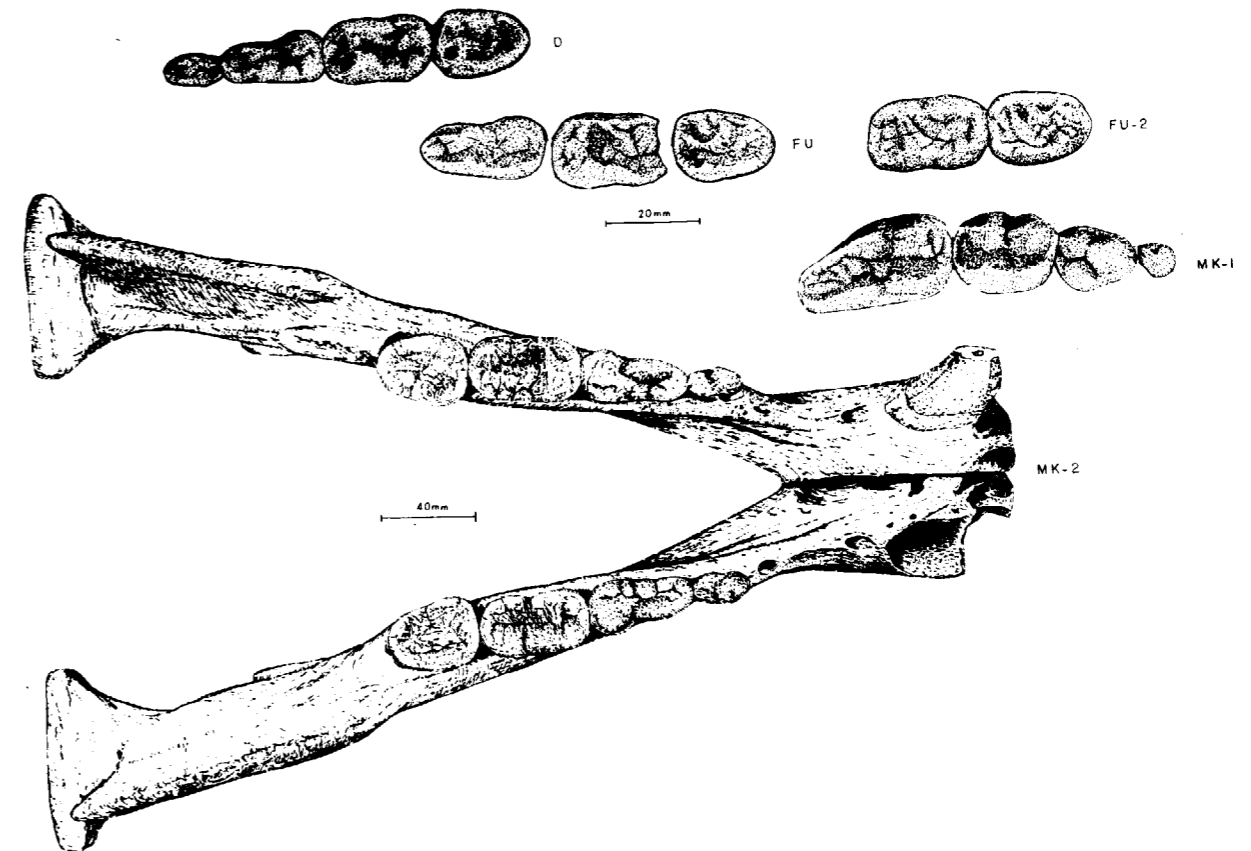


Figura 5.2.—Algunas series dentarias de *Ursus arctos* LIN. MK-1 serie superior dex. de Mandabeko Koba; MK-2 mandíbula de Mandabeko Koba; D, serie inferior (dex.) procedente de la Cueva de Saldarrañao; FU, serie inferior dex. de Cueva Furninha; FU-2, serie inferior, incompleta, procedente de Cueva Furninha.

tercer premolares. En el abundante material procedente de Petralona, KURTEN (1977) observa cuatro casos en los que aparece el alvéolo del tercer premolar superior, faltando los dos primeros, y de un total de cuatro mandíbulas, en tres no encuentra traza de los alvéolos de los tres primeros premolares anteriores, encontrando en una un alvéolo doble correspondiente a un tercer premolar. Se ha recurrido a datos bibliográficos, ya que no se ha podido estudiar mucho material de esta especie, procedente de la Península Ibérica; no hay ningún dato respecto a la dentición superior. El tercer premolar está presente en dos mandíbulas procedentes de Lezetxiki (LZ); los alvéolos del primero y segundo aparecen en una mandíbula procedente de Cueva Mayor (B), en otras dos de esta misma localidad sólo se localizan, respectivamente, el primero y el segundo premolar. Finalmente, en una mandíbula procedente de la Cueva de San-

ta Isabel (SI) faltan todos los premolares anteriores y sus alvéolos.

En definitiva, de todo lo indicado en los párrafos precedentes, se deduce que en *Ursus deningeri* aparece una fuerte variabilidad de la fórmula dentaria, en lo que respecta a los tres primeros premolares, tanto superiores como inferiores, coexistiendo casos con una reducción mínima, sólo se ha perdido un premolar, con aquellos en los que faltan los tres.

*Ursus spelaeus* posee una fórmula dentaria con la máxima reducción numérica observada en los *Ursidos*. La fórmula habitual es:

	1-2-3	1	0-0-0-4	1-2
I	—	C	—	P
	1-2-3	1	0-0-0-4	1-2-3

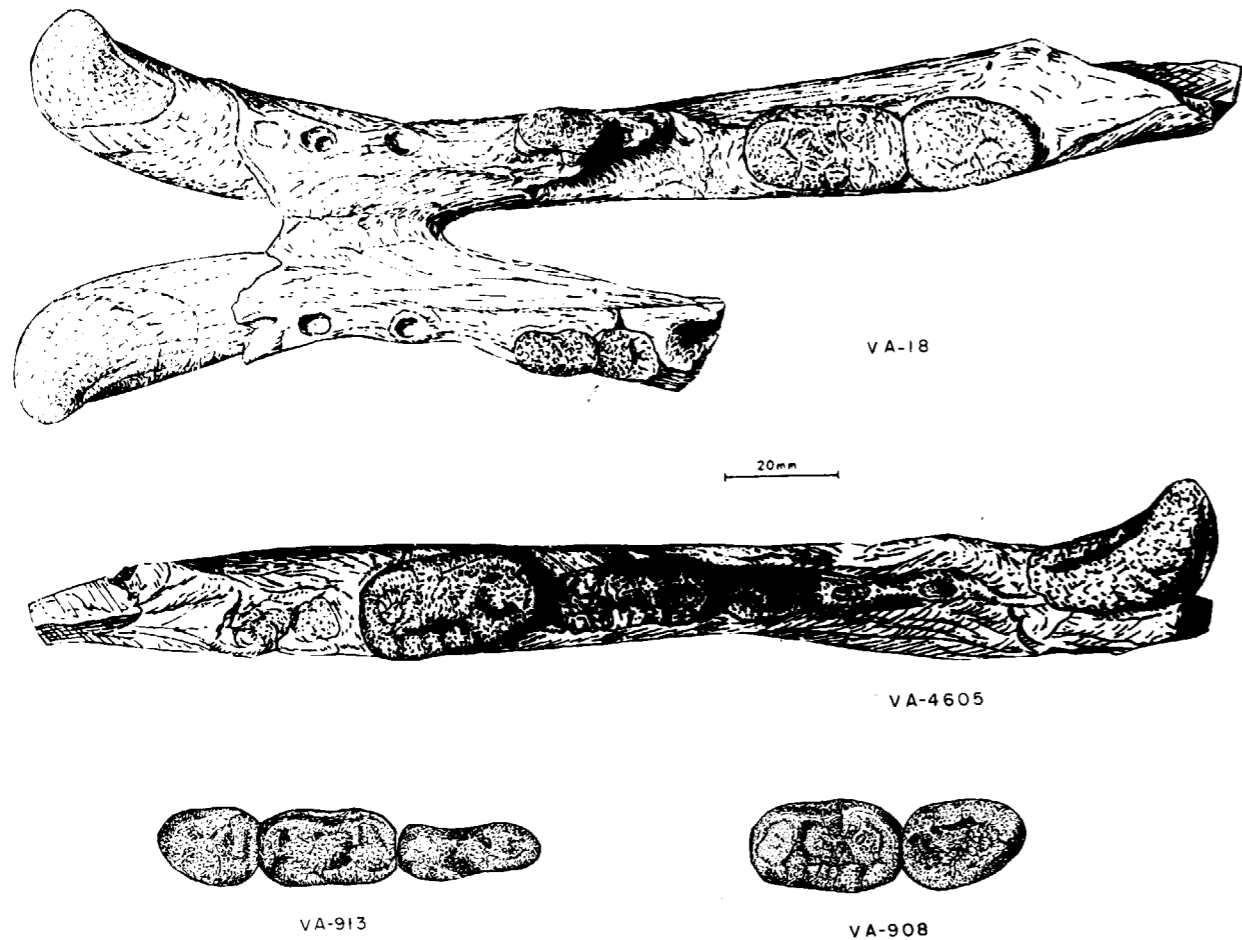


Figura 5.3.—Series inferiores de *Ursus etruscus* de Val d'Arno.

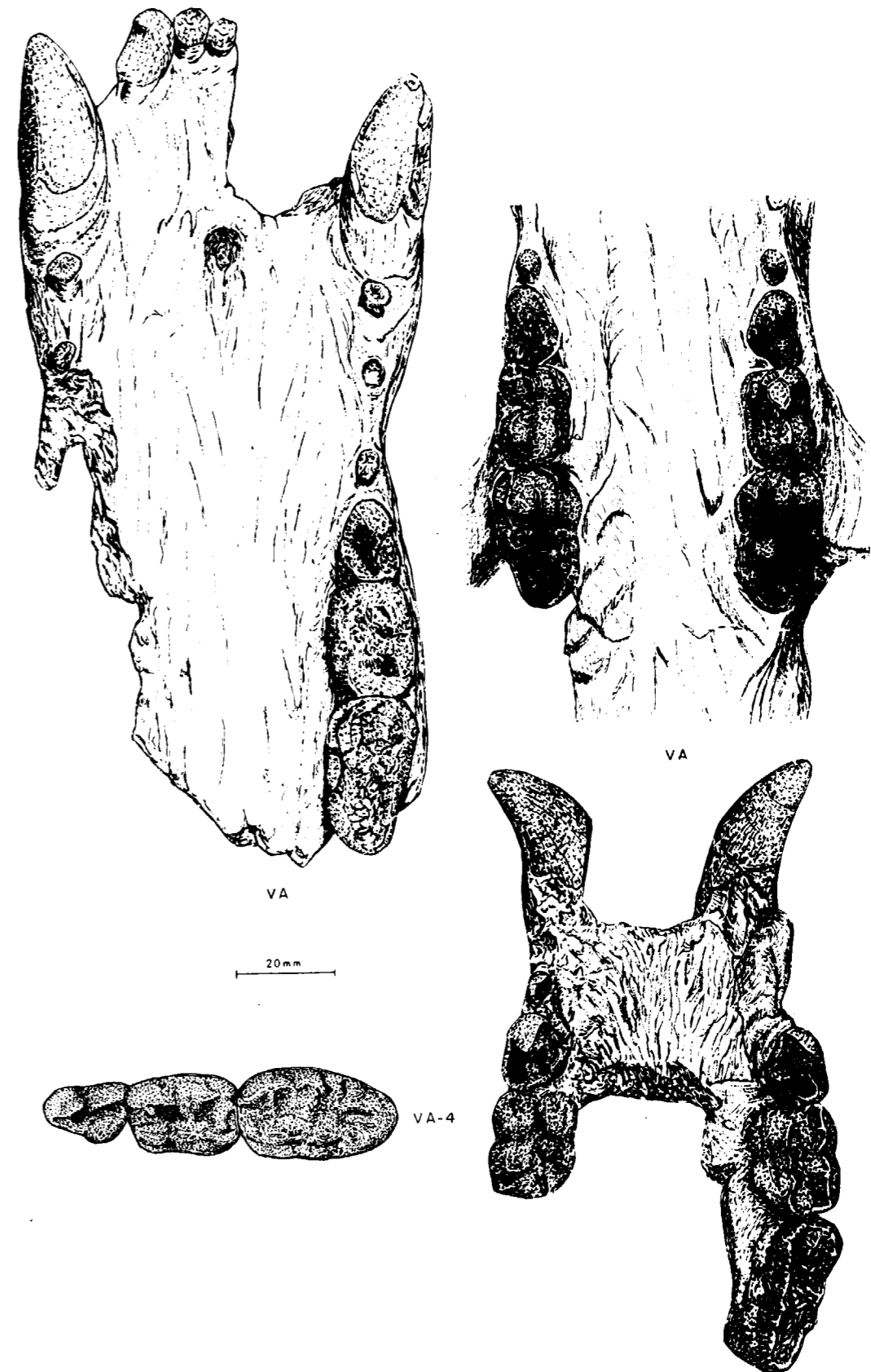


Figura 5.4.—Series superiores de *Ursus etruscus* de Val d'Arno.

De un total de cincuenta y cinco maxilas completas que he estudiado, cuarenta y dos muestran una fórmula dentaria superior, similar a la indicada líneas arriba, pero en trece aparece el tercer premolar superior o su alvéolo. Curiosamente ocho de los casos corresponden a un único yacimiento: el de la Cueva de Troskaeta (TR) y los otros cinco, aparecen en maxilas de osos de las cavernas encontradas en yacimientos situados en la zona Costero Cantábrica, dos en la Cueva de Cubias Negras (BN) y dos en la Cueva de Arrikruz (A).

Respecto a la serie dental inferior, de un total de ciento ochenta mandíbulas en las que he podido observar toda la dentición, ciento setenta y tres (173) mostraron una fórmula dentaria simplificada, similar a la indicada arriba; tres mandíbulas mostraron el primer premolar o su alvéolo, una de Troskaeta (TR), otra de Cubias Negras (BN) y otra de la cueva de La Pasada (S), tres mostraron trazas del alvéolo del segundo premolar, dos procedentes de la Cueva de Arrikruz (A) y una de la Cueva del Reguerillo (T). Aunque en este último caso podría tratarse de una pervivencia de un alvéolo de un diente de leche. Finalmente una mandíbula procedente de El Congosto (CC) muestra el alvéolo de los primeros y segundos premolares, aunque puede ser un alvéolo de un diente de leche.

En *Ursus arctos* LINNEO, la fórmula dentaria más habitual es la siguiente:

$$\begin{array}{ccccccc}
 1-2-3 & 1 & 1-0-3-4 & & 1-2 & & \\
 I & \text{---} & C & \text{---} & P & \text{---} & M & \text{---} \\
 1-2-3 & 1 & 1-0-0-4 & & 1-2-3 & & & 
 \end{array}$$

De un total de cuarenta y cuatro maxilas, treinta y seis muestran el primero y tercer premolares superiores, o sus alvéolos; en dos casos procedentes de la Cueva de Saldarrañao (D) existen los alvéolos de los tres premolares anteriores. En un caso, Cueva de Aketegui (AK), se observan los alvéolos del segundo y tercer premolar superior. En un caso (GR) se observan los alvéolos del primero y segundo premolares, en cuatro casos se aprecia sólo el tercer premolar superior.

De las cuarenta y dos mandíbulas, veintiséis muestran, al menos, los alvéolos del primer premolar inferior. En trece aparecen los alvéolos del primer y tercer premolar. En un caso, probablemente anómalo, procedente de Mandabe Koba (MK), aparecen los alvéolos de los tres primeros premolares inferiores, y en dos casos, osos actua-

les de Picos de Europa (MN), faltan los tres premolares.

En mandíbulas de especies actuales de América he encontrado las siguientes fórmulas: *Ursus arctos middendorfi*: de veintiuna mandíbulas de diecisiete sólo está presente el primer premolar, en tres lo están el primero y el segundo, en un caso sólo el tercero. *Ursus arctos gyas*: de dieciocho

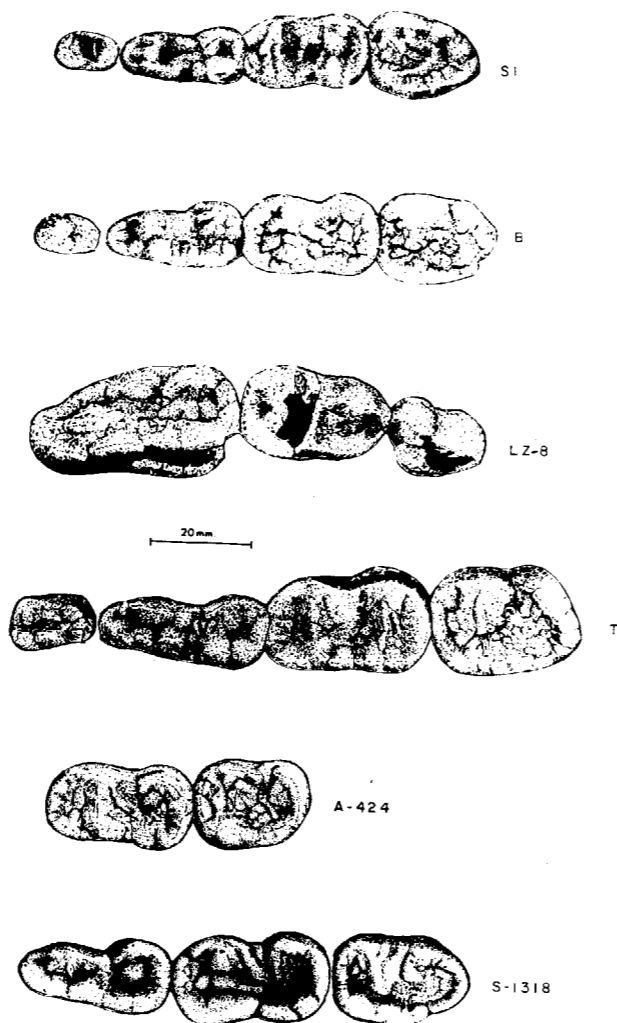


Figura 5.5.—SI, serie inferior dex. de *Ursus deningeri* de la Cueva de Santa Isabel (SI); B, serie inferior dex. de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor; LZ-8, serie superior dex. de *Ursus spelaeus* de la Cueva de Lezeixiki; T, serie inferior dex. de *Ursus spelaeus* de la Cueva del Reguerillo (T); A-424; serie inferior dex. de *Ursus spelaeus* de la Cueva de Arrikruz; S-1328, serie inferior (dex.) de *Ursus spelaeus* de la Cueva de la Pasada (S).

mandíbulas, en diecisiete sólo está presente el primer premolar, faltando éste en un caso. *Ursus arctos horribilis*: de veinte mandíbulas estudiadas, diecinueve muestran sólo el primer premolar, apareciendo en una además el tercer premolar.

En el oso polar, *Thalarctos maritimus*, la fórmula dentaria inferior es similar. De veinte mandíbulas estudiadas, en diecinueve sólo está presente el primer premolar, faltando los tres anteriores en un caso. En definitiva: en la heterogénea y heterócrona población de *Ursus arctos*, se observa una buena definición del número de premolares superiores, aunque existen algunos casos super o infranumerarios.

### 5.3. Dentición superior

Primer incisivo superior (fig. 5.6)

Este incisivo, el más interno, es el más pequeño de los tres que se sitúan sobre la maxila. Su cara anterior es lisa y convexa, con un perfil triangular casi equilátero. En el ángulo externo de la cara externa o labial se observa un pequeño surco que hace resaltar el lóbulo distal, poco desarrollado en



Figura 5.6.—Primer incisivo superior. B-6, *Ursus deningeri* (dex.) de Cueva Mayor (B); A-106, *Ursus spelaeus* (dex.) de Cueva de Arrikruz (A).

*Ursus arctos* y *Ursus etruscus*, mucho mejor marcado en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. En la cara labial el esmalte sube más hacia la parte externa; la cara mesial es aplanada, sin trazas de un lóbulo mesial en los incisivos de *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, mucho mejor marcado en *Ur-*

*sus deningeri* y *Ursus spelaeus*. Tanto el lóbulo mesial como el distal se desgastan rápidamente por el roce de los incisivos entre sí.

Si se contempla ahora el diente por su cara oclusal o interna, se observa, en primer lugar, un lóbulo central puntiagudo que sobresale fuertemente, se continúa la cara oclusal por una superficie algo abultada, limitada en sus lados mesial y distal por los lóbulos, que poseen un desarrollo notable en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, estando, sobre todo en *Ursus deningeri*, descompuestos en una serie de pequeñas cúpulas coalescentes, que dan un aspecto de arista redondeada y rugosa. En el punto más posterior de la cara oclusal, en la zona donde se unen ambos lóbulos se desarrolla un fino surco.

La raíz es única, separada de la corona por un cuello bastante neto, lateralmente deprimida, mostrando convexidad anterior ya que se dirige hacia arriba y hacia atrás. Las caras mesial y distal, en especial la distal, poseen una suave acanaladura central a lo largo de todo su recorrido.

Sobre el primer incisivo superior se tomaron únicamente dos medidas: 1) máximo diámetro transversal de la corona, y 2) máximo diámetro anteroposterior de la corona; figuran en la tabla 5.1 (*Ursus arctos*), tabla 5.2 (*Ursus etruscus*), tabla 5.3 (*Ursus deningeri*) y tabla 5.4 (*Ursus spelaeus*).

	TV	D	FU	GF	Muestra total			
	n=2	n=1	n=1	n=1	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>4</sub>
1	6,3 - 6,3	5,8	7,2	6,6	6,4	0,51	5	5,8 - 7,2
2	8,0 - 8,1	7,4	9,2	9,4	8,4	0,81	5	7,4 - 9,4

TABLA 5.1.—Medidas del primer incisivo superior de *Ursus arctos*

	PV	V			
	n=1	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>4</sub>
1	6,3	6,6	0,51	6	5,8 - 7,3
2	7,3	8,0	0,88	6	6,9 - 8,7

TABLA 5.2.—Medidas del primer incisivo superior de *Ursus etruscus*

	B			
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$
1	9,0	0,80	6	8,1 - 10,5
2	10,7	0,99	6	9,0 - 11,7

**TABLA 5.3.—Medidas del primer incisivo superior de *Ursus deningeri***

De la comparación de las tablas de medidas y de los histogramas (fig. 5.7) se deduce que el primer incisivo superior de *Ursus spelaeus* es el de mayor tamaño, seguido muy de cerca por el de *Ursus deningeri*, siendo notablemente menos robustos tanto los de *Ursus arctos* como los de *Ursus etruscus*, que, en lo que respecta a los pocos datos obtenidos, son los de menor tamaño. También se aprecia claramente que las diferencias entre los valores medios de las dos medidas, se hacen más llamativas en el máximo diámetro transversal de la corona (1) que en el diámetro ante-

roposterior de la corona (2), medida en la que se suavizan algo las diferencias entre los valores medios.

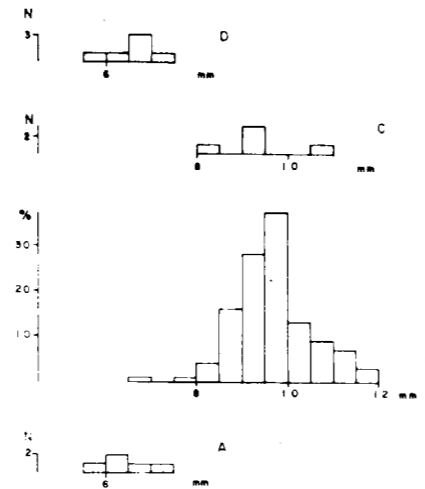


Figura 5.7.—Histogramas del diámetro transversal de la corona del primer incisivo superior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

	S	AM	TR				K				GZ	A				AR			
	n=4	n=1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$	n=3	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$
1	8,1 - 9,6	8,8	8,9	1,04	6	7,6 - 10,2	9,9	0,94	41	8,6 - 11,8	8,8 - 11,2	9,5	0,69	6	8,7 - 10,2	9,7	0,64	11	8,8 - 10,8
2	10,3 - 11,8	10,1	11,1	1,00	6	10,0 - 12,8	11,5	0,95	39	8,9 - 13,8	9,8 - 12,3	10,3	0,29	7	10,0 - 10,2	12,0	0,93	10	11,1 - 14,0

**TABLA 5.4.—Medidas del primer incisivo superior de *Ursus spelaeus***

	X		Muestra total			
	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$	
1	8,4	8,8	9,8	0,95	95	7,6 - 11,8
2	9,5	10,7	11,1	1,05	95	7,0 - 13,8

**TABLA 5.4.—Medidas del primer incisivo superior de *Ursus spelaeus***

*Segundo incisivo superior* (fig. 5.8)

Se implanta a continuación del primero, aunque ocupa una posición algo ms retrasada. Morfológicamente es muy similar, aunque bastante más robusto. El lóbulo distal está fuertemente desarrollado y es puntiagudo, el lóbulo mesial está bien desarrollado. La existencia de estos lóbulos origina una morfología muy abrupta en *Ursus spe-*

*laeus*; en *Ursus deningeri* están menos desarrollados que en *Ursus spelaeus*, con frecuencia formados por un número relativamente de pequeñas cúspulas algo puntiagudas; este fenómeno se observa con más frecuencia en el lóbulo mesial. En *Ursus arctos* son notablemente menores. En *Ursus etruscus* y en algunos casos los lóbulos poseen aristas cortantes.

La raíz, más robusta que la del primer incisivo, es morfológicamente similar, curvándose hacia arriba y hacia atrás y algo levemente hacia fuera.

Sobre el segundo incisivo superior se midió el diámetro transversal de la corona (1) y el diámetro anteroposterior de la corona (2); los datos aparecen en las tablas 5.5 (*Ursus arctos*), 5.6 (*Ursus*

	TV	D	P	FU	Muestra total			
	n=2	n=2	n=1	n=2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$
1	7,4 - 7,4	6,5 - 7,3	10,5	8,3 - 8,8	8,0	1,30	7	6,6 - 10,5
2	8,6 - 8,4	8,5 - 9,6	10,6	10,0 - 10,3	9,5	0,84	7	8,5 - 10,6

**TABLA 5.5.—Medidas del segundo incisivo superior de *Ursus arctos***

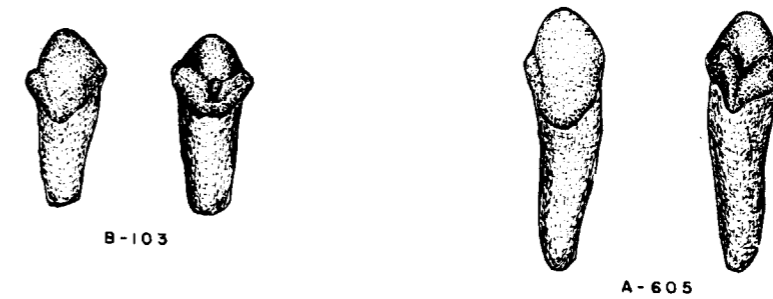


Figura 5.8.—Segundo incisivo superior. B-103, *Ursus deningeri* (sin.) de Cueva Mayor (B); A-605, *Ursus spelaeus* (sin.) de la Cueva de Arrikrutz (A).

	V
	n=2
1	- 6,6
2	8,2 - 9,3

**TABLA 5.6.—Medidas del segundo incisivo superior de *Ursus etruscus***

*etruscus*), 5.7 (*Ursus deningeri*) y 5.8 (*Ursus spelaeus*); respecto a los cuales se puede repetir la misma observación realizada en el apartado dedicado al primer incisivo superior. Pese a la pobreza de datos, se observa (fig. 5.9) los mayores tamaños corresponden a *Ursus spelaeus*, seguidos, relativamente de cerca, por el de *Ursus deningeri*, mientras que los de *Ursus arctos* y *Ursus etrus-*

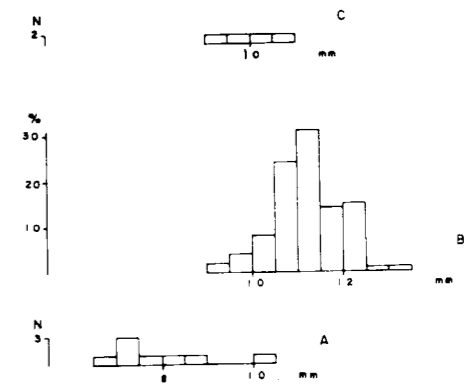


Figura 5.9.—Histogramas del diámetro transversal de la corona del segundo incisivo superior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*.

	B
	n=4
1	9,2 - 10,8
2	10,9 - 11,2

**TABLA 5.7.—Medidas del segundo incisivo superior de *Ursus deningeri***

*cus*, sobre todo los de la última especie, son notablemente menores en lo que respecta al diámetro transversal de la corona (1), ya que el diámetro anteroposterior (2) tiende a ser más similar, aunque se conserva el mismo orden de robustez decreciente.

	S				AM	AT	TR	K				GZ	A				RV
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n 1	n 1	n 3	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n 2
1	11,2	0,39	6	10,8 - 11,8	12,0	12,8	10,5 - 11,8	11,1	0,77	34	9,6 - 12,4	9,2 - 11,3	10,5	0,78	9	9,0 - 11,4	16,5
2	12,8	0,53	6	12,2 - 13,4	14,0	14,5	12,7 - 14,0	12,8	0,90	35	11,6 - 14,8	11,0 - 11,8	11,7	0,50	8	11,6 - 12,3	14,1

	AR				X	T				Muestra total			
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n 4	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
1	11,8	0,57	6	10,9 - 12,4	11,1 - 13,0	11,2	0,50	14	10,4 - 12,0	11,1	0,78	79	9,0 - 13,0
2	13,1	0,69	6	12,3 - 14,1	12,3 - 13,3	12,0	0,49	12	11,3 - 13,0	12,6	0,90	80	11,0 - 14,8

TABLA 5.8.—Medidas del segundo incisivo superior de *Ursus spelaeus*

Tercer incisivo superior (fig. 5.10)

Este diente es morfológicamente distinto de los dos que lo preceden en la maxila. En primer lugar hay que citar su gran desarrollo, es un diente de gran tamaño, con una morfología específica, de tipo caniniforme. Puede describirse como una gran cúspide central, muy alta, que está soportada por el resto del diente, ya que la raíz se desarrolla sin ninguna discontinuidad desde la corona. Visto el diente en su cara labial, se observa una única cúspide central aguda, que se dirige hacia abajo y hacia fuera, el esmalte sube más en la parte externa de la cara labial del diente.

Si se observa el diente en su cara oclusal, su perfil puede asimilarse a un triángulo muy irre-

gular suavemente cóncavo, con un lado superior que se dirige fuertemente hacia delante y hacia abajo, lo que reduce la extensión del área con esmalte en esta zona. El borde superior de la cara oclusal del diente muestra, en numerosos casos, un grueso reborde, a veces compuesto por pequeñas cúspulas, que pueden llegar a coalescer con el lóbulo mesial. El lado interno de este triángulo está formado por el lóbulo mesial del diente, que en *Ursus etruscus* y sobre todo en *Ursus arctos* está fuertemente desarrollado, formando una arista continua y de fuerte relieve, separada del lóbulo central por un surco marcado. En el vértice superior del lóbulo central, donde coalesce con el mesial, aparece un marcado escalón. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* este lóbulo está propor-

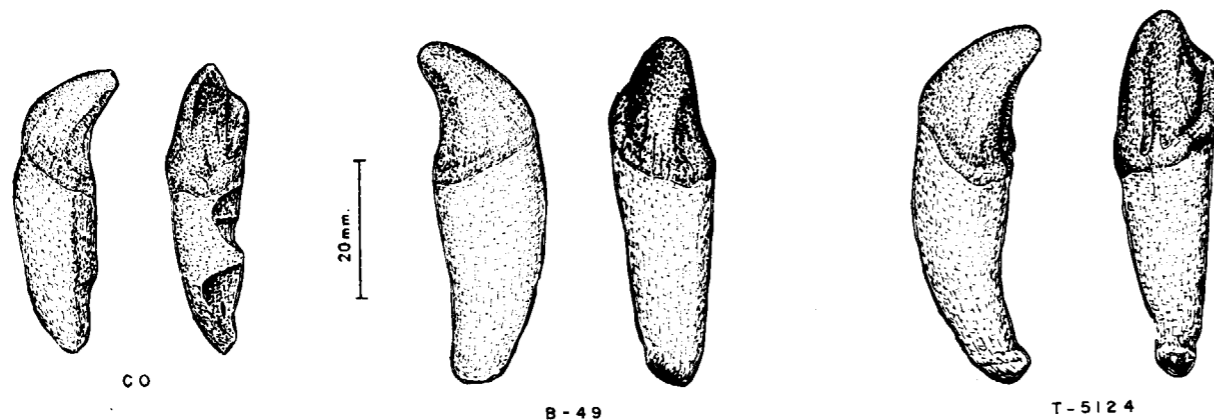


Figura 5.10.—Tercer incisivo superior. CO, *Ursus arctos* (dex.) Cueva de la Corta; B-49, *Ursus deningeri* (sin.) Cueva Mayor; T-5124, *Ursus spelaeus* (dex.) Cueva del Reguerillo.

cionalmente mucho más desarrollado, no se detecta un surco entre él y el lóbulo central, también carece de un vértice claramente definido, coalesciendo suavemente con él.

El lóbulo distal prácticamente no se aprecia, aunque puede asimilarse al lado externo del triángulo que forma la cara oclusal del diente. Consiste en una arista aguda en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, y suavemente redondeada en *Ursus spelaeus*. En *Ursus deningeri* se han encontrado los dos tipos de morfología, arista aguda y redondeada, y en alguna ocasión alguna cúpula adherida sobre la propia arista.

La distribución del esmalte se ha visto que no es regular, ya que desciende bruscamente en el vértice interno de la cara labial; ocurre de igual manera en el vértice interno de la cara oclusal, dando en su confluencia en la cara interna una «uve» con su vértice dirigido hacia abajo.

La raíz es larga, con apex redondeado, transversalmente deprimida. La cara mesial es plana, con

un suave surco central en todo su recorrido, las caras anterior, posterior y distal de la raíz son marcadamente convexas y sin discontinuidad entre ellas.

Si se compara el aspecto general de los terceros incisivos superiores de las diversas especies, en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* la altura de la cúspide central es proporcionalmente mayor que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*.

Sobre el tercer incisivo superior se midieron los diámetros transversal (1) y anteroposterior (2) de la corona. Los datos de las tablas 5.9 (*Ursus arctos*), 5.10 (*Ursus etruscus*) 5.11 (*Ursus deningeri*) y 5.12 (*Ursus spelaeus*) ponen de manifiesto, en *Ursus spelaeus*, un hiperdesarrollo similar al que se detecta en los caminos, separándose notablemente sus valores medios de los del oso pardo y de *Ursus etruscus* de Val d'Arno. Existe también una notable diferencia métrica entre *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, que se colocaría en una posición métricamente intermedia entre *Ursus etruscus* y *Ursus spelaeus*.

	LB	NO	LF	TV	C	D	GV	FU				GF	Muestra total			
	n-1	n-2	n-1	n-2	n-2	n-4	n-2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
1	12,0	9,6 - 10,0	8,7	9,2 - 9,3	9,8 - 10,8	10,3 - 12,0	10,5	11,0	1,00	11	8,8 - 12,8	11,0 - 12,4	10,7	1,08	26	8,7 - 12,8
2	11,5		10,0	9,5 - 11,1	10,5 - 11,4	11,6 - 12,4	12,7 - 12,0	11,0	0,90	9	10,2 - 12,6	11,8 - 12,3	11,4	0,98	21	9,5 - 13,0

TABLA 5.9.—Medidas del tercer incisivo superior de *Ursus arctos*

	V		
	$\mu$	N	$V_1 - V_2$
1	10,0	5	8,7 - 11,3
2	10,3	5	9,8 - 10,8

TABLA 5.10.—Medidas del tercer incisivo superior de *Ursus etruscus*

	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
	1	13,2	1,30	26
2	12,3	1,56	24	9,2 - 14,7

TABLA 5.11.—Medidas del tercer incisivo superior de *Ursus deningeri*

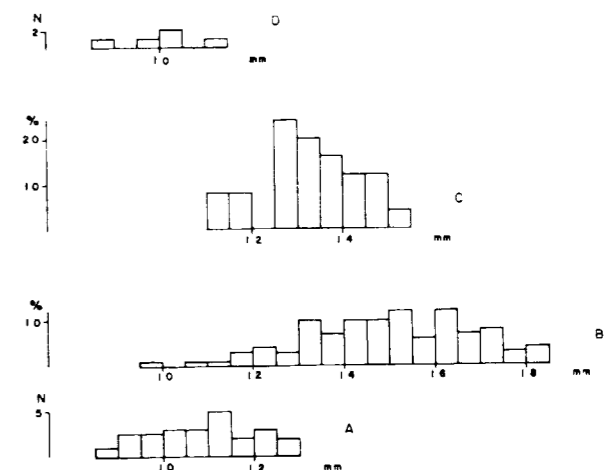


Figura 5.11.—Histogramas del diámetro transversal de la corona del tercer incisivo. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.



	LL		S				LZ				TR				K				GZ	
	n	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>5</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>5</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>5</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>5</sub>	n-2		
1	14,0	14,8	0,81	5	13,6 - 15,9	12,9	1,27	5	11,9 - 14,7	14,3	1,30	11	12,8 - 15,8	15,2	2,77	63	13,0 - 18,2	10,8	13,6	
2		14,3	1,31	5	12,8 - 16,3	14,2	0,83	6	13,2 - 15,7	13,6	1,81	11	11,5 - 16,7	15,3	2,05	59	13,0 - 18,5	11,7	14,3	

	A				AZ		RV		AR				X				T			
	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>5</sub>	n	2	n	2	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>5</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>5</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>5</sub>
1	16,7	1,04	34	13,8 - 18,2	13,4	13,5	10,1	14,5	14,3	2,19	10	9,7 - 16,9	16,5	1,16	8	15,0 - 18,3	14,7	1,90	52	10,7 - 18,2
2	18,2	1,28	28	13,2 - 17,6	14,1	14,5	11,4	13,4	14,2		6	12,1 - 15,0	15,5	0,96	6	14,0 - 17,2	13,5	1,42	47	10,8 - 17,5

**TABLA 5.12.—Medidas del tercer incisivo superior de Ursus spelaeus**

	Muestra total			
	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>5</sub>
1	15,1	1,99	195	9,7 - 18,3
2	14,5	1,73	174	10,6 - 18,5

**TABLA 5.12.—Medidas del tercer incisivo superior de Ursus spelaeus**

**Canino superior (fig. 5.12)**

Es el diente más poderoso, posee una corona cónica de sección elíptica, que se curva suavemente hacia abajo y hacia delante, haciéndolo mucho más débilmente hacia fuera. La corona se adelgaza progresivamente desde el cuello, para dar lugar a una cúspide suave y redondeada. La cara mesial de la corona es convexa, mientras que la cara distal es cóncava. La cara labial es algo más convexa que la lingual. Existen numerosas crestas irregulares que van desde el cuello al vértice de la corona, en general su número y continuidad son variables. Conviene citar que hay dos que suelen estar siempre presentes: una en el centro de la cara distal y la otra en la unión de la cara medial y la posterior.

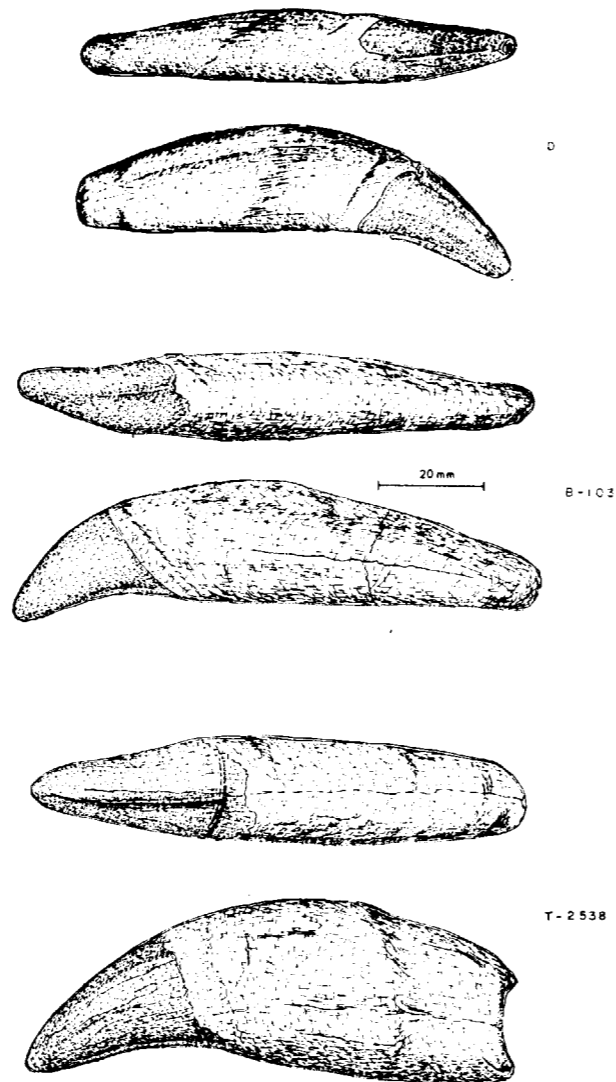


Figura 5.12.—Canino superior. D, *Ursus arctos* hembra (dex.) de la Cueva de Saldarrañao; B-1031, *Ursus deningeri* macho (sin.) de Cueva Mayor; T-2538, *Ursus spelaeus* hembra de la Cueva del Reguerillo.

La raíz aparece a continuación de la corona, sin discontinuidad, aunque el esmalte sube más en la cara proximal que en la distal; es enorme, con un agujero apical ovalado, que en muchas ocasiones se cierra. Transversalmente deprimida, la cara lingual es bastante plana, convexa la labial.

Al igual que ocurre en los caninos inferiores, sirven para la determinación del sexo, ya que muestran un marcado dimorfismo sexual, siendo mucho mayores los caninos de los machos que los de las hembras.

Para la realización de los cálculos estadísticos de las medidas tomadas sobre los caninos superiores, se ha tenido que realizar un sexado previo, ya que el dimorfismo es casi total y el valor medio obtenido no representaría la muestra, al estar influenciado por el ratio entre machos y hembras, apareciendo un sesgo proporcional mismo. El histograma correspondiente a *Ursus etruscus* (fig. 5.13) posee dos modas, una en los 14 mm. y

la otra en los 16 mm., estando el corte de la distribución en la clase 15.5 mm. En el histograma correspondiente a *Ursus arctos* hay un claro corte en las clases 16.5-17 mm., con una moda en los 15.5 mm. En *Ursus deningeri*, el dimorfismo es total, hay un claro corte en las clases 16 y 17 mm. (6% de casos indeterminados) y una moda en los 15 mm., mientras que la otra se coloca sobre los 19 mm. En la muestra total de *Ursus spelaeus* (fig. 5.13 B), el corte se coloca sobre las clases correspondientes a los 18 y 19 mm., con una moda correspondiente a hembras, en los 16 mm., mientras que la que corresponde a machos lo hace en la clase de 21 mm., existiendo un 6 por 100 de casos indeterminados.

Las medidas y parámetros estadísticos de ellas derivados aparecen en tabla 5.13 (*Ursus arctos*), tabla 5.14 (*Ursus etruscus*), tabla 5.15 (*Ursus deningeri*) y tabla 5.16 (*Ursus spelaeus*). Se pone claramente de manifiesto la enorme diferencia mé-

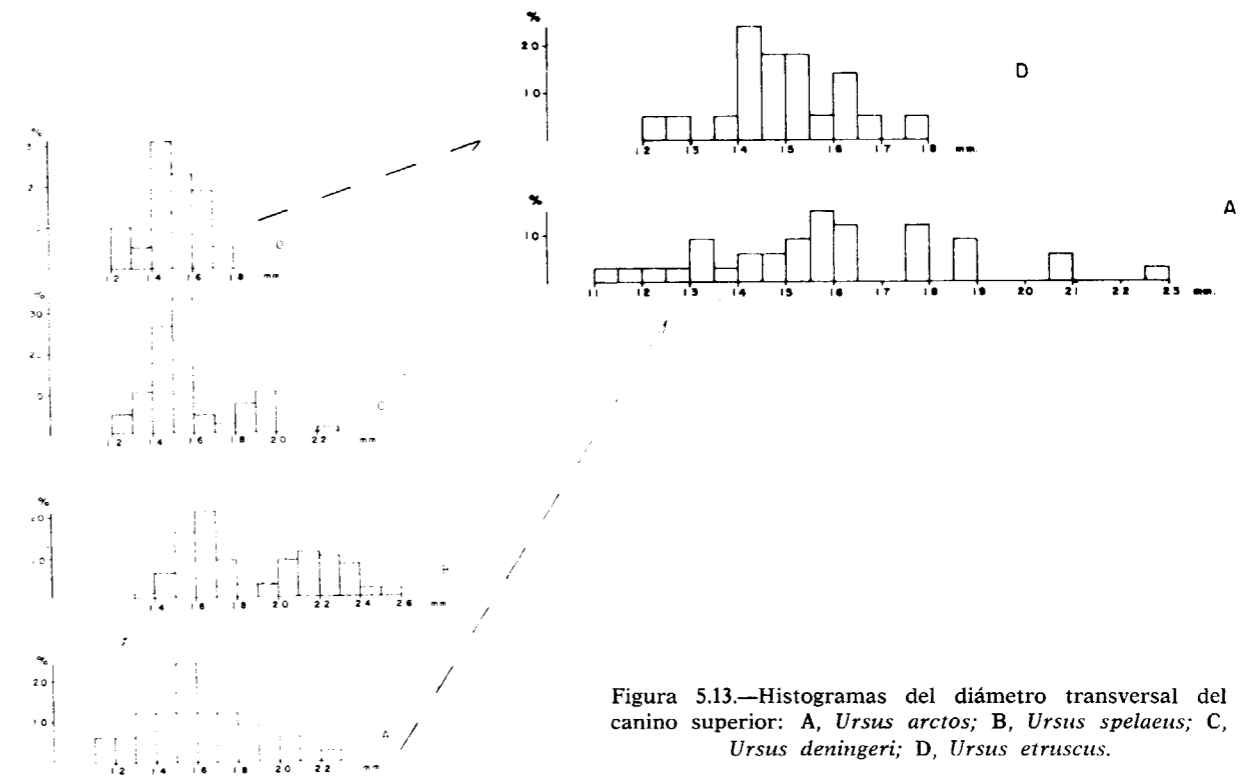


Figura 5.13.—Histogramas del diámetro transversal del canino superior: A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

	NO ♀	TV ♀	ST ♀	TR ♂	D ♂	D ♀	P ♂	FU ♂	FU ♀	GF ♂			ML ♀
	n-1	n-2	n-1	n-2	n-1	n-4	n-4	n-3	n-1	μ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n-3
1	13,1	13,9 - 14,0	12,1	15,7 - 20,7	15,5	11,4 - 14,8	15,0 - 17,0	16,0 - 18,4	13,0	17,7	4	17,2 - 18,1	12,7 - 14,6
2	18,6	17,8 - 19,9	15,3	- 18,3	20,8	16,7 - 17,9	18,2 - 22,0	21,8 - 22,1	14,8	23,6	4	22,8 - 24,5	16,7 - 16,7

**TABLA 5.13.—Medidas del canino superior de Ursus arctos**

	♂ Muestra total				♀ Muestra total			
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>
1	16,7	1,55	26	15,5 - 20,7	13,1	1,05	12	12,1 - 14,8
2	20,1	2,81	27	18,2 - 24,5	17,1	1,55	12	14,8 - 19,9

**TABLA 5.13.—Medidas del canino superior de Ursus arctos**

	V ♂				V ♀			
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>
1	15,2	0,96	20	13,2 - 16,8	12,6	0,41	10,9 - 13,4	

**TABLA 5.14.—Medidas del canino superior de Ursus etruscus**

	B ♂				B ♀			
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>
1	18,5	0,73	8	17,8 - 22,0	14,8	0,81	43	12,8 - 16,2
2	24,5	2,49	8	22,0 - 26,2	19,5	1,32	36	17,0 - 22,6

**TABLA 5.15.—Medidas del canino superior de Ursus deningeri**

	S ♂	S ♀	CA ♂	AM ♀	AT ♀	UR ♂	UR ♀	LZ ♂	LZ ♀			TR ♀			
	n=2	n=2	n=1	n=1	n=1	n=3	n=3	n=3	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>
1	20,7 - 21,3	15,7 - 16,0	17,0	16,6	14,8	20,5 - 24,8	14,8 - 18,5	19,3 - 21,8	16,6	1,57	10	14,3 - 18,8	16,1	4	13,9 - 19,8
2		22,0	21,5			25,6 - 25,8		25,3 - 26,5	21,3	1,52	6	19,4 - 23,7		2	17,6 - 20,3

**TABLA 5.16.—Medidas del canino superior de Ursus spelaeus**

trica que existe entre las especies espéleas (*Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*) y las otras dos. Ahora bien, esta diferencia tiende a ser menor en las hembras: tomando como referencia los valores medios del diámetro transversal de los caninos del oso de las cavernas, los de los machos de *Ursus deningeri* son un 16 por 100 menores, los de *Ursus arctos* un 24 por 100 menores y los de *Ursus etruscus* un 31 por 100. En las hembras: los de *Ursus deningeri* son un 9 por 100 menores, los de *Ursus arctos* un 20 por 100 y un 22 por 100 los de *Ursus etruscus*. En definitiva: el aumento de tamaño es selectivo y se hace más marcado en los machos de *Ursus spelaeus*.

*Primer premolar superior*

Posee una corona ocupada por una cúspide única, bastante puntiaguda, compuesta por una mitad externa convexa y una mitad interna bastante cóncava. La zona de unión de ambas mitades forma una arista que recorre longitudinalmente la corona, pasando por el vértice de la cúspide. Toda la corona está rodeada por un pequeño cíngulo, quizás más desarrollado en el talón, que independiza la corona de una raíz única bastante robusta, deprimida transversalmente, que en general se suele situar algo al bias, de manera que el diente aparece girado hacia dentro.

	TR ♂			K ♂			K ♀			GZ ♀	A ♂			A ♀					
	μ	σ	N	μ	σ	N	μ	σ	N	n=2	μ	σ	N	μ	σ	N			
1	22,1	6	21,5 - 24,2	22,3	4	21,7 - 24,2	16,4	0,93	40	14,6 - 19,5	14,2 - 17,3	22,5	1,34	33	20,0 - 25,0	17,0	1,30	7	16,0 - 19,7
2		2	25,3 - 27,2		2	26,6 - 27,0	20,7	1,10	31	18,5 - 23,4	- 23,5				24,5 - 31,2	22,4			20,4 - 25,4

	AZ ♀	X ♂			X ♀			T ♂			T ♀			Muestra total ♂									
	n-1	μ	σ	N	μ	σ	N	μ	σ	N	μ	σ	N	μ	σ	N	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>			
1	15,7	21,6	1,18	7	20,4	23,8	16,4	0,96	38	15,0	19,1	21,7	1,18	14	20,0 - 23,6	15,6	1,44	34	13,0 - 19,8	22,0	1,44	102	19,3 - 25,0
2	21,8	25,8	0,79	5	19,8	27,0	21,5	1,55	35	17,9	25,7	24,4	2,02	15	21,0 - 27,2	19,2	1,55	27	17,0 - 22,1	25,4	2,01	35	21,0 - 31,2

**TABLA 5.16.—Medidas del canino superior de Ursus spelaeus**

	Muestra total ♀			
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>
1	16,2	1,28	145	13,0 - 19,8
2	20,7	1,65	108	17,0 - 25,7

**TABLA 5.16.—Medidas del canino superior de Ursus spelaeus**

*Segundo premolar superior*

En *Ursus etruscus* posee una corona diminuta, prácticamente circular, aunque la parte interna del diente, en vez de ser uniformemente convexa, como el resto de la corona, es bastante vertical, apareciendo como una arista redondeada, que recorre longitudinalmente el diente. Posee una raíz única, redondeada, recta y corta, que se afina rápidamente desde la corona.

Sobre este diente se midió el diámetro anteroposterior (1) y el diámetro transversal (2) de la corona (2), tabla 5.17 y 5.18, apareciendo más largo y más angosto en *Ursus spelaeus*.

	G	GA
	n=1	n=1
1	6,2	5,3
2	4,8	4,2

**TABLA 5.17.—Medidas del primer premolar superior de Ursus arctos**

	V
	n=2
1	3,5 - 5,2
2	3,1 - 4,0

**TABLA 5.19.—Medidas del segundo premolar superior de Ursus etruscus**

	V
	n=4
1	6,0 - 8,0
2	3,3 - 4,6

**TABLA 5.18.—Medidas del primer premolar superior de Ursus etruscus**

*Tercer premolar superior*

En *Ursus etruscus* es un diente más pequeño que el primer premolar, pero bastante mayor que el segundo. Dotado de una corona de contorno circular, poco punzante, compuesta por una parte externa regularmente convexa y una interna casi vertical, cuya intersección produce una arista con-

vexa. Posee una raíz bastante robusta, separada por un cuello neto de la corona; se inserta verticalmente en el maxilar.

En *Ursus arctos* suele predominar una morfología similar a la descrita para *Ursus etruscus*, aunque a veces aparecen formas mucho más aplastadas transversalmente y dotadas de un vértice agudo que, en buena parte, los hace morfológicamente similares al primer premolar superior de *Ursus etruscus*. En ocasiones este fenómeno se produce en forma asimétrica, y en una maxila se presenta con perfil redondeado y vértice romo, mientras que en la otra posee un perfil elíptico agudo y un vértice agudo.

En *Ursus spelaeus* sólo puede apreciarse el alvéolo, pequeño y de sección circular. En las raras ocasiones en las que se ha observado, se trata de un diente vestigial, con una corona de perímetro circular y vértice romo, que coincide con

la morfología más habitual, descrita en líneas precedentes.

En *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B) es de tamaño respetable. Oclusalmente presenta un contorno circular. Su mitad externa es convexa, mientras que la interna se dirige hacia arriba y hacia dentro, mostrando una menor verticalidad. Tal y como ocurre en las otras especies, todo el borde lingual de la corona está marcado por un pequeño pero visible reborde redondeado, que baja pronunciadamente en los vértices mesial y distal del diente.

Sobre el tercer premolar se midió el diámetro anteroposterior de la corona (1) y el diámetro transversal de la corona (2), tabla 5.19 (*Ursus arctos*), tabla 5.20 (*Ursus etruscus*), tabla 5.21 (*Ursus deningeri*), y tabla 5.22 (*Ursus spelaeus*), apareciendo algo más ancha en *Ursus spelaeus* y oscilando entre valores similares en las otras tres especies.

	LB	NO		LF	LJ	TV	ST	MN		G	MK	AK	D				Muestra total				
	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	$\mu$	N	$V_1 - V_2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$			
1	5,6	7,6	8,0	8,5	8,5	4,4	6,5	6,7	7,2	6,4	8,7	8,6	6,2	4	5,0	7,2	6,6	1,98	21	4,4	8,7
2	4,6	5,0	5,3	6,2	6,2	5,6	4,8	4,4	4,8	5,5	6,5	4,8	4,9	4	4,2	5,0	5,1	0,63	18	4,4	6,5

TABLA 5.20.—Medidas del tercer premolar superior de *Ursus arctos*

	V			
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
1	6,6	0,83	9	5,2 - 7,8
2	4,7	0,64	8	4,0 - 5,6

TABLA 5.21.—Medidas del tercer premolar superior de *Ursus etruscus*

	K				RV		Muestra total				
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n=3	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$		
1	7,4	1,06	6	5,9 - 9,0	7,8	8,1	7,6	0,95	9	5,9	9,0
2	6,3	0,37	6	5,8 - 6,9	6,3	6,7	6,4	0,36	9	5,8	6,9

TABLA 5.22.—Medidas del tercer premolar superior de *Ursus spelaeus*

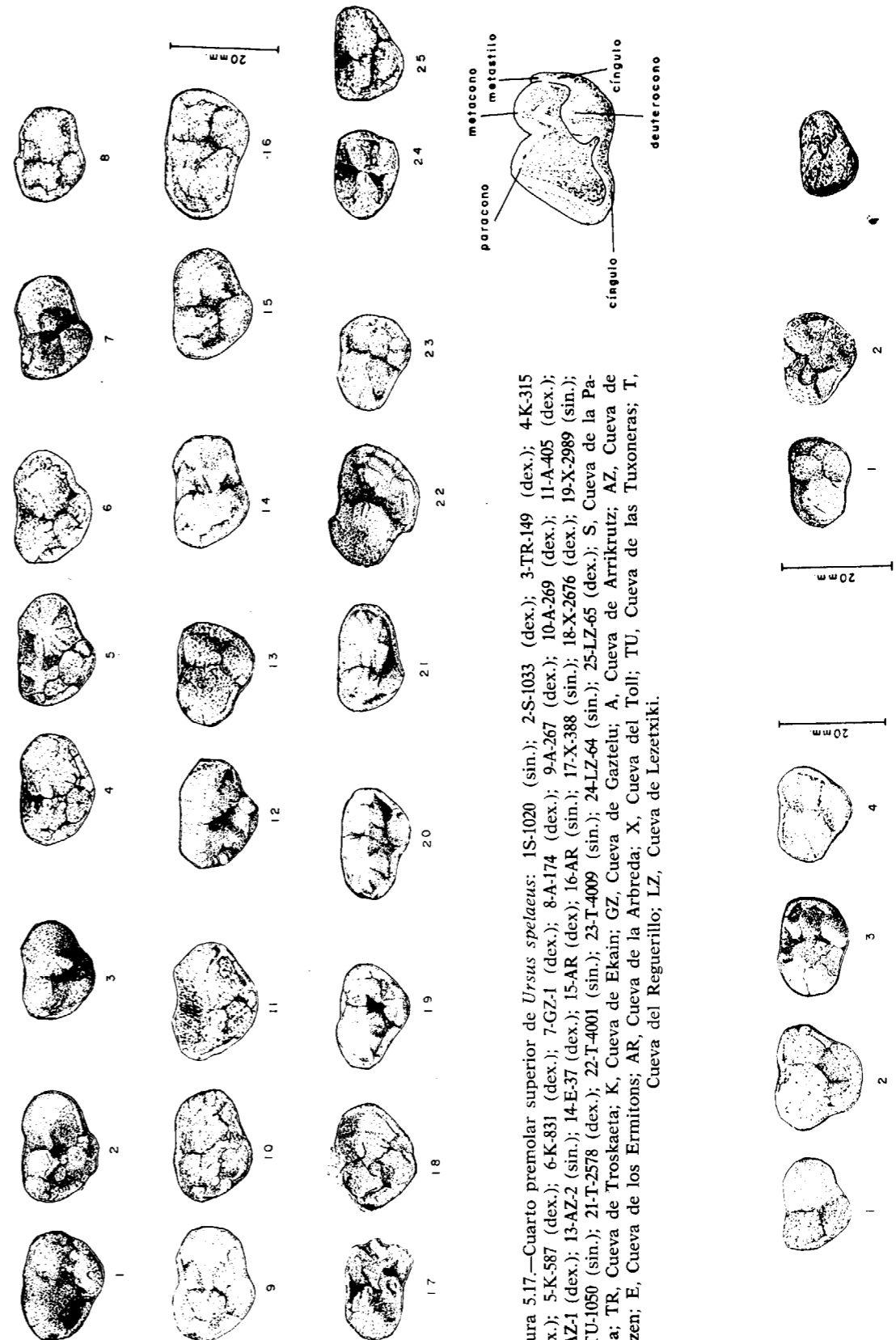


Figura 5.17.—Cuarto premolar superior de *Ursus spelaeus*: 1S-1020 (sin.); 2S-1033 (dex.); 3-TR-149 (dex.); 4K-315 (dex.); 5K-587 (dex.); 6K-831 (dex.); 7GZ-1 (dex.); 8A-174 (dex.); 9A-267 (dex.); 10A-269 (dex.); 11A-405 (dex.); 12-AZ-1 (dex.); 13-AZ-2 (sin.); 14-E-37 (dex.); 15-AR (dex.); 16-AR (sin.); 17-X-388 (sin.); 18-X-2676 (dex.); 19-X-2989 (sin.); 20-TU-1050 (sin.); 21-T-2578 (dex.); 22-T-4001 (sin.); 23-T-4009 (sin.); 24-LZ-64 (sin.); 25-LZ-65 (dex.); S, Cueva de la Pareda; TR, Cueva de Troskaeta; K, Cueva de Ekain; GZ, Cueva de Gaztelu; A, Cueva de Arrikutz; AZ, Cueva de Artzen; E, Cueva de los Ermitones; AR, Cueva de la Arbreda; X, Cueva del Toll; TU, Cueva de las Tuxoneras; T, Cueva del Reguerillo; LZ, Cueva de Lezetxiki.

Figura 5.15.—Cuarto premolar superior de *Ursus etruscus* (dex.) de Val d'Arno.

Figura 5.14.—Cuarto premolar superior (sin.) de *Ursus arctos* de Cueva Furninha (FU).

Figura 5.16.—Cuarto premolar superior de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor: 1-B-79 (dex.); 2-B-105 (sin.); B-145 (sin.); 4-B-196 (sin.).

sarrollada en altura que las del borde labial: paracono, metacono y deuterococono.

Paracono y metacono están netamente separados por un profundo surco vertical. El deuterococono está separado de las dos ya citadas por un surco longitudinal. Delante del paracono no se sitúa ninguna pequeña cúspula accesoria (parastilo); tras el metacono puede aparecer otra cúspula, el metastilo. Ocasionalmente el deuterococono está desdoblado en dos o más cúspides. Del deuterococono parten dos rebordes de esmalte, que lo unen con el paracono y metacono.

Este premolar muestra dos raíces, una anterior y otra posterior. La anterior, correspondiente al paracono, es cilíndrica, rectilínea hasta el apex, donde se tuerce hacia atrás. La raíz posterior es más robusta: corresponde al metacono y deuterococono, recta y ancha en el cuello, adelgazándose progresivamente hacia abajo. La cara externa es, prácticamente, plana y bastante ancha; la interna es mucho más angosta y convexa; la posterior es plana, a veces con un surco central. El apex de la raíz es redondeado y según los ejemplares se dirige hacia dentro y hacia delante o atrás.

La forma general del diente, visto oclusalmente, viene dada por la mayor o menor alineación de las cúspides externas, paracono y metacono, y por la posición relativa y tamaño de la cúspide interna, deuterococono.

En *Ursus etruscus* de Val d'Arno, las aristas anteriores y posteriores del paracono y metacono, vistas oclusalmente, se colocan de forma que componen una línea recta continua, indicando un carácter cortante. Son cúspides altas y transversalmente muy angostas. El paracono es muy alto y puntiagudo; el metacono, quizás por la falta de metastilo, en vez de una cúspide aguda muestra una fina y aguda cresta que lo recorre longitudinalmente en toda su longitud, descendiendo hasta el vértice postero-externo de la corona; en los siete ejemplares estudiados falta el metastilo. El deuterococono, de pequeñas dimensiones transversales y con un vértice agudo, es siempre único, no está desdoblado. Se sitúa literalmente incrustado en el paracono y metacono, con un surco curvo formado por la intersección de ambas superficies cóncavas. Un fino cíngulo une el deuterococono con el paracono y metacono, que también rodea la cara labial del diente. El deuterococono se sitúa, en cinco casos, frente al paracono y metacono y, en dos, frente al surco paracono-metacono y metacono.

En *Ursus arctos*, si se considera una muestra compuesta por todos los ejemplares de los diversos yacimientos estudiados, se inicia la aparición de fórmulas morfológicas más complejas: paracono y metacono son más anchos, transversalmente, aunque su cara interna continúa siendo subvertical. De un total de cincuenta y tres ejemplares estudiados, el metastilo aparece en 19 casos (36%), aunque en forma muy discreta, ya que generalmente es una pequeña cúspula situada hacia la mitad de la altura de la arista posterior del metacono. El deuterococono, más desarrollado transversalmente y más romo que en *Ursus etruscus*, casi siempre se sitúa frente a la mitad posterior del paracono y el metacono, aunque a veces lo hace en posición más retrasada, surco (paracono-metacono)-metacono o sólo frente al metacono; esta morfología se presenta en nueve casos (17%), presentando el diente una aparición más estilizada. Comienzan ya a aparecer formas desdobladas del deuterococono, 10 casos (19%), que vienen a indicar un inicio de desarrollo de tendencias hipocarnívoras. Un ejemplar extremo de la molarización del cuarto premolar de *Ursus arctos* aparece en un ejemplar procedente de C. Furninha (FU), que muestra un deuterococono sobredesarrollado y duplicado, que le da a la corona un contorno prácticamente circular. El cíngulo labial suele estar presente (63%). El que une el deuterococono con las dos cúspides externas está presente en casi todos los casos, a excepción de las piezas procedentes de la C. das Fontainhas (GF). La aparición general de las cúspides es parecida a la que se observa en las de *Ursus etruscus*, ya que las caras linguales del paracono y metacono son muy verticales. Las aristas del paracono y metacono se alinean casi en línea recta, aunque la arista anterior del paracono ya se desvía levemente hacia dentro. El deuterococono no se incrusta tan marcadamente en la cara lingual de las cúspides labiales.

En *Ursus deningeri* el paracono es único. El metacono, en algunos casos (15%) está dotado de un metastilo bien desarrollado y, en cierta manera, mejor independizado, ya que se sitúa cerca de la base del metacono, y posee un tamaño relativo mucho más considerable que el que se observa en *Ursus arctos*. Conviene observar que cuando falta el metastilo, la cresta que constituye la zona cortante del metacono se hace más larga. El deuterococono está desdoblado en un 10 por 100 de los casos. Además, al menos en gran parte de los casos,

deja de estar empotrado en las cúspides externas, existiendo un verdadero surco longitudinal que las separa. El deuterococono conserva, en gran número de los casos, una cúspide muy aguda, pero en otros muestra una cúspide muy roma, especialmente en los casos en que aparece un desdoblamiento. En casi todos los casos, se coloca frente la mitad posterior del paracono y el metacono; sólo en un 4 por 100 de los casos lo hace en posición más retrasada. En todos los ejemplares existe un cíngulo labial de importancia muy variable, a veces con microcúspulas. El fino reborde que existe en el P<sup>4</sup> de *Ursus arctos* entre deuterococono y el paracono y metacono, es mucho más robusto en *Ursus deningeri*, soliendo ser liso y con su borde libre agudo.

Las caras linguales del paracono y metacono son mucho más oblicuas que en *Ursus arctos*, formando un cono más ancho. Además puede llevar alguna pequeña cúspula adherida. La arista anterior del paracono gira marcadamente hacia dentro, aunque algo menos que en el *Ursus spelaeus*, formando un ángulo oblicuo con la línea recta descrita por la proyección de la arista posterior del paracono y las dos aristas del metacono.

En *Ursus spelaeus* de una manera general puede afirmarse que las cúspides se vuelven mucho más voluminosas, sobre todo en sentido transversal, en vez de una morfología de cono transversalmente deprimido y cortante. Aparecen conos anchos de cúspides muy romas con características triturantes. El deuterococono, que en muchos ejemplares de *Ursus deningeri*, era estrecho y puntiagudo, gana volumen y posee un vértice romo. La arista anterior del paracono gira notablemente hacia dentro, definiendo un ángulo menor con la línea formada por la arista posterior del paracono y las dos aristas del metacono. Un caso terminal de este fenómeno está presente en la figura 12, donde está representado un ejemplar procedente de la Cueva del Toll (X).

En *Ursus spelaeus* el paracono es siempre único. El metacono, en el 77 por 100 de los casos, está seguido por un metastilo bien desarrollado. Con ello esta cúspide pierde esa arista superior cortante y larga, transformándose en una cúspide cónica roma, similar, aunque con menor tamaño, al paracono. El deuterococono separado por un surco, más ancho que en las otras especies, del paracono y metacono, frente a los que se sitúa en la mayoría de las ocasiones; raramente (8%) se

coloca en posición más retrasada. Prácticamente siempre (88%) muestra un cíngulo en el lado labial del diente, que casi siempre lo recorre en su totalidad, aunque donde alcanza mayor desarrollo, mostrando incluso alguna pequeña cúspula, es en el surco que separa paracono y metacono. El reborde que une el deuterococono con el paracono y metacono está siempre presente, más alto y ancho que en cualquier otra especie. Además, sobre todo en piezas dentarias de gran tamaño, suele estar enfatizado por la existencia de una serie de pequeñas cúspulas que se desarrollan sobre él, que, cuando existen, suelen aparecer con mayor frecuencia entre el deuterococono y metacono.

Sobre el cuarto premolar superior se tomaron las siguientes medidas: 1) longitud absoluta; 2) anchura absoluta; 3) altura del paracono; 4) altura del metacono; 5) altura del deuterococono; 6) sobre fotografía se calculó en grados sexagesimales el ángulo paracono metacono-paracono deuterococono; 7) distancia entre los vértices del paracono y metacono. Además, se calcularon los índices siguientes: 8) relación porcentual de la anchura absoluta respecto la longitud (2/1%); 9) relación porcentual de la altura del paracono respecto la longitud (3/1 por 100); 10) relación porcentual de la altura del metacono respecto la longitud (4/1%), y 11) relación porcentual de la altura del deuterococono respecto la longitud (5/1%).

Los histogramas de la longitud (1) del P<sup>4</sup> (figura 5.18) reflejan claramente la evolución ascendente de su tamaño desde *Ursus etruscus* hasta *Ursus spelaeus*. Aunque las modas de *Ursus etruscus* y de *Ursus deningeri* coinciden (16 mm.), es claro que en *Ursus deningeri* las clases, de mayor tamaño que la moda, están representadas con frecuencias mucho más elevadas que en *Ursus etruscus*. En *Ursus spelaeus* la moda (20 mm.) se destaca netamente de la de las otras dos especies. La moda de la longitud del P<sup>4</sup> en *Ursus arctos* (15 milímetros), es más baja a la que se detecta en *Ursus deningeri*; aunque existe una mejor representación de los valores correspondientes a clases de mayor tamaño que la moda. Entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* existe un solapamiento importante, 59 por 100, que se hace total entre *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri*. También es total entre *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*.

En los histogramas de la anchura (2) del P<sup>4</sup> (figura 5.19), también existe una clara evolución mé-

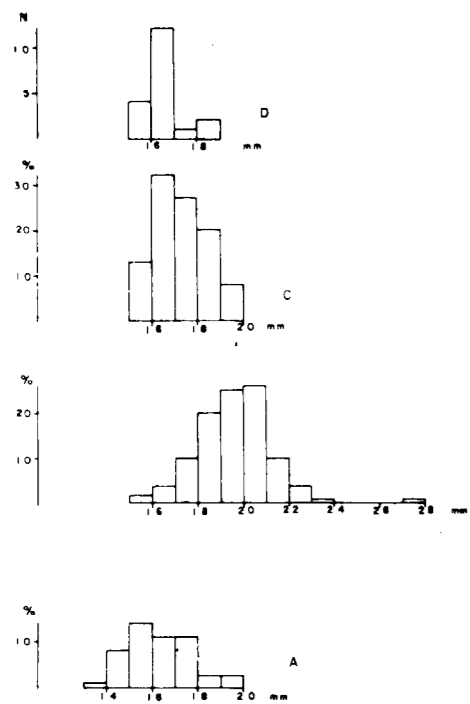


Figura 5.18.—Histogramas de la longitud del cuarto premolar superior (1). A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

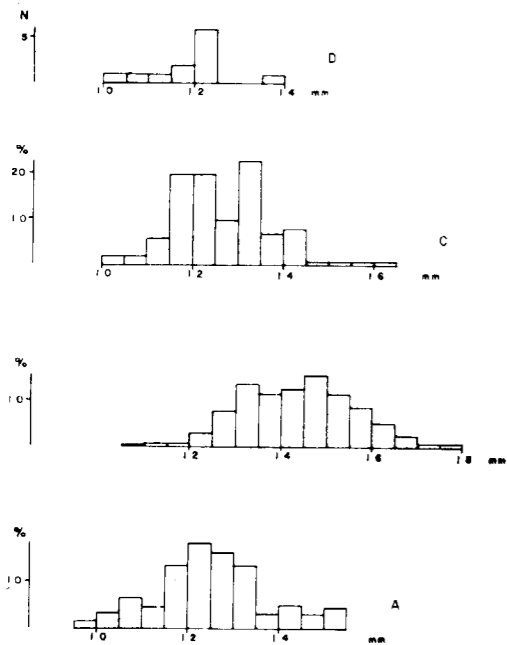


Figura 5.19.—Histogramas de la anchura máxima del cuarto premolar superior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

trica creciente entre *Ursus etruscus-Ursus deningeri-Ursus spelaeus*; aunque las diferencias se hacen más marcadas entre *Ursus etruscus*, moda 12 milímetros, y *Ursus deningeri*, moda 13 mm., que entre este último y *Ursus spelaeus*, moda 14 mm. El solapamiento entre las distribuciones de *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* es más importante que el que se detectó en las longitudes (95%), y toda la muestra de *Ursus etruscus* queda comprendida dentro del recorrido de la distribución de anchuras del P<sup>4</sup> de *Ursus deningeri*. La distribución de *Ursus arctos* muestra una moda neta, correspondiente a la clase de 12 mm., idéntica a la de *Ursus etruscus*; su solapamiento con la distribución correspondiente a *Ursus spelaeus* es casi total (95 por 100).

Los histogramas de la altura del paracono (3) (fig. 5.20) muestran que en el de *Ursus deningeri* existe una moda muy clara, correspondiente a la

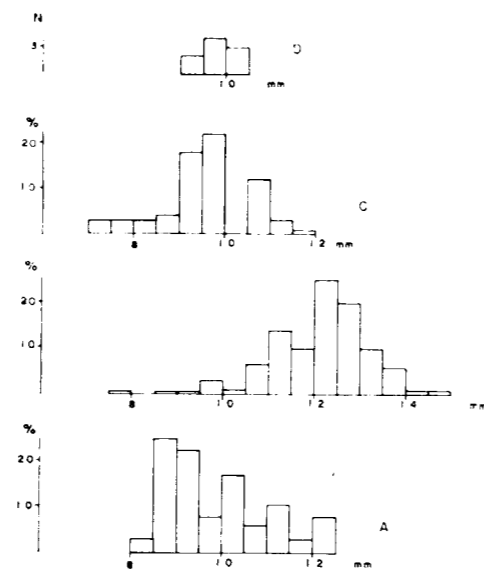


Figura 5.20.—Histogramas de la altura del paracono del cuarto premolar superior (3). A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

clase de 9.5 mm. Pero se observa que no existe ningún valor correspondiente a la clase de 10 mm., mientras que la siguiente, 10.5 mm., posee una representación aceptable (12%), siendo el tamaño de la muestra, n=60, lo bastante grande como para que no se justifique por el deficiente tamaño de

muestra. En *Ursus spelaeus* existe una moda muy clara correspondiéndose con la clase de 12 mm., apareciendo una segunda moda en la clase de los 11 mm., y una representación baja correspondiente a la clase de 11.5 mm. Entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* existe un solapamiento, bastante menor que el detectado en los histogramas de la altura y de la anchura (37%). El histograma de *Ursus arctos* muestra una marcada polimodalidad, que puede explicarse por el tamaño de la muestra; de una manera netamente artificial podría pensarse en la representación de dos colectivos mal separados. La distribución de *Ursus arctos* se solapa, casi en su totalidad, con la correspondiente a la de *Ursus etruscus*, aunque existe un 8 por 100 de casos que superan el valor máximo de su recorrido. El histograma de *Ursus etruscus* no posee significación, dado lo reducido del número de valores representados, valga sólo la observación de los discretos valores de esta medida.

Los datos referentes a las medidas e índices del P<sup>4</sup>, y los parámetros estadísticos obtenidos de ellos, para las diferentes especies y distintos yacimientos, aparecen reflejados en: Tabla 5.23 (*Ursus arctos*), tabla 5.24 (*Ursus etruscus*), tabla 5.25 (*Ursus deningeri*), y tabla 5.26 (*Ursus spelaeus*). Para visualizar las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices se ha recurrido al empleo de una representación semilogarítmica (fig. 5.21), tomando como referencia los valores obtenidos para las medidas del P<sup>4</sup> del oso de las cavernas. Se deduce claramente que su P<sup>4</sup> es netamente más largo que los de las otras tres especies, de las que la que posee un P<sup>4</sup> de menor longitud es *Ursus etruscus*; aunque el de *Ursus arctos* difiere poco. Es algo mayor el de *Ursus deningeri*,

pero la diferencia métrica es mucho más notable entre el P<sup>4</sup> de *Ursus spelaeus* y el de *Ursus deningeri*, que entre este último y *Ursus etruscus*. En las diferencias entre las anchuras (2) se observa un interesante fenómeno: a pesar de que los valores medios resultantes indican que, en términos absolutos, el P<sup>4</sup> de *Ursus spelaeus* es claramente más ancho que los de *Ursus deningeri*, *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*, estas diferencias se atenúan, respecto a las dos primeras especies. La altura media del paracono (3) de *Ursus spelaeus* es mayor que las de *Ursus deningeri*, *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*, siendo pequeñas las diferencias existen-

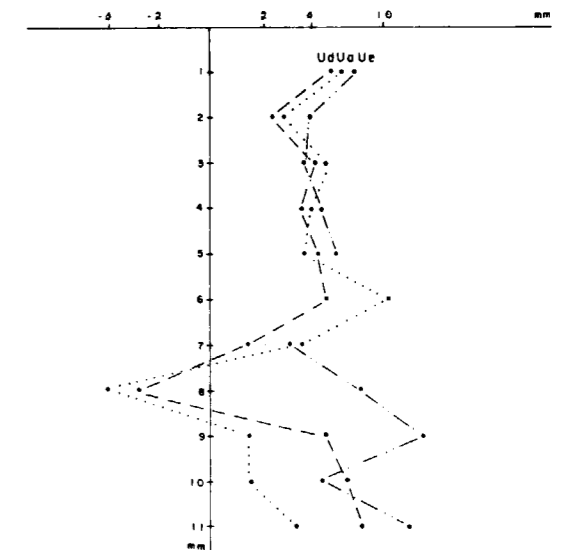


Figura 5.21.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del cuarto premolar superior.

	LB	NO	LF	TV	ST	MN				GR	GA	GB	G	TR			
	n 2	n 2	n 2	n 2	n 1	μ	σ	N	V <sub>1</sub> - V <sub>2</sub>	n 1	n 1	n 1	n 2	μ	σ	N	V <sub>1</sub> - V <sub>2</sub>
1	18.5 - 18.7	15.3 - 15.3	15.6 - 15.7	15.7 - 15.9	14.8	15.2	1.30	5	13.1 - 16.3	16.0	15.0	14.3	14.4 - 15.6	13.2	1.18	3	16.3 - 19.8
2	14.2 - 13.8	12.0 - 12.2	12.1 - 12.1	12.8 - 12.9	12.6	11.6	1.10	5	9.7 - 12.6	12.0	11.7	11.6	11.8 - 14.5			5	12.5 - 15.3
3			9.0 - 9.0	10.9 - 11.0	8.8	9.0		4	8.5 - 9.4	8.8					3	9.2 - 12.0	
4			6.6 - 7.7	8.0 - 7.8	7.0			3	6.0 - 7.9	7.5					1	7.7 - 8.2	
5			6.7 - 7.0	6.3 - 6.7	5.6	5.7		4	4.4 - 6.7	8.0		5.8			1	4.8	
6			5.6 - 5.7		5.5			1		51.0		47.0			3	32.0 - 50.0	
7			5.5 - 5.3	5.8 - 7.0				3	5.0 - 7.0	5.3					3	6.0 - 6.1	
8	74.0 - 77.0	78.0 - 80.0	78.0 - 77.0	82.0 - 81.0	85.0	76.0	1.64	5	75.0 - 78.0	75.0	78.0	81.0	82.0 - 83.0			3	77.0 - 80.0
9			58.0 - 57.0	69.0 - 69.0	59.0			3	59.0 - 65.0	55.0					3	46.0 - 74.0	
10			42.0 - 49.0	51.0 - 49.0	47.0			3	46.0 - 53.0	47.0					3	39.0 - 50.0	
11			43.0 - 45.0	40.0 - 42.0	38.0			3	28.0 - 42.0	50.0		41.0			1	34.0	

TABLA 5.23.—Medidas e índices del cuarto premolar superior de *Ursus arctos*

	AK	MK	UK	BA	UL	TU	ER	D				P	GU	FU				GF			
	n 2	n 1	n 1	n 2	n 1	n 1	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	n 1	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	n 2			
1	14.0	14.5	17.2	14.5	15.0 - 15.3	14.2	17.0	16.4	0.81	10	14.6	17.3	15.8	17.0	17.6	0.72	5	16.8	18.6	19.5	19.5
2	10.2	11.8	14.0	10.8	10.9 - 11.0	10.5	10.2	13.0	0.91	10	11.5	14.7	12.9	13.2	13.4	1.40	5	12.0	15.4	13.2	13.5
3	9.2	10.5	12.4		9.6	9.3	8.3	11.6	9.4	1.04	6	8.5	11.1				2	8.7	9.0		
4	6.7	7.5	8.0		6.4	7.2	6.1	8.9	7.6	0.29	4	7.3	8.0		8.8	7.8	4	6.0	9.0		
5	6.4	7.0	8.2		6.0	6.0	5.7	5.2			3	6.0	7.5	6.5	6.7	6.8	4	6.2	7.9		
6	57.0		65.0		49.0	48.0	53.0	32.0			3	47.0	49.0				1	47.0			
7	5.8	5.9	5.2		5.8	5.5	5.6	6.6	6.7	0.55	4	6.2	7.3				1	5.0			
8	73.0	81.0	81.0	74.0	73.0	72.0	74.0	60.0	79.0		10	75.0	85.0	82.0	78.0	78.6	6.07	5	71.0	87.0	68.0 - 69.0
9	66.0	72.0	72.0		64.0	61.0	58.0	68.0			6	50.0	70.0				2	51.0	54.0		
10	48.0	52.0	47.0		43.0	47.0	43.0	52.0	50.0		4	43.0	52.0	52.0			4	36.0	51.0		
11	46.0	48.0	48.0		40.0	39.0	40.0	31.0	43.0		4	37.0	47.0	41.0			39.0	38.3	4	36.0	42.0

TABLA 5.23.—Medidas e índices del cuarto premolar superior de Ursus arctos

	Muestra total			
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$
1	16.0	1.68	49	13.1 - 19.8
2	12.4	1.42	52	9.7 - 15.4
3	9.8	1.26	28	8.3 - 12.0
4	7.5	0.87	27	6.0 - 9.0
5	6.4	0.94	28	4.4 - 8.0
6	49.0	8.11	19	30.0 - 65.0
7	5.9	0.68	23	5.2 - 7.3
8	77.0		49	60.0 - 93.0
9	62.0		27	46.0 - 74.0
10	47.0		28	36.0 - 53.0
11	40.0		28	28.0 - 50.0

	V			
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$
1	16.4	0.88	19	15.2 - 18.6
2	11.9	0.85	12	10.3 - 13.7
3	9.7	0.35	9	9.2 - 10.2
4	7.2	0.34	10	6.7 - 7.7
5	5.2	0.84	6	3.6 - 6.2
6				
7	6.0	0.50	6	5.2 - 6.8
8	73.0		12	67.0 - 79.0
9	60.0		9	55.0 - 66.0
10	45.0		10	41.0 - 47.0
11	32.0		6	22.0 - 40.0

TABLA 5.23.—Medidas e índices del cuarto premolar superior de Ursus arctos

TABLA 5.24.—Medidas e índices del cuarto premolar superior de Ursus etruscus

	LZ	B			
	n=1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$
1	19.6	1.72	1.11	98	15.0 - 19.5
2	14.1	1.27	1.13	96	10.5 - 15.2
3	11.0	9.8	0.76	59	7.4 - 11.8
4	9.1	7.7	0.93	67	5.6 - 8.9
5	7.5	6.2	0.71	54	4.0 - 7.7
6	43.0	52.1	6.80	47	40.0 - 72.0
7	7.4	7.0	0.58	57	6.0 - 8.0
8	71.0	74.0		96	68.0 - 85.0
9	56.0	56.0		59	45.0 - 62.0
10	46.0	44.0		66	36.0 - 51.0
11	38.0	36.0		53	29.0 - 43.0

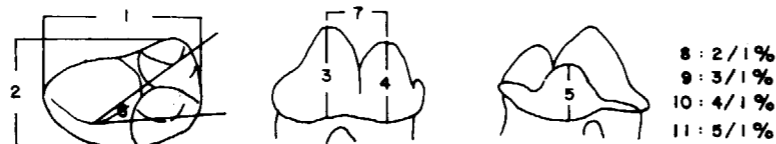


TABLA 5.25.—Medidas e índices del cuarto premolar superior de Ursus spelaeus

	LL	S				BN	CN	PN	UR	LZ				TR				K								
	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	n 2	n 1	n 1	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$					
1	23.0	20.4	0.97	17	19.1	27.6	19.3	21.3	18.3	21.0	19.3	17.1	1.36	6	15.3	18.1	19.3	2.20	13	18.4	21.4	21.3	1.39	120	18.2	23.5
2	20.0	14.7	0.75	12	13.3	16.5	14.3	16.3	16.4	13.5	13.7	12.8	1.35	6	10.4	14.4	13.4	1.47	13	13.3	15.0	15.0	1.15	110	12.2	17.7
3		12.1	0.95	11	10.7	13.7	12.4	13.0		11.8	10.6	9.8	1.04	6	7.7	10.6	11.3	0.99	9	10.7	12.2	12.2	0.91	107	10.2	14.5
4		10.3	0.49	11	9.5	11.0	11.1	10.6		9.8	8.3	7.8	1.02	6	6.0	8.7	8.6	0.61	9	8.4	9.6	10.0	0.77	110	8.5	11.6
5		8.9	0.79	8	8.0	10.7	10.0	9.5		6.7	8.0	7.0	0.92	6	5.3	8.3	7.7	1.22	7	7.4	8.5	9.2	0.70	99	7.7	10.9
6	43.0	47.4	8.57	7	35.0	60.0				54.0	53.9	50.7	8	49.0	60.0	45.4	6.15	9	41.0	54.0	49.0	8.29	98	36.0	77.0	
7		8.0	0.26	8	7.6	8.4	7.7	8.6		8.4	7.5	6.1	0.75	6	5.0	6.3	7.8	0.88	9	7.3	8.6	8.2	0.82	104	6.3	10.2
8	71.0	77.0		12	66.0	78.0	74.0	77.0	90.0	64.0	71.0	74.0	6	68.0	80.0	72.0		11	71.0	74.0	70.0		110	65.0	76.0	
9		59.0		11	55.0	63.0	64.0	61.0		56.0	55.0	57.0	6	50.0	60.0	59.0		9	57.0	61.0	57.0		107	48.0	63.0	
10		50.0		11	47.0	57.0	58.0	50.0		47.0	43.0	45.0	6	39.0	50.0	45.0		9	40.0	49.0	47.0		110	42.0	61.0	
11		43.0		8	36.0	53.0	52.0	45.0		37.0	41.0	44.0	6	35.0	51.0	43.0		7	41.0	45.0	43.0		99	37.0	54.0	

	K8	GZ	A				B				AI	ER	AR				X				TU				
	n=2	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	N	$V_1 - V_5$	n 1	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	n 1					
1	17.1	20.2	18.9	20.4	1.50	49	17.5	21.6	21.0	4	20.0	21.4	16.2	21.0	21.1	1.96	6	18.7	24.7	20.8	1.83	38	17.1 - 23.8	20.7	
2	12.3	14.6	13.8	14.1	1.05	49	11.7	16.3	15.1	4	14.8	16.3	11.2	13.4	12.2	1.44	1.36	6	12.1	15.8	13.8	1.14	38	11.3 - 16.0	13.0
3	9.4	12.2	11.6	12.6	1.13	14	10.2	14.5	11.9	4	10.9	12.8	10.0	12.7	12.8	0.87	5	11.9	14.0	12.3	1.01	29	8.5 - 14.5	11.5	
4	7.5	9.1	9.3	10.0	1.32	19	8.8	13.6	10.2	4	9.6	10.6	6.5	10.3	10.5	0.54	5	9.8	11.3	9.8	0.83	31	7.0 - 11.5	9.7	
5	6.2	7.2	7.7	8.4	1.26	14	7.2	12.3	8.6	4	7.9	9.2	52.0	7.9	9.0	1.07	5	7.5	10.0	7.9	1.00	27	5.6 - 9.5	7.5	
6			61.0	45.7	6.56	30	36.0	60.0	52.0	4	47.0	58.0	53.0	48.0	43.0	4.30	5	36.0	47.0	48.0	6.20	23	40.0 - 61.0	43.0	
7	6.1	7.1	7.4	7.9	0.35	16	6.5	8.8	8.1	4	7.5	8.7	6.1	7.8	8.4	0.82	5	7.2	9.3	7.7	1.01	29	5.5 - 8.3	6.8	
8	70.0	73.0	69.0	69.0		48	61.0	79.0	72.0	4	69.0	76.0	69.0	64.0	68.0		6	64.0	72.0	68.0		38	63.0 - 78.0	63.0	
9	55.0	60.0	58.0	63.0		14	58.0	71.0	57.0	4	51.0	62.0	62.0	60.0	60.0		5	57.0	64.0	60.0		29	49.0 - 68.0	56.0	
10	44.0	45.0	47.0	50.0		19	43.0	54.0	48.0	4	45.0	53.0	49.0	49.0	49.0		5	46.0	52.0	48.0		31	34.0 - 53.0	47.0	
11	35.0	36.0	39.0	43.0		14	34.0	45.0	41.0	4	37.0	44.0	42.0	38.0	42.0		5	39.0	47.0	41.0		27	36.0 - 45.0	36.0	

TABLA 5.26.—Medidas e índices del cuarto premolar superior de Ursus spelaeus

	CC	T				Muestra total						
	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$			
1	20.4	20.6	19.5	1.49	58	17.2	22.1	20.5	1.51	318	15.3	24.7
2	13.6	14.3	13.6	1.58	59	11.6	17.5	14.3	1.12	310	10.4	20.0
3			12.3	1.25	40	11.3	13.7	12.2	0.97	231	7.7	14.5
4			9.7	0.78	39	7.0	10.8	9.6	0.81	242	6.0	13.6
5			7.7	0.86	39	5.7	10.5	8.5	9.84	217	5.3	12.3
6	51.0	51.0	53.2	6.54	39	34.0	65.0	49.0	7.52	229	34.0	77.0
7			7.7	1.10	39	5.3	9.4	8.1	0.84	228	5.0	10.2
8	67.0	69.0	70.0		57	64.0	92.0	70.0		304	61.0	92.0
9			62.0		40	55.0	68.0	59.0		283	48.0	71.0
10			50.0		39	44.0	56.0	48.0		244	34.0	61.0
11			39.0		39	31.0	49.0	41.0		219	32.0	53.0

TABLA 5.26.—Medidas e índices del cuarto premolar superior de Ursus spelaeus

tes entre estas tres especies. Ocurre un fenómeno similar en la altura del metacono (4), pero es algo más alto en *Ursus deningeri* que en *Ursus arctos*, siendo más bajo, siempre en términos absolutos, en *Ursus etruscus*. El deuterococono, en *Ursus spelaeus*, muestra una altura media (5), marcadamen-

te mayor que la que se ha medido en los P<sup>4</sup> de las otras tres especies; los valores medios obtenidos para *Ursus deningeri* y para *Ursus arctos* difieren poco, siendo notablemente más bajo el deuterococono del P<sup>4</sup> de *Ursus etruscus*. Otro tanto puede decirse sobre el valor medio del ángulo para-

cono-metacono-paracono-deuterococono (6), que es mayor en *Ursus spelaeus* que en *Ursus deningeri* y en éste notablemente más grande que en *Ursus arctos*, es decir: existe un escalonamiento en la apertura de esta cúspide, desde la forma menos carnívora y, por lo tanto, con un mayor valor de este ángulo, hasta la forma más carnívora. Las diferencias respecto a *Ursus spelaeus*, así como las existentes entre *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, poseen significación estadística a nivel de 01, su-

puesta la normalidad de las tres distribuciones. La distancia del vértice del paracono al metacono (7), está influenciada por la longitud del diente, y también por la diferencia de sus alturas. Sus valores medios son muy parecidos en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, siendo mucho menores en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*. El índice relación porcentual entre la anchura y la longitud del P<

en *Ursus deningeri* y, sobre todo, en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus*, lo que indica que la anchura relativa de esta pieza es mayor en *Ursus deningeri* y en *Ursus arctos*. El aumento de la anchura de esta pieza en *Ursus spelaeus* no ha llegado a igualar su aumento en longitud, por lo que este diente resulta transversalmente más esbelto que en *Ursus arctos* y *Ursus deningeri*. Por el contrario, el P<sup>4</sup> de *Ursus etruscus* es relativamente más estrecho que el del oso de las cavernas.

Los restantes índices (9, 10 y 11), relaciones porcentuales de las alturas del paracono, metacono y deuterococono respecto a la longitud, son claramente inferiores a los índices medios calculados para el P<sup>4</sup> del oso de las cavernas. Aunque estas diferencias se hacen mínimas entre *Ursus arctos* y los de *Ursus spelaeus*. En especial en lo que concierne a las alturas de paracono y metacono. El P<sup>4</sup> de *Ursus etruscus* es el que posee cúspides más bajas, siempre en relación a la longitud del diente. El P<sup>4</sup> de *Ursus deningeri* se sitúa en una posición intermedia.

Para completar estas observaciones, se ha recurrido al empleo de algunas representaciones bivariadas con las correspondientes líneas de regresión. Una de las más evidentes es la anchura (2) en función de la longitud (1) (fig. 5.22). Entre estas dos variables, la correlación existente puede ca-

lificar de discreta: (.74) para *Ursus spelaeus*; (.69) para *Ursus deningeri*; (.62) para *Ursus arctos* y (.59) para *Ursus etruscus*, todas ellas significativas. La representación de los puntos de pares de estas medidas y sus líneas de regresión, produce una cierta sorpresa, ya que claramente se observa que la línea de regresión de *Ursus arctos* se coloca por encima de las de las restantes especies. Es decir, que pese a que el oso pardo conserva caracteres de la dentición, netamente más carnívoros que los del oso de las cavernas, su cuarto premolar superior posee un carácter hipocarnívoro (aumento de la anchura) más desarrollado que en el oso de las cavernas. Este fenómeno se repite también para *Ursus deningeri*, cuya línea de regresión se coloca netamente entre las correspondientes a *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus*. La de *Ursus etruscus* es la que se coloca debajo de todas, indicando, con las limitaciones que impone el valor de su coeficiente de regresión, que es un diente relativamente más esbelto que en las restantes especies. Las nubes de puntos indican una notable separación entre las agrupaciones correspondientes a *Ursus spelaeus* y a *Ursus deningeri*; este último se separa bastante bien de *Ursus arctos*.

En la figura 5.23 aparece la representación bivariada de la altura del paracono (3) y la longitud absoluta (1). Entre estas variables la correlación

es discreta en *Ursus spelaeus* (.61), y algo más alta en *Ursus deningeri* (.71), siendo muy baja en *Ursus arctos* (.22). En la figura 5.23 se aprecia cómo en *Ursus spelaeus* se alcanzan los mayores alturas del paracono, en relación a la longitud absoluta del diente. En *Ursus deningeri* la altura relativa del paracono es menor, la separación entre las nubes de puntos de estas dos especies es bastante neta. Los puntos correspondientes a *Ursus arctos* muestran una gran dispersión y se entremezclan los pocos puntos representativos de *Ursus etruscus*.

Se pasará a continuación a tratar las distintas medidas del P<sup>4</sup> de *Ursus spelaeus*, agrupados por yacimientos.

En los histogramas de la longitud absoluta (1) (fig. 5.24) se observa un desplazamiento de la moda de las longitudes del P<sup>4</sup>, desde los yacimientos del Reguerillo (2) y el Toll (X) —moda 19 mm.— hasta los de Ekain (K) y Arrikruz (A), en los que está en la clase de 21 mm. En el yacimiento de Arrikruz (A), las frecuencias de los valores inferiores a la moda son más altas que las que se detectan en Ekain, lo que influirá en el valor medio de esta medida. También se observa un claro desplazamiento del histograma correspondiente a la Cueva del Reguerillo (T) respecto al de la Cueva de Ekain (K). Los histogramas de los yacimientos de La Pasada (S), Troskaeta (TR) y Lezetxiki (LZ) son poco indicativos, dado lo reducido de la muestra, aunque en Lezetxiki los valores tienden a concentrarse en los inferiores del recorrido normal en otros yacimientos. En general esto se repite para las restantes medidas, cuyos histogramas no se incluyen.

Si a continuación se comparan los valores medios de medidas e índices de los P<sup>4</sup>, de los distintos yacimientos de oso de las cavernas, tomando como referencia los valores de la Cueva de Ekain (K), resulta que en todos los yacimientos el P<sup>4</sup> resulta ser netamente más corto que el de Ekain, siendo significativas (tabla 5.27) sus diferencias con los valores medios de los yacimientos de Arrikruz (A), La Pasada (S), Lezetxiki (LZ), El Reguerillo (T) y El Toll (X).

El valor medio de la anchura (2) del P<sup>4</sup> de Ekain (K) también es siempre mayor que en los de los otros yacimientos, aunque, en este caso, sólo son significativamente menores (tabla 5.27) los valores medios de la anchura del P<sup>4</sup> de los yacimientos de Arrikruz (A), Cueva del Reguerillo (T) y Cueva

Figura 5.24.—Histogramas de la longitud del cuarto premolar superior de *Ursus spelaeus*.

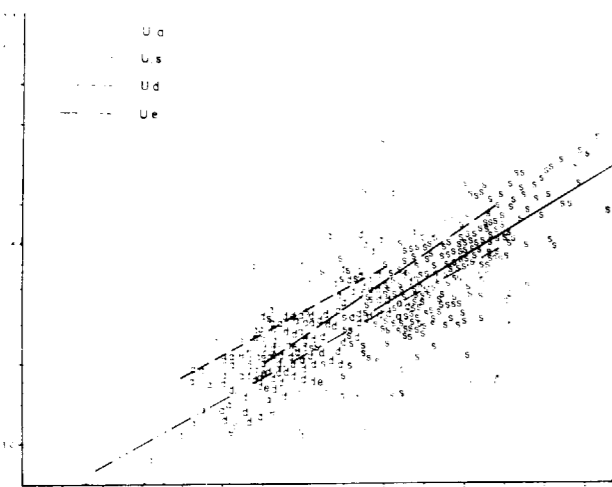
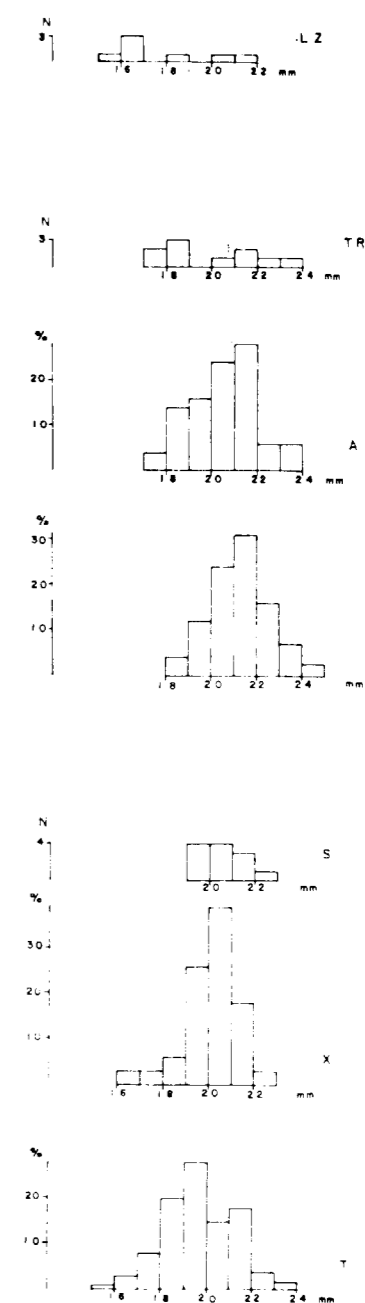


Figura 5.22.—Cuarto premolar superior: representación bivariada de la anchura (2) en función de la longitud. e, *Ursus etruscus*; a, *Ursus arctos*; d, *Ursus deningeri*; s, *Ursus spelaeus*.

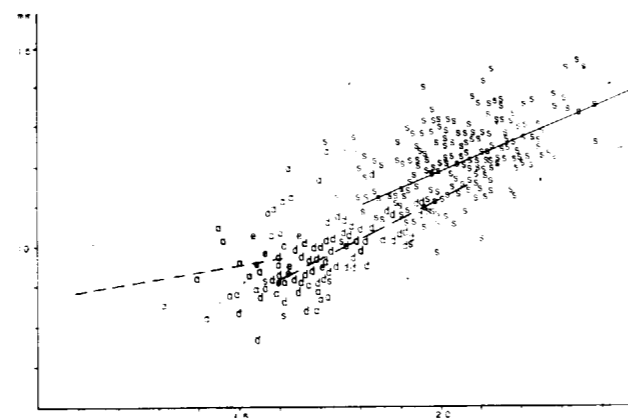


Figura 5.23.—Cuarto premolar superior: representación bivariada de la altura del paracono (3) en función de la longitud (1). e, *Ursus etruscus*; a, *Ursus arctos*; d, *Ursus deningeri*; s, *Ursus spelaeus*.

P <sup>4</sup>		1	2	3	4	5	6	7
LZ	<	<	<	<				
TR			<	<				
A	<	<			<			
S	<							
X	<	<			<			
T	<	<			<	<	<	

Tabla 5.27.—Significación de diferencias entre valores medios de medidas del cuarto premolar de *Ursus spelaeus*, según yacimientos.

pero esta diferencia no posee significación estadística (tabla 5.27) excepto el de la Cueva de Lezetxiki (LZ), que posee una altura media del paracono, que se distancia significativamente de la de Ekain (niv. .01). Idéntico fenómeno se aprecia en la altura media del metacono (4), que sólo es significativamente más bajo en el P<sup>4</sup> de Lezetxiki (LZ).

Las alturas medias del deuterococono (5) son menores que las del yacimiento de referencia (K), siendo significativas (niv. .01) para los yacimientos de: Lezetxiki (LZ), Reguerillo (T), Cueva del Toll (X) y Cueva de Troskaeta (TR). El deuterococono de los P<sup>4</sup> de la Cueva de Ekain es desusadamente alto, siendo más parecidas las dimensiones medias de los otros yacimientos, si se exceptúa el yacimiento de la Cueva de Arrikruz (A), cuya altura media de deuterococono es significativamente mucho mayor que la del yacimiento de referencia y, por lo tanto, que las de los otros restantes. Los valores medios del ángulo paracono-metacono-paracono-deuterococono (6), son más altos en Ekain (K) que en los otros, excepto el valor medio de Arrikruz (A), que es netamente mayor que el de Ekain, pero todas estas diferencias carecen de significación estadística (tabla 5.27). Lo mismo ocurre con los valores medios de la distancia entre los vértices del paracono y metacono (7), menores, en todos los yacimientos, que el valor calculado para el de referencia (K), pero carentes de significación estadística, excepto para la Cueva del Reguerillo (T), en el que esta distancia es significativamente menor.

*Primer molar superior*

(figs. 5.25, 5.26, 5.27 y 5.28)

Visto oclusalmente presenta un contorno trapezoidal, irregular, con un borde externo marcado, aproximadamente, en su centro, por un surco vertical que lo divide en dos partes: una proximal y otra distal (talón). El borde lingual o interno es más corto que el externo; en su centro presenta un surco muy somero, a veces no se observa, que lo divide en dos partes que se corresponden con las del lado externo. El lado anterior es bastante recto y converge hacia dentro. El lado posterior es convexo y también es convergente hacia dentro. Anatómicamente esta pieza dentaria se divide en dos zonas, una anterior y otra posterior (talón), independizadas por un surco transversal, que, a su vez, está conectado a los surcos que dividen en dos a los bordes labial y lingual de la corona. Topográficamente parece más adecuado dividir a la corona en dos partes: una externa, de gran relieve, y otra interna, con cúspides de dimensiones mucho más modestas. Estas dos zonas están separadas por un profundo surco que recorre el diente en toda su longitud, algo más

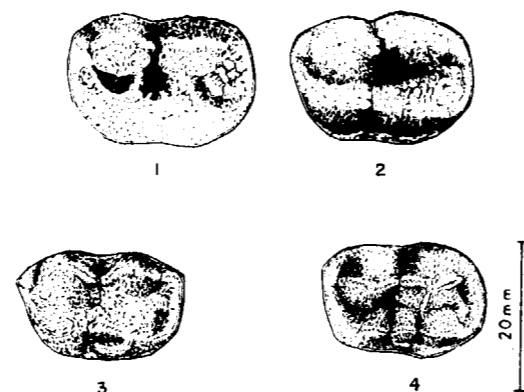


Figura 5.25.—Primer molar superior de *Ursus arctos*. 1-LZ-57 (sin.); 2-LZ-95 (sin.); 3-GU (sin.); 4-T-4205 (sin.); LZ, Cueva de Lezetxiki; GU, Cueva de los Casares; T, Cueva del Reguerillo.



Figura 5.26.—Primer molar superior (dex.) de *Ursus etruscus* de Val d'Arno.

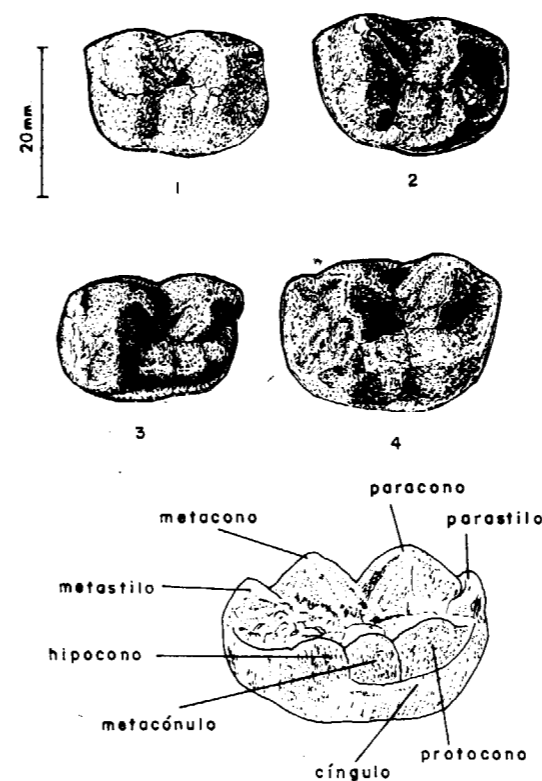


Figura 5.27.—Primer molar superior de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B). 1-B-332 (sin.); 2-B-9336 (sin.); 3-B-399 (dex.); 4-B-312 (dex.).

cerca del borde lingual que del labial, y que tiende a difuminarse en la región posterior del talón.

El borde externo está ocupado, fundamentalmente, por dos cúspides de gran desarrollo en anchura y altura. La anterior, que es la más alta, constituye el paracono. La posterior es el metacono. Ambas están, respectivamente, precedidas y seguidas por unas pequeñas cúspulas; parastilo y metastilo, separadas por un pequeño surco vertical de la principal a la que se adosan. La importancia del parastilo y metastilo varía, fundamentalmente, con el mayor o menor desarrollo de los caracteres hipocarnívoros de la dentición de las diversas especies. Si se observa el diente por su cara labial, aparece un relieve dentado, compuesto por dos pequeñas cúspides triangulares en los extremos anterior y posterior del diente, parastilo y metastilo. En el centro, separadas por un profundo surco, se encuentran dos grandes cúspides, convexas, de perfil triangular, siendo la anterior (paracono) notablemente mayor en longitud y en altura. Vistas por dentro, lingualmente, son frecuentemente convexas, con una arista convexa vertical roma, que desciende desde el vértice en cada cúspide. Cuando poseen suficiente desarrollo, se observa una morfología similar en el parastilo y, más frecuentemente, en el metastilo.

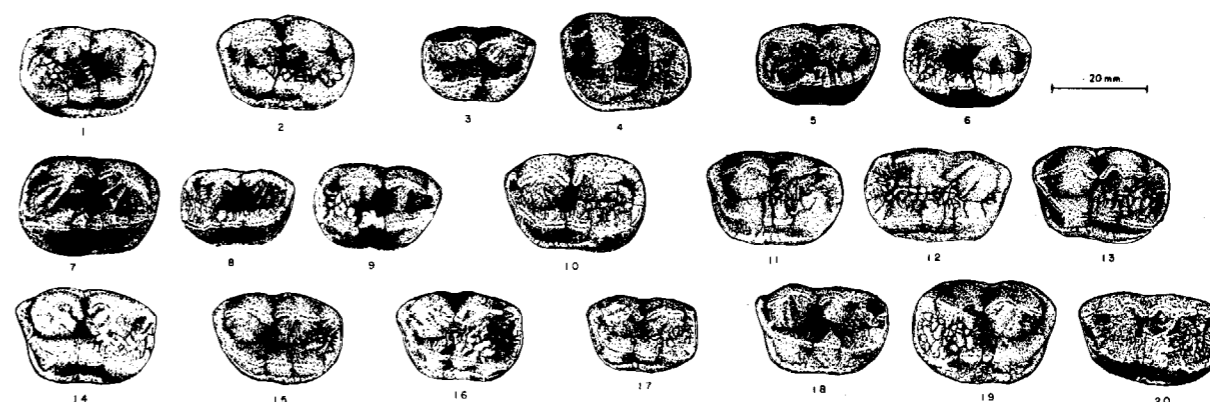


Figura 5.28.—Primer molar superior de *Ursus spelaeus*. 1-S-1041 (dex.); 2-CA (sin.); 3-UR (dex.); 4-UR-2 (sin.); 5-TR-398 (dex.); 6-TR-400 (dex.); 7-K-124 (dex.); 8-K (dex.); 9-K-354 (dex.); 10-G-1 (sin.); 11-A (sin.); 12-A-278 (dex.); 13-A-294 (sin.); 14-E-28 (sin.); 15-AR (sin.); 16-X-3052 (sin.); 17-GU (sin.); 18-T-4026 (sin.); 19-T-4195 (dex.); 20-T-4202 (sin.); S, Cueva de la Pasada; CA, Cueva del Castillo; UR, Cueva de Urnieta; TR, Cueva de Troskaeta; K, Cueva de Ekain; G, Cueva de Gaztelu; A, Cueva de Arrikruz; E, Cueva de los Ermitons; AR, Cueva de la Arbreda; Z, Cueva del Toll; GU, Cueva de los Casares; T, Cueva de Reguerillo.



En el borde lingual del diente se desarrollan dos cúspides, bajas y alargadas, dotadas cada una de una larga arista que, a veces, sustituye al vértice. Poseen un aspecto mucho menos punzante que el paracono y metacono. La anterior se denomina protocono, hipocono la posterior. Están separadas por un fino surco vertical y, con frecuencia, se desarrolla una cúspide entre las dos, a veces subdividida en varias y que se denomina metacónulo. El protocono es la cúspide mayor del borde lingual de la corona; luego le sigue el hipocono, que orientativamente puede decirse que posee la mitad del volumen del protocono. El metacónulo, cuando existe, es siempre la cúspide más pequeña, aunque sus dimensiones varían mucho de forma individual. En general, cuando aumenta de tamaño, suele hacerlo a costa del hipocono. Vistas desde el lado lingual, estas cúspides, muestran una suave convexidad y un perfil triangular con vértice romo, mucho menos punzante que los correspondientes del paracono y metacono. Es muy frecuente, sobre todo en las especies «espéleas», que en la arista del conjunto protocono-hipocono, aparezca un suave denticulado, reflejo de algunos pequeños surcos que recorren verticalmente la cara lingual de las cúspides. El protocono se sitúa frente al paracono, incrustándose en él, de forma que en esta zona el surco anteroposterior es muy angosto, al ser la resultante de la intersección de dos superficies cónicas. Tanto el metacónulo como el hipocono, están separados del metacono por un surco relativamente ancho, de forma que las caras externas de estas cúspides no chocan con la interna del metacono, inclinándose marcadamente hacia dentro y hacia arriba, siendo más convexas que las caras linguales.

Como ya ha sido citado, el surco anteroposterior se ensancha progresivamente de delante a atrás. Esto se debe a que las cúspides linguales no se alinean paralelamente al borde interno del diente, sino de forma oblicua hacia atrás y hacia el paladar. Esto produce un notable ensanchamiento del área efectiva de oclusión en la zona del talón. Este ensanchamiento y, en definitiva, la oblicuidad de la alineación de las cúspides linguales, varía grandemente entre las distintas especies y el fondo de este surco, que comienza a ser apreciablemente ancho, a partir del surco

transversal que independiza el talón, puede estar tapizado por cúspulas o rídulas, de dimensiones y abundancia variables, mayor en las especies espéleas (*Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*). Estas cúspulas empiezan a aparecer, ya desde las bases del metacono y metacónulo, o hipocono, cuando no existe metacónulo.

El borde anterior de la corona está cerrado por una fina arista o por algunas pequeñas cúspulas. El borde posterior, que corresponde al talón, también está cerrado bien por una fina cresta, especies más carnívoras, o por una fila de pequeñas cúspulas separadas por finísimos surcos, en las especies espéleas. El esmalte forma una línea suavemente ondulada, pero sin accidentes importantes, a lo largo de todo el perímetro del diente.

Siempre existe cíngulo, aunque su distribución e importancia es variable. En el borde lingual es más importante y se desarrolla en casi toda su longitud. En el borde labial de la corona es muy variable, ya que puede correr por toda su longitud o por parte de ella, pero siempre está presente en el surco que separa el paracono del metacono. En los lados anterior y posterior de la corona no se suele observar.

El primer molar superior posee tres raíces, dos labiales y una lingual. Al paracono corresponde la raíz antero-externa, fina, sobre todo en sentido anteroposterior, adelgazándose progresivamente hacia abajo y algo ondulante. Muestra un profundo y continuo surco por detrás, siendo convexa por delante. La raíz postero-externa corresponde al metacono, algo más robusta que la precedente, posee en su cara distal un leve surco, y, al igual que la anterior, muestra una sección triangular en su parte más ancha. A toda la región de cúspides linguales, le corresponde una única raíz, muy deprimida transversalmente, longitudinalmente muy ancha, con perfil triangular que se adelgaza progresivamente hacia el apex. En la cara externa, muestra un surco a lo largo de todo su recorrido, en la cara interna aparecen uno o dos surcos más someros. Los apex de las raíces se dirigen hacia el eje longitudinal del diente. A veces aparecen casos de fusión de raíces, en especial la postero-externa y la interna, aunque no se ha encontrado con incidencia poblacional; se han observado varios ejemplares de estas ca-

racterísticas, pero procedentes de poblaciones y especies distintas.

En la forma general del diente se observan interesantes cambios morfológicos, según nos desplazamos en la línea evolutiva *Ursus etruscus* - *Ursus deningeri* - *Ursus spelaeus*. En *Ursus etruscus* la arista formada por el protocono e hipocono corre por el borde lingual de la corona, paralelamente al borde labial de la misma. En *Ursus deningeri* ya se observa una marcada oblicuidad de la arista protocono-metacónulo-hipocono, que es todavía mayor en *Ursus spelaeus*. Se produce un fenómeno similar en la verticalidad de las cúspides, que son convergentes en *Ursus etruscus*, ganando verticalidad en *Ursus deningeri*, fenómeno que se hace más marcado en *Ursus spelaeus*. La conjunción de la oblicuidad de la cresta interna (protocono-hipocono) y la progresiva verticalización de las cúspides, conlleva un aumento de la superficie oclusal eficaz del diente, en una palabra: aumenta su capacidad triturante a expensas de la capacidad de corte. Este fenómeno incide, en igual medida, sobre la morfología del surco anteroposterior, que, como ya se ha visto en la descripción general del diente, lo divide en dos regiones. Al ensancharse, sobre todo en la región del talón, permite que en él se desarrollen cantidades variables de cúspulas, que tapizan la base interna del metacono, los bordes externos del metacónulo e hipocono y el espacio comprendido entre ellos. Reflejo de este fenómeno es el reborde que cierra todo el lado posterior del diente, que en *Ursus spelaeus* está formado por un fino denticulado, constituido por bastantes cúspulas coalescentes, mientras que en *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri* es una arista continua y lisa, con menor relieve.

El primer molar de *Ursus arctos* presenta características intermedias entre *Ursus etruscus* y las especies espéleas: la cresta formada por el protocono e hipocono es algo oblicua, las cúspides siguen siendo convergentes; por ello el área oclusiva es proporcionalmente menor que en las especies espéleas. El surco anteroposterior es angosto en casi todo su recorrido, aunque menos que en *Ursus etruscus*, poseyendo algunas cúspulas, más frecuentemente ríduladas, en el área comprendida entre la mitad posterior del metacono y la mitad posterior del hipocono. El reborde que cie-

rra el borde posterior del diente es una fina cresta lisa y de poca altura.

A continuación se tratará de la morfología de detalle.

En *Ursus etruscus* el paracono es una cúspide puntiaguda, con aristas de bordes cortantes. Va precedida de una pequeña cúspide (parastilo), que posee un desarrollo vertical. Es una cúspide transversalmente angosta, que se inclina levemente hacia arriba y hacia dentro. En *Ursus deningeri* se produce un cambio importante, ya que la cara externa se verticaliza, y se hace transversalmente más ancha, conservándose las aristas que la bordean, pero son algo menos agudas; el parastilo suele estar siempre presente, pero es pequeño, aunque bien diferenciado. En *Ursus spelaeus* esta cúspide es similar a la de *Ursus deningeri*, aunque su cara interna es más abultada; el parastilo está siempre representado, aunque su importancia es fuertemente variable. En *Ursus arctos* se observa una morfología bastante similar, a la que se citó en *Ursus etruscus*; levemente convergente hacia dentro, pero su cara interna es más convexa (más abultada); el parastilo es poco importante, aunque casi siempre aparece.

Respecto al metacono se pueden hacer idénticas consideraciones que las realizadas para el paracono, con la salvedad de que en una misma pieza dentaria, el metastilo suele aparecer con mayor entidad que el parastilo, ya que aunque el primero acostumbra a ser más alto, el segundo posee un desarrollo longitudinal generalmente mucho mayor.

Las cúspides del borde interno se pueden agrupar en dos grupos: cúspides triangulares, altas y transversales muy estrechas, con unas aristas, cortantes en grado variable, típicas de *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*. Cúspides subtriangulares, con fuerte engrosamiento transversal, pérdida muy notable de altura y con aristas longitudinales muy romas, morfologías propias de *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. De forma general el protocono es la mayor, luego le sigue en tamaño el hipocono, más o menos la mitad; finalmente el metacónulo, que es muy variable.

En *Ursus etruscus*, protocono e hipocono poseen una forma triangular aguda, en especial el ejemplar de La Puebla de Valverde; entre protocono e hipocono hay siempre una pequeña cúspide roma, el metacónulo. Las caras linguales del

protocono-metacónulo se inclinan hacia el eje longitudinal del diente, mientras que la cara labial es casi vertical. El hipocono posee una superficie lingual más verticalizada, su cara labial es algo abultada y menos vertical que la del protocono, la cúspide se sitúa levemente más hacia el borde que el protocono. El surco anteroposterior está perfectamente delimitado, poseyendo finísimas rídulas en el lóbulo del talón.

En *Ursus arctos* se conservan, aunque suavizadas, algunas de las características apuntadas para *Ursus etruscus*: las cúspides del borde lingual se hacen menos convergentes, se ensanchan transversalmente, con lo que el paracono y protocono se «incrustan» uno en el otro, sobre todo en un ejemplar procedente de C. Furninha (fig. 5.23). Protocono-metacónulo e hipocono siguen una dirección oblicua; por ello el surco longitudinal se ensancha en el talón, apareciendo en su fondo más y mayores cúspulas. Las tres cúspides linguales son mucho menos punzantes que en *Ursus etruscus*, estando separadas por surcos que recorren casi toda la altura de esmalte. El metacónulo falta en un 9 por 100 de los casos.

En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, se produce un cambio notable: protocono, metacónulo (siempre presente) e hipocono, engrosan transversalmente, se orientan oblicua y verticalmente y dejan de ser convergentes hacia el interior del diente. Aunque el protocono conserva una forma triangular, es romo, perdiendo el carácter punzante. El metacónulo es de perfil semilunar, romo. El hipocono conserva una forma triangular, algo más marcada que el protocono. Las caras linguales de las cúspides son casi verticales y recorridas por finas rídulas verticales. Las caras labiales, abultadas y convexas se inclinan suavemente hacia dentro, de forma que paracono y protocono se incrustan uno en otro, perdiendo entidad. En esta zona el surco longitudinal gana mucha anchura, estando tapizado por rídulas, *Ursus deningeri*, y cúspulas, *Ursus spelaeus*. En esta última especie a veces aparece una cúspide accesoria al hipocono, separada de él por un surco vertical, que puede de forma unilateral aumentar el grado de oblicuidad de la alineación de cúspides linguales, por colocarse más hacia el borde de la corona. Otras veces gira ostensiblemente sobre su eje, de forma que su arista posterior casi sobrepasa el límite lingual de la corona.

El cíngulo es un carácter morfológico que varía mucho en este diente: en el borde labial del M<sup>1</sup> de *Ursus etruscus* existe, aunque es muy fino. Con morfología similar se observa en *Ursus arctos*. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* suele estar pobremente desarrollado; aunque a veces ocupa todo el borde, en general, sólo posee cierta entidad en la base del surco que separa paracono y metacono. El cíngulo del borde lingual, siempre está mucho más desarrollado que el del labial: en *Ursus etruscus* es fino y liso, situado en la base del esmalte. Se ensancha más y es más alto en *Ursus arctos* y generalmente es liso. En *Ursus deningeri* destaca más, aunque no sobresale mucho, es liso y su borde forma una zona de máxima elevación en el surco que separa protocono y metacónulo, a veces su borde libre está erizado de diminutas cúspulas, sólo apreciables si se pasa la uña por él. En *Ursus spelaeus* muestra un relieve mucho mayor, tanto vertical como transversal, estando su borde libre erizado de cúspulas que, a veces, son de gran tamaño.

Sobre el primer molar superior se tomaron las medidas siguientes: (1) longitud absoluta del diente, (2) longitud del lóbulo anterior tomada en su borde externo, (3) longitud del talón tomada en su borde externo, (4) longitud del paracono, (5) longitud del metacono, (6) anchura del lóbulo anterior, (7) anchura del lóbulo posterior (talón), (8) anchura del diente en su estrechamiento central, (9) distancia entre paracono y protocono, (10) altura del paracono, (11) altura del metacono, (12) distancia entre el protocono y el hipocono; además se calcularon los índices siguientes: (13) relación porcentual entre la anchura del lóbulo anterior y la longitud (6/1%), (14) relación porcentual entre las anchuras de los lóbulos anterior y posterior (7/6%), (15) relación porcentual entre la anchura del lóbulo posterior y la longitud (7/1%), (16) relación porcentual entre la anchura del lóbulo posterior y la longitud (10/1%), (17) relación porcentual entre la altura del metacono y la longitud (11/1%), (18) relación porcentual entre las longitudes de los lóbulos anterior y posterior (3/2%), (19) relación porcentual entre la longitud del paracono y la longitud absoluta del diente (4/1%).

Los histogramas de la longitud absoluta del M<sup>1</sup>, figura 5.29, muestran que existe un escalonamiento de tamaños crecientes en el sentido *Ursus etruscus*, moda 21 mm., *Ursus deningeri*, moda

de *Ursus spelaeus* se coloca en el campo de existencia métrica de *Ursus deningeri*.

Los histogramas de la anchura del lóbulo anterior del diente (6) (fig. 5.30), conviene considerarlos en unión de los de la anchura del talón (7) (fig. 5.31). En el de la anchura del lóbulo anterior del M<sup>1</sup> se detecta la falta de modas claramente expresadas para *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos*. Se produce una fragmentación métrica, influenciada por las posibles variaciones de tamaño propias de cada población. El solapamiento entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* (91%) y viceversa (76%), es extraordinariamente alto. Algo similar ocurre con *Ursus arctos*, cuyo solapamiento del 86 por 100 con *Ursus deningeri* alcanza un 66 por 100 con *Ursus spelaeus*; incluso existe un valor anormalmente elevado, en la distribución correspondiente a *Ursus etruscus*, que se sitúa sobre las dimensiones más frecuentes de la distribución de *Ursus spelaeus*. En las distribuciones de las anchuras del talón del M<sup>1</sup> (7) aparece un cierto descenso de los solapamientos entre las distribuciones de esta dimensión en cada especie: *Ursus deningeri* pasa a solaparse un 79 por 100

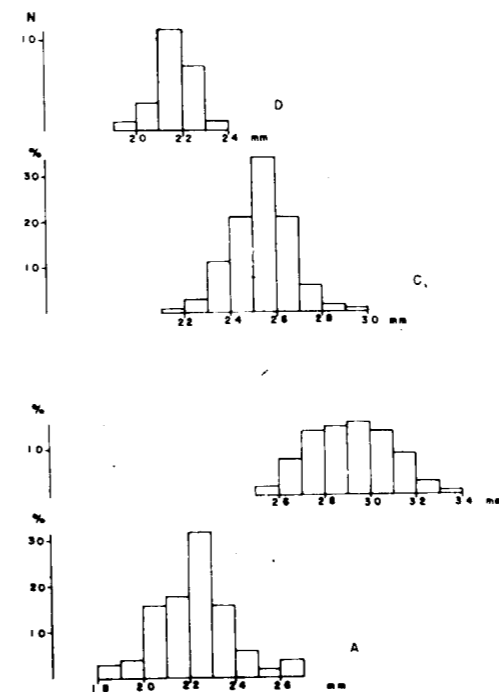


Figura 5.29.—Histogramas de la longitud (1) del primer molar superior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

25 mm., hasta *Ursus spelaeus*, moda 29 mm. Las distribuciones correspondientes a *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri* son muy apuntadas, leptokúrticas. Por el contrario, casi todas las medidas correspondientes a *Ursus spelaeus* se concentran entre las clases que van de los 27 a los 30 mm., dando una distribución muy aplanada, platikúrtica. La distribución correspondiente a la longitud del primer molar superior de *Ursus arctos*, es claramente apuntada, con la moda situada en la clase de 22 mm. Entre *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, existe un solapamiento total, aunque en *Ursus arctos* existen valores por encima y debajo de los valores límites del recorrido de *Ursus etruscus*. Entre *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri* el solapamiento es importante, ya que un 36 por 100 de los molares de *Ursus deningeri* quedan dentro del recorrido de esta medida en *Ursus etruscus*. Entre *Ursus spelaeus* y *Ursus etruscus* no se detecta solapamiento, pero un 74 por 100 de la muestra de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B), queda comprendida en el recorrido de *Ursus spelaeus*, mientras que un 55 por 100 de la muestra

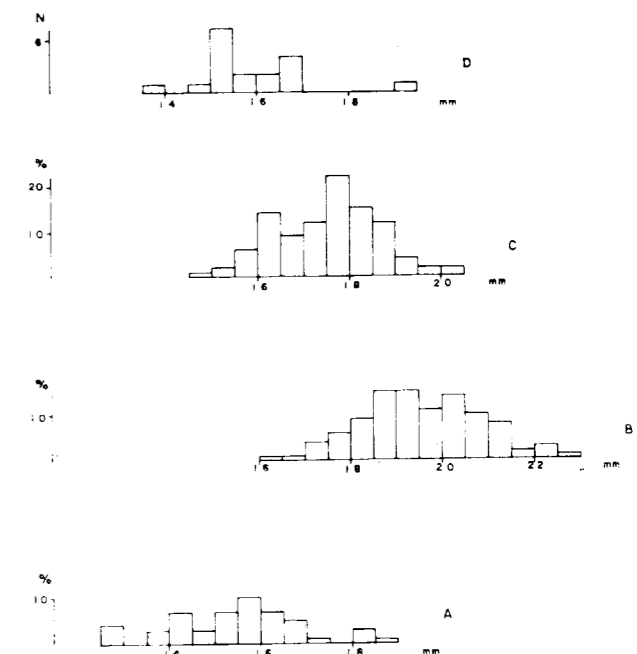


Figura 5.30.—Histogramas de la anchura del lóbulo anterior (6) del primer molar superior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

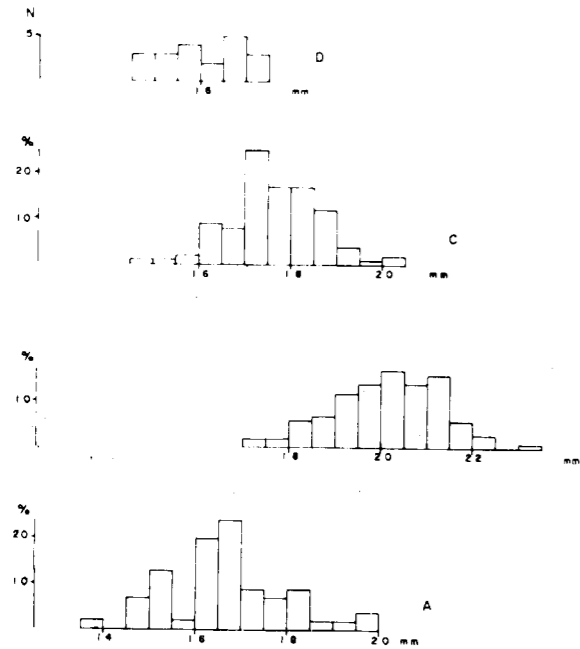


Figura 5.31.—Histogramas de la anchura del talón (7) del primer molar superior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

de casos con *Ursus spelaeus*, el cual, a su vez, lo hace en un 60 por 100 de los casos con *Ursus deningeri*. Los solapamientos entre las distribuciones de *Ursus arctos* y de *Ursus deningeri* continúan siendo muy elevados y sus modas, 16.5 mm. para *Ursus arctos* y 17 mm. para *Ursus deningeri*, están muy cercanas. En *Ursus spelaeus*, aunque la distribución se hace menos aplanada, no existe una moda definida, estaría comprendida entre las clases de los 20 y 21 mm. En definitiva: se puede concluir, que existe una mejor separación métrica en la anchura del talón, que en la del lóbulo anterior del primer molar superior, como ya se había observado al analizar la morfología de este diente.

Los datos estadísticos calculados para las diversas medidas e índices del M<sup>1</sup> aparecen en la tabla 5.28 (*Ursus etruscus*), tabla 5.29 (*Ursus deningeri*), tabla 5.30 (*Ursus spelaeus*) y tabla 5.31 (*Ursus arctos*). Como ya es habitual, se ha empleado una representación semilogarítmica de las diferencias entre los valores medios de medidas e índices de las cuatro especies, tomando como referencia los valores medios correspondientes a la muestra integrada de *Ursus spelaeus*, que es la que

	V				PV		
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$	n-2		
1	21,6	0,81	22	19,2	23,2	20,7	20,8
2	10,2	0,61	17	9,1	11,4	9,4	11,0
3	11,4	0,50	17	10,2	12,2	9,8	11,3
4	8,2	0,78	16	6,6	9,9	8,0	9,1
5	7,8	0,46	15	6,9	8,3	7,3	7,3
6	15,8	1,16	18	13,5	19,2	14,9	16,3
7	16,0	0,90	20	14,5	17,3	15,1	16,2
8	15,2	0,82	15	13,8	16,5	14,6	15,3
9			2	7,2	7,4	6,1	7,1
10			3	8,3	9,6	8,2	8,4
11			3	8,8	9,3	9,3	8,8
12						8,6	7,5
13	73,0	4,00	18	69,0	83,0	72,0	78,0
14	103,0	4,00	17	94,0	110,0	101,0	99,0
15	74,0	3,00	20	67,0	79,0	73,0	78,0
16			3	38,0	44,0	40,0	40,0
17			3	41,0	43,0	45,0	42,0
18	112,0	9,00	17	96,0	129,0	120,0	89,0
19	38,0	4,00	16	30,0	45,0	39,0	44,0

TABLA 5.28.—Medidas e índices del primer molar superior de *Ursus etruscus*

	GRD	SI	LZ	B			
	n-1	n-1	n-1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$
1	26,1	26,8	28,4	25,3	1,37	133	21,6 - 29,5
2	12,7	13,2		12,4	0,91	143	10,0 - 14,7
3	13,4	13,6		13,0	0,95	143	11,1 - 15,2
4		8,7		10,1	0,84	133	8,4 - 11,8
5		8,8		9,2	0,89	131	7,8 - 12,0
6	18,8	17,3		17,4	1,09	139	15,6 - 20,2
7	19,6	17,2		17,6	0,99	127	14,8 - 20,4
8	17,8	16,2	18,8	16,5	1,08	125	12,1 - 19,3
9		10,0		9,7	0,75	61	8,6 - 11,8
10	9,7	9,0		9,5	1,10	105	7,9 - 11,1
11	8,9	9,3		9,3	0,71	118	7,5 - 10,9
12		12,8		12,5	1,22	83	9,2 - 15,0
13	72,0	65,0		69,0		132	55,0 - 74,0
14	104,0	99,0		101,0		119	94,0 - 107,0
15	75,0	64,0		69,0		123	64,0 - 75,0
16	37,0	34,0		37,0		103	34,0 - 42,0
17	34,0	35,0		37,0		114	30,0 - 43,0
18	106,0	103,0		105,0		141	80,0 - 122,0
19		32,0		40,0		130	34,0 - 48,0

TABLA 5.29.—Medidas e índices del primer molar superior de *Ursus deningeri*

numéricamente está mejor representada (fig. 5.32). Se aprecia que en el primer molar superior de *Ursus spelaeus*, al igual que en el segundo, se manifiesta una hipertrofia relativa de dimensiones y morfologías, que tienden a optimizarlos para una funcionalidad bien distinta de la de un carnívoro, primando características triturantes sobre

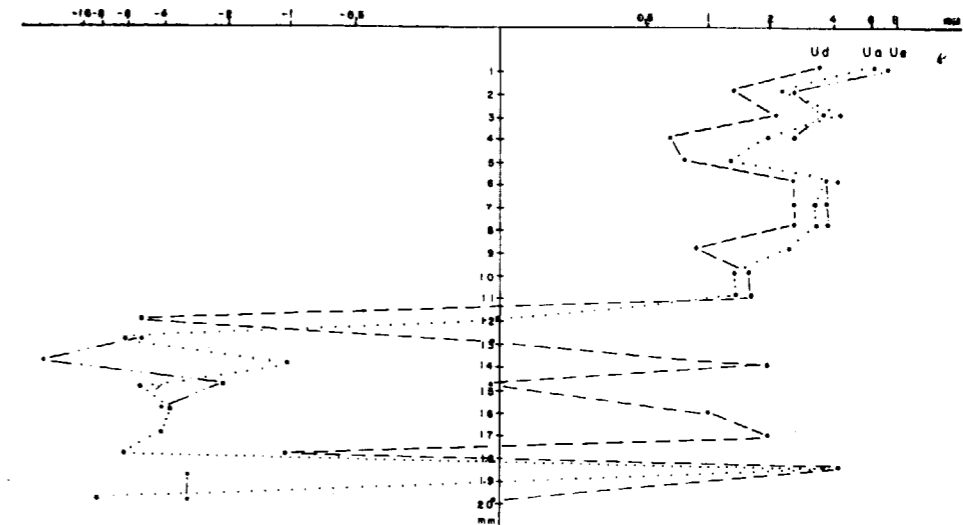
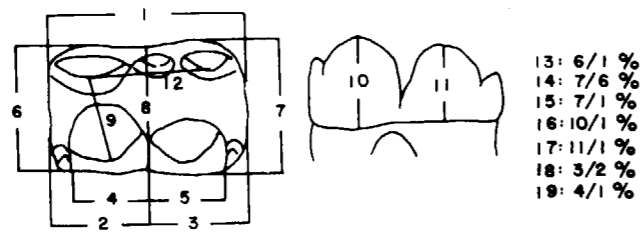


Figura 5.32.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del primer molar superior; tomando como referencia los de *Ursus spelaeus*.

	S				BN		CN		CA		AB		UR				LZ				TR					
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$	n-2		n-1		n-2		n-3		$\mu$	N	$V_i - V_s$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$			
1	28,2	0,97	16	26,4	29,7	28,4	29,5	27,0	26,8	28,3	27,8	28,5	26,7	6	25,3 - 28,3	27,1	2,50	11	25,3	30,2	27,2	2,01	23	24,8	29,2	
2	13,4	0,57	16	12,3	14,4	13,5	14,0	12,3			13,5	14,3	14,0	5	12,6 - 18,2	13,1	1,22	10	11,8	15,8	13,7	0,93	16	11,6	16,5	
3	14,8	0,66	16	13,7	15,3	14,9	15,5	14,7			14,3	15,2	13,0	5	8,8 - 15,1	13,9	1,51	10	13,1	16,0	13,6	1,47	16	12,2	14,6	
4	10,6	0,46	16	9,5	11,7	9,4	11,0	10,7			9,2	11,8	10,6	5	9,8 - 11,2	10,5	0,82	10	9,5	11,3	10,4	1,03	19	9,8	13,5	
5	9,7	0,55	16	9,3	10,4	10,0	10,0				8,8	11,3	9,5	5	8,8 - 10,5	9,8	6,8	9	9,3	10,8	10,0	0,74	19	9,2	11,7	
6	19,2	0,75	15	17,4	20,3	18,4	21,2			20,2	19,3	20,6	18,7	5	17,3 - 20,2	18,6	2,00	11	17,8	21,4	19,0	1,51	22	16,7	21,6	
7	19,2	0,89	16	17,4	20,6	19,2	25,0	20,0		17,6	20,1	18,5	20,4	18,3	5	16,6 - 19,6	19,2	1,87	10	17,8	21,8	19,0	1,18	21	17,4	20,8
8	18,6	0,79	15	16,8	19,9	17,9	20,0	19,1		19,5	17,7	20,3	17,7	5	16,2 - 18,6	18,0	1,87	10	16,3	20,5	18,0	1,22	22	16,2	20,0	
9	10,0	0,68	7	9,6	11,1		9,3				9,9	11,6	9,8	5	8,8 - 10,6	10,1	1,26	7	8,0	11,9	10,0	0,95	16	8,1	11,3	
10	10,6	0,42	10	9,8	11,5		10,3				9,7	11,4	10,1	5	9,4 - 10,8	10,5	0,67	8	9,5	11,5	10,4	0,95	17	8,8	12,2	
11	10,1	0,62	10	9,1	11,0		10,1				9,2	11,2	9,8		9,0 - 10,8	10,2	0,66	8	9,4	11,4	10,3	0,75	17	9,0	11,8	
12	14,5	0,64	7	13,9	15,7		14,6				11,8	14,2	12,3	5	10,3 - 14,1	12,9	2,00	7	9,0	15,4	12,8	1,39	16	11,6	15,1	
13	68,0		15	66,0	69,0	65,0	72,0	95,0		64,0	67,0	68,0	70,0	69,0	5	64,0 - 79,0	69,0	2,00		65,0	72,0	70,0		16	66,0	77,0
14	101,0		15	97,0	105,0	103,0	118,0	130,0		99,0	105,0	97,0	103,0	98,0	5	94,0 - 104,0	103,0	3,00		98,0	106,0	101,0		16	95,0	106,0
15	69,0		16	66,0	72,0	69,0	85,0			67,0	67,0	66,0	71,0	67,0	5	64,0 - 70,0	71,0	1,00		68,0	73,0	71,0		17	65,0	73,0
16	39,0		10	36,0	58,0	36,0	39,0				39,0	35,0	39,0	37,0	5	36,0 - 39,0	38,0	2,00		36,0	42,0	39,0		16	37,0	43,0
17	36,0		10	34,0	38,0	35,0	35,0				37,0	33,0	38,0	36,0	5	33,0 - 39,0	37,0	2,00		33,0	42,0	38,0		16	33,0	40,0
18	110,0		16	102,0	115,0	110,0	111,0	120,0		117,0	99,0	106,0	109,0	4	105,0 - 119,0	107,0	7,00		99,0	114,0	100,0		1	91,0	111,0	
19	37,0		10	36,0	40,0	37,0	37,0	40,0		40,0	33,0	40,0	39,0	5	37,0 - 42,0	39,0	2,00		36,0	42,0	39,0		16	36,0	42,0	

	K				KS		GZ		A				AZ				AI		ER		RV		
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$	n-3		n-1		$\mu$	$\sigma$	N	$V_i - V_s$	$\mu$	N	$V_i - V_s$	n-1	$\mu$	N	$V_i - V_s$	n-1			
1	29,3	1,84	127	25,2	33,3	25,6	29,3	30,2	29,0	1,84	55	25,7	33,0	28,5	5	27,5	30,5	27,5	29,0	4	28,1	30,0	27,0
2	14,0	0,88	119	11,6	16,2	12,6	14,2	14,0	14,0	1,30	53	12,4	17,0	13,7	5	13,1	15,1	13,3	14,0	4	13,6	14,5	12,5
3	15,3	1,00	119	13,1	17,6	13,0	15,7	16,2	15,1	1,34	47	12,9	18,0	14,7	5	14,0	15,4	14,2	15,0	4	14,5	15,5	14,5
4	11,0	0,87	120	9,6	13,0	9,5	11,1	11,6						10,5	5	9,7	11,3	10,6	11,2	4	11,0	11,4	9,6
5	10,0	0,70	118	8,5	11,6	9,8	10,3	10,8	10,1	0,54	29	9,1	11,0	9,8	5	8,8	10,4	9,2	10,4	4	10,2	10,6	9,6
6	20,8	1,43	122	17,4	22,8	17,6	20,4	20,5						19,0	5	17,2	21,4	19,1	19,3	4	18,7	19,8	17,4
7	20,2	1,49	119	17,5	23,8	18,0	20,8	20,6						19,7	5	18,6	21,3	19,2	19,7	4	19,1	20,2	17,8
8	19,2	1,29	115	16,0	23,1	17,2	19,4	19,3	19,4	1,37	51	18,5	22,1	18,8	5	17,7	20,3	18,3	18,5	4	17,8	19,0	16,3
9	10,8	0,76	106	8,6	12,2		10,8	10,6						10,3	5	9,3	11,3		15,0	4	15,0	15,1	9,5
10	11,2	0,76	108	9,5	13,1	9,9	11,1	11,7	11,2	0,80	23	9,3	12,4	11,0	5	10,2	12,4	10,3	10,7	4	10,4	11,0	10,5
11	10,6	0,67	104	9,1	13,3	9,4	11,6	10,7	10,5	0,83	24	9,3	12,3	10,1	5	9,2	10,6	9,0	11,5	4	10,8	12,1	10,1
12	14,0	1,28	102	12,0	17,0		13,0	13,0						13,7	5	13,2	14,5		14,0	4	13,8	14,9	12,3
13	68,0	2,40	118	61,0	73,0	68,0	70,0	68,0	70,0		47	61,0	77,0	67,0	5	63,0	70,0	69,0	66,0	4	66,0	68,0	64,0
14	101,0		115	94,0	108,0	101,0	102,0	100,0	100,0		47	93,0	107,0	104,0	5	100,0	108,0	101,0	102,0	4	101,0	104,0	102,0
15	69,0		116	63,0	75,0	69,0	71,0	68,0	70,0		48	63,0	75,0	70,0	5	68,0	71,0	70,0	68,0	4	67,0	69,0	66,0
16	38,0		105	34,0	43,0	37,0	39,0	39,0	39,0		23	34,0	41,0	39,0	5	37,0	41,0	37,0	40,0	4	38,0	41,0	39,0
17	36,0		104	33,0	39,0																		



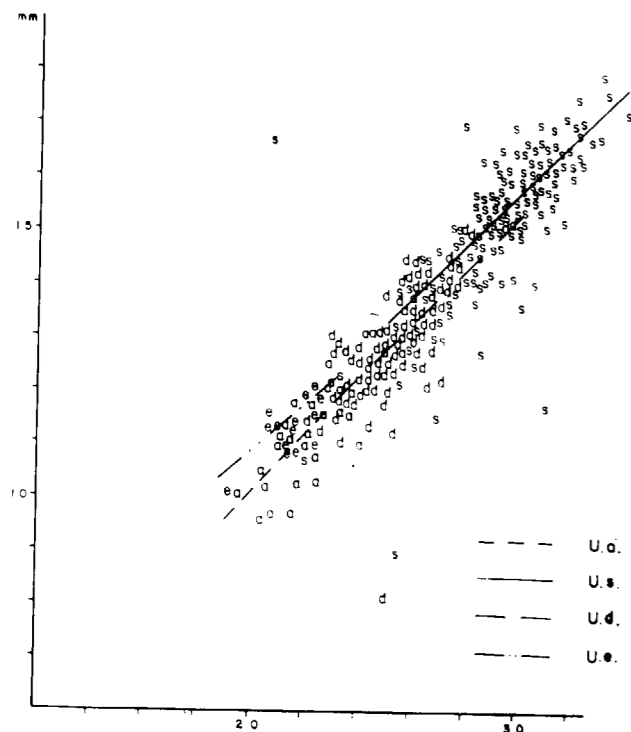
	AR		X					GU	CC	T					Muestra total							
	n 3	n 4	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>8</sub>	μ			σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>8</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>8</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>8</sub>		
																					n 3	n 4
1	26.7	27.6	28.5	30.8	29.0	1.47	55	23.2	32.0	23.5	26.8	28.3	28.6	1.99	85	25.0	32.2	28.9	1.77	411	23.2	33.3
2	13.0	13.5	13.5	14.3	14.0	0.84	49	10.8	15.0	11.5	13.6	15.2	13.6	0.87	71	12.2	16.3	13.8	0.94	369	10.8	18.2
3	13.5	14.6	15.2	16.5	15.0	1.20	50	11.5	17.2	12.0	15.2	17.0	15.2	1.25	69	13.4	17.0	15.1	1.15	362	11.5	18.0
4	10.3	10.8	10.4	11.7	10.7	0.55	47	9.4	11.5	9.0	10.8	11.5	10.8	0.77	60	9.5	12.6	10.8	0.73	335	9.2	13.5
5	8.7	10.0	9.8	10.4	10.1	0.43	45	9.0	10.8	8.1	10.0	10.8	10.0	0.55	60	9.2	12.0	9.0	0.61	331	6.8	12.0
6	17.2	19.2	18.6	21.3	19.8	1.11	52	16.3	21.8	15.3	19.1	20.2	19.1	1.29	68	16.4	22.0	19.7	1.33	373	16.3	22.0
7	18.0	19.5	19.8	20.6	19.9	1.05	51	17.6	21.8	18.3	15.9	17.6	20.1	1.36	71	18.0	22.1	19.9	1.30	376	15.9	25.0
8	17.1	18.6	18.5	19.3	19.2	0.93	48	17.4	21.8	14.4	18.4	19.8	18.4	1.17	63	16.5	20.5	19.0	1.21	360	14.4	22.1
9	9.3	10.8	10.4	11.2	10.5	0.69	41	9.3	12.7	8.0	10.0	10.8	9.3	0.88	56	9.7	12.8	11.2	0.72	296	8.8	13.1
10	10.2	10.9	10.9	11.6	11.2	0.61	42	9.7	12.6	9.5	10.0	10.8	9.5	0.63	56	9.0	11.7	11.0	0.70	275	8.1	11.3
11	9.6	10.3	10.6	11.4	10.6	0.59	33	9.0	11.8	8.1	9.5	10.8	9.5	0.63	56	9.0	11.7	11.0	0.70	275	8.1	11.3
12	12.2	14.8	12.5	13.8	13.8	0.63	33	12.0	15.0	11.8	13.8	15.0	11.8	0.63	56	12.0	15.0	11.8	0.72	296	8.8	13.1
13	63.0	72.0	65.0	70.0	68.0	1.01	51	63.0	77.0	65.0	71.0	67.0	65.0	1.01	67	61.0	71.0	68.0	1.18	368	61.0	77.0
14	94.0	108.0	102.0	106.0	101.0	0.93	46	91.0	108.0	104.0	109.0	103.0	104.0	0.93	65	96.0	110.0	101.0	1.01	356	91.0	130.0
15	67.0	70.0	66.0	72.0	69.0	0.50	50	59.0	76.0	68.0	66.0	71.0	69.0	0.50	66	64.0	75.0	69.0	0.61	364	59.0	85.0
16	37.0	39.0	37.0	40.0	38.0	0.40	41	33.0	41.0	40.0	40.0	41.0	40.0	0.40	55	35.0	42.0	39.0	0.73	293	32.0	58.0
17	36.0	37.0	35.0	38.0	36.0	0.40	42	32.0	41.0	34.0	37.0	41.0	37.0	0.40	56	33.0	43.0	36.0	0.73	294	32.0	43.0
18	103.0	112.0	109.0	116.0	108.0	0.89	49	97.0	121.0	104.0	112.0	109.0	104.0	0.89	69	99.0	130.0	109.0	0.89	355	81.0	130.0
19	37.0	40.0	35.0	39.0	37.0	0.40	48	32.0	40.0	38.0	38.0	41.0	38.0	0.40	60	33.0	41.0	38.0	0.60	335	32.0	42.0

TABLA 5.30.—Medidas e índices del primer molar superior de *Ursus spelaeus*

	LB	NO		TV	ST	CO	MN				GR	LZ	GA	GB	G	TR	MK	UK					
		n 1	n 2				μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>8</sub>									n 1	n 2	n 1	n 2	
																							n 1
1	21.4	22.0	22.6	21.5	21.8	21.5	22.8	21.3	0.84	6	20.5	22.1	23.3	23.1	23.2	21.2	20.3	19.4	23.8	22.0	22.4	22.8	20.2
2	10.2			11.8	11.8	10.6					9.8	10.2	11.6	11.6	11.5	10.2	10.7	9.3	11.8			10.6	
3	11.2			9.7	10.3	11.9					11.0	11.4	11.7	11.5	11.7	11.0	9.6	10.1	12.0			12.2	
4	9.0			8.4	8.3	8.0					8.4	8.5	8.4	8.3	8.5	8.3	8.6	7.2	9.6	8.8	9.0	9.0	
5	8.9			8.0	8.2	8.9					7.7	7.8	9.3	8.8		8.0	8.0	8.2	9.8	8.6	8.8	8.8	
6	15.2	15.6	15.7	16.1	15.8	15.6	15.3	14.8	0.41	6	14.4	15.2	15.3	15.5	15.8	14.3	14.3	13.7	18.4	15.9	16.3	16.3	14.5
7	16.5	16.6	16.3	16.7	17.3	16.2	16.3	15.5	0.89	6	15.0	16.9	16.2	16.9	16.6	16.2	15.2	14.5	19.4	17.9	17.2	17.4	15.0
8	15.0	15.7	15.4	15.7	15.9	15.0	15.0				13.5	15.3	15.0	15.2	15.7	14.7	14.2	13.4	18.8	16.4	16.2	16.5	14.3
9				7.6							7.8	8.2	7.5				7.5			8.8	8.6	8.3	
10				10.0							8.7	9.3	9.8				9.8			9.7	9.7	10.3	
11				8.9							9.0	9.2	9.3				8.3			9.5	9.5	10.1	
12				9.6							8.4	9.2					9.0			9.7	9.7	10.5	
13	71.0	71.0	69.0	75.0	72.0	73.0	67.0	69.0			68.0	72.0	66.0	67.0	68.0	67.0	70.0	71.0	77.0	72.0	73.0	71.0	72.0
14	109.0	106.0	104.0	104.0	109.0	104.0	107.0	108.0			104.0	113.0	106.0	109.0	105.0	113.0	106.0	106.0	105.0	113.0	106.0	107.0	103.0
15	77.0	75.0	72.0	78.0	79.0	75.0	71.0				71.0	80.0	70.0	73.0	72.0	76.0	75.0	75.0	82.0	81.0	77.0	76.0	74.0
16				47.0							41.0	45.0	42.0				48.0			44.0	43.0	45.0	
17				41.0							42.0	43.0	40.0				41.0			43.0	42.0	44.0	
18	110.0			82.0	87.0	112.0					108.0	116.0	101.0	99.0	102.0	108.0	90.0	109.0	102.0	109.0	115.0	115.0	
19	42.0			39.0	38.0	37.0					40.0	40.0	36.0	40.0	41.0	39.0	42.0	37.0	40.0	40.0	40.0	39.0	

TABLA 5.31.—Medidas e índices del primer molar superior de *Ursus arctos*

	BA	UL	TV	D				P	GU	FU	OF	Muestra total									
				μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>8</sub>					μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>8</sub>						
																n 2	n 1	n 4	n 2		
1	20.2	20.4	20.4	22.3	22.6	0.87	11	20.7	24.0	24.3	24.4	22.4	23.8	26.2	20.5	22.0	22.1	1.56	47	19.4	24.4
2	9.3	9.7	10.1	10.5	11.3	0.70	11	10.2	13.0	11.1	11.2	12.6	12.2	12.8		11.4	11.0	0.91	35	9.3	13.0
3	10.5	11.1	10.3	11.8	11.4	0.79	11	9.7	12.6	13.2	13.2	10.4	12.8	14.0		11.5	11.4	1.21	37	9.6	14.0
4	8.2	8.2	8.0	8.7	9.1	0.43	11	8.4	9.6	8.7	8.5	8.8	9.4	9.8		8.5	8.8	0.58	37	7.2	9.8
5	7.4	8.3	8.1	8.0	9.1	0.30	11	8.8	9.5	8.6	9.6	8.7	8.4	9.1		8.8	8.7	0.58	36	7.4	9.8
6	13.5	14.0	15.0	15.4	15.6	1.07	11	14.6	18.3	16.5	16.7	14.0	16.5	18.7		16.2	15.6	1.20	45	13.5	18.7
7	14.5	15.0	13.6	15.0	17.5	1.21	11	16.2	19.7	17.4	18.2	14.6	16.9	18.4		17.7	16.6	1.25	45	13.6	19.7
8	13.5	19.3	15.0	14.3	16.1	1.05	1	14.6	18.3	16.3	16.8	13.7	16.1	18.0		16.2	15.5	1.31	44	13.4	19.3
9	7.4	6.7		6.3	8.3	0.83	5	7.2	9.0	7.5	8.0	9.3	7.3	10.2		7.5	8.0	0.93	20	6.7	10.2
10	8.8	8.1		9.4	9.7	0.94	6	8.4	11.1	7.4	9.5	11.6	10.3	9.6		10.3	9.6	1.01	24	7.4	11.6
11	7.6	8.6		9.2	9.5	0.90	6	8.6	11.1	7.4	9.7	12.2	10.3	9.5		10.3	9.5	1.16	24	7.4	12.2
12	9.7	10.0		9.0	9.9	1.02	5	8.5	11.0	10.4	10.6	11.2	10.7	9.9		9.9	0.82	19	8.4	11.2	
13	66.0	69.0	74.0	70.0	72.0	2.00	11	67.0	81.0	71.0	69.0	63.0	68.0	72.0		74.0	71.0	3.50	47	67.0	81.0
14	107.0	107.0	91.0	96.0	108.0	1.00	11	104.0	112.0	106.0	104.0	104.0	96.0	106.0		108.0	106.0	4.41	47	91.0	113.0
15	71.0	74.0	67.0	67.0	78.0	2.00	11	72.0	87.0	75.0	72.0	65.0	69.0	73.0		80.0	75.0	4.52	47	67.0	87.0
16	43.0	40.0		43.0	42.0	1.00	6	38.0	46.0	33.0	37.0	44.0	47.0	43.0		47.0	43.0	3.43	23	33.0	46.0
17	37.0	43.0		41.0	42.0	1.00	6	39.0	46.0	33.0	38.0	47.0	47.0	42.0		47.0	42.0	3.16	20	37.0	47.0
18	119.0	108.0	102.0	112.0	101.0	1.00	11	85.0	117.0	105.0	105.0	87.0	100.0	115.0		101.0	105.0	10.40	36	82.0	119.0
19	40.0	41.0	39.0	39.0	40.0	12.00	11	38.0	43.0	38.0	37.0	37.0	37.0	37.0		39.0</					



de la línea de regresión correspondiente a *Ursus spelaeus*. En su campo de existencia métrica se coloca sobre la de *Ursus etruscus*. En definitiva: el talón es proporcionalmente más largo en *Ursus spelaeus* que en las otras especies.

Entre la anchura del talón (7) y la longitud absoluta (1) del M<sup>1</sup>, existe una correlación buena para las cuatro especies, oscilando entre .74 (*Ursus etruscus*) y .83 (*Ursus deningeri*). La representación bivariada (fig. 5.34) es muy ilustrativa, ya que marca claramente la tendencia hacia un diente corto y ancho, en definitiva cuadrado, en *Ursus arctos* y en *Ursus etruscus*, siendo más elongado en *Ursus spelaeus*. En general, el talón del M<sup>1</sup> de *Ursus deningeri*, en su campo de existencia métrica, tiende a ser más estrecho que el

Figura 5.33.—Primer molar superior: representación bivariada de la longitud del borde labial del talón (3) en función de la longitud absoluta (1); e, *Ursus etruscus*; a, *Ursus arctos*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

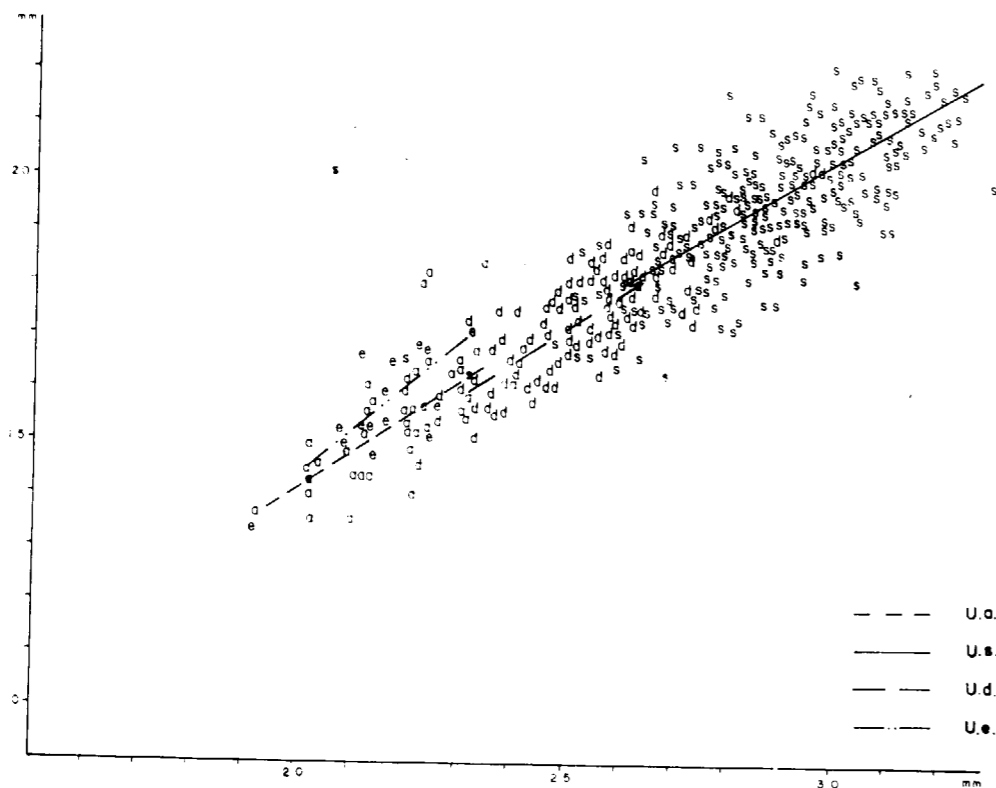


Figura 5.34.—Primer molar superior: representación bivariada de la anchura del talón (7) en función de la longitud absoluta (1); e, *Ursus etruscus*; a, *Ursus arctos*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

de *Ursus spelaeus*, aunque como la pendiente de su línea de regresión es algo mayor que la de *Ursus spelaeus*, la cortará, pero ya cerca de los valores límites máximos y en el caso de existir molares de *Ursus deningeri* de estas dimensiones, teóricamente serían proporcionalmente más anchos que los del oso de las cavernas.

Se pasará a continuación a tratar las diferencias métricas en el M<sup>1</sup> de *Ursus spelaeus*, de los distintos yacimientos ibéricos.

En la figura 5.35 aparecen los histogramas de la longitud absoluta (1). Si se toma, como en otras ocasiones, la referencia del yacimiento de Ekain (K), resulta evidente que existe un buen solapamiento con el yacimiento de la Cueva de Arrikruz (A), dando los dos yacimientos distribuciones muy platikúrticas. Los yacimientos de la Cueva del Reguerillo (T) y del Toll (X), tienen recorridos que quedan dentro de los del yacimiento de Ekain, aunque las distribuciones son apuntadas, leptokúrticas, con modas bastante bien definidas. En el yacimiento de la Cueva del Reguerillo, los valores más altos de esta medida están mal representados, de aquí que la diferencia entre valores medios sea significativa (tabla 5.32); también existen diferencias significativas del valor medio de la longitud del M<sup>1</sup> de la Cueva

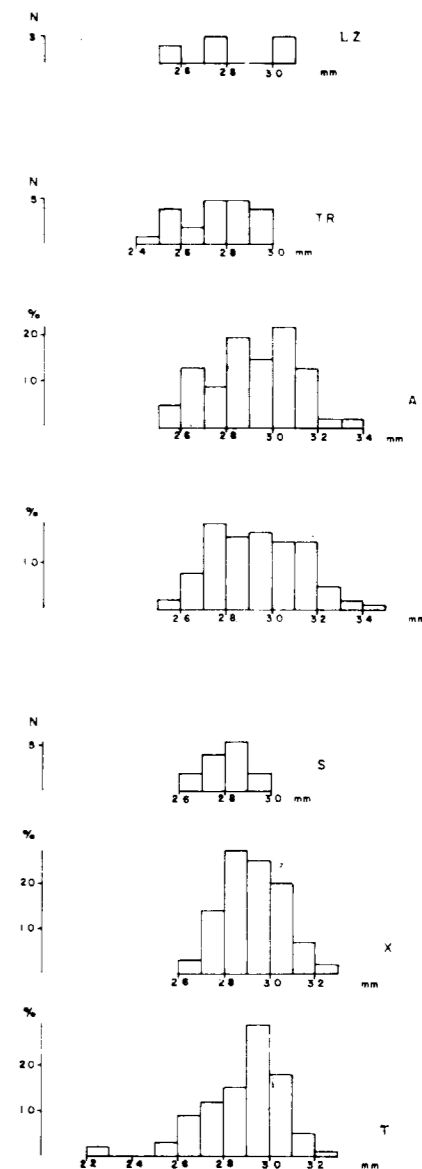


Figura 5.35.—Histogramas de la longitud absoluta del primer molar superior (1) de *Ursus spelaeus*. T, Cueva del Reguerillo; X, Cueva del Toll; S, Cueva de la Pasada; K, Cueva de Ekain; A, Cueva de Arrikruz; TR, Cueva de Troskaeta; LZ, Cueva de Lezetxiki.

M <sup>1</sup>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
LZ	<											
TR	<	<				<	<	<	<		<	<
A												
S	<	<	<	<		<	<	<				
X				<								
T	<	<				<	<			>	>	

Tabla 5.32.—Significación de diferencias entre valores medios de medidas del primer molar superior de *Ursus spelaeus*, según yacimientos.

de Ekain respecto al de los yacimientos de la Cueva de La Pasada (S), y, sobre todo, de la Cueva de Troskaeta (TR), cuyo histograma, en frecuencias absolutas, muestra un marcado corrimiento hacia los valores inferiores del recorrido de esta medida en Eain.

Respecto a los valores medios de las restantes medidas, se detectan valores significativamente menores (tabla 5.32), en la mayoría de los yacimientos: LZ (Lezetxiki), TR (Troskaeta), A (Arrikrutz), S (La Pasada), X (El Toll) y T (El Reguerillo), aunque en este último yacimiento aparecen significativamente mayores los valores medios de las alturas del paracono (11) y metacono (12).

*Segundo molar superior*

(figs. 5.36, 5.37, 5.38 y 5.39)

En el borde labial aparece en primer lugar el paracono: cúspide alta que vista lateralmente posee un perfil triangular agudo, pudiendo, en ocasiones, estar precedida por una diminuta cúspide, que podría corresponderse con el parastilo. La cara externa del paracono es lisa y suavemente convexa; la interna es más irregular, bastante convexa, mostrando en una zona alineada con el vértice de la cúspide una región más abultada. Separado del paracono por un neto surco vertical, se encuentra el metacono que, con una altura notablemente menor, posee una morfología similar. Paracono y metacono, en todo su borde cortante, tienen unas crestas longitudinales, que

se unen en el surco que separa ambas cúspides. Tras el metacono puede aparecer una cúspide accesoria, morfológicamente similar aunque más pequeña, seguida de un reborde más marcado, a veces denticulado por la presencia de numerosas cúspulas separadas por finos surcos, fenómeno típico en las especies espéleas. Otras veces, tras el metacono se desarrolla un fino borde de poco relieve que, tras recorrer todo el borde posterior del diente, va hasta la región lingual del lóbulo posterior.

Al igual que en el primer molar superior, las cúspides del borde lingual de la corona son poco altas y forman una cresta más o menos continua, dependiendo de que se lleguen a desarrollar surcos verticales que las independicen. En primer



Figura 5.36.—El segundo molar superior de *Ursus etruscus* CUV. V-33 (dex.)

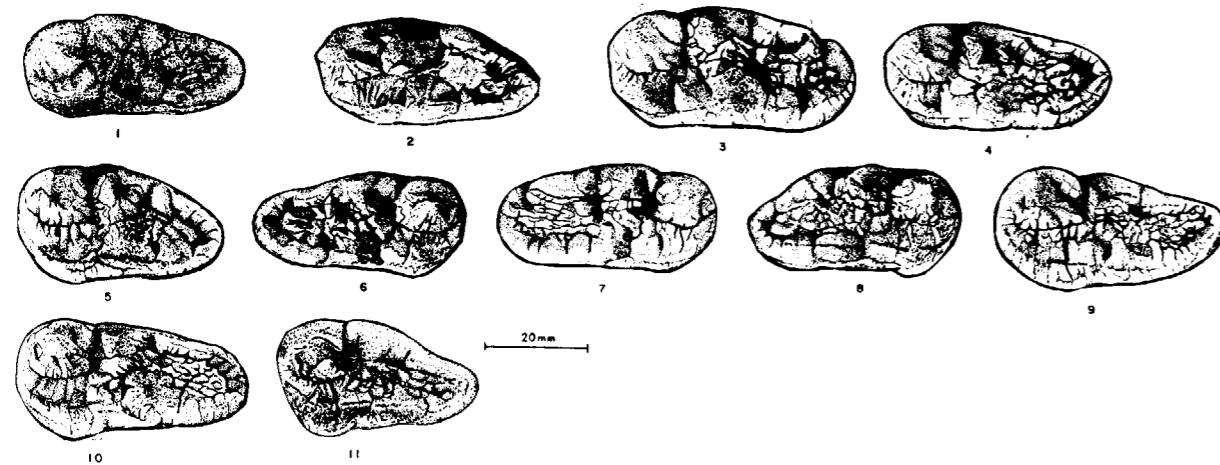


Figura 5.37.—El segundo molar superior de *Ursus deningeri* V. REICH: 1-SI (sin.); 2-PA (sin.); 3-B (sin.); 4-B-152 (sin.); 5-B-598 (sin.); 6-B-603 (dex.); 7-B-637 (dex.); 8-B-638 (dex.); 9-B-647 (sin.); 10-B-681 (sin.); 11-B-1047 (sin.); SI, Cueva de Santa Isabel; PA, Cueva de Pardaki; B, Cueva Mayor.

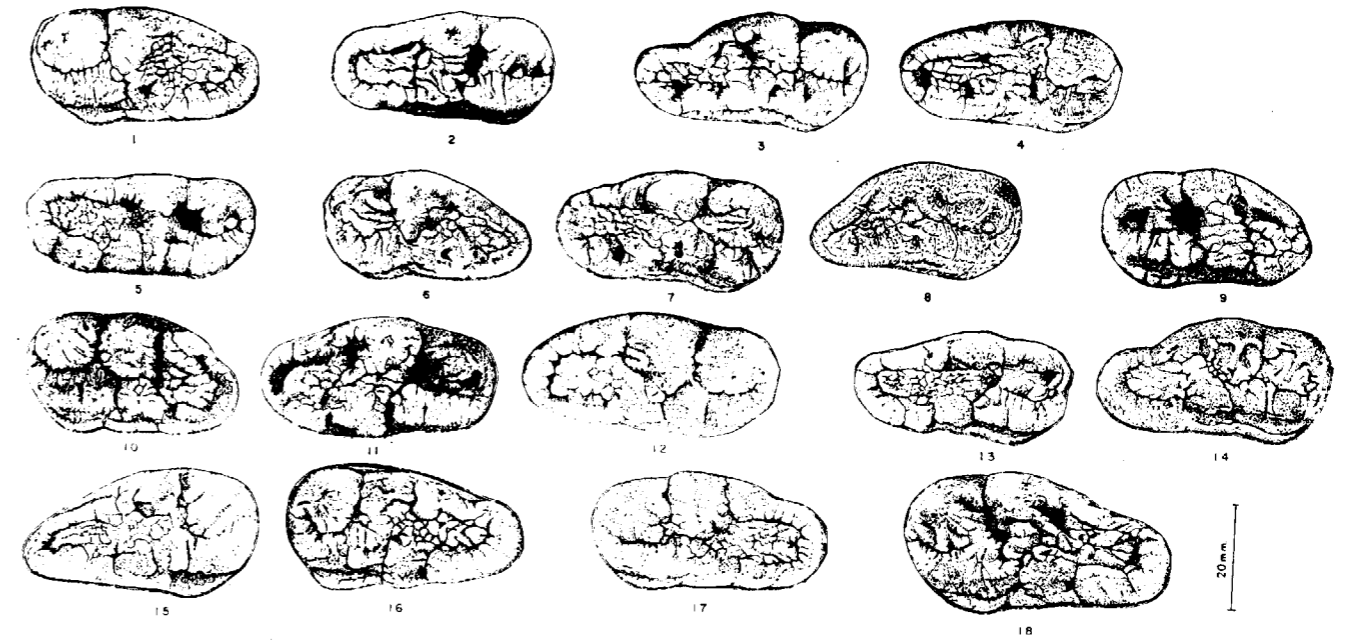


Figura 5.38.—El segundo molar superior de *Ursus spelaeus*: 1-S-1003 (sin.); 2-AB-IV (dex.); 3-UR-5 (dex.); 4-UR-6 (dex.); 5-LZ-94 (dex.); 6-TR-374 (sin.); 7-TR-378 (dex.); 8-TR-379 (dex.); 9-K-163 (sin.); 10-K-360 (sin.); 11-K-404 (dex.); 12-K-607 (dex.); 13-A-166 (dex.); 14-A-167 (dex.); 15-A-194 (dex.); 16-A-1524 (sin.); 17-AZ (sin.); 18-E-1 (sin.); S, Cueva de la Pasada; AB, Cueva de Urnieta; LZ, Cueva de Lezetxiki; TR, Cueva de Troskaeta; K, Cueva de Ekain; A, Cueva de Arrikrutz; AZ, Cueva de Artzen; E, Cueva de los Ermitons.

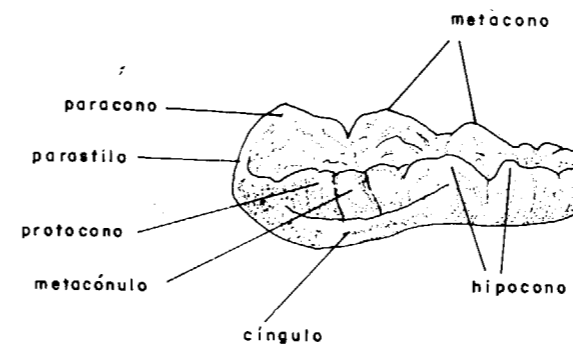
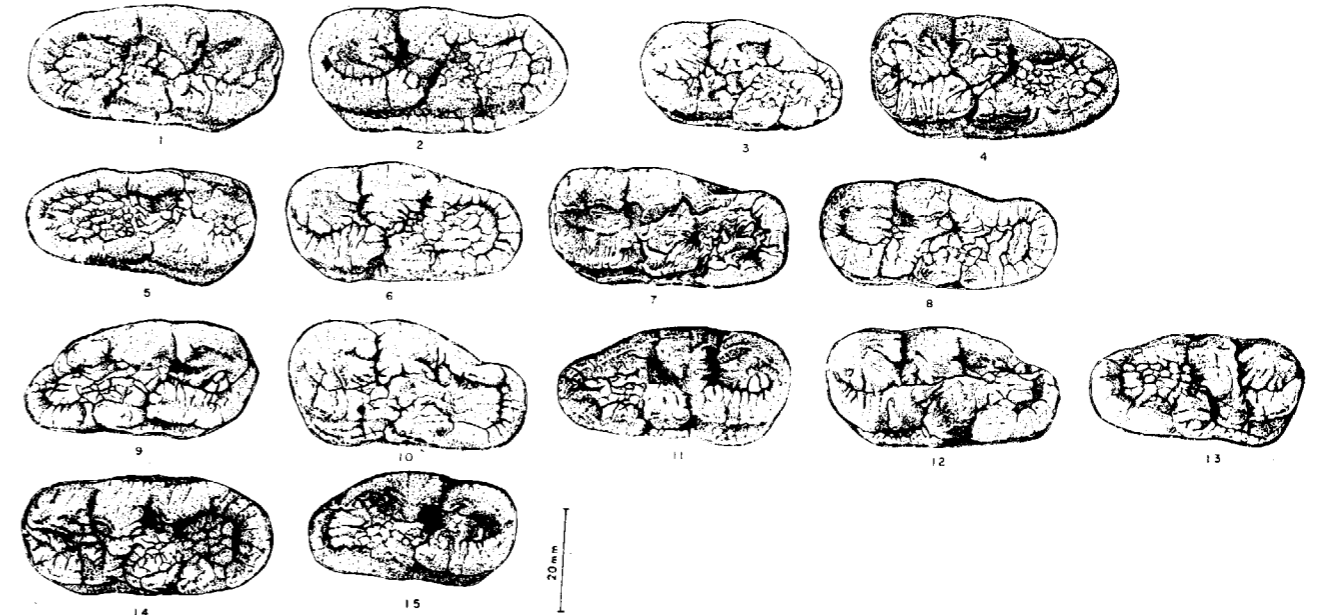


Figura 5.38 (continuación).—1-AR-85583 (dex.); 2-AR-866 (sin.); 3-X-1196 (sin.); 4-X-3078 (sin.); 5-T-764 (dex.); 6-T-1208 (sin.); 7-T-2536 (sin.); 8-T-2650 (sin.); 9-T-2899 (dex.); 10-T-3076 (sin.); 11-T-4168 (dex.); 12-T-4176 (sin.); 13-T-4177 (dex.); 14-T-5212 (sin.); 15-T-5213 (dex.); AR, Cueva de la Arbreda; X, Cueva del Toll; T, Cueva del Reguerillo.



Figura 5.39.—El segundo molar superior de *Ursus arctos* LIN.: 1-S-1033 (sin.); 2-LZ-100 (sin.); 3-LZ-102 (dex.); 4-FU-37 (sin.); S, Cueva de la Fuente; LZ, Cueva de Lezetxiki; FU, Cueva Fuminha.

lugar se sitúa el protocono, que visto desde el borde lingual posee un perfil triangular muy aplanado con el vértice romo. La cara interna de la cúspide es suavemente convexa y más vertical que la externa, que se dirige oblicuamente con suavidad hacia el centro del diente. Tras el protocono aparece el metacónulo, cúspide muy corta, en sentido anteroposterior, separada del protocono por un surco vertical, que puede ser neto o casi inapreciable, llegando a faltar en algunas ocasiones. Posee una morfología muy variable, pero puede definirse como una cúspide troncocónica. Tras el metacónulo se sitúa el hipocono, bastante más agudo que el protocono, de perfil triangular, con una arista posterior que desciende más oblicuamente de como lo hace la anterior. Todo el borde labial de las cúspides del borde interno de la corona está surcado por gran cantidad de vermiculaciones, que forman pequeños surcos; aparecen también un número variable de pequeñas cúspulas, con mayor densidad en la zona del surco transversal que separa el lóbulo anterior del talón.

La región posterior del talón está siempre muy desarrollada, y cerrada por una cresta de esmalte, que puede ser lisa o interrumpida por una gran cantidad de surcos verticales de pequeño tamaño, que forman un conjunto de numerosas cúspulas. Todo el centro de esta zona del segundo molar, destinada a ocluir con el tercer molar inferior, está repleta de crestas, cúspulas y dentículos, que frecuentemente, incluso en ejemplares fósiles, están coloreadas de negro por el sarro. La forma del lóbulo posterior, el número de cúspulas que recubren su centro o su reborde y el grado de torsión que muestra, son caracteres que varían fuertemente según las especies, por ello serán tratados con detalle a la hora de realizar el estudio comparativo.

El segundo molar superior sólo posee cíngulo en el borde interno, generalmente bajo el protocono e hipocono. Adopta diversas morfologías:

una banda lisa sin relieve separada del cuerpo de esmalte por un fino surco; una banda gruesa, lisa, una banda gruesa a la que superponen ridulas y/o cúspulas. Otras veces se trata de un fuerte saliente de planta triangular, que se proyecta hacia el paladar. Pero en todos los casos el cíngulo sobresale del contorno general de la corona, de forma que contribuye en buena parte de la anchura del diente. Cuando forma un saliente triangular se obtienen anchuras desmesuradas de la región anterior de la corona, que en realidad no refleja la anchura afectiva de la superficie masticatoria del diente.

El segundo molar superior posee cuatro raíces principales: la anteroexterna, correspondiente al paracono, la menos robusta, es cilíndrica y se implanta verticalmente, adelgazándose suavemente hacia el apex que se incurva suavemente hacia dentro. La raíz posteroexterna, que corresponde al metacono, ancha, deprimida transversalmente, con su borde anterior más ancho que el posterior; muestra una zona más o menos cóncava en la mitad posterior de su cara externa. En la zona interna se implanta una sólida raíz, que corresponde al conjunto protocono-hipocono. Vista transversalmente presenta un perfil trapezoidal, cuyo lado menor constituye el apex; es transversalmente deprimida y su cara interna es cóncava en su mitad superior, siendo convexo el resto. Al lóbulo posterior del diente corresponde una gran raíz de gran tamaño, que vista desde arriba, en su posición anatómica real, muestra una forma de quilla de borde anterior fino, siendo mucho más grueso el posterior. Esta raíz se implanta en el centro del diente y paralelamente al eje de simetría longitudinal, coalesciendo en las cercanías de la corona con la raíz interna y con la postero externa.

Para el estudio comparativo de la morfología se emplearán dos tipos de criterios: uno morfológico general, que virtualmente va dirigido al gra-

do de convergencia de las cúspides y a la morfología del talón; y otro morfológico de detalle, donde se analizarán cada una de las cúspides.

*Ursus etruscus* de Val d'Arno posee un segundo molar superior bien desarrollado. Destaca llamativamente la notable convergencia de las cúspides hacia el eje anteroposterior del diente. Posee un talón bastante voluminoso, que equivale a algo más de la tercera parte de la longitud total del diente. Todos los ejemplares de Val d'Arno se agrupan dentro del Grupo 6 de la figura 5.40, del que son característicos el contorno de corona subtriangular, con un suave surco entre el paracono y metacono, y sobre todo el perfil convexo del borde externo del talón.

El único ejemplar de segundo molar superior de *Ursus etruscus*, procedente de la Puebla de Valverde, es morfológicamente algo más arcaico, ya que se sitúa dentro de las formas de talón corto con borde externo cóncavo, Grupo 4, con una mayor convergencia de cúspides y un talón algo más reducido que el de los osos de Val d'Arno.

El segundo molar superior de *Ursus deningeri* muestra una fragmentación en diversas morfologías; fenómeno que parece ser característico de esta especie de transición. Predominan las formas espeloides, Grupos 6 y 7 de la figura 5.40. Hay una clara dominancia de formas espeloides esbeltas, con un gran talón de borde externo convexo pudiendo, en ocasiones, aparecer una escotadura, seno o repliegue, cerca del ángulo posteroexterno del talón. Aparece un suave surco labial entre el lóbulo anterior del diente y el talón. El borde anterior de diente es convexo. Suele mostrar un cíngulo interno marcado. Existe una frecuencia importante (28%), de formas hiperespéleas, Grupo 7 (fig. 5.40), caracterizado por un perfil rectangular con el borde anterior del diente recto, ausencia de surco labial entre la parte anterior del diente y el talón y pérdida de convergencia del borde externo del talón, que se hace casi paralelo al borde interno. Puede aparecer una escotadura en la parte final del borde externo del talón que, a veces, se resuelve en forma de repliegue. El cíngulo está siempre bien desarrollado. Existe una frecuencia relativamente importante (10%) de formas triangulares, que se caracterizan por mostrar un lado externo recto, mientras que el lado interno, que generalmente es recto y paralelo al eje anteroposterior del diente, se hace suavemente

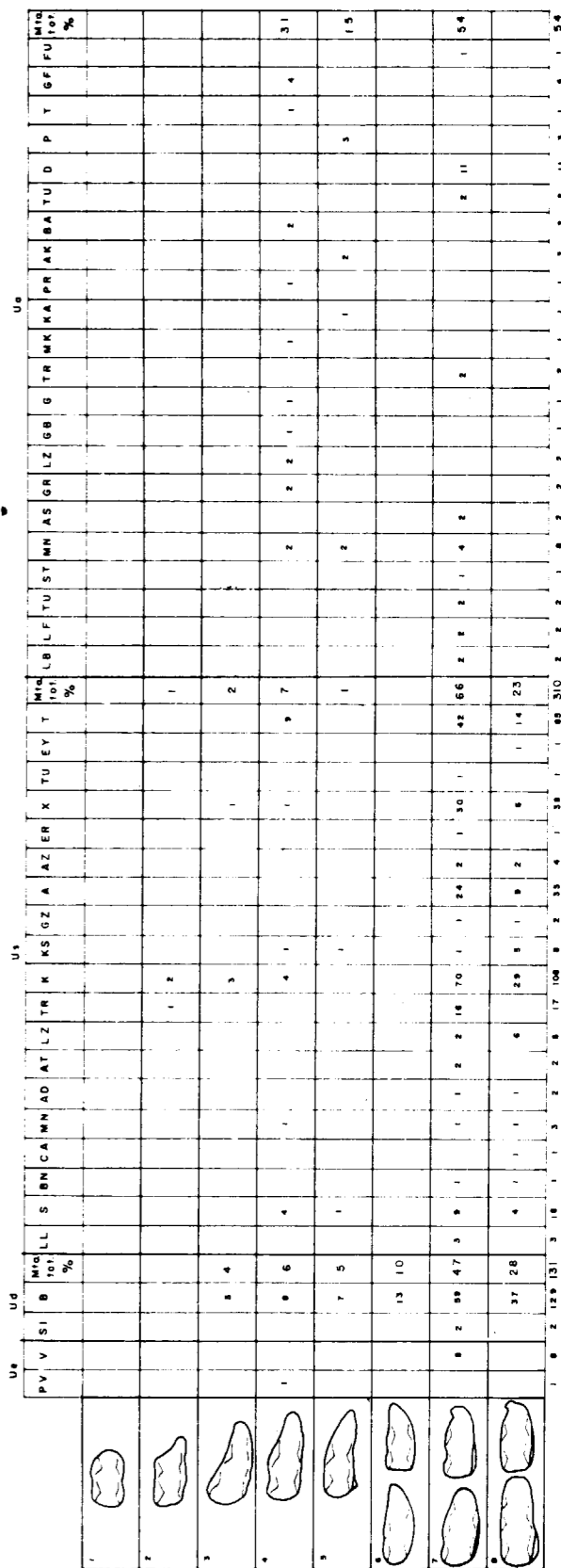


Figura 5.40.—Morfortipos de la forma general del segundo molar superior.

convexo y dirigido hacia la parte interna del diente, con borde anterior del diente convexo o recto, Grupo 5 (fig. 5.40). Esta morfología, que no es frecuente en estos dientes, cabría clasificarla como una variación de los Grupos 6 y 7. El resto de las morfologías son una serie de variaciones geométricas, que se ajustan a una descripción general de talón muy agudo y relativamente poco desarrollado: aparece un 5 por 100 de formas de talón muy agudo, regularmente desarrollado y con borde externo convexo (Grupo 4); un 6 por 100 de formas de talón relativamente reducido, de final redondeado y borde externo cóncavo (Grupo 4). Finalmente, un 4 por 100 de casos en los que la morfología del talón es similar a la del Grupo 3, pero el lóbulo posterior se hace menos importante (Grupo 2). Estas últimas (Grupos 2, 3 y 4) pueden clasificarse como formas arcaizantes.

El segundo molar superior de *Ursus spelaeus* posee una morfología bastante regular, ya que el 89 por 100 de los ejemplares se distribuyen entre las formas espéleas normales, Grupo 6 (66%), y las hiperespéleas, Grupo 7 (23%). Distribución que se conserva también intrapoblacionalmente. El resto de morfologías se reparten entre formas de talón reducido, aunque bien desarrollado con terminación redondeada (7%), Grupo 3, o con terminación aguda (1%), Grupo 4. Existe una frecuencia reducida de formas arcaicas, de talón muy agudo (2%), Grupo 2, o de talón prácticamente sin lóbulo posterior (1%), Grupo 1, que prácticamente sólo se presenta en el gran yacimiento de la Cueva de Ekain, en el que la gran cantidad de piezas extraídas favorece estadísticamente la aparición de formas arcaizantes, que representan una fracción mínima (4%) del total de las morfologías existentes en el yacimiento.

El segundo molar superior de *Ursus arctos* muestra una morfología general constante, predominan las formas del Grupo 6 (43%), con el lóbulo posterior del talón menos desarrollado que en las especies espéleas. Nunca existe surco o repliegue en la parte posterior del borde externo del diente, la longitud del lóbulo es proporcionalmente menor. También son frecuentes las morfologías con borde externo del diente cóncavo y borde posterior redondeado (30%), Grupo 3. Las formas de talón muy agudo son poco frecuentes (14%), Grupo 4, siendo francamente raras (9%) las formas de diente de bordes paralelos, Grupo 7.

Este molar presenta una curiosa torsión, que se

localiza básicamente en el talón, y de forma más marcada en su región posterior. Esta torsión puede definirse como un giro de dentro a fuera, alrededor del eje anteroposterior del diente.

En el segundo molar superior de *Ursus deningeri*, el talón también muestra una torsión bastante menor que en *Ursus spelaeus*, además tiende a concentrarse en la mitad posterior del lóbulo; un 60 por 100 de la muestra posee una torsión que afecta sólo a la mitad posterior del lóbulo, un 25 por 100 muestra torsión que afecta a todo el lóbulo, mientras que en un 15 por 100 de la muestra no existe torsión o es muy débil. En el segundo molar de *Ursus deningeri* aparece un aspecto morfológico nuevo: si se intenta horizontalizar esta pieza, tomando como referencia el borde inferior lingual del esmalte, elegido éste por ser el más rectilíneo, se observa que la superficie oclusiva del lóbulo posterior está en un plano más inferior que el que se observa en *Ursus spelaeus*. En la mandíbula de *Ursus deningeri*, el tercer molar inferior también se inclina marcadamente hacia abajo y hacia dentro.

El segundo molar superior de *Ursus etruscus* muestra una torsión muy leve. El tercer molar inferior o está horizontal o se inclina algo hacia abajo y hacia dentro. En *Ursus arctos* ambos fenómenos son de una magnitud equivalente a la que se observa en *Ursus etruscus*.

Se pasará a continuación a tratar las morfologías de detalle: en *Ursus etruscus*, las cúspides del segundo molar superior poseen una morfología extremadamente simple, con una marcada convergencia hacia la parte interna del diente, de forma que existe una diferencia notable entre el área ocupada por la superficie oclusal efectiva, cuando el diente no está desgastado, y el área total de la corona. El paracono es siempre una cúspide única, que vista lateralmente presenta una forma triangular no muy alta y bastante aguda. La cara externa de la cúspide es levemente convexa, la interna abultada y una cresta recorre toda la cúspide. El metacono es también único, separado por un profundo surco del paracono. Posee una morfología similar a la de éste, aunque es menos alto. Del metacono parte una cresta de muy poco relieve que bordea todo el borde externo del diente, aunque en el ejemplar de la Puebla de Valverde no se aprecia. Todo el borde lingual está ocupado por una cresta que se divide en dos partes: una anterior, poco elevada y aguda, con su cara exter-

na casi vertical y su cara interna más oblicua, el protocono; un fino surco insinúa la existencia de metacónulo. Tras el conjunto protocono-metacónulo y separado de él por un surco bien marcado, que afecta casi toda la altura de la corona, se presenta el hipocono: cúspide de perfil triangular y bastante aguda, que se coloca en una posición más alejada del eje anteroposterior del diente, de lo que lo hace el protocono. En un caso el hipocono está duplicado. Detrás del hipocono se desarrolla un reborde de esmalte, que muestra un fino denticulado, que va a unirse al que limita el borde posterior del diente.

El surco anteroposterior entre paracono y protocono-metacónulo es liso, o muestra rímulas casi microscópicas, que en la zona del talón se orientan, más o menos, en sentido anteroposterior, son más numerosas y poseen un relieve mayor. En tres casos se detecta un esbozo de cíngulo, rugoso y de muy poco relieve bajo el paracono y metacono. En el borde lingual de la corona, siempre aparece bien desarrollado, aunque muy fino, bajo el protocono e hipocono. Tras el hipocono asciende hasta coalescer con la cresta que bordea toda la superficie oclusiva del diente. El cíngulo es casi imperceptible en el ejemplar de la Puebla de Valverde, mientras que en los ejemplares de Val d'Arno es más grueso y puede mostrar cúspulas muy pequeñas. Toda la cara lingual del protocono está finamente marcada por arrugas en el esmalte. En *Ursus etruscus* el borde anterior del diente es abierto, en «uve».

En *Ursus deningeri* ya se observan importantes cambios morfológicos: el paracono aumenta de tamaño, aunque conserva la morfología triangular, ya no se inclina hacia dentro, sino que es sensiblemente vertical. La cara externa se hace fuertemente convexa, la interna se abulta fuertemente. La arista que recorre todo su borde cortante, en vez de ser lisa y estrecha, como en *Ursus etruscus*, se hace más gruesa estando, a veces, marcada por una serie de finísimos surcos verticales que crean denticulos. En ocasiones (19%) la cúspide principal está precedida de otra de tamaño mucho más pequeño (parastilo), que se sitúa directamente sobre la cresta citada, el metacono. Está separado del paracono por un gran surco vertical y en su base puede alojarse alguna cúspula.

El metacono raramente es único (6%); normalmente está duplicado (81%), pudiendo llevar detrás hasta dos cúspides accesorias de tamaño de-

creciente (13%). Tras la cúspide o cúspides, que componen el metacono, se desarrolla un potente reborde de esmalte, que se une al que rodea el borde posterior del diente. Este reborde puede ser liso (40%) o denticulado (60%), por la presencia de unos finos surcos verticales, que independizan una serie de cúspulas, de número y tamaño totalmente variables. La morfología del metacono es idéntica a la del paracono, aunque es notablemente más corto y bajo que éste. Mientras que en el segundo molar de *Ursus etruscus*, las aristas que coronan paracono y metacono y que coalescen en el surco que separa ambas cúspides, prácticamente se alinean, formando una línea recta paralela al eje anteroposterior del diente. En *Ursus deningeri* las aristas del paracono y la de la primera cúspide del metacono, forman dos líneas curvas con la concavidad hacia dentro, uniéndose en el surco que separa ambas cúspides.

El borde anterior de la corona, aunque abierto, no lo es tanto como en *Ursus etruscus*, ya que el esmalte se levanta en esta zona. El surco anteroposterior alcanza el borde anterior del diente.

En el borde lingual del diente existe una alineación irregular, formada por el conjunto protocono-metacónulo y el hipocono, que es más irregular que en *Ursus etruscus*: el protocono suele estar independiente por un surco neto; el metacónulo está presente en el 79 por 100 de los casos, el protocono, a veces (3%), está dividido en dos por un surco neto. Normalmente es único, bastante alto, transversalmente aplastado aunque bastante largo, con una cara lingual casi vertical, surcada por rugosidades verticales. La cara labial, algo más inclinada, muestra numerosas rugosidades, que se prolongan hasta la arista que recorre todo el borde cortante de la cúspide, produciéndole un fino denticulado. El metacónulo tiene características muy similares a las del protocono al que está adosado, estando su tamaño comprendido entre la mitad y un tercio de la longitud del protocono. El hipocono, netamente separado por un surco anterior bien marcado del conjunto protocono-metacónulo, suele estar duplicado (71%); raramente (1%) es único, estando la cúspide menor que la acompaña, en ocasiones descompuesta en una, dos o tres cúspulas bien marcadas (28%). La cúspide principal del hipocono es mucho más estrecha, aunque algo más alta que el protocono. De perfil triangular, con un vértice agudo. La cara lingual es casi vertical y la cara externa más tendida y abultada. La



cúspide accesoria al hipocono puede ser similar a la que la precede y está separada de ella por un surco bien marcado, existiendo otro surco que la independiza en su zona posterior. En otras ocasiones, aparece sólo como una elevación del reborde de esmalte que cierra la zona oclusal, simplemente adosado a la cúspide principal del hipocono. Tras el conjunto de cúspides que constituyen la región del hipocono, se desarrolla un reborde de esmalte que cierra la zona oclusal, simconjunto continuo con el que recorre la parte posterior del diente y el que se sitúa tras el metacono. El surco antero-posterior, que recorre todo el diente, es muy angosto entre paracono y protocono-metacónulo, con sus márgenes totalmente recubiertas por rídulitas y cúspulas que, a veces, producen elevaciones de relativa importancia. Frente al metacono e hipocono se desarrollan numerosas cúspulas, que en ocasiones son punzantes. El lóbulo posterior del diente está generalmente recorrido por rídulitas gruesas y altas que tienden a alinearse paralelas al eje anteroposterior del diente. El cíngulo falta en el lado lingual o está muy mal representado en un 13 por 100 de los casos estudiados, estando bien desarrollado en los restantes, aunque sólo bajo el protocono y parte de la primera cúspide del hipocono. Suele variar fuertemente de tamaño, según los ejemplares, pasando de una fina lámina de esmalte liso o delicadamente denticulado, a un grueso reborde poblado de cúspulas, que puede dar un gran saliente triangular bajo el protocono, exagerando la anchura real del diente. Nunca aparece, ni tan siquiera como un esbozo en el borde labial de la corona.

El segundo molar superior de *Ursus spelaeus* constituye la máxima expresión del gigantismo, que se desarrolla de forma progresiva en la línea evolutiva *Ursus etruscus* - *Ursus deningeri* - *Ursus spelaeus*, con una gran complicación de las cúspides, por el desarrollo de gran cantidad de cúspulas accesorias.

El paracono es una cúspide enorme. Vista labialmente, tiene perfil triangular con un vértice extremadamente romo. La cara externa es convexa y la interna enormemente abultada. La cúspide es prácticamente vertical, mostando una arista gruesa y lisa que recorre su borde, teóricamente cortante. A veces (4%) está precedida por otra de pequeño tamaño (¿parastilo?). El metacono, generalmente está desdoblado en dos cúspides morfológicamente muy similares (67%), de perfil triangular,

relativamente agudas, la segunda mucho menor que la primera, que es del orden de la mitad del paracono. La frecuencia relativamente alta (33%) de molares con metacono único, está justificada por la existencia, probablemente endémica, de numerosos ejemplares con esta característica, en el yacimiento de Cueva Ekain (K), que elevan notablemente la frecuencia de formas con metacono simple. En este yacimiento la segunda cúspide del metacono está constituida por un engrosamiento en el reborde de esmalte, que contornea la superficie oclusiva. En el metacono de *Ursus spelaeus* se produce un cambio topográfico importante, ya que la cara externa de esta cúspide, en vez de ser prácticamente vertical, como ocurre en *Ursus deningeri*, se inclina marcadamente hacia dentro, de forma que la cúspide roma del metacono se sitúa más hacia el interior del diente. Con ello la alineación de las aristas que recorren el borde cortante del paracono y metacono que formaba casi una línea recta en *Ursus etruscus* y en *Ursus deningeri*, dos medias lunas con la concavidad hacia dentro, en *Ursus spelaeus* se unen en el surco que separa las dos cúspides. Pero el extremo posterior de la cresta del paracono se sitúa algo más hacia el interior del diente que el extremo anterior de la cresta del metacono, formando una línea quebrada. La segunda cúspide del metacono, generalmente, muestra también su cara externa inclinada hacia dentro.

El borde lingual está formado por una serie de cúspides bajas y alargadas separadas por surcos netos. En primer lugar se sitúa el protocono: cúspide alargada, triangular aplanada, con una cara lingual vertical surcada de finas arrugas de esmalte, la cara externa inclinada hacia el interior del diente. Al lado del protocono se encuentra siempre un importante metacónulo, presente en el 99 por 100 de los casos; separado por un fino surco vertical que baja hasta el cíngulo. Es mucho más robusto que en *Ursus deningeri*, ya que es casi del mismo tamaño que el protocono, poseyendo una morfología similar a la de éste. Separado por un surco muy neto aparece el hipocono, generalmente duplicado por otra cúspide posterior idéntica, aunque más pequeña (75%). En otras ocasiones la cúspide posterior se descompone en varias cúspulas de buen tamaño (8%). Más raramente (17%) aparece sólo una cúspide en la zona del hipocono, fenómeno que parece concentrarse en tres yacimientos del borde Costero-Cantábrico: Cueva Ekain (K), Cueva de Lezetxiki (LZ) y Cueva de La Pasa-

da (S), posiblemente se trate de fenómenos endémicos. La morfología del hipocono es triangular aguda, pudiendo ser su borde liso o denticulado, debido a la existencia de pequeños surcos verticales.

La situación topográfica de las cúspides que componen el hipocono es variable, pero forman con el conjunto protocono-metacónulo un ángulo. Es decir, se pierde la alineación de estas cúspides observadas en *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri*: en este diente, la arista del protocono-metacónulo forma una línea curva con la convexidad hacia la zona labial, de forma que el extremo posterior está en el interior del diente. Este extremo muere en el surco que lo separa del hipocono, cuyas crestas se dirigen, formando una línea más o menos recta, hacia la región lingual, de forma que la segunda cúspide del hipocono, cuando existe, se suele situar sobre el borde interno del diente. En *Ursus deningeri* el conjunto protocono-metacónulo-hipocono forma una línea casi recta y raramente el protocono-metacónulo se incurva hacia dentro, pero siempre la primera cúspide del hipocono está sobre el lado lingual del diente, mientras que en *Ursus spelaeus* suele situarse más hacia el interior de la corona.

Tras el hipocono se desarrolla un reborde de esmalte, que uniéndose con el de la región posterior del diente y con el que se desarrolla tras el metacono, cierran toda la corona con un reborde muy alto, generalmente mucho más irregular que el que se observa en *Ursus deningeri*. Faltan las formas lisas, estando el reborde dividido en un sinnúmero de pequeños lóbulos que, a veces, se levantan notablemente, dando cúspulas. El surco anteroposterior que recorre todo el diente está formado por una fina línea entre el paracono y protocono-metacónulo, con una serie de rídulitas de fuerte relieve, que se sitúan perpendiculares a él, como nervaduras de las cúspides que lo limitan. Entre el metacono e hipocono aparecen cúspulas, en número y tamaño fuertemente variables, muchas de ellas adosadas a las caras internas de las cúspides. En la zona del lóbulo posterior, las rídulitas que se observan en *Ursus deningeri* han aumentado transversalmente de volumen, pasando a constituir un amasijo de cúspulas más o menos agudas, en las que muchas veces se puede adivinar la alineación longitudinal, que se apreciaba netamente en las rídulitas de esta zona en *Ursus deningeri*.

En todos los ejemplares estudiados aparece claramente un cíngulo en el borde lingual de la corona. Es, generalmente, mucho más robusto que el que se observa en *Ursus deningeri*, ancho bajo todo el protocono-metacónulo y parte o toda la primera cúspide del hipocono; su borde libre suele estar erizado de una enorme cantidad de microcúspulas coalescentes.

El borde anterior del diente está cerrado por una cresta de esmalte compuesto por cúspulas coalescentes, separadas por finos surcos, otras veces es liso.

El segundo molar superior de *Ursus arctos* (figura 39), es un diente morfológicamente sencillo, que recuerda en cierta forma al de *Ursus etruscus*, del cual, no obstante, lo separan bastantes características morfológicas. El paracono es único, alto, más que en *Ursus etruscus*, siendo más vertical. La cara externa es cóncava, la interna es algo abultada, mucho menos que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, ya que lo es normalmente sólo en su base. En ocasiones (12%) se aprecia una diminuta cúspula que antecede al paracono (¿parastilo?), situada sobre la arista anterior del paracono, que se une insensiblemente con una fina arista que cierra todo el borde anterior del diente, detalle en que también difiere de *Ursus etruscus*. El metacono es bastante similar al paracono, poseyendo en un 10 por 100 de los casos estudiados, una segunda cúspide posterior muy pequeña. Cuando aparece sólo una cúspide, su arista posterior es, generalmente, más tendida que en las otras especies. Las aristas del paracono y metacono no se alinean como lo hacen en *Ursus etruscus*, sino que la del paracono forma una leve semiluna, cóncava hacia dentro, de forma que su extremo posterior se sitúa hacia la parte interna del diente. La arista del metacono es recta y solapa, por fuera, a la posterior del paracono.

En el borde interno de la corona aparece una arista recta, cortante, continua desde el protocono al hipocono. El protocono es una cúspide alargada, muy roma, siempre sencilla, identificándose el metacónulo sólo en el 24 por 100 de los casos estudiados. La cara lingual es oblicua, al igual que la cara labial, formando una cuña casi simétrica; el lado interno es algo más largo. Sobre el lado labial del protocono se suelen desarrollar finas rídulitas. No existe una separación neta entre protocono e hipocono, a veces aparece un finísimo surco vertical. El hipocono suele ser único, trian-

gular y más alto y agudo que el protocono; su cara lingual es prácticamente vertical, mientras que su cara labial es abultada, dirigiéndose oblicuamente hacia dentro. Tras el hipocono se desarrolla una fina arista de esmalte, que cierra totalmente el lóbulo posterior del diente, ya que forma un borde continuo junto con el que parte del límite posterior del metacono.

En algunas ocasiones (12%) se observa una pequeña cúspide también triangular, que sucede al hipocono y que puede considerarse como un pequeño desdoblamiento de éste.

Existe un surco anteroposterior que recorre todo el diente. Entre paracono y protocono es lineal, con una serie de rímulas perpendiculares que «apuntalan» a las cúspides. Se amplía cuando alcanza al borde anterior del diente y en esta zona el esmalte se levanta levemente, con una serie de rizaduras, intentando un cierre de la cara oclusal, que se logra casi plenamente. Entre el metacono e hipocono este surco está invadido por cúspulas, que se apoyan sobre las cúspides que lo limitan. En el lóbulo posterior aparecen una serie de rímulas abultadas que parecen no seguir ninguna ordenación.

El cíngulo está presente en el 82 por 100 de los casos estudiados. Es de magnitud muy variable, ya que va desde un leve abultamiento del esmalte a una banda con fuerte relieve, siempre mucho menor que en las especies espéleas, a ella van a morir los finos surcos verticales que recorren las caras palatales de paracono y metacono, determinando en ocasiones la aparición de pequeñas cúspulas. Al igual que en las otras especies ya estudiadas, el cíngulo se extiende bajo el protocono y todo o parte del hipocono.

Sobre el segundo molar superior se tomaron las siguientes medidas: 1) longitud absoluta; 2) longitud del paracono; 3) longitud del metacono; 4) anchura del lóbulo anterior; 5) anchura del lóbulo posterior, medida directamente tras la primera cúspide del metacono; 6) distancia entre el paracono y el protocono; 7) distancia entre protocono e hipocono; además se calcularon dos índices; 8) relación porcentual entre la anchura del lóbulo anterior y la longitud absoluta del diente (4/1%), y 9) relación porcentual entre las longitudes del metacono y paracono (3/2%).

Los histogramas de la longitud del segundo molar superior (fig. 5.41) son muy significativos: sal-

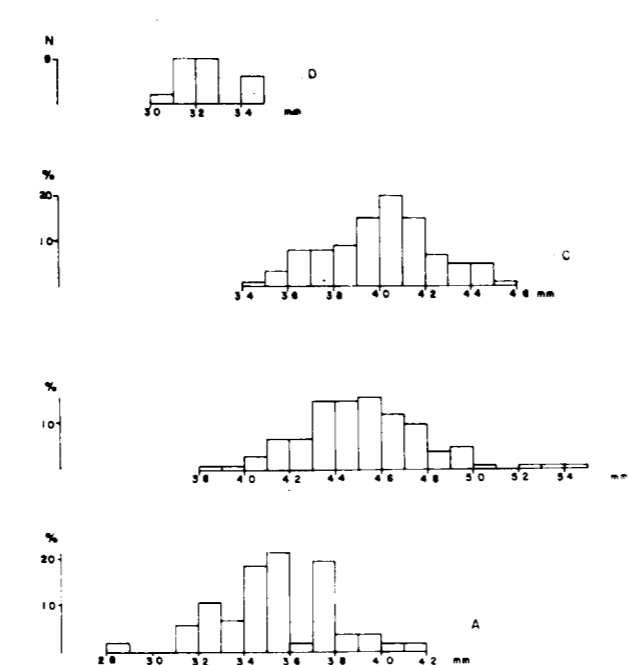


Figura 5.41.—Histogramas de la longitud absoluta del segundo molar superior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

ta a la vista el pequeño tamaño del segundo molar superior de *Ursus etruscus*, que sólo se solapa con un 1 por 100 de la población de *Ursus deningeri*, estando fuertemente separado de *Ursus spelaeus*. Entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* el solapamiento de las dos distribuciones de la longitud del M<sup>2</sup> es francamente alto: el 75 por 100 de los valores más elevados de esta medida se engloban por encima del límite inferior de la del recorrido de la muestra de *Ursus spelaeus*, mientras que el 65 por 100 de la población de *Ursus spelaeus* queda por debajo del límite superior del recorrido de la muestra de *Ursus deningeri*. La distribución de *Ursus arctos* se solapa muy poco, 12 por 100, con la de *Ursus spelaeus*; mucho más con la de *Ursus deningeri*, 75 por 100, existiendo un solapamiento casi equivalente, 78 por 100, entre la muestra de *Ursus deningeri* y la de *Ursus arctos*. Entre *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* existe un solapamiento total. El recorrido de la muestra de *Ursus etruscus* queda comprendido en el de *Ursus arctos*. Las distribuciones muestran una kurtosis irregular, ya que parece ser alta en el *Ursus deningeri*, moda 40 mm. Es baja y da un aspecto platikúr-

tico en *Ursus spelaeus*, moda 45 mm. Finalmente, existe una clara bimodalidad en la distribución de *Ursus arctos*, con dos modas muy netas en las clases de 35 y 37 mm., sólo existe un ejemplar medido que esté sobre la clase de 36 mm.; esto sugiere la existencia de dimorfismo.

Los histogramas de la anchura del lóbulo anterior del segundo molar superior (4), (fig. 5.42) ponen de manifiesto la notable diferencia métrica que existe entre el grupo *Ursus arctos-Ursus etruscus* y *Ursus deningeri-Ursus spelaeus*, aunque los solapamientos no dejan de ser, como es habitual, importantes. Buena parte de las medidas de *Ursus etruscus* quedan comprendidas en el recorrido de *Ursus deningeri*, e incluso algunas se colocan por encima del límite inferior del recorrido de la muestra de *Ursus spelaeus*, quedando holgadamente englobadas en el recorrido de *Ursus arctos*. Entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, y viceversa, existen solapamientos muy importantes (81 y 66%), aunque he de hacer notar que especialmente en esta medida, estos solapamientos se deben a los valores extremos de cada distribución, mientras que las modas, 20 mm. para *Ursus deningeri* y 22-23 mm. para *Ursus spelaeus*, están netamente separadas por amplios intervalos métricos. Algo

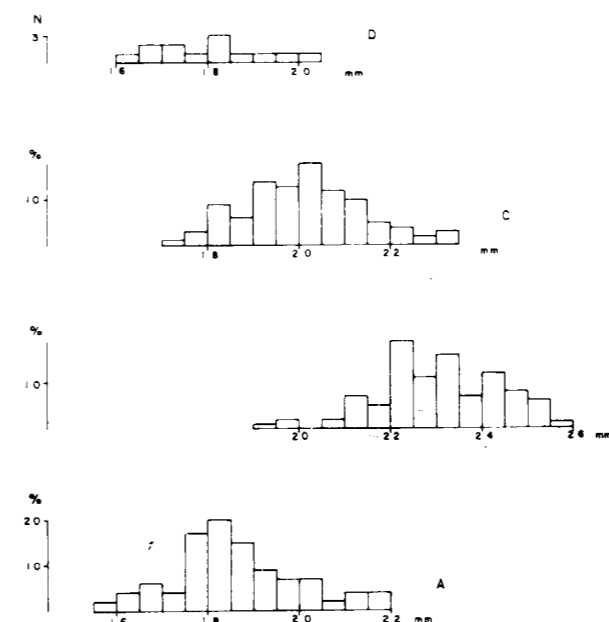


Figura 5.42.—Histogramas de la anchura del lóbulo anterior del segundo molar superior (4). A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

similar ocurre en la distribución de la anchura del lóbulo anterior del M<sup>2</sup> de *Ursus arctos*, que posee una moda muy neta sobre la clase correspondiente a los 18 mm., pero con un solapamiento del 88 por 100 con *Ursus deningeri* y de 33 por 100 con *Ursus spelaeus*. Mientras que el 91 por 100 de la distribución de *Ursus deningeri* y el 17 por 100 de la de *Ursus spelaeus*, quedan comprendidos en el recorrido de la muestra de *Ursus arctos*.

Los cálculos estadísticos realizados sobre las medidas e índices de los segundos molares superiores de las distintas especies aparecen en: Tabla 5.33 (*Ursus etruscus*), tabla 5.34 (*Ursus deningeri*), tabla 5.35 (*Ursus spelaeus*) y tabla 5.36 (*Ursus arctos*). De una manera más simplificada se ha representado las diferencias logarítmicas entre los valores medios de medidas e índices de los segundos molares superiores de cada especie (fig. 5.43). Resulta evidente que las diferencias siempre se decantan hacia el segundo molar superior de *Ursus spelaeus*, que es el mayor y se ha tomado como referencia. Son particularmente notables las diferencias en las medidas longitudinales longitud absoluta (1), longitudes del paracono (2) y metacono (3), haciéndose menores en las medidas transversales (anchuras del lóbulo anterior (4) y del talón (5)). En concreto, las anchuras del talón son bastante similares en *Ursus etruscus*, *Ursus arctos* y *Ursus deningeri*. Existe siempre un claro escalonamiento métrico en los valores medios de las medidas, y *Ursus deningeri* está netamente diferenciado, en cuanto a talla, del oso de las cavernas, del que está más próximo que *Ursus arctos* o que *Ursus etruscus*, que con diferencia es el más pequeño. En las diferencias de los valores medios de los índices, se vuelve a detectar un claro fenómeno, que ya se había hecho notar en el primer molar superior: los valores medios de los dos índices son netamente mayores en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* que los de *Ursus spelaeus*. En *Ursus deningeri* se produce un reparto, ya que aunque la relación porcentual de la anchura del lóbulo anterior (4) a la longitud (1) resulta menor que en *Ursus spelaeus*, la relación porcentual de la longitud del metacono (3) a la del paracono (2) es netamente mayor que en el M<sup>2</sup> de *Ursus spelaeus*. Está claro que en el segundo molar del oso de las cavernas se produce un aumento de la longitud, destinada a cumplir misiones poco habituales en un carnívoro. Parece ser que en el segundo molar superior se hiperdesarrolla el talón, en concreto su parte posterior, dando una superficie de poco

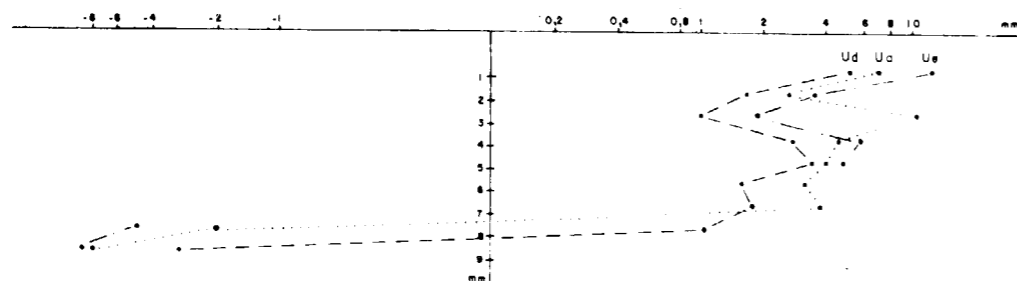


Figura 5.43.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del segundo molar superior; tomados como referencia los de *Ursus spelaeus*.

	PV		V			
	n=1	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	
1	28,5	32,3	1,34	15	30,5 - 34,5	
2	8,2	10,5	0,87	12	9,0 - 12,0	
3	7,7	9,6	1,43	12	8,3 - 12,6	
4	16,6	18,0	1,12	13	16,4 - 20,0	
5	13,8	15,8	0,88	12	14,3 - 16,8	
6	8,6			4	7,7 - 9,3	
7	9,2			4	10,0 - 11,3	
8	58,0	56,0	3,00	13	52,0 - 61,0	
9	94,0	92,0	10,0	12	77,0 - 105,0	

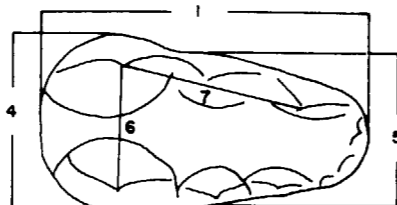


TABLA 5.33.—Medidas e índices del segundo molar superior de *Ursus etruscus*

	PA	SI	LZ	B				
	n=1	n=2	n=1	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	
1	45,0	44,0	44,7	41,5	40,1	2,53	144	34,9 - 47,2
2	13,2	11,2	12,2	12,5	12,2	1,21	149	9,0 - 16,6
3	12,3	8,3	11,0	10,8	10,4	1,16	140	7,5 - 12,6
4	21,5	15,8	17,0	21,2	20,3	1,82	154	17,4 - 29,2
5	18,7	14,1	13,2	17,5	15,9	1,23	147	14,0 - 19,1
6	13,0			12,3	11,6	0,82	74	10,0 - 13,4
7	11,8	13,0	12,6	14,2	13,0	1,43	75	10,6 - 16,0
8	48,0		42,0	51,0	50,0		141	41,0 - 55,0
9	53,0	90,0		86,0	86,0		134	61,0 - 111,0



TABLA 5.34.—Medidas e índices del segundo molar superior de *Ursus deningeri*

	LL	S				BN	CA	MO	AD	AB	AT	UR				
	n=1	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n=4	n=3	n=2	n=2	n=1	n=1	n=3				
1	44,2	44,7	1,58	21	40,0 - 46,7	44,2	46,7	46,2 - 49,0	43,0	44,2	42,5	45,8	42,6	44,5	43,2	45,6
2		13,7	0,67	21	12,7 - 14,8	13,0	14,4				13,5	14,4	13,8	13,0	12,1	13,3
3		11,4	0,82	22	9,6 - 13,0	12,2	12,4				10,2	12,7	12,2	11,5	10,2	12,6
4	22,5	22,7	1,21	22	21,2 - 26,2	23,0	24,4	23,0 - 24,4		24,0	22,3	21,8	2,5	23,1	21,5	22,2
5	17,2	20,2	1,04	22	17,5 - 22,4	19,5	20,8	20,5 - 22,2		22,0	20,8	21,4	18,3	20,8	18,2	18,5
6		12,3	0,68	13	11,2 - 13,5		11,3				11,3	12,3	11,5	12,0	11,8	12,5
7		13,1	1,40	13	11,1 - 15,6		12,5				14,2	13,9	12,8	13,8	14,0	15,5
8	51,0	51,0		21	47,0 - 54,0	51,0	52,0	49,0 - 50,0		56,0	52,0	48,0	50,0	52,0	49,0	50,0
9		83,0		21	71,0 - 93,0	85,0	95,0				76,0	88,0	88,0	88,0	84,0	101,0

TABLA 5.35.—Medidas e índices del segundo molar superior de *Ursus spelaeus*

	LZ				TR				K				KS				GZ		A			
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n=3	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	
1	46,1	2,82	9	42,3 - 51,8	43,5	3,00	25	41,1 - 49,0	45,3	2,54	111	40,0 - 51,5	42,8	2,39	13	39,6 - 43,7	42,1 - 44,6	44,7	6,10	64	41,3 - 54,6	
2	13,9	1,11	9	11,8 - 15,6	13,5	0,90	22	12,6 - 15,3	14,1	1,04	127	12,0 - 16,7	12,9	0,83	11	11,6 - 14,0	11,3 - 13,4	14,0	1,82	32	11,5 - 19,9	
3	12,3	1,39	9	10,6 - 13,5	12,2	1,21	22	11,6 - 13,6	11,6	1,37	120	7,8 - 14,9	11,5	1,11	11	9,4 - 13,3	8,8 - 11,3	11,5	1,83	32	9,0 - 13,2	
4	22,3	2,11	9	20,5 - 26,4	22,1	1,33	23	21,3 - 24,9	23,3	1,29	139	20,5 - 26,6	22,6	1,26	13	20,5 - 25,8	21,0 - 23,2	23,5	1,67	64	22,1 - 28,5	
5	19,6	2,25	9	17,8 - 23,0	18,6	1,17	23	16,5 - 20,7	21,0	2,13	123	17,7 - 24,4	19,5	1,46	13	17,2 - 21,5	19,8 - 20,6	18,5	1,88	62	16,0 - 24,0	
6	12,5	1,12	7	10,6 - 13,5	12,6	0,94	17	11,8 - 13,8	12,9	1,07	116	11,1 - 16,7	12,2		5	11,5 - 13,8	12,4 - 13,3	13,1	0,81	26	11,9 - 15,0	
7	14,3	0,51	7	13,5 - 15,0	14,0	1,31	17	12,1 - 18,1	14,9	1,26	113	11,5 - 18,7	13,4		5	11,9 - 14,8	13,4 - 14,6	14,5	1,29	26	12,2 - 17,1	
8	48,0		7	43,0 - 52,0	51,0		21	48,0 - 54,0	52,0	2,00	111	47,0 - 59,0	52,0		13	50,0 - 54,0	52,0 - 52,0	50,0		30	35,0 - 63,0	
9	88,0		7	73,0 - 102,0	90,0		22	76,2 - 102,2	83,0	9,00	119	62,0 - 97,0	89,0		13	67,0 - 110,0	66,0 - 88,0	87,0		30	65,0 - 103,0	

	AZ				AI	ER	AR				X				TU	EY	GU	CC	
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n=1	n=4	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n=1	n=2	n=1	n=1	
1	45,9	1,01	7	44,5 - 47,5	42,8	43,4 - 52,4	48,6	2,05	7	44,3 - 51,2	44,7	2,68	46	40,7 - 52,4	46,0	38,4 - 46,9	42,2	42,7	
2	13,5	0,90	7	12,0 - 14,8	13,3	12,8 - 16,0	14,3	0,88	6	13,5 - 15,5	13,6	1,02	44	11,4 - 16,1	13,6	14,4 - 14,6	13,4		
3	11,6	0,73	7	10,6 - 12,7	9,8	10,7 - 14,5	10,8	1,31	5	9,3 - 12,8	11,3	1,23	42	8,6 - 14,5	11,3	8,8 - 12,3	12,4		
4	23,3	0,76	8	22,0 - 24,4	22,4	22,0 - 26,5	24,9	0,57	7	24,9 - 25,8	22,8	1,40	54	19,7 - 26,5	22,6	21,2 - 22,4		24,0	
5	20,5	0,97	7	19,2 - 21,7	21,2	17,8 - 20,3	22,2	0,79	7	21,5 - 23,3	19,2	1,42	47	15,5 - 21,5	19,0	15,5 - 20,0			
6	12,2	1,42	5	10,8 - 14,5	14,2	12,4 - 14,0	13,8	0,31	7	13,6 - 14,4	13,1	1,30	37	10,8 - 15,2		10,8 - 13,7			
7	14,1	1,29	5	13,1 - 16,3	13,2	14,0 - 16,3	15,5	1,00	6	14,2 - 17,0	14,0	1,63	37	11,4 - 16,6		11,6 - 14,9			
8	51,0		5	47,0 - 52,0	52,0	51,0 - 55,0	51,0		6	48,0 - 55,0	51,0	2,00	46	47,0 - 55,0	49,0	55,0 - 48,0			
9	86,0		5	77,0 - 93,0	74,0	81,0 - 91,0	75,0		5	63,0 - 83,0	84,0	8,00	42	71,0 - 108,0	83,0	71,0 - 84,0	93,0		

TABLA 5.35.—Medidas e índices del segundo molar superior de *Ursus spelaeus*

	T				Muestra total			
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>
1	44,4	2,95	84	38,0 - 52,0	45,2	3,73	409	38,0 - 54,6
2	14,0	1,23	55	11,4 - 16,2	13,9	1,12	358	11,3 - 19,9
3	10,7	1,01	54	8,6 - 11,7	11,4	1,27	343	7,8 - 14,9
4	22,6	1,66	81	19,2 - 27,3	23,2	1,43	447	19,2 - 28,5
5	18,0	1,57	81	15,0 - 21,0	19,6	1,28	406	15,0 - 24,4
6	13,6	1,03	49	11,9 - 16,1	13,0	1,03	295	10,6 - 16,7
7	15,3	1,29	49	11,7 - 18,1	14,7	1,39	290	11,1 - 18,7
8	51,0		78	46,0 - 56,0	51,0		354	35,0 - 63,0
9	77,0		54	64,0 - 104,0	83,0		331	62,0 - 110,0

TABLA 5.35.—Medidas e índices del segundo molar superior de *Ursus spelaeus*

	PR	AK	MK	UK	BA	UC	TU	D				P	FU			
	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n=3	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>
1	34,2	34,3 - 35,8	35,0	31,6	33,3 - 33,5	32,8		34,9	2,00	11	32,1 - 37,7	35,3 - 39,3	37,3	1,00	5	35,8 - 38,5
2	12,0	7,9 - 9,3	12,0		8,7 - 9,8	11,1	11,6 - 10,8	11,2	0,51	9	10,7 - 13,2	12,2 - 12,7	10,9		4	9,4 - 11,6
3	9,8	7,7 - 8,8	11,5		8,4 - 9,3	8,4	9,4 - 9,4	10,5	1,32	9	8,4 - 11,5	9,8 - 11,8	9,7		4	8,0 - 10,5
4	17,5	16,5 - 16,7	19,0	16,3	17,3 - 17,5	16,5	18,5 - 19,5	18,8	1,30	11	17,2 - 21,4	19,4 - 20,4	19,0	0,93	5	18,2 - 20,6
5	13,6	14,3 - 14,4	15,7	13,4	16,0 - 14,5	13,3	17,3 - 15,1	15,8	1,14	11	14,0 - 18,3	15,3 - 17,4	17,3	0,89	5	16,2 - 18,6
6	8,3	9,4 - 7,8	10,2		9,0 - 9,2		9,0 - 9,6	10,2	0,59	7	9,4 - 10,8	10,6 - 13,0	10,3		4	9,9 - 11,0
7	11,5	9,9 - 13,8	10,2		10,8 - 11,0		8,2 - 10,9	11,7	1,82	7	8,7 - 13,5	9,0 - 12,8	10,0		4	7,3 - 10,7
8	51,0		47,0	54,0	52,0	52,0	52,0	54,0	2,00	11	48,0 - 60,0	52,0 - 56,0	51,0		5	49,0 - 55,0
9	82,0		95,0	96,0	97,0 - 95,0	76,0	81,0 - 87,0	94,0	2,40	9	76,0 - 128,0	81,0 - 97,0	91,0		4	71,0 - 111,0

TABLA 5.36.—Medidas e índices del segundo molar superior de *Ursus arctos*

	LB		NO		LF	TV		ST	MN				GR	LZ	GA	GB	G	TR			
	n 2	n 2	n 2	n 2	n 1	n 2	n 1	n 1	μ	σ	N	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	n 1	n 4	n 1	n 1	n 3	n 3		
1	34,2	41,7	36,7	37,1	28,0	34,7	34,8	35,0	33,8	1,66	5	31,7	35,7	32,7	34,0	38,5	34,0	33,2	31,0 - 37,1	35,2	40,3
2	10,6	12,0		12,3	10,0	11,1	10,5	11,1			2	11,0	12,0	10,5	10,9 - 13,4	10,5	9,6	9,7 - 13,0	11,6	12,8	
3	12,0	13,0		11,0	7,8	12,8	10,6	9,3			3	8,0	11,5	10,0	9,4 - 12,0	8,3	9,6	8,7 - 10,6	7,6	12,0	
4	18,0	20,4	20,0	19,0	16,3	18,4	18,6	18,5	18,6	0,71	5	17,8	19,6	17,5	17,6 - 19,3	17,8	17,7	15,7 - 21,5	18,2 - 18,2		
5	15,0	18,6	16,3	15,5	15,2	17,0	16,7	16,6	14,7	0,58	5	14,2	15,7	15,1	16,4 - 16,9	16,2	15,8	15,1 - 17,6	16,3 - 17,0		
6					8,2			10,6			2	10,2	10,4	8,6	9,2 - 10,2		8,8		10,5	10,6	
7					9,1			10,3			2	10,2	11,3	10,0	9,5 - 10,2		11,8		11,2	11,6	
8	55,0	49,0	55,0	61,0	53,0	55,0	53,0	53,0	55,0		5	51,0	60,0	54,0	49,0 - 52,0	52,0	53,0	51,0 - 58,0	52,0 - 52,0		
9	123,0	100,0	90,0	78,0	78,0	115,0	120,0	84,0			2	83,0	96,0	95,0	71,0 - 97,0	79,0	100,0	81,0 - 90,0	64,0 - 94,0		

TABLA 5.36.—Medidas e índices del segundo molar superior de *Ursus arctos*

	Muestra total			
	μ	σ	N	V <sub>1</sub> - V <sub>2</sub>
1	35,2	2,52	53	28,0 - 41,7
2	11,1	1,14	45	7,9 - 13,4
3	10,1	1,49	48	7,7 - 13,0
4	18,6	1,34	51	16,3 - 21,5
5	15,9	1,29	53	13,3 - 18,6
6	10,0	1,01	30	8,2 - 13,0
7	10,8	1,58	31	7,3 - 13,8
8	53,0	3,28	52	47,0 - 61,0
9	91,0	13,60	45	64,0 - 123,0

TABLA 5.36.—Medidas e índices del segundo molar superior de *Ursus arctos*

relieve repleta de cúspulas, aptas para triturar alimento. Parecería que este aumento de talla no fue uniforme, ya que el crecimiento simultáneo de sus dimensiones transversales fue proporcionalmente menor. Por ello en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* la anchura del lóbulo anterior, relativa a la longitud del diente, es proporcionalmente más alta, lo que implica que el talón está relativamente menos desarrollado. La diferencia en el tamaño relativo del metacono habría que buscarla en el desarrollo de esta cúspide en el oso de las cavernas, que en general está duplicada, se ha podido observar, que cuanto mayor desarrollo posee la cúspide accesoria (s), tanto menor es la principal. Por ello el metacono, considerado sólo la cúspide principal, se hace relativamente más pequeño en *Ursus spelaeus*, que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*. En *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B), la segunda cúspide del metacono falta o es muy reducida; por ello también en esta especie el metacono resulta proporcionalmente mayor.

Entre la anchura del lóbulo anterior (4) y la longitud absoluta (1) existe una correlación elevada para *Ursus spelaeus* (.76) y algo más baja para *Ursus deningeri* (.69), *Ursus arctos* (.62) y *Ursus etruscus* (.63). Su representación bivariada (figura 5.44), pone de manifiesto que existe una anchura relativa mayor en *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*. La mayor pendiente de las dos líneas de regresión permite afirmar que para la misma longitud del M<sup>2</sup> se obtendrán mayores anchuras en el lóbulo anterior para *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*. *Ursus deningeri* posee una anchura proporcionalmente menor que la de *Ursus spelaeus*. El paralelismo de las dos líneas de regresión abona la idea de la gran relación existente entre estas dos especies. En este gráfico se observa cómo el solapamiento entre las nubes de puntos correspondientes a *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* no es muy notable, siendo mayor el que existe entre los puntos de *Ursus arctos* y *Ursus deningeri*. Los pocos puntos correspondientes a *Ursus etruscus* se colocan netamente por encima de los de *Ursus arctos*, indicando una mayor anchura relativa del diente.

Se pasará a continuación a tratar las posibles diferencias existentes entre las medidas del segundo molar superior del oso de las cavernas, de aquellas localidades que han proporcionado una muestra más o menos aceptable.

De los histogramas de la longitud total del segundo molar superior (1) (fig. 5.45) aparece un buen solapamiento entre los correspondientes a los yacimientos de las Cuevas de Arrikrutz (A), Ekain (K). El primero de ellos es netamente bimodal (43 y 45 mm.); el segundo unimodal (43 milímetros). En los yacimientos de las Cuevas de El Toll (X) y del Reguerillo (T), existe una peor re-

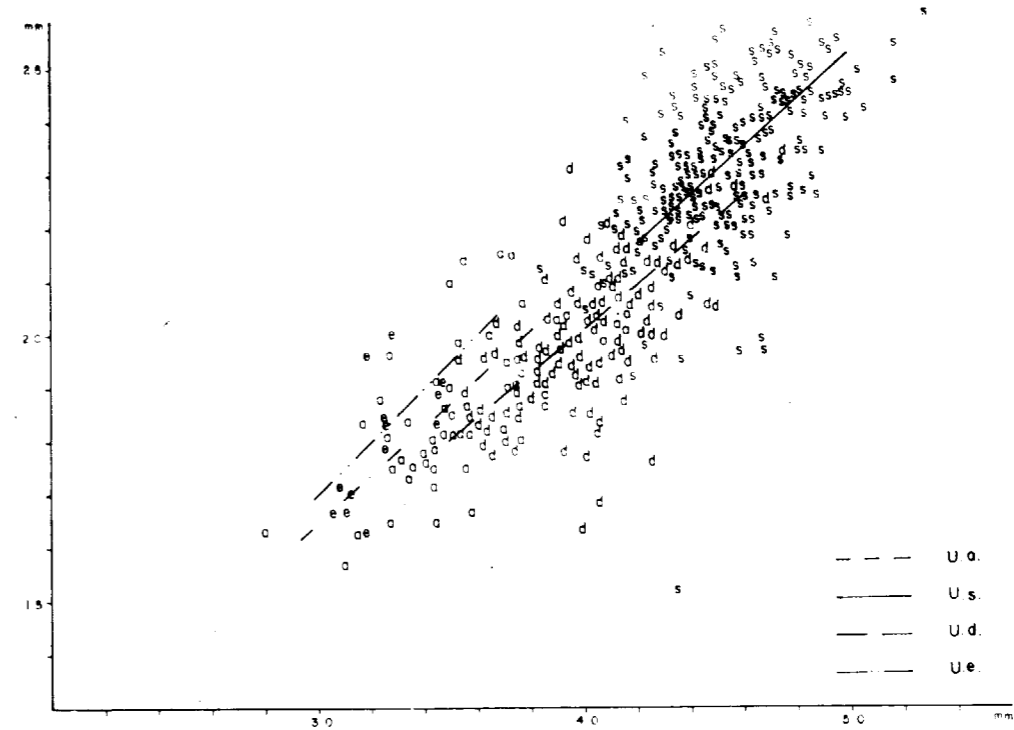


Figura 5.44.—Segundo molar superior: representación bivariada de la anchura del lóbulo anterior (4) en función de la longitud absoluta (1). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

presentación de los valores más altos de los recorridos de la muestra de Ekain (K). El primero es polimodal (44 y 47 mm.) y el segundo claramente unimodal (44 mm.). El yacimiento de Troskaeta (TR) es polimodal, probablemente por el pequeño tamaño de la muestra; el de Lezetxiki (LZ), con sólo ocho piezas medidas, no puede considerarse. Supuestas normales las distribuciones, resulta (tabla 5.37), que sólo son significativamente menores las longitudes medias de los segundos molares de los yacimientos de Troskaeta (TR) y del Reguerillo (T). Aunque en la tabla 5.37 se detectan numerosos valores medios de medidas que difieren significativamente de los de Ekain (K), la anchura del lóbulo anterior (5) es en todos los casos significativamente menor.

	M <sup>2</sup>						
	1	2	3	4	5	6	7
LZ							
TR	<	<		<	<		
A					<		
S					<	<	<
X		<			<		<
T			<		<	<	>

Tabla 5.37.—Significación de diferencias entre valores medios de medidas del segundo molar de *Ursus spelaeus*, según yacimientos.

## Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte IV: Deformaciones de las peridotitas de Sierra Alpujata

Por J. M.ª TUBIA (\*)

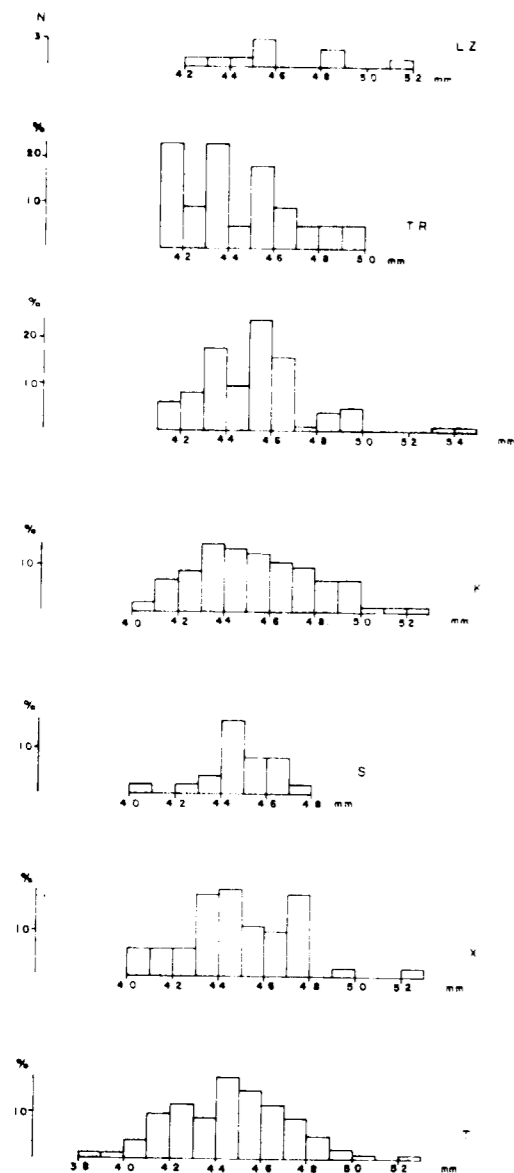


Figura 5.45.—Histogramas de la longitud absoluta del segundo molar superior (1) de *Ursus spelaeus*. T, Cueva del Reguerillo; X, Cueva de Toll; S, Cueva de la Pasada; K, Cueva de Ekain; A, Cueva de Arrikutz; TR, Cueva de Troskaeta; LZ, Cueva de Lezetxiki.

### BIBLIOGRAFIA

- COUTURIER, J. (1953): *L'ours brun*. Greboble.
- KOBY, F. E. (1949): *Le dimorphisme sexuel des canines d'Ursus arctos et de Ursus spelaeus*. Rev. Suiss. Zool., 56: 675-687.
- KOBY, F. E. (1950): *Reduction de la premolaire supérieure chez Ursus spelaeus*. C. R. Soc. Pal. Suiss. Ecol. Geol. Helvet. 43, 2: 288-289.
- KOBY, F. E. (1952): *La dentition lacteale de l'Ursus spelaeus*. Rev. Suiss. Zool., 59, 27: 511-541.
- KURTEN, B. (1954): *Observations on allometry in mammal dentition, its interpretation and evolutionary significance*. Acta Zool. Fenn. 85: 1-13.
- KURTEN, B. (1955): *Sex dimorphism and size trends in the cave bear*. Acta Zool. Fenn. 90: 1-47.
- KURTEN, B. (1977): *Bären und Hyänenreste aus dem Pleistozän von Taubach*. Quartärpaläontologie Berlin, 6: 361-378.
- MUSIL, R. (1959): *Der Hölenbäre aus der Höle Barová*. Acta Mus. Moraviae, LXIV: 89-114.
- MUSIL, R. (1964): *Die braunbären aus dem ende des letzten glacials*. Acta Mus. Moraviae, XLIX: 83-102.
- RADULESCU, C., y SAMPSON, P. (1959): *Contribution a la connaissance de la dentition lacteale d'Ursus spelaeus*. Eiscaltaler un Gegenwart, 10: 205-216.
- TERZEA, E. (1969): *Nouvelles données sur la dentition lacteale de l'Ursus spelaeus*. Act. IV Congr. Int. Spel., 4-5: 383-389.
- TORRES, T. (1978): *Los osos fósiles de la Sierra de Atapuerca (Burgos)*. Bol. Geol. y Min., LXXXIX-II: 123-132.
- TORRES, T. (1984): *Ursidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral ETSIM.

### RESUMEN

Las peridotitas de Ronda han registrado dos episodios de deformación plástica, relacionados con su emplazamiento a alta temperatura.

El núcleo del macizo de Sierra Alpujata presenta lherzolitas feldespáticas, con texturas porfiroclásticas de grano grueso; su deformación es propia de altas temperaturas y bajos valores de esfuerzos desviatorios. En cambio, en el muro y techo de la lámina peridotítica dominan las lherzolitas con texturas miloníticas, indicativas de deformaciones de baja temperatura y elevados esfuerzos desviatorios. La primera deformación es indicativa del flujo del manto bajo un rift continental, mientras que la segunda se ha producido durante el cabalgamiento en caliente de una lámina del manto.

### ABSTRACT

Two plastic deformations are imprinted in the Ronda peridotites, related to their hot emplacement.

The core of the Sierra Alpujata massif is composed of plagioclase lherzolites with coarse-grained porphyroclastic textures produced by a high temperature-low stress deformation. In contrast, the contact zones of the Sierra Alpujata massif are composed by mylonitic peridotites, in which a new low temperature-high stress deformation is imprinted. The oldest deformation would correspond to mantle flow beneath a continental rift, whereas the second one could be ascribed to thrusting of a hot mantle slab.

#### 4.3.1.2. Peridotitas de Ronda (Manto de Los Reales)

##### Posición estructural

La posición estructural de las peridotitas de Ronda es un tema que ha recibido diversas soluciones, la mayoría de las cuales consideran sólo la situación de las peridotitas de Sierra Bermeja. Pocos autores (LOOMIS, 1972a, 1975a; TORRES-ROLDÁN, 1979a, 1983) mantienen actualmente que las rocas ultrabásicas ocupan la posición estructural inferior del edificio estructural, bajo la unidad de Blanca. El criterio más aceptado es el de que las ultrabásitas de Sierra Bermeja se localizan bajo la secuencia metamórfica de la unidad de Casares de DÜRR (1963) y sobre la unidad de Blanca de MOLLAT (1965) (LUNDEEN, 1978; OBATA, 1980; DICKEY y NICOL, 1979).

Para KORNPROBST (in DIDON et al., 1973) las peridotitas de Sierra Bermeja constituyen la base de la unidad de Los Reales, que reposa sobre la unidad de Blanca, de la que las peridotitas de Sierra Alpujata formarían los términos inferiores. Esta división es seguida por DAROT (1973, 1974).

La cartografía detallada de las peridotitas de Sierra Alpujata y parte de Sierra Bermeja, así como las observaciones que he llevado a cabo en las sierras Bermeja y de Carratraca me conducen a afirmar que todos los macizos de peridotitas afloran invariablemente debajo de las kinzigitas de la sucesión metamórfica del manto de Los Reales, y que tanto las peridotitas de Sierra Bermeja como las de Sierra Alpujata descansan sobre migmatitas de HT-BP. Por estas dos razones considero que todos los macizos peridotíticos conforman la base de una sola unidad, el manto de Los Reales, que ocupa en la región la posición estructural superior del edificio alpujarride.

(\*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 BILBAO.

## TEXTURAS Y ESTRUCTURAS DE LAS PERIDOTITAS

### Textura milonítica

Las peridotitas con textura milonítica se presentan en niveles intercalados entre las que tienen texturas porfiroclásticas. Aunque existen también en el interior del macizo son particularmente abundantes en las zonas marginales; su presencia se hace más patente conforme se avanza desde el núcleo hacia el contacto con el manto de Ojén, esto es, al norte de Sierra Alpujata y hacia las kinzigitas del manto de Los Reales por el sur.

En lámina delgada se caracteriza por el avanzado grado de recristalización de sus minerales. La roca está formada por una matriz constituida casi exclusivamente por un mosaico de pequeños neoblastos de olivino (20-50  $\mu\text{m}$ ), equidimensionales o ligeramente alargados y con numerosos puntos triples; los escasos porfiroclastos de olivino que subsisten son de tamaño modesto (0.5-2 mm.), alargados ( $X/Z \sim 6$ ), y poseen una subestructura muy apretada, aproximadamente del tamaño de los neoblastos que los rodean (fig. 44).

El ortopiroxeno está poco recristalizado en los bordes. Se conserva usualmente en porfiroclastos, que pueden ser de formas redondeadas o alargadas; en el primer caso suele presentar extinción ondulante y también microkinks que deforman el cleavage (100) (fotos 58 y 59), mientras que en el

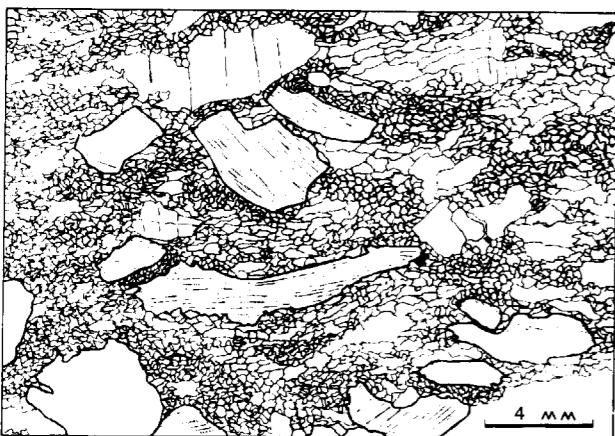


Figura 44.—Sección XZ de una peridotita con textura milonítica. Está formada por porfiroclastos de enstatita (con la traza del cleavage (100)) y de olivino (en blanco), inmersos en una matriz esencialmente olivínica.

segundo constituyen bandas, extremadamente alargadas en algunos casos (1-3 cm.;  $X/Z > 20$ ), que pueden llegar a boudinarse (foto 60). Ciertos porfiroclastos de ortopiroxeno de las facies miloníticas tienen formas retorcidas, textura en retorta, con una parte acintada, estrecha y alargada, y otra globulosa adosada a uno de los extremos de la cinta (microestructura en «cornue» de BOULLIER y NICOLAS, 1975).

La forma de los cristales de enstatita en las facies miloníticas depende de su orientación, en particular de la del plano de cleavage (100), en relación a los elementos cinemáticos característicos de la deformación por flujo plástico (ETCHECOPAR, 1974), principalmente la posición del plano de cizallamiento. Los granos con una posición adecuada, con el cleavage (100) subparalelo al plano de cizallamiento, se deforman por deslizamiento intracrystalino, adquiriendo formas alargadas. Los ortopiroxenos con una orientación inadecuada para deformarse por deslizamiento intracrystalino permanecen en una situación de bloqueo conservando hábitos redondeados y apareciendo microkinks sobre (100); las microestructuras en retorta se desarrollan sobre granos con una posición inicial de bloqueo (ETCHECOPAR, 1977).

Las peridotitas miloníticas localizadas en las harzburgitas superiores muestran una acusada fábrica plano-linear, y poseen una pronunciada lineación de enstatita lamelar; en cambio las del tramo de las harzburgitas basales tienen una fábrica planar excelente, que no siempre está acompañada por la lineación lamelar. Esta diferencia puede atribuirse al hecho de que en las peridotitas miloníticas basales el mecanismo de deformación conlleva localmente una componente irrotacional importante.

### Textura porfiroclástica

Es la más común en Sierra Alpujata. En el núcleo dominan las texturas porfiroclásticas de grano grueso, mientras que hacia las zonas de contacto van apareciendo rocas con textura porfiroclástica de grano fino.

En las rocas con textura de grano fino el olivino se distribuye en dos generaciones de cristales: porfiroblastos alargados y neoblastos. Los porfiroclastos alargados, de 1-5 mm., tienen una subestructura en bandas de deformación apretada

(0.1 mm.); algunos porfiroclastos forman cintas (ribbons) monocristalinas con una relación de alargamiento superior a 10. La periferia de los porfiroclastos está ocupada por neoblastos de tamaño  $\sim 70 \mu\text{m}$ . Los neoblastos son equidimensionales en unos casos, pero en otros son alargados y exhiben también subjuntas, lo que indica la existencia de procesos de recristalización acompañados de deformación (hot working).

En las facies de grano grueso el olivino tiene una dimensión media de 5 mm., alcanzando 8 mm. Los bordes entre granos son rectilíneos frecuentemente. La periferia de los porfiroclastos está frecuentemente rodeada de neoblastos, que convergen con las terminaciones de las subjuntas de los porfiroclastos, proporcionando un aspecto aserrado a los bordes de algunos cristales. La subestructura está bien definida, con paredes (100) entre los distintos subgranos espaciadas entre 0.3 y 0.5 mm. El alargamiento de los ortopiroxenos es poco acusado; con frecuencia aparecen como granos globulosos. El clinopiroxeno existe como lamelas de exolución, alojados en los planos reticulares (100) de la enstatita, o como agregados recristalizados. La espinela, alargada, suele estar asociada a la plagioclasa y frecuentemente adopta hábitos esqueléticos o ameboides, con bordes lobulados.

### Foliación

Las dos variedades de peridotitas alpinas de JACKSON y THAYER (1972), harzburgítica y lherzolitica (como las que nos ocupan), poseen estructuras planares y lineares penetrativas, que confieren a tales rocas características de tectonitas (AVE LALLEMANT, 1967; NICOLAS, 1971; NICOLAS y JACKSON, 1972; NICOLAS et al., 1971, 1972; BOUDIER y COLEMAN, 1981).

En las peridotitas de Sierra Alpujata la foliación está definida por la orientación de la forma de sus minerales, principalmente del olivino, que es el componente mayoritario de las rocas. La expresión de la foliación en los afloramientos es magnífica, debido a que la alteración superficial progresa con mayor rapidez en el olivino que en los restantes minerales, lo que hace resaltar la orientación de los últimos respecto de la matriz olivínica. Además, la disposición de la plagioclasa, mineral muy común en las peridotitas de Sierra Alpujata, destaca por su color blanco de los mi-

nerales ultramáficos. La foliación es más evidente en las facies miloníticas y porfiroclástica de grano fino que en las de grano grueso. Como resultado de lo anterior las peridotitas tienen una marcada fábrica planar (foto 61), que se acentúa en los afloramientos de las zonas marginales, donde la deformación por cizalla simple ha sido más intensa.

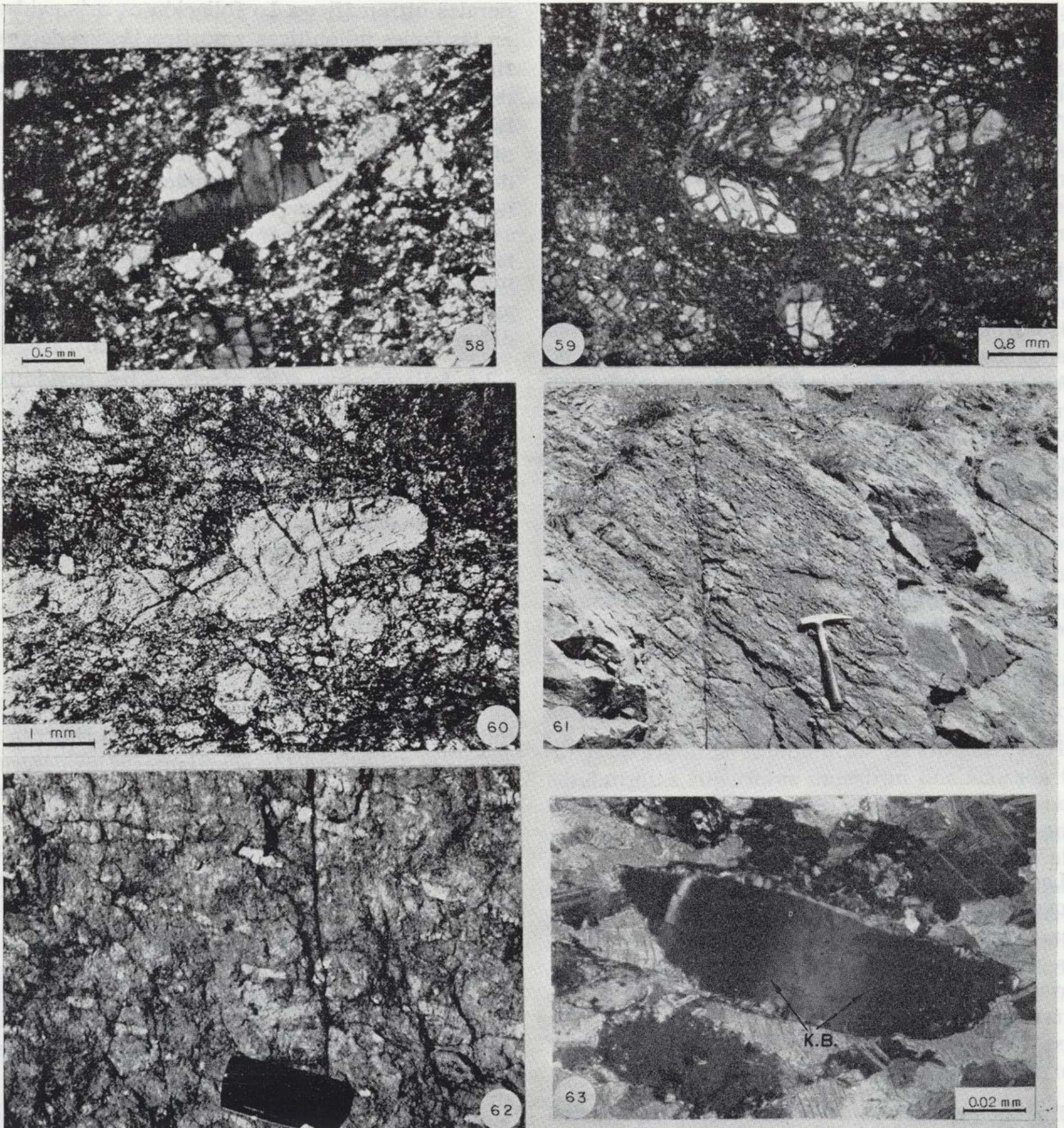
La foliación coincide con el plano de aplastamiento medio de los minerales, y corresponde aproximadamente al plano XY del elipsoide de la deformación finita (NICOLAS y POIRIER, 1976).

La foliación no sólo afecta a las peridotitas, sino también a las capas máficas y ultramáficas y a parte de los filones de composición ácida. Las capas de piroxenas y gabros son habitualmente concordantes con la foliación, aunque en alguna ocasión la foliación los corta oblicuamente. Los diques ácidos deformados también son oblicuos a la foliación.

En los bordes de la lámina peridotítica la foliación se mantiene paralela a los contactos con las kinzigitas del manto de Los Reales y con las milonitas de la Albuqueria; en consecuencia, la foliación de las peridotitas basales experimenta variaciones de orientación semejantes a las descritas para las milonitas de la Albuqueria subyacente (figura 28). En el borde sur del macizo predomina una orientación media  $N 120^\circ E$ , a lo largo del curso del río Ojén; al sur del Camorro, en el extremo oriental tiene una disposición media  $30^\circ/150^\circ$ , o bien dirección N-S y buzamiento al este. Finalmente, en el tercio occidental la foliación se orienta hacia la dirección  $N 60^\circ E$  y se inclina al sureste. Por lo que respecta al interior del macizo se aprecia un predominio de las direcciones próximas a  $N 60^\circ E$  y buzamientos al SE.

### Lineación

Las peridotitas poseen varios tipos de lineaciones minerales con significados cinemáticos diferentes (DAROT y BOUDIER, 1975; BOUDIER, 1976). Las más frecuentes son: lineación tabular de enstatita, lamelar de enstatita, de agregado de enstatita y de agregado de espinela  $\pm$  plagioclasa, DAROT y BOUDIER (1975) y BOUDIER (1976) han demostrado que estas lineaciones minerales están



Fotos 58 y 59.—Porfiroclastos de ortopiroxeno deformados por kink-bands. Secciones XZ, de peridotitas de textura milonítica de la base de Sierra Alpujata.

Foto 60.—Porfiroclasto alargado de enstatita en una peridotita basal, con textura milonítica, del macizo de Sierra Alpujata. La traza del cleavage (100) de la enstatita es oblicua a la traza de la foliación (S). La oblicuidad entre las dos trazas determina el sentido de cizallamiento recogido en la fotografía.

Foto 61.—Foliación en las peridotitas de Sierra Alpujata.

Foto 62.—Porfiroclastos alargados de enstatita, que definen una lineación lamelar de enstatita (L). En algunos porfiroclastos se aprecia la traza del cleavage (100), perpendicular al alargamiento de los porfiroblastos. La sección corresponde al plano de foliación.

Foto 63.—Cristal de mica, de un mármol de textura milonítica del manto de Ojén, deformado por kink-bands (K.B.). La traza de los kink-bands no es perpendicular al alargamiento del grano de mica, lo que sugiere una deformación por deslizamiento intracristalino a lo largo de los planos basales (001) de la mica (Sección XZ).



Fotos 58 y 59.—Porfiroclastos de ortopiroxeno deformados por kink-bands. Secciones XZ, de peridotitas de textura milonítica de la base de Sierra Alpujata.

Foto 60.—Porfiroclasto alargado de enstatita en una peridotita basal, con textura milonítica, del macizo de Sierra Alpujata. La traza del cleavage (100) de la enstatita es oblicua a la traza de la foliación (S). La oblicuidad entre las dos trazas determina el sentido de cizallamiento recogido en la fotografía.

Foto 61.—Foliación en las peridotitas de Sierra Alpujata.

Foto 62.—Porfiroclastos alargados de enstatita, que definen una lineación lamelar de enstatita (L). En algunos porfiroclastos se aprecia la traza del cleavage (100), perpendicular al alargamiento de los porfiroclastos. La sección corresponde al plano de foliación.

Foto 63.—Cristal de mica, de un mármol de textura milonítica del manto de Ojén, deformado por kink-bands (K.B.). La traza de los kink-bands no es perpendicular al alargamiento del grano de mica, lo que sugiere una deformación por deslizamiento intracrystalino a lo largo de los planos basales (001) de la mica (Sección XZ).

relacionadas geoméricamente, de tal manera que la lineación tabular de enstatita es perpendicular a la dirección cinemática «a» mientras que las otras lineaciones coinciden con el eje «a».

La lineación más abundante en el macizo de Sierra Alpujata es una lineación tabular de enstatita, que caracteriza a las peridotitas de textura porfiroclástica. En la zona de contacto de la lámina peridotítica con sus encajantes aparece la lineación lamelar de enstatita en las facies miloníticas; está particularmente bien desarrollada junto a las kinzigitas de Los Reales (foto 62).

La lineación lamelar de enstatita se concentra en torno a una dirección N 70° E, que se inclina hacia el SO ligeramente.

Localmente adquiere una orientación aproximadamente N-S en la zona occidental del macizo, que se puede atribuir a la curvatura tardía de la lámina peridotítica.

#### ORIENTACION PREFERENTE DE LOS MINERALES

El flujo plástico a temperaturas elevadas es responsable de la deformación por deslizamiento intracrystalino de los minerales de las peridotitas (NICOLAS et al., 1973). Los diagramas de orientación preferente del olivino y la enstatita varían para muestras que tengan tipos de texturas diferentes, es decir, que hayan sido sometidas a condiciones de deformación ( $T^{\circ}$ ,  $\epsilon$ , esfuerzos desviatorios) distintas; esto significa que, en cada caso, los minerales se deforman por mecanismos de deslizamientos intracrystalinos que se apoyan en sistemas diferentes.

La orientación preferente del olivino en las facies porfiroclásticas, la textura más extendida en el macizo, está caracterizada por la concentración del índice [100] cerca de la lineación y por guirnaldas parciales para los índices [010] y [001], con tendencia a concentrarse cerca de la foliación y en su perpendicular, respectivamente (fig. 45).

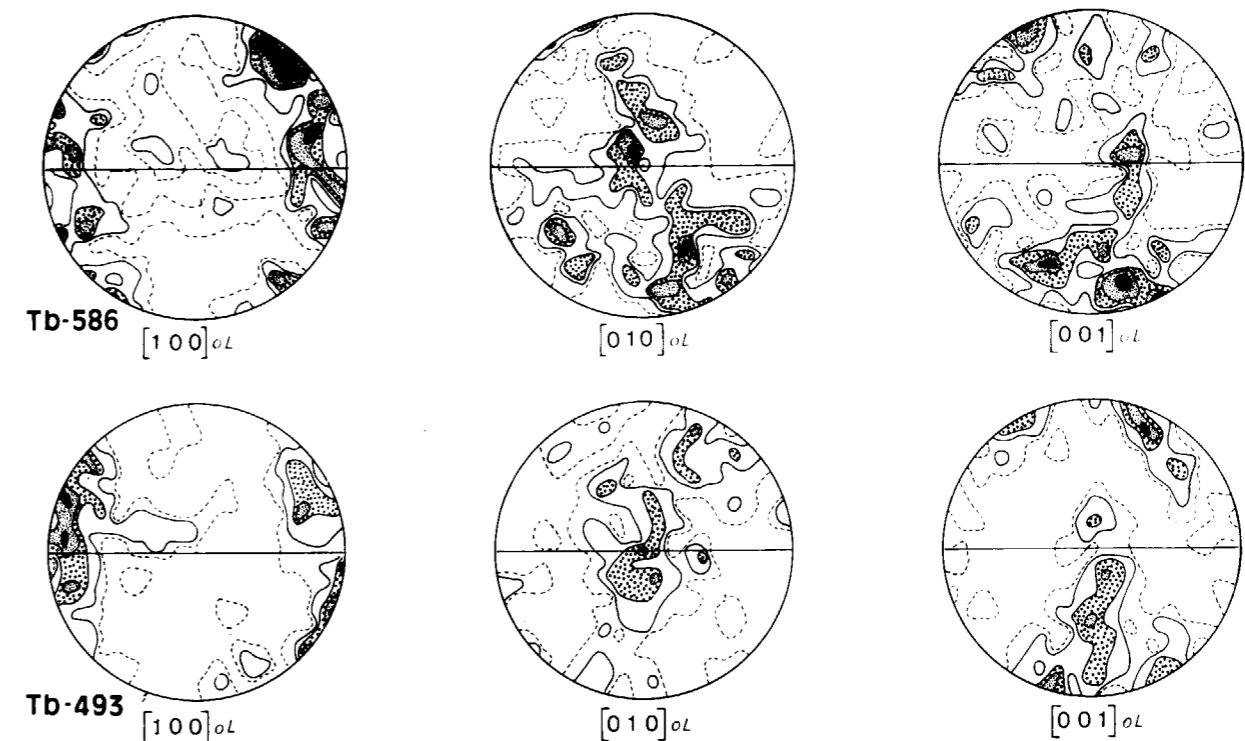


Figura 45.—Diagramas de orientación preferente del olivino de peridotitas con textura porfiroclástica, de grano fino (Tb-493) y gruesa (Tb-586). Sección XZ. El diámetro señala la foliación y los puntos de los extremos la lineación. Proyección equiareal; hemisferio inferior. Intervalos: 1/2/4/6/≥8 por 100 (Tb-493) y 1/2/3/4/≥5 por 100 (Tb-586). 100 medidas por diagrama.



Este modelo de diagramas de la fábrica del olivino es coherente con una deformación plástica por deslizamiento intracristalino, siguiendo sistemas de dirección [100], que tienen como plano de deslizamiento intracristalino (001) ó (0kl); según CARTER y AVE LALLEMANT (1970) ambos sistemas aparecen en deformaciones ocurridas a temperaturas superiores a 950° C y a presiones de confinamiento comprendidas entre 5 y 10 Kb.

Los diagramas de muestras con texturas miloníticas son menos ordenados que los anteriores para el caso del olivino, pero indican buenas orientaciones preferentes de la enstatita. El olivino presenta distribuciones regladas de los índices [100] y [010] y difusas de [001]; [100] se reparte en una guirnalda subparalela a la foliación, con tendencia a concentrarse cerca de la lineación, mientras que el índice [010] forma una corona perpendicular a la foliación, próxima al plano YZ (fig. 46). Estos

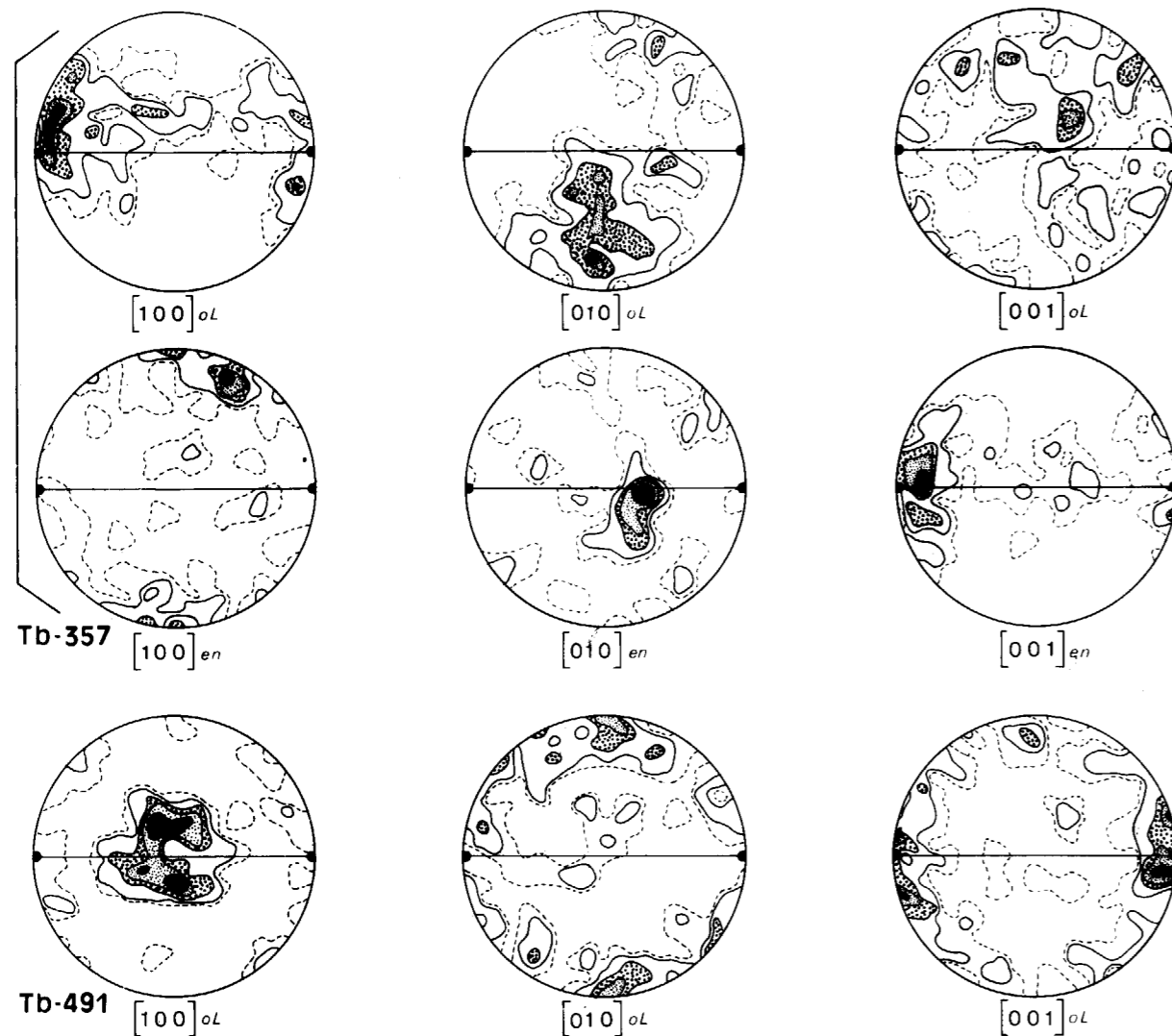


Figura 46.—Tb-357: diagrama de orientación preferente del olivino (ol) y enstatita (en) en una harzburgita con textura milonítica, localizada en la base del macizo de Sierra Alpujata. Sección XZ. Proyección equiareal; hemisferio inferior. Intervalos  $1/2/4/6/\geq 8$  por 100. Los diagramas de olivino se han realizado con 100 medidas y los de la enstatita con 50. Tb-491: orientación cristalina preferente del olivino de una dunita con textura milonítica, situada en la base de la lámina peridotítica. Sección XZ. Proyección equiareal, hemisferio inferior. 100 medidas por diagrama. Intervalos:  $1/2/4/6/\geq 8$  por 100.

diagramas denotan que, localmente, la deformación se realiza en condiciones próximas a la cizalla pura (diagrama  $[100]_{ol}$ ), y pueden atribuirse a la actuación conjunta de dos sistemas de deslizamiento, (0kl) [100] y otro de dirección [001]; el último sistema es típico de deformaciones de temperatura relativamente bajas, del orden de 800°-900° C (BOUDIER y COLEMAN, 1981). En este rango de temperaturas la enstatita desarrolla una fábrica muy ordenada, con los índices [100] y [001] formando un ángulo grande y pequeño, respectivamente, con la foliación y con [010] contenido en ella (a 90° de la lineación); esta distribución indica que la enstatita se deforma por deslizamiento intracristalino, utilizando como plano de deslizamiento el plano reticular (100) y el índice [001] como dirección de deslizamiento (NICOLAS y POIRIER, 1976).

Finalmente, los diagramas de orientación preferente del olivino de una dunita milonítica de grano muy fino, se caracterizan por la presencia de máximos de [100] contenido en la foliación y perpendicular a la lineación, de [001] repartido en torno a la lineación y de [010] en el polo de la foliación (fig. 46). Este diagrama es compatible con deslizamientos sobre el sistema (010) [001], activo a bajas temperaturas (800° C) y elevados esfuerzos según PHAKEY et al. (1972).

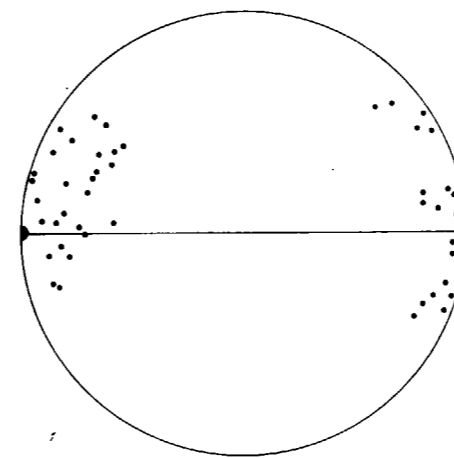


Figura 47.—Diagrama de los polos de las subjuntas del olivino en la harzburgita con textura milonítica de la figura 46. 46 medidas. El referencial estructural y el tipo de proyección es idéntico al utilizado en los diagramas de la figura 46.

#### 4.3.1.3. Sentido de cizallamiento

Las microestructuras y las orientaciones preferentes de los minerales se interpretan clásicamente en términos de deformación plástica tras los trabajos de NICOLAS et al. (1971, 1972, 1973). Durante el flujo plástico de las peridotitas la foliación y lineación tienden a aproximarse al plano de flujo y dirección de flujo, respectivamente; el sentido de cizallamiento, en el caso de una deformación rotacional, puede determinarse a partir de las posiciones relativas del plano de foliación y del plano de flujo.

El análisis de las microestructuras y de las orientaciones preferentes de los minerales de las peridotitas basales de Sierra Alpujata pone de manifiesto el carácter rotacional de la deformación. Para determinar el sentido de cizallamiento se han utilizado diversos criterios.

#### Subjuntas del olivino

Parte de los granos de olivino (porfiroclastos y neoblastos) de las peridotitas de textura milonítica tienen una subestructura interna en bandas de deformación, con subjuntas cuya orientación coincide, habitualmente, con la del plano cristalográfico (100). En láminas XZ las subjuntas son oblicuas a la foliación, formando un ángulo elevado con ella; la orientación de los polos de las subjuntas coincide con la traza del plano de cizallamiento (fig. 47), y su posición respecto de la foliación determina el sentido de cizallamiento, dextro sobre la figura.

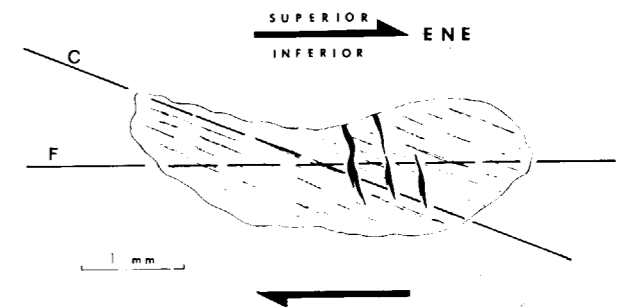


Figura 48.—Porfiroclasto de enstatita, en sección XZ, de una harzburgita milonítica. La línea C corresponde a la traza del plano de deslizamiento intracristalino, que coincide con el plano (100); F señala la posición de la traza de la foliación. La posición de C respecto a F indica un sentido de cizallamiento dextro.

### Cleavage (100) de la enstatita

El ortopiroxeno en las peridotitas basales es generalmente alargado (1 cm.; X/Z ~ 10-20) y muestra el cleavage (100) ligeramente oblicuo respecto a la foliación (fig. 48). La constante inclina-

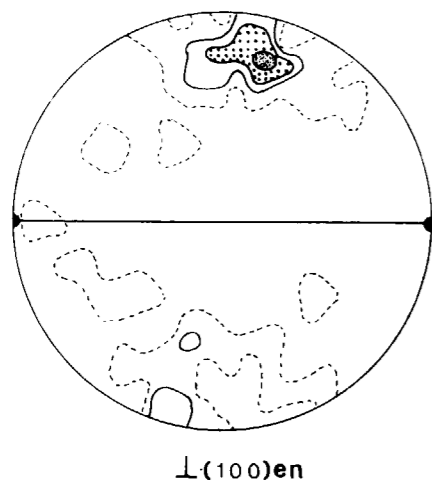


Figura 49.—Diagrama de polos del cleavage (100) de la enstatita de la harzburgita milonítica, representada en la figura 46. El referencial estructural y tipo de proyección es el utilizado en los casos anteriores. 40 medidas. Intervalos: 0.5/1.5/2.5/>3 por 100.

ción entre el cleavage (100) de la enstatita y la foliación proporciona el sentido de cizallamiento, ya que el cleavage (100) funciona como plano de deslizamiento intracristalino durante la deformación plástica de la enstatita (NICOLAS y POIRIER, 1976). La orientación estadística de los polos del plano (100) se caracteriza por su asimetría respecto del plano de la foliación (fig. 49), lo que permite obtener un sentido de cizallamiento coincidente con el de las subjuntas del olivino.

### Orientación preferente del olivino y la enstatita

En las facies miloníticas, los diagramas de los índices  $[100]_{ol}$  y  $[001]_{en}$  son asimétricos en relación a la traza de la foliación (fig. 50).

Ambos índices se sitúan próximos a la posición

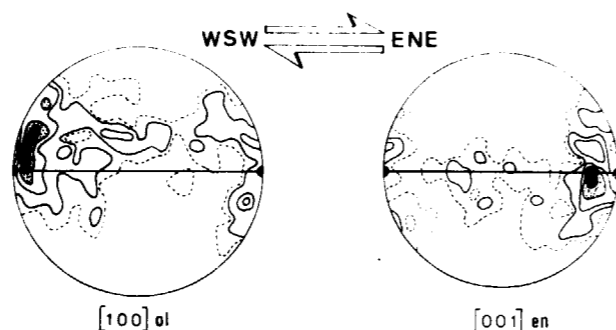


Figura 50.—Diagramas de los índices  $[100]_{ol}$  y  $[001]_{en}$  de una peridotita de textura milonítica. La asimetría de los diagramas es coherente con el sentido de cizallamiento regional. La distribución de ambos índices en coronas, subparalelas a la foliación, sugiere la contribución de una componente de deformación irrotacional, superpuesta al cizallamiento simple.

de la lineación, con la que forman un ángulo inferior a  $10^\circ$ . La ligera oblicuidad existente entre la orientación cristalina y el referencial estructural, tanto para el olivino como para la enstatita, indica que el flujo fue esencialmente rotacional.

Los diagramas  $[100]_{ol}$  y  $[001]_{en}$  señalan la posición de la dirección de cizallamiento, correspondiente a la deformación plástica de ambos minerales por deslizamiento intracristalino, en condiciones próximas al cizallamiento simple (NICOLAS et al., 1972).

Los resultados obtenidos coinciden con los proporcionados por las milonitas de la Albuqueria subyacentes. Efectivamente, la lineación lamelar de la enstatita de las peridotitas basales tiene una orientación semejante a la lineación de las milonitas cuarzofeldespáticas, en cada transversal al contacto entre mantos; el sentido de cizallamiento indica el desplazamiento de las peridotitas sobre el manto de Ojén desde el oeste-suroeste hacia el este-noreste (fig. 29). Las microestructuras y orientaciones preferentes de los minerales de las peridotitas también señalan la existencia local de una deformación con una componente de aplastamiento, que se traduce en la presencia de cristales con orientaciones opuestas de las subjuntas del olivino y del plano (100) de la enstatita, en una misma lámina en sección XZ, y en los diagramas de los índices  $[100]_{ol}$  y  $[001]_{en}$ , distribuidos en coronas subparalelas a la foliación (fig. 46).

### 4.3.1.4. Estimación de los esfuerzos desviatorios

Los trabajos destinados a determinar los esfuerzos desviatorios responsables del flujo plástico durante la deformación (POST, 1973, 1977; GOETZE, 1975; MERCIER, 1976; NICOLAS, 1978; KIRBY y WEGNER, 1979) son numerosos. El fundamento de tales aproximaciones reside en las indudables relaciones existentes entre las microestructuras y los esfuerzos que ha sufrido una roca. Los geopiezómetros más utilizados en las peridotitas son el tamaño de los neoblastos, el espaciado de los subgranos y la densidad de las dislocaciones. NICOLAS (1978) considera que la microestructura más apropiada es el tamaño de los neoblastos, habida cuenta de su menor sensibilidad al templado (annealing) y a las deformaciones posteriores al flujo principal.

Existen las siguientes relaciones experimentales entre el tamaño de los nuevos granos de olivino recristalizados dinámicamente y los esfuerzos diferenciales para las peridotitas:

$$\begin{aligned} \gamma &= 19 d^{-6.67} \quad (\text{POST, 1973}) \\ \gamma &= 11 d^{-0.5} \quad (\text{GOETZE, 1975}) \\ \gamma &= 40 d^{-0.61} \quad (\text{MERCIER, 1976}) \\ \gamma &= \text{Kilobares} \\ d &= \text{micras} \end{aligned}$$

He efectuado determinaciones en 5 láminas miloníticas, representativas de las peridotitas basales, y sobre otras 5 muestras con textura porfiroclástica, procedentes del interior del macizo; se han medido, por lámina, 100 neoblastos situados junto a porfiroblastos de olivino y rodeados por otros neoblastos de olivino, para evitar la influencia de otras fases minerales en el tamaño de los neoblastos. Los resultados obtenidos son significativos, pues las facies miloníticas corresponden, según estos cálculos, a deformaciones producidas en condiciones de esfuerzos desviatorios elevados, del orden de 1-1.3 Kb e incluso 1.7-2 Kb, mientras que las facies porfiroclásticas de grano grueso se han desarrollado bajo esfuerzos sensiblemente inferiores, del orden de 0.3-0.5 Kb.

### 4.3.1.5. Origen de la deformación en el contacto manto de Ojén/manto de Los Reales

La intensa deformación plástica registrada por los materiales de la zona de contacto entre los mantos de Ojén y Los Reales, al norte de Sierra

Alpujata, puede atribuirse al emplazamiento de las peridotitas del manto de Los Reales, a temperaturas cercanas a  $900^\circ \text{C}$ , sobre el manto de Ojén. Esta conclusión está en contradicción con la opinión de TORRES-ROLDÁN (1979a), para quien el emplazamiento de las unidades tectónicas se ha realizado en condiciones frágiles, pero concuerda con los resultados obtenidos por otros autores (WESTERHOF, 1977; LUNDEEN, 1978; REUBER et al., 1982). Los argumentos que sostienen esta afirmación son los siguientes:

— La distribución espacial de las tectonitas coincide con una banda relativamente estrecha, unos 400 m. de espesor, que sigue paralela al contacto entre mantos durante más de 30 Km.

— Las milonitas de los dos mantos se han deformado según una cinemática semejante. En ambos casos las características estructurales, microestructurales y de la fábrica de las rocas testimonian que la deformación se ha producido por un mecanismo próximo a la cizalla simple; el hecho de que localmente la deformación sea coaxial es una situación habitual en las zonas de cizalla dúctil (LISTER y WILLIAMS, 1979).

— La deformación varía simétricamente respecto del contacto entre mantos. El desarrollo progresivo de tectonitas L-S y la disminución gradual del tamaño de grano simultáneamente, indican que la deformación aumenta en los dos mantos al aproximarse al contacto. En consecuencia, existe una manifiesta polaridad de la deformación hacia el contacto.

### 4.3.1.6. Dirección y sentido de movimiento del manto de Los Reales

La determinación de la dirección y del sentido de movimiento de los Mantos Alpujarrides ha sido una cuestión ampliamente debatida en la Cordillera Bética, aunque se conociera desde antiguo la existencia de estas estructuras (ver EGELER y SIMON, 1969). La mayor parte de los investigadores han argumentado la existencia de desplazamientos hacia el norte (ALDAYA, 1969b; EGELER y SIMON, 1969; AVIDAD, 1976; AVIDAD y GARCÍA-DUEÑAS, 1981; PLATT, 1982), aunque también ha habido partidarios de desplazamientos hacia el sur (DURAND-DELGA, 1968). En el extremo occidental de la cadena, y como consecuencia de su forma progre-

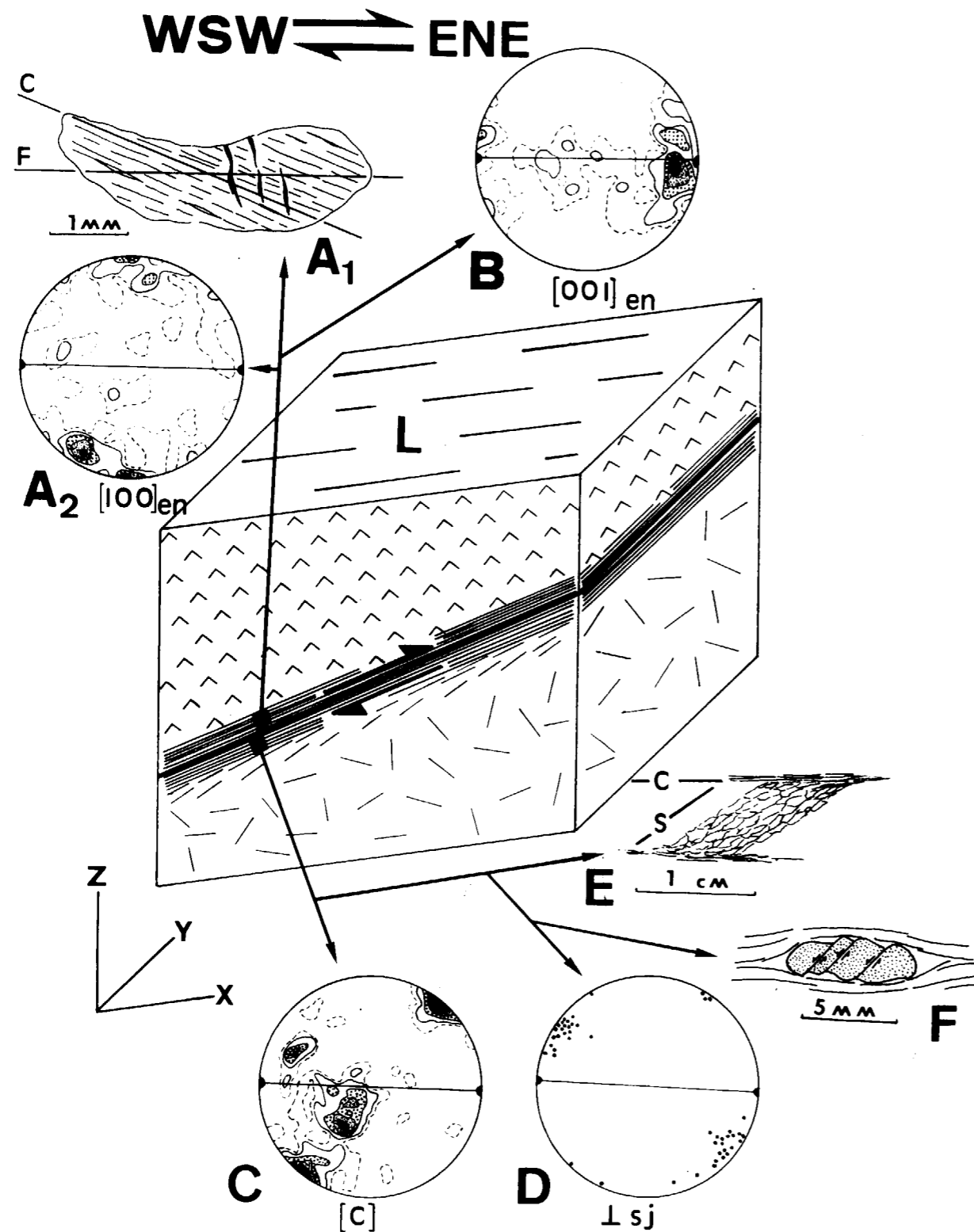


Figura 51.—Esquema que resume los criterios estructurales observables en la zona de contacto entre las peridotitas basales del manto de Los Reales y las milonitas de la Albuqueria del manto de Ojén. La interpretación cinemática de estos criterios señala el cabalgamiento del manto de Los Reales sobre el de Ojén, desde el OSO hacia el ENE. A<sub>1</sub>, relación entre el plano de cizallamiento (C) y la foliación (F), en un porfiroclasto de enstatita; A<sub>2</sub>, orientación preferente de los polos del cleavage (100) de la enstatita; B, diagrama del índice [001] de la enstatita; C, orientación preferente de los ejes [C] del cuarzo de una milonita del manto de Ojén; D, polos de subjuntas del cuarzo; E, geometría de las estructuras C-S; F, geometría de las sombras de presión asimétricas, en torno a los porfiroclastos, de las milonitas de la Albuqueria; L, orientación de la lineación de estiramiento, en las peridotitas basales y en las milonitas de la Albuqueria.

sivamente arqueada al acercarse a Gibraltar, se han señalado profusamente desplazamientos hacia el noroeste (DURR, 1963; WESTERHOF, 1975).

PAQUET propuso en 1974 que el emplazamiento de mantos se había realizado en dos etapas: tras una primera fase de desplazamiento de dirección NE-SO, responsable de una «pila inicial de mantos», se produciría otra, dirigida hacia el norte. KAMPSCHUUR (1972) propuso que el movimiento de los mantos se realizó hacia el SO. NAVARRO-VILA (1976) reconoce en su tesis los efectos de los desplazamientos hacia el norte y también la existencia de un apilamiento anterior de dirección NE-SO.

El análisis de la fábrica de las rocas del contacto entre los mantos de Ojén y de Los Reales evi-

dencia que dicho contacto corresponde a una zona de cizalla dúctil en régimen cabalgante; además, la orientación de la lineación mineral de estiramiento de las milonitas del contacto, subparalela a la dirección cinemática «a», se concentra en torno a la orientación N 245° E (fig. 29), lo que indica la presencia de traslaciones tectónicas en la dirección ENE.

Las características estructurales que permiten reconocer el sentido de desplazamiento son muy variadas; existen tanto en las peridotitas basales milonitizadas del manto de Los Reales como en las milonitas de la Albuqueria del manto de Ojén subyacente. La figura 51 sintetiza los criterios en los que se ha basado el análisis cinemático de la deformación asociada al emplazamiento del manto de Los Reales.

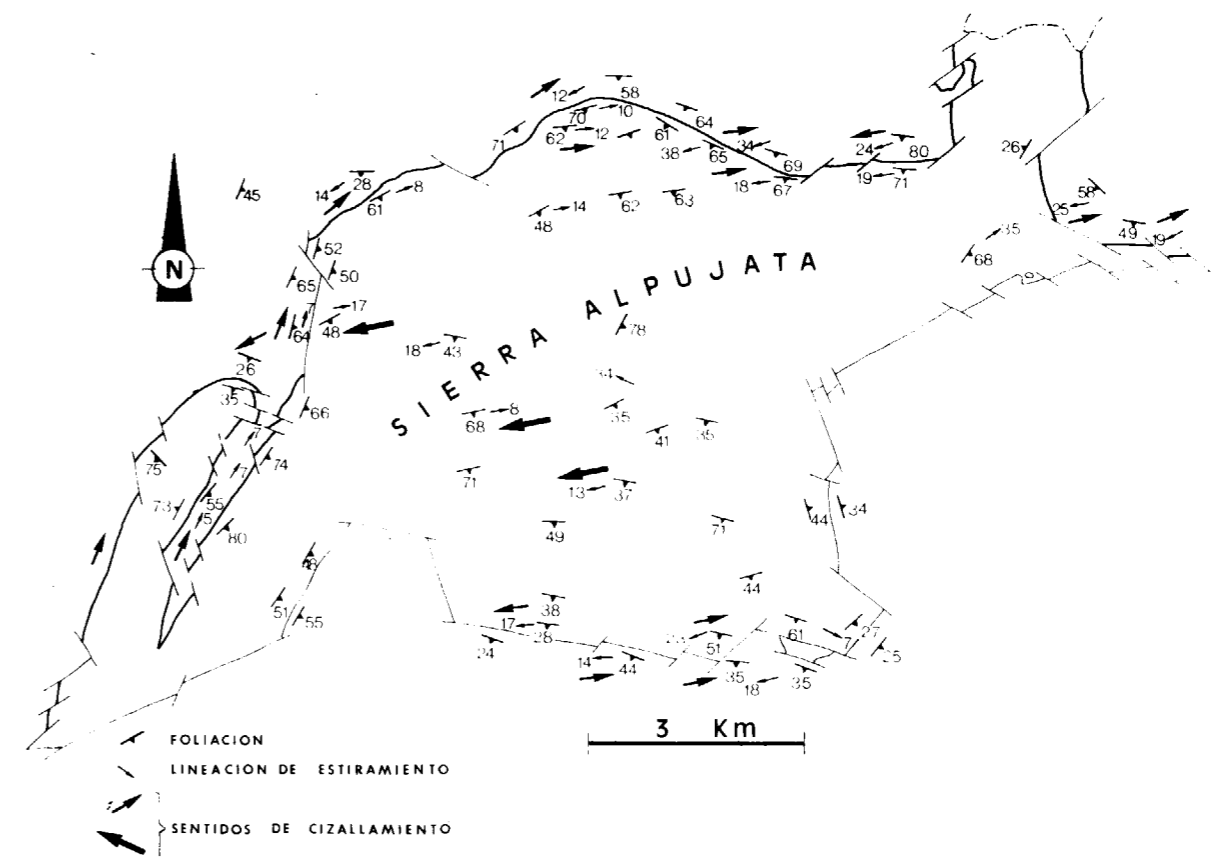


Figura 52.—Mapa estructural esquemático del sentido de cizallamiento asociado al emplazamiento del manto de Los Reales sobre el de Ojén (flecha pequeña). El sentido de cizallamiento dominante implica el movimiento hacia el ENE del manto de Los Reales. El sentido de cizallamiento de las peridotitas porfiroclásticas del núcleo del macizo (flecha grande) es opuesto al anterior.

Todos los criterios usados son asimétricos respecto del referencial estructural, y poseen sentidos de asimetría coincidentes. Como se ha expresado en el apartado 4.3.1., estas dos características indican que la deformación se produce por un mecanismo próximo a la cizalla simple. El sentido de cizallamiento que se deduce del análisis cinemático implica que el cabalgamiento del manto de Los Reales sobre el de Ojén se ha efectuado desde el OSO hacia el ENE (fig. 52).

La región estudiada conserva un amplio registro estructural de la fase de cizallamiento hacia el ENE, en detrimento de la etapa de cabalgamiento hacia el norte, fácilmente reconocible en el sector central de la Zona Bética.

#### 4.3.2. El contacto entre los mantos de Guadaiza y Los Reales

El contacto entre los mantos de Los Reales y Guadaiza también tiene características propias de

una zona de cizalla dúctil. Antes de describir sus aspectos estructurales más significativos, conviene precisar las posiciones espaciales relativas entre las peridotitas de Sierra Bermeja (base del manto de Los Reales) y las migmatitas del Hoyo del Bote (techo del manto de Guadaiza), habida cuenta de las importantes divergencias en las opiniones emitidas al respecto (ver antecedentes, págs. 7 y 8). En Sierra Bermeja la relación estructural de superposición tectónica entre los mantos de Guadaiza y Los Reales muestra, para diferentes afloramientos, las dos posiciones posibles, y contrarias. Los resultados obtenidos en este trabajo indican que las peridotitas han cabalgado en una gran extensión a las migmatitas del Hoyo del Bote; este es el caso más general de afloramiento, observable en la ventana tectónica del valle del Guadaiza y en la Dehesa del Albornoque. En la terminación NE de la Dehesa del Albornoque y en algunos puntos del borde meridional del macizo de Sierra Bermeja son las migmatitas del Hoyo del Bote las que aparecen sobre las peridotitas. La superposición de las peridotitas sobre las migmatitas

está acompañada del desarrollo de milonitas en la zona de contacto, mientras que en la situación contraria se produce tan sólo la brechificación de las peridotitas y migmatitas. Este tipo de observaciones permite concluir que la superposición de las peridotitas sobre las migmatitas se produjo durante un primer cabalgamiento, desarrollado en condiciones dúctiles, entre los mantos de Los Reales y de Guadaiza, y que este contacto fue deformado, posteriormente, en condiciones frágiles; esto se traduce en el desarrollo de fallas inversas, que son responsables del corrimiento local de las migmatitas sobre las peridotitas.

El reconocimiento de los dos tipos de contactos anteriores sugiere que las opiniones contradictorias entre algunos autores (LUNDEEN, 1978; TORRES-ROLDÁN, 1979a, 1983), sobre las posiciones relativas de las peridotitas y migmatitas, son debidas a observaciones locales e incompletas de las relaciones estructurales de ambos conjuntos. Así, como propone LUNDEEN (1978), el valle del río Guadaiza es una ventana tectónica, en la que se puede ver cómo las peridotitas se disponen encima de las migmatitas; TORRES-ROLDÁN (1979a, 1983) sostiene justamente lo contrario, como consecuencia de que ha estudiado un pequeño sector, en el norte de Estepona, en el que las migmatitas se han colocado, tardíamente, sobre las peridotitas.

##### 4.3.2.1. Orientación de la foliación y la lineación

La orientación de la foliación de las milonitas se mantiene paralela al contacto inicial con las peridotitas, al igual que ocurre con las milonitas de la Albuqueria de Sierra Alpujata. El mapa estructural del manto de Guadaiza (ver mapa) denota una variación progresiva de la orientación de la foliación de las milonitas y esquistos subyacentes, en la ventana tectónica del Guadaiza, desde direcciones N 60° E en la mitad sur de la ventana a N 350°-360° E en la mitad norte. Esta disposición de la foliación, unida a sentidos de buzamientos contrarios y divergentes en los lados oriental y occidental de la ventana (ver mapa) confirman que la geometría del contacto peridotitas/migmatitas del Hoyo del Bote en el valle del río Guadaiza, corresponde a la de una superficie plegada anti-formal, cuya traza axial, aproximadamente N-S, muestra una inflexión hacia el oeste en su terminación meridional. En la Dehesa del Albornoque, la

foliación sigue conservando una orientación N-S a lo largo del curso del río Verde y en el extremo NE del macizo de Sierra Bermeja presenta ya direcciones en torno a N 60° E, que son los valores que se observan, con carácter general, en el macizo peridotítico de Sierra Bermeja (DAROT, 1973) y en las sucesiones metamórficas asociadas. Por lo que respecta a las lineaciones de estiramiento de las milonitas, se aprecia cómo en los valles de los ríos Guadaiza y Verde tiende a concentrarse en torno a la dirección N-S; coincide, por tanto, con la orientación de la dirección cinemática «a» de las peridotitas determinada por DAROT (1973) en este sector.

##### Posición estructural de las migmatitas del Hoyo del Bote

Una importante conclusión que se deriva del análisis de la distribución de la foliación es la posición estructural de las migmatitas del Hoyo del Bote. La foliación de las milonitas y la esquistosidad de la sucesión de los esquistos cuarcíticos del manto de Guadaiza tienen una orientación marcadamente paralela (ver mapa). Como resultado de esta situación, las migmatitas del Hoyo del Bote forman una aureola hectométrica, que se extiende ininterrumpidamente a lo largo del contacto inicial con las peridotitas de Sierra Bermeja, y que, con carácter general, se sitúa sobre la sucesión de esquistos cuarcíticos y debajo de las milonitas del manto de Guadaiza.

##### 4.3.2.2. Geometría del contacto

Puesto que la posición relativa entre los materiales que yo atribuyo al manto de Guadaiza y la lámina peridotítica del manto de Los Reales ha estado sujeta a controversia creo que conviene presentar detalladamente los rasgos cartográficos que refleja el mapa, y sustentan mi hipótesis. El manto de Guadaiza tiene una franja con milonitas y migmatitas en su posición más alta e inmediatamente debajo de las peridotitas de Sierra Bermeja, semejante a la que presenta el manto de Ojén bajo las rocas ultrabásicas del macizo de Sierra Alpujata. Las condiciones de afloramiento de las milonitas del manto de Guadaiza son malas, debido a que en amplias áreas del valle del río Guadaiza y de la Dehesa del Albornoque, los contactos

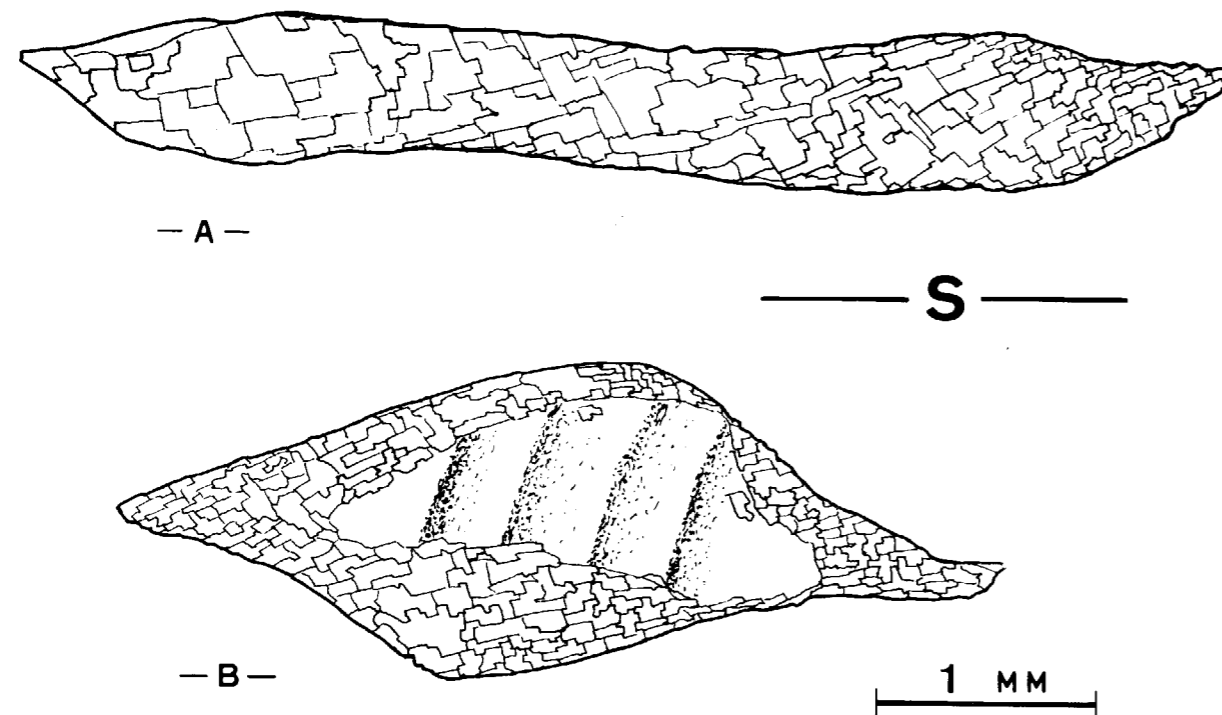


Figura 53.—Morfología de los nódulos de cuarzo deformados incluidos en las milonitas del manto de Guadaiza (sección XZ): a) nódulo con forma alargada y estructura interna en damero; b) nódulo con microestructura de núcleo (con extinción ondulante, punteada) y manto (organizado en damero). S es la traza de la foliación.

peridotitas-milonitas permanecen ocultos por acumulaciones de bloques de peridotitas, derrubados de la lámina peridotítica suprayacente, que ocupa las posiciones topográficas más altas.

La cartografía detallada del contacto entre los mantos de Los Reales y Guadaiza y los datos estructurales referentes a la orientación de la foliación de las milonitas y esquistos subyacentes a las peridotitas, indican que la geometría del contacto corresponde a una superficie alabeada. La ventana tectónica del río Guadaiza, como ya se ha dicho, tiene una estructura antiformal, con dirección axial aproximadamente N-S. En el lado occidental de la ventana el contacto peridotitas-milonitas buza entre 30 y 40° hacia el oeste; aunque algunas interpretaciones que se hicieron de este sector suponían que las peridotitas se hundían bajo los materiales del manto de Guadaiza, pues, aparentemente, se ven contactos, en el paisaje, que se inclinan hacia el este; al recorrer la zona de contacto entre mantos se observa, por el contrario, que hay numerosos puntos en los que se ve la superposición de las peridotitas sobre las milonitas, y se comprueba, además, que lo que parecían contactos inclinados hacia el este sólo son el resultado de la concentración de bloques de peridotitas en los barrancos. En la parte oriental de la ventana, en cambio, el contacto permanece subhorizontal en extensas áreas y, finalmente, acaba por hundirse hacia el este en el Hoyo del Bote. El afloramiento de los materiales del manto de Guadaiza en el fondo del valle y a la aparición de peridotitas en posiciones topográficas más elevadas, están de acuerdo con la colocación de las rocas ultrabásicas sobre el manto de Guadaiza; además, la geometría del contacto está apoyada por la variación de la anchura cartográfica de la banda de las migmatitas del Hoyo del Bote, a uno y otro lado del río Guadaiza.

La conservación de retazos pequeños, hectométricos a métricos, de peridotitas en las zonas topográficamente más elevadas de la Dehesa del Albornoque, sugiere que también en ese sector la geometría del contacto entre mantos era subhorizontal.

#### 4.3.2.3. Milonitas del manto de Guadaiza

Las milonitas del manto de Guadaiza tienen varios rasgos microestructurales y metamórficos que las diferencian de las milonitas de la Albuqueria

del manto de Ojén. Por lo que atañe al metamorfismo, se caracterizan por una cloritización generalizada y por la presencia esporádica de andalucita; la mayor parte de las cloritas crecen orientadas y muestran signos microestructurales (extinción ondulante, microkinks) de deformación interna, por lo que la cloritización resulta de un avanzado grado de retrometamorfismo. El acusado contraste microestructural existente entre ambas milonitas deriva, principalmente, de la ausencia de las facies miloníticas de textura gneíssica y de la escasez de cuarzo, en las del manto de Guadaiza; las microestructuras que caracterizan a las milonitas del manto de Guadaiza son las que se desarrollan sobre los nódulos de cuarzo, procedentes de antiguas venas de la sucesión de esquistos cuarcíticos. Al describir los diversos tipos de enclaves englobados en las migmatitas del Hoyo del Bote (apartado 2.2.5.2), se puso de manifiesto que los nódulos de cuarzo tienen formas esféricas. Como resultado de la deformación plástica que implica la milonitización, los nódulos experimentan importantes variaciones de forma. La mayoría adquieren una geometría elipsoidal más o menos alargada, y se disponen con el eje mayor coincidente con la dirección del eje X del elipsoide de la deformación finita (fig. 53a). La mayor parte de estos nódulos muestra un tamaño de grano sumamente fino y microestructuras en damero. En menor proporción aparecen otros nódulos que tienen forma de rombo en sección XZ, y son más equidimensionales que los anteriores; sus microestructuras son del tipo núcleo y manto («core and mantle microstructure» de WHITE, 1976), ya que constan de una corona interna con extinción ondulante, aproximadamente perpendicular al eje X, rodeada de un borde formado por un mosaico de granos de pequeño tamaño y alargados (figura 53b). Estos nuevos granos, que atestiguan la actuación de procesos de recuperación y recristalización dinámicos, se desarrollan en los límites de los granos, debido a que son lugares de máxima concentración de la deformación (ETHERIDGE y WILKIE, 1979).

#### 4.3.3. Episodios tardíos de emplazamiento

El emplazamiento del manto de Los Reales sobre el de Ojén, a favor de cizallamientos corticales, registra deformaciones verificadas en condiciones de menor temperatura, por tanto pro-

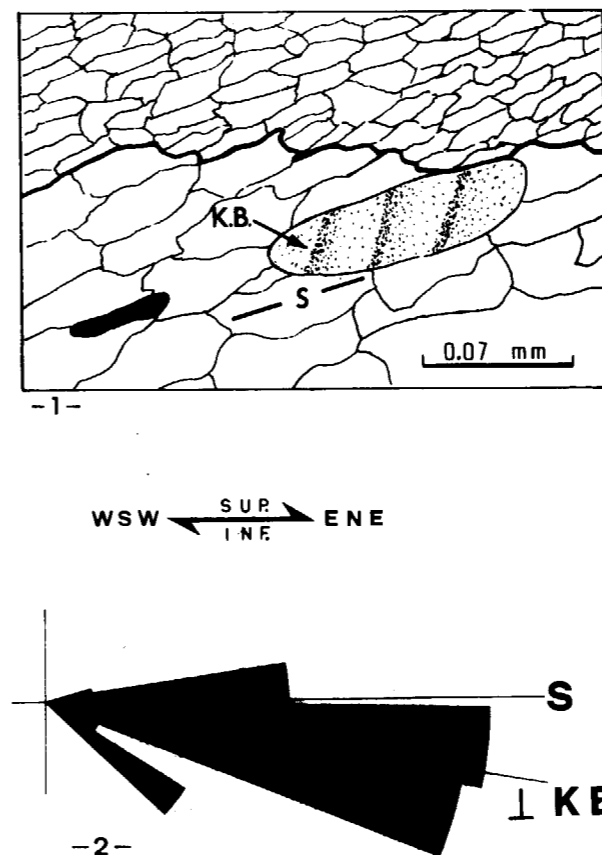


Figura 54.—Mármol con textura milonítica (sección XZ). (1): el grano punteado representa un cristal de mica blanca deformado por kink-bands (K.B.). El trazo grueso que delimita dos dominios de granulometrías diferentes corresponde al bandeo apreciable a simple vista en la roca. La traza del bandeo es oblicua a la traza de la foliación, y perpendicular a los kink-bands de las micas. (2): diagrama en rosa de la traza de los polos de kink-band ( $\perp$  K.B.) de las micas respecto de la foliación (S). La relación angular de  $\perp$  K.B. y S indica un sentido de cizallamiento dextro.

bablemente más superficiales que las que caracterizan a las milonitas de la Albuqueria y a las peridotitas con textura milonítica. La presencia de una alfombra de serpentinitas y milonitas cuarzo-feldespáticas cloritizadas, confinada entre las peridotitas de textura milonítica y las milonitas de la Albuqueria, es una evidencia de movimientos a lo largo del contacto entre ambos mantos posteriores a los que originaron las milonitas de la Albuqueria.

El contacto entre las peridotitas y los mármoles subyacentes en la apófisis de Alhaurín proporciona

una valiosa información sobre la cinemática de estas traslaciones tardías. En la apófisis de Alhaurín las peridotitas quedan reducidas a una película de poco espesor, entre 5 y 30  $\mu$ m., dispuesta sobre mármoles por medio de un contacto subhorizontal. Las peridotitas del contacto están totalmente serpentinizadas, siendo la esquistosidad de las serpentinitas paralela al contacto. La zona de contacto entre mantos está formada por una franja continua, de espesor métrico, en la que se entremezclan jirones lenticulares de mármoles y serpentinitas, de tamaños métricos a decimétricos.

Los mármoles subyacentes a las serpentinitas son de tamaño de grano muy fino (0.07-0.02 mm.), tienen una acusada fábrica plano-linear y su microestructura es equigranular tabular, por lo que pueden considerarse milonitas. La observación microscópica, de secciones XZ, muestra que la estructura planar reconocible a simple vista es un bandeo formado por la alternancia de bandas con tamaños de grano diferentes, ligeramente oblicuo a la foliación definida por el alargamiento de los minerales (fig. 54.1). Además, tienen micas blancas que, en muchos casos, presentan sus planos cristalográficos (001) deformados por micro kink-bands (foto 63); estadísticamente, los kink-bands de las micas contenidas en los mármoles (fig. 54.2) es un testimonio de que la deformación se ha producido por un mecanismo próximo a la cizalla simple, y proporciona además un nuevo criterio para determinar el sentido de cizallamiento. Esta interpretación microestructural permite, por otra parte, explicar la divergencia angular existente entre el bandeo y la foliación; como ocurre en peridotitas (DAROT, 1973) y cuarcitas (SIMPSON y SCHMID, 1983) en las que el mecanismo principal de la deformación ha sido la cizalla simple, el bandeo apreciable a simple vista representaría el plano de cizallamiento y la foliación el plano de apastamiento finito, asociados a la deformación por cizalla simple.

Las medidas de la lineación mineral de los mármoles de esta zona, escasas en razón de la reducida extensión de afloramiento se concentran en torno a un valor medio N 60° E.

Otros registros de movimientos posteriores al desarrollo de las milonitas de la Albuqueria se localizan dentro de los materiales del manto de Ojén, principalmente en el contacto entre las migmatitas de Los Villares y la sucesión metapelítica.

Como se ha indicado anteriormente (apartado 3.1.4), dicho contacto está afectado por un metamorfismo retrógrado muy importante, y en él se encuentra una foliación definida por clorita y cintas de cuarzo de tamaño de grano muy fino. La extensión del retrometamorfismo es considerablemente mayor en este nivel que en el límite peridotitas-milonitas de la Albuquerque, lo que sugiere que los movimientos tardíos se han canalizado mayoritariamente por el contacto migmatitas de Los Villares-sucesión metapelítica, o alternativamente, que la disponibilidad de fluidos era mayor en esta zona que en el contacto de las peridotitas con las milonitas de la Albuquerque.

Entre las microestructuras características de estas deformaciones realizadas a bajas temperaturas están las texturas miloníticas de tamaño de grano extremadamente fino (0.01 mm.), que aparecen en los niveles de cuarcitas de la sucesión metapelítica que contacta con las migmatitas de Los Villares; también se observa que numerosas muestras de las zonas con retrometamorfismo tienen fracturas de tensión en escalón, de escala milimétrica a centimétrica (fig. 55). Las diaclasas son perpendiculares a la lineación, en el plano XY de la deformación finita, y están colmatadas por cuarzo que crece perpendicularmente a las paredes de las fracturas. La ordenación geométrica de las fracturas es coherente con el sentido de cizallamiento

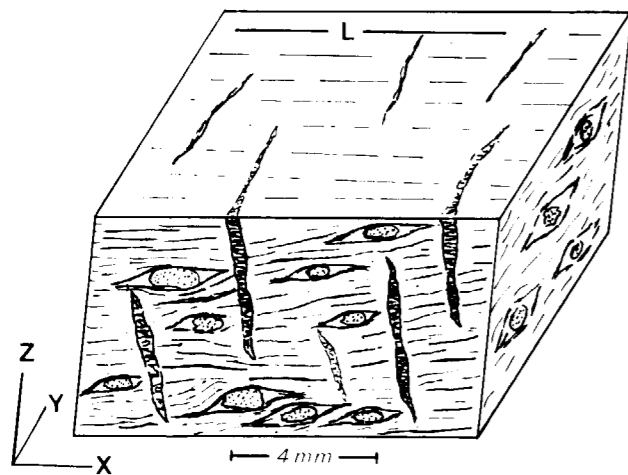


Figura 55.—Fracturas rellenas de cuarzo en una milonita retrometamorfizada. La orientación media de las fracturas es, aproximadamente, perpendicular a la lineación (L) y paralela a la dirección del eje Z de la deformación finita.

indicado por las sombras de presión asimétricas de los porfiroclastos de feldespato potásico de la figura; conviene precisar, no obstante, que la coexistencia de las sombras de presión y de las fracturas, testimonios de deformación continuas y discontinuas, respectivamente, no implica relaciones de simultaneidad en cuanto a su desarrollo, sino, únicamente, que responden al mismo régimen cinemático. La lineación mineral observable sobre la foliación de las rocas retrogradadas del contacto migmatitas de Los Villares/sucesión metapelítica se concentra también en torno a la dirección N 70° E.

Finalmente, dentro de las milonitas retrometamórficas cercanas a las peridotitas, junto al extremo oriental del macizo de Sierra Alpujata, hay enclaves de mármoles. Estos mármoles tienen un bandeo de origen cataclástico, que se manifiesta por la aparición de fracturas discontinuas que fragmentan los granos de calcita. La lineación de estriamiento de estos mármoles se orienta hacia N 80° E.

Las características citadas: desarrollo de serpentización en las peridotitas basales, retrogradación intensa de las milonitas de la Albuquerque y en parte de las migmatitas de Los Villares, junto con la aparición de mármoles de textura cataclástica y milonítica y de milonitas cuarcíticas de baja temperatura, demuestran la existencia de movimientos posteriores a los de temperaturas elevadas (milonitas de la Albuquerque y peridotitas miloníticas), asociados al proceso de cabalgamiento del manto de Los Reales sobre el de Ojén.

La coincidencia de la orientación de la lineación de las milonitas de la Albuquerque, de los mármoles miloníticos de Alhaurín y de los mármoles cataclásticos es un hecho de gran interés, pues indica la constancia de la orientación de los esfuerzos desviatorios durante períodos sucesivos del emplazamiento del manto de Los Reales sobre el de Ojén.

#### 4.3.4. Sustitución de la superficie de cabalgamiento

La aureola dinamo térmica de Sierra Alpujata refleja un proceso tectónico continuo, en el que se reconocen varias deformaciones sucesivas, correspondientes a distintos momentos del emplaza-

miento del manto de Los Reales sobre el de Ojén. El primer episodio deformacional, observable actualmente, corresponde al cabalgamiento de las peridotitas sobre los materiales del manto de Ojén a temperaturas elevadas (~900° C), y está localizado, principalmente, en el contacto peridotitas-milonitas de la Albuquerque. Como he señalado anteriormente, el cabalgamiento de la lámina peridotítica con una elevada temperatura (remamente+calentamiento por cizalla) provoca el reblandecimiento (softening) de los materiales subyacentes, lo que determina que la deformación se concentre en una banda estrecha, representada por las peridotitas basales y por las milonitas de la Albuquerque.

El levantamiento de la región hasta niveles más superficiales implica un descenso de la temperatura y, como consecuencia, una variación del comportamiento reológico de los materiales frente a la deformación; por otra parte, el movimiento sobre superficies de cabalgamiento también produce un gradiente negativo de la temperatura, lo que permite explicar la aparición del metamorfismo retrógrado en muchas zonas de cabalgamiento, como consecuencia de que el emplazamiento se realiza, progresivamente, en niveles más superficiales. La segunda etapa del proceso de emplazamiento del manto de Los Reales detectable en el campo, ocurre en condiciones más superficiales que la primera, ya que está asociada a procesos de serpentización en las peridotitas, a retrometamorfismo de las migmatitas de Los Villares y de las milonitas de la Albuquerque y, finalmente, conduce a la formación de cataclasitas.

Durante esta etapa el movimiento no sólo se ha producido en el contacto peridotitas/milonitas de la Albuquerque, sino, esencialmente, en el contacto migmatitas de Los Villares/sucesión metapelítica, como se deduce de la importancia y extensión del metamorfismo retrógrado que se localiza en él. La activación de este contacto como nivel de cabalgamiento se debe, probablemente, a que las migmatitas, homogéneas e isótropas en su conjunto, se comportan como un material resistente en condiciones de baja temperatura ( $T < 450^\circ \text{C}$ , de acuerdo con la presencia de serpentización), mientras que el contacto con la sucesión metapelítica es una zona de debilidad, como consecuencia de la anisotropía e inhomogeneidad que supone la existencia de la esquistosidad en la sucesión metapelítica.

En resumen, las rocas de falla del manto de Ojén registran una secuencia de episodios tectónicos sucesivos, caracterizados por productos dúctiles inicialmente (milonitas de la Albuquerque) y frágiles finalmente (cataclasitas), que evidencian el paso desde un área profunda a zonas superficiales. Además, este análisis estructural ha permitido comprobar que, en respuesta al descenso de temperaturas asociado al proceso de emplazamiento cada vez más somero de las peridotitas, se produce una migración del nivel de cabalgamiento activo, de manera que, sucesivamente, aparecen nuevas superficies de cabalgamiento en la dirección de transporte de materiales, aprovechando discontinuidades estructurales previas.

El episodio del emplazamiento del manto de Los Reales sobre el de Ojén, que se verifica en condiciones de temperatura alta (~900° C), está localizado en el contacto peridotitas/milonitas de la Albuquerque. En cambio, el emplazamiento de baja temperatura (<450° C) se realiza parcialmente en un nivel más bajo, el contacto migmatitas de Los Villares/sucesión metapelítica o migmatitas de Los Villares/mármoles, aunque también ocurre en el contacto peridotitas/milonitas de la Albuquerque. En los lugares en los que las peridotitas contactan con los mármoles, tan sólo se reconoce una superficie de emplazamiento, que registra esencialmente las deformaciones de baja temperatura.

#### 4.4. METAMORFISMO Y DEFORMACION EN LAS ZONAS DE CIZALLA DUCTIL

La variación perpendicular al contacto entre mantos de las estructuras presentes en las zonas de contacto Los Reales/Guadaiza y Los Reales/Ojén muestra una polaridad que permite atribuir la milonitización al emplazamiento tectónico de las peridotitas de Ronda. Las condiciones que controlan la restricción de la milonitización a una banda estrecha, limitada inferiormente por migmatitas no deformadas, afectan también al metamorfismo, pues las asociaciones minerales de la franja deformada difieren de las que tienen las migmatitas infrayacentes, y, además, estas últimas forman también cinturones continuos, paralelos a los contactos entre mantos y a las milonitas. Por otra parte, los diques ácidos de las peri-

dotitas, equilibrados en las mismas condiciones termodinámicas que las migmatitas infrayacentes, demuestran que durante el emplazamiento tectónico de las peridotitas se produjeron fenómenos de fusión parcial en los materiales cabalgados. Por tanto, se puede concluir que el metamorfismo y la milonitización están relacionados en estas zonas de cizalla, siendo manifestaciones diferentes del proceso de emplazamiento de las rocas ultrabásicas, aunque la migmatización, en condiciones estáticas, corresponde a un momento anterior a la etapa dinámica que convierte las migmatitas de Los Villares cercanas a las rocas ultrabásicas en las milonitas de la Albuqueria; esta sucesión estructural indica que el emplazamiento del manto de Los Reales consta de períodos estáticos y dinámicos alternantes.

Las migmatitas de Los Villares, junto con las milonitas de la Albuqueria, así como las milonitas y las migmatitas del Hoyo del Bote, constituyen aureolas dinamo térmicas localizadas debajo de las peridotitas. Los protolitos de estas aureolas son los materiales que forman la sucesión metapelítica del manto de Ojén, como se deduce de la presencia de enclaves de cuarcitas, anfíbolitas y mármoles en las migmatitas de Los Villares, y la sucesión de esquistos cuarcíticos en el caso del manto de Guadaiza.

Las consideraciones que se exponen a continuación proceden del análisis del contacto entre los mantos de Ojén y Los Reales, y son válidas también para el contacto Guadaiza-Los Reales. Los rasgos más notables de la zona de cizalla dúctil de Sierra Alpujata son los siguientes:

— La porción cizallada se localiza en una zona mucho más estrecha que la que tiene anomalías térmicas inducidas.

— La temperatura de las peridotitas basales ( $\sim 900^\circ\text{C}$ ) es más elevada que la de los materiales metamórficos cuarzo-feldespáticos infrayacentes ( $\sim 750^\circ\text{C}$ ).

La concentración de la deformación en bandas estrechas es una situación común en las zonas de cizalla (RAMSAY, 1980; WHITE et al., 1980), que se ve favorecida por las transformaciones de fases o reacciones metamórficas (WHITE y KNIFE, 1978) y por los procesos de reducción del tamaño de grano que acompañan a la milonitización (WHITE y KIRBY, en TULLIS et al., 1982). Además, de acuerdo con los resultados experimentales de FLEITOUT

y FROIDEVAUX (1980), la concentración de la deformación en las zonas de cizalla dúctil que inducen procesos de fusión parcial, como la que nos ocupa, es precisamente una consecuencia de la fusión parcial. Tanto los procesos de reducción del tamaño de grano, las reacciones metamórficas, como las elevadas temperaturas conducen al debilitamiento (weakening) de los materiales cuarzo-feldespáticos que se comportan entonces como una capa de baja resistencia, favoreciendo, así, la canalización de la deformación en una zona muy estrecha.

La milonitización y el desarrollo de la fusión parcial en los materiales cuarzo-feldespáticos pueden explicarse únicamente por el efecto de plancha de una lámina cabalgante de peridotitas a temperaturas elevadas ( $\geq 900^\circ\text{C}$ ). Estas condiciones térmicas en las peridotitas pueden ser atribuidas al calor remanente conservado por la lámina de rocas ultrabásicas procedentes del manto superior y cabalgante sobre la corteza continental más fría, aunque probablemente parte de él se ha conseguido por el calentamiento por cizalla; la hipótesis del calentamiento por cizalla permite explicar la diferencia entre las temperaturas observadas a uno y otro lado del contacto, ya que en una zona de cizalla dúctil la temperatura máxima alcanzada por los materiales es función de sus características reológicas. Efectivamente, YUEN et al. (1978) y FLEITOUT y FROIDEVAUX (1980) han demostrado que en una zona de cizalla dúctil en la que intervienen materiales resistentes y débiles, las temperaturas que se registran en el material resistente, con motivo del calentamiento por cizalla, son superiores a las alcanzadas por el débil; estos últimos autores han realizado sus experiencias en un medio estratificado, con olivino y cuarzo, y han comprobado que las temperaturas máximas alcanzadas en el núcleo de la zona de cizalla son de  $900^\circ\text{C}$  para el olivino y unos  $150^\circ\text{C}$  menos para el cuarzo. Aunque estos datos experimentales se ajustan bastante bien a la situación de la aureola dinamo térmica de Sierra Alpujata, el calentamiento por cizalla, cuya existencia está suficientemente contrastada en las zonas de cizalla dúctil (REITAN, 1969; GRAHAM y ENGLAND, 1976; SCHOLZ, 1980), no parece ser un mecanismo suficiente para llegar a producir la fusión parcial (BRUN y COBBOLD, 1980); en cambio la existencia de una fuente de calor externa, representada aquí por la lámina peridotítica caliente, puede condu-

cir a la activación de la zona de cizalla y, al mismo tiempo, a la migmatización (POIRIER et al., 1979), debido a su efecto de plancha.

#### 4.5. LA DEFORMACION INTERNA Y LAS ZONAS DE CIZALLA

En la Cordillera Bética se ha considerado que la tectónica de mantos era posterior al metamorfismo y a las deformaciones internas de los Mantos Alpujarrides (EGELER y SIMON, 1969; ALDAYA et al., 1979). La determinación de zonas de cizalla dúctil obliga a replantearse la relación existente entre el inicio de la tectónica de cabalgamiento, las deformaciones internas y el metamorfismo de los Mantos Alpujarrides. El manto de Ojén permite realizar una serie de observaciones sobre esta cuestión.

La sucesión metapelítica del manto de Ojén ha sufrido una deformación polifásica que se traduce en la presencia de una esquistosidad general,  $S_2$ , que, a su vez, está deformada por pliegues posteriores,  $P_3$ . Esta secuencia estructural, que es común para todos los mantos alpujarrides, se desarrolla simultáneamente con el metamorfismo regional.

Los enclaves metapelíticos contenidos en las migmatitas de Los Villares conservan esquistosidad, que por sus características corresponde, verosímilmente, a  $S_2$ . Por otra parte, las milonitas de la Albuqueria son los productos de la intensa deformación plástica que han experimentado las migmatitas de Los Villares en las proximidades de las peridotitas, con motivo del cabalgamiento de estas últimas, lo que podría conducir a concluir que tanto la migmatización como la milonitización asociadas al cabalgamiento de las peridotitas de Ronda son posteriores, y no guardan relación, con el metamorfismo y deformaciones internas de los mantos de Ojén y Guadaiza. En mi opinión, estos hechos no implican que la migmatización y la milonitización, las zonas de cizalla en suma, aparezcan con posterioridad a las deformaciones internas y al metamorfismo regional, sino únicamente que, tanto la migmatización como la milonitización, se prolongan en el tiempo más allá que la consecución de las estructuras producidas por las deformaciones internas.

Esta interpretación está avalada por la reorientación de las estructuras planares y lineares de la sucesión metapelítica, como se observa en los pliegues de la Sierra de Mijas, que deforman la esquistosidad  $S_2$ . Por ejemplo, es un rasgo constante que desde la Sierra de Mijas hasta Sierra Blanca existe un marcado paralelismo entre la orientación de la esquistosidad de los mármoles y de la sucesión metapelítica con la foliación de las milonitas de la Albuqueria. También los ejes de los pliegues observables en la sucesión metapelítica tienden a colocarse coincidiendo con la lineación de estiramiento de las milonitas (fig. 56); con motivo de esta reorientación de los ejes de los pliegues se llegan a desarrollar pliegues curvos en las intercalaciones anfibólicas contenidas en los mármoles (fig. 57).

Si bien en este sector se constata que el desarrollo de los cabalgamientos asociados al emplazamiento de las peridotitas está acompañado de metamorfismo, no se puede avanzar más allá de lo expuesto en la delimitación del inicio de las zonas de cizalla, respecto de las deformaciones internas reconocidas en las secuencias metapelíticas alpujarrides. Sobre esta cuestión parece apropiado proponer que el inicio de los cabalgamientos se produce en relación con la fase  $D_2$ , y que en las zonas más profundas (internas) de la cadena, como corresponde a este sector, las condiciones termodinámicas, propias de una zona de cizalla dúctil, con temperaturas elevadas, post-datan a las fases de deformación interna. En este punto conviene recordar que, en otros sectores de la cordillera, existen traslaciones posteriores a las descritas aquí, y dirigidas hacia el norte. En la zona que he estudiado, en cambio, se puede reconocer una etapa anterior de traslaciones, ocurrida en condiciones dúctiles, durante la cual existió la relación entre los cabalgamientos, metamorfismo y deformaciones internas de los Mantos Alpujarrides.

#### 4.6. ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE MIJAS

Antes de analizar la estructura de la Sierra de Mijas conviene precisar la de la Sierra de Cártama, pequeña elevación montañosa localizada varios kilómetros al norte de la Sierra de Mijas. El principal interés de esta sierra es que permite

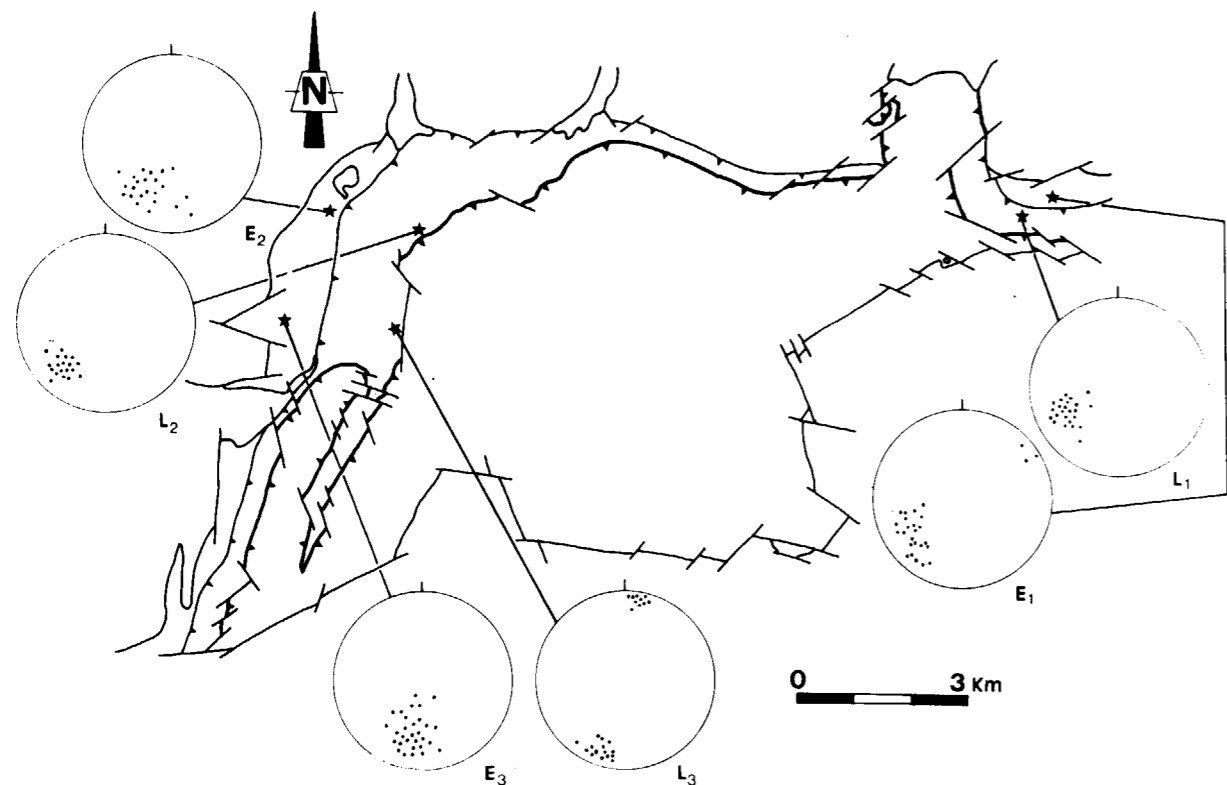


Figura 56.—Orientación de los ejes de los pliegues de la sucesión metapelítica (diagramas E<sub>1</sub>, E<sub>2</sub> y E<sub>3</sub>) y de la lineación de las milonitas de la Albuqueria (L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>, L<sub>3</sub>) en distintos sectores de Sierra Alpujata.

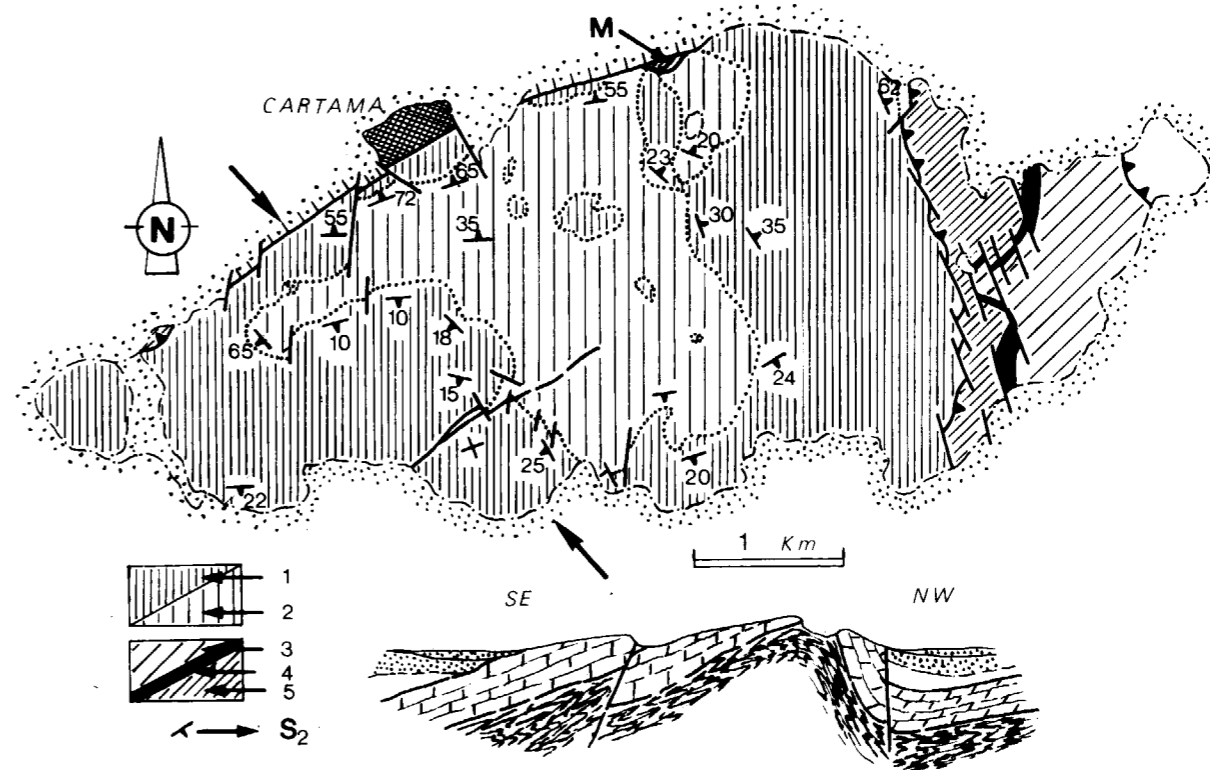


Figura 58.—Cartografía de la Sierra de Cártama. Manto de Ojén (1: mármoles; 2: sucesión metapelítica); Manto de Los Reales (3: gneisses y migmatitas; 4: kinzigitas; 5: peridotitas). El punteado representa los materiales post-manto, y el Complejo Maláguide está sin decorar. Las flechas indican la orientación del corte. El punto M señala la posición de una escama de milonitas de la Albuqueria.

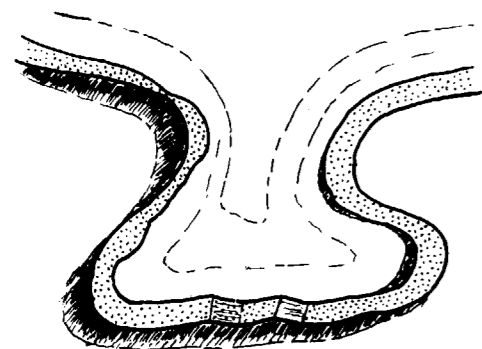


Figura 57.—Sección de un pliegue curvo aproximadamente perpendicular a la lineación mineral, en una intercalación de anfibolitas, de espesor decimétrico en los mármoles del manto de Ojén.

te hacia el norte (fig. 58) y cuyo núcleo está formado por la sucesión metapelítica del manto de Ojén. El flanco sur tiene buzamientos suaves (20°) hacia el sur, mientras que el flanco norte tiene buzamientos importantes hacia el norte (60-70°) e incluso llega a invertirse y a presentar desarrollo de fallas inversas asociadas al flanco inverso (figura 58).

Además de los materiales del manto de Ojén están representados el manto de Los Reales y el Complejo Maláguide. A diferencia de lo que ocurre en la Sierra de Mijas, aquí las peridotitas se colocan sobre los mármoles; sin embargo, en un punto del flanco norte de la sierra (punto M de la figura 58) se conserva una viruta de milonitas cuarzo-feldespáticas idénticas a las milonitas de la Albuqueria, entre las peridotitas y los mármoles. Las peridotitas del manto de Los Reales que afloran en la terminación oriental de la Sierra de Cártama contactan, parcialmente, con los mármoles del manto de Ojén por medio de un sistema de fallas, de dirección N 340° E; a favor de estas

ver la secuencia del manto de Ojén en su posición normal, es decir, los mármoles sobre la sucesión metapelítica. La estructura de la sierra es la de un anticlinal de dirección axial este-oeste, vergen-

fallas se ha formado sílex en la parte de su recorrido que se desarrolla sobre las peridotitas serpentinizadas.

La variación espacial de la orientación de la esquistosidad, S<sub>2</sub>, de los mármoles y metapelitas, señala que la Sierra de Mijas es, a grandes rasgos, un vasto antiformal, de dirección E-O, con cierres perianticlinales en sus extremos oriental y occidental (fig. 59). Un examen más detallado de la Sierra de Mijas pone de manifiesto que esta gran estructura antiformal se ha desarrollado sobre un dispositivo estructural previo más complejo, plegado anteriormente. Al igual que en Cártama, las metapelitas del manto de Ojén son el elemento más profundo que aflora en la Sierra de Mijas (fig. 59). En el borde meridional de esta Sierra se reconoce la superposición, en orden ascendente, de los siguientes términos: mármoles del manto de Ojén; de nuevo, la sucesión metape-

lítica; migmatitas de Los Villares; milonitas de La Albuqueria; peridotitas.

La situación de la sucesión metapelítica a muro y a techo del tramo carbonatado se presta a varias interpretaciones estructurales. Como solución posible podría plantearse que existan niveles metapelíticos a distintas alturas de la sucesión del manto de Ojén, aunque las observaciones realizadas en la Sierra del Cártama, y en la misma Sierra de Mijas, indican que sólo hay un tramo metapelítico y que este es, estratigráficamente, inferior a los mármoles. Una vez así establecido pueden darse dos soluciones: una primera, que las metapelitas en el borde sur de la Sierra cabalguen a los mármoles; una segunda, que la mitad meridional de la Sierra de Mijas corresponda a una zona de inversión generalizada. Es esta última hipótesis la más apropiada, puesto que la cartografía detallada de la sierra muestra que en su mitad me-



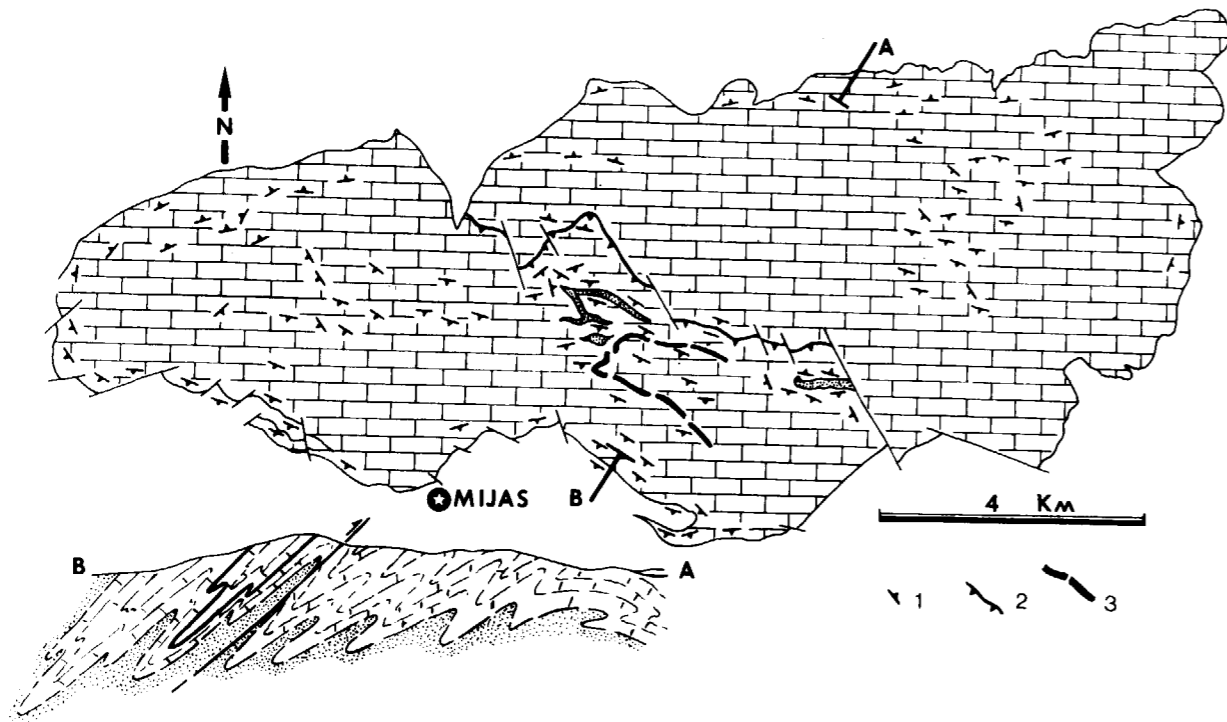


Figura 59.—Cartografía y corte esquemático de la Sierra de Mijas. El punteado señala los niveles metamórficos que afloran en el interior de la sierra; 1: orientación de  $S_2$ ; 2: cabalgamiento en mármol; 3: traza de un nivel de mármol masivos.

ridional existen varios pliegues kilométricos, de geometría isoclinal y vergentes hacia el NE (fig. 59). La necesidad de una inversión de tal naturaleza ya fue planteada por MOLLAT (1965) para el extremo oriental de Sierra Blanca, con la finalidad de poder correlacionar la secuencia litológica de la Unidad de Blanca con la sucesión-tipo (rocas carbonatadas sobre metapelitas) de las unidades alpujarrides definidas en el tercio central de la Cordillera.

La existencia de una inversión como la descrita en el borde sur de la Sierra de Mijas no es incompatible con el desarrollo de cabalgamientos a favor de los flancos inversos; así se explica, por ejemplo, la superposición de los niveles de mármol calcáreos masivos, con intercalaciones metamórficas, sobre los mármol dolomíticos en el centro de la sierra.

Debido a que los grandes pliegues recumbentes aparecen reiteradamente en la vertiente meridional de la sierra (es decir, en la zona más próxima al manto de Los Reales), a que pliegan a la esquistosidad  $S_2$ , se amortiguan hacia el norte (fi-

gura 59) y tienen sus ejes dispuestos perpendicularmente a la lineación de estiramiento de las milonitas, se puede concluir que la deformación que origina este plegamiento y, por tanto, la inversión de la Sierra de Mijas, está asociada con la traslación hacia el ENE del manto de Los Reales.

Las diferencias metamórficas apreciables entre la sucesión metamórfica del sur de la sierra y la que aflora en el interior requieren unas consideraciones adicionales, ya que la inversión de la Sierra de Mijas no es suficiente para explicarlas. La sucesión metamórfica que aparece bajo los mármol en el norte de Benalmádena está caracterizada por esquistos y cuarcitas con sillimanita y andalucita, mientras que en el sur de la Sierra se alcanzaron condiciones térmicas más severas, conducentes a la migmatización de la sucesión metamórfica. Podría aducirse que las metapelitas meridionales representan niveles más bajos de la sucesión del manto de Ojén que han cabalgado sobre los mármol, pero la presencia de intercalaciones de mármol en las metapelitas y de anfíbolitas en los mármol indica que el contacto

entre los mármol y las metapelitas del borde sur de la sierra es un límite estratigráfico (en posición invertida), ya que este tipo de alternancias sólo se encuentran en la zona de transición de la sucesión metamórfica a los mármol. La aparición de migmatitas en la sucesión metamórfica de Valtoledo (sur de la sierra) sugiere la acción de un episodio metamórfico subsecuente a la inversión de la Sierra de Mijas, producido por el efecto de plancha de las peridotitas del manto de Los Reales. En resumen, el emplazamiento de las peridotitas del manto de Los Reales sería responsable de la inversión de la Sierra de Mijas, de la migmatización, en condiciones estáticas, de la parte de la sucesión metamórfica invertida más cercana a la lámina cabalgante de peridotitas, y de la milonización de las migmatitas, a continuación. Los pliegues de geometría isoclinal que se aprecian en el borde meridional de la Sierra de Mijas, y que se prolongan hasta Sierra Blanca, son consecuencia, también, del emplazamiento del manto de Los Reales sobre el de Ojén, y explican la inversión generalizada del borde sur de la Sierra de Mijas y del extremo oriental de Sierra Blanca.

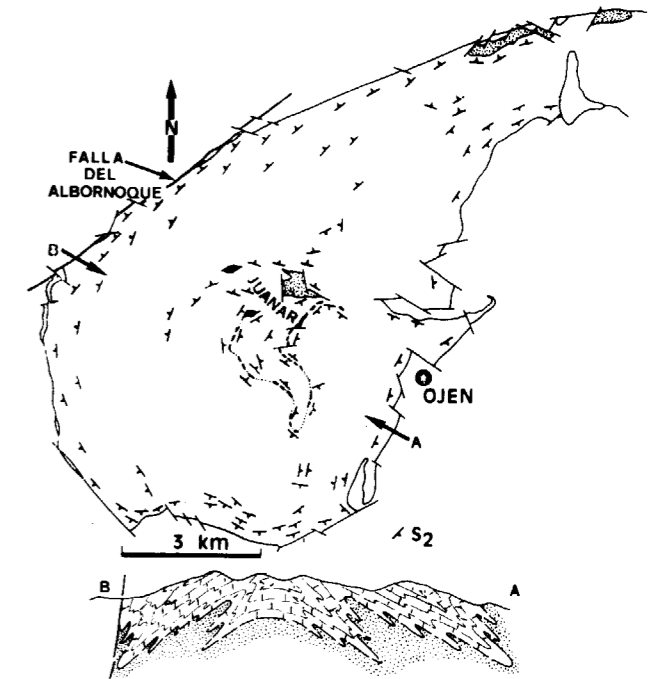


Figura 60.—Esquema cartográfico y estructural de Sierra Blanca. El punteado grueso representa la sucesión metamórfica del interior de la sierra y los trazos negros gruesos intercalaciones de anfíbolitas en los mármol; el punteado fino corresponde a los niveles de mármol que contienen a las anfíbolitas. La apariencia de las vergencias opuestas que muestra el corte AB se explica con el esquema evolutivo de la modificación estructural producida por la falla del Albornoque (fig. 62).

La orientación de la esquistosidad (coincidente con  $S_0$  de los mármol, en general) por toda la Sierra hace que, en su mitad oriental, los mármol se coloquen entre dos sucesiones metamórficas: la infrayacente del Juanar y la que aflora en todo el borde oriental de la Sierra, en posición superior. MOLLAT (1965) supuso la existencia de una inversión generalizada en el borde oriental de la Sierra Blanca, de modo que los mármol ocuparan realmente la posición estratigráfica superior, equiparando así la sucesión litológica de su unidad

#### 4.7. DEFORMACIONES POSTERIORES A LA TECTONICA DE MANTOS

Las deformaciones posteriores a la tectónica de mantos tienen importancia en la estructuración última de extensas regiones. Por ejemplo, la forma de domo de Sierra Blanca, el arqueamiento de Sierra Alpujata y el antifornte de la ventana tectónica del Guadaiza, pueden adscribirse a repliegamientos relacionados con los esfuerzos compresivos, de dirección E-O, que conducen a la formación de la falla del Albornoque. Otras deformaciones, más tardías aún, se manifiestan por la aparición de sistemas de fallas, de direcciones  $N 120^\circ E$  y  $N 60^\circ E$ , que modifican los contactos entre mantos.

##### 4.7.1. Estructura de Sierra Blanca

Sierra Blanca tiene la forma cartográfica que muestra la figura 60, en la que se observa la disposición centrífuga de la esquistosidad, que hace que los materiales más bajos de la sierra, las an-

de Blanca a la de los Alpujarrides definidos en el tercio central de la cordillera. Sin embargo, WESTERHOF (1975), en un trabajo restringido a una extensión inferior a 10 Km<sup>2</sup> en la mina del Peñoncillo, al sur de Ojén, concluye de manera opuesta, al proponer que la sucesión metapelítica ocupa una posición estratigráfica superior a los mármoles, negando así la existencia de una inversión.

La estructura de Sierra Blanca está configurada por pliegues hectométricos de geometría isoclinal, como los observados en el sur de la Sierra de Mijas. La inversión propuesta por MOLLAT (1965) se explica, por tanto, de idéntica manera a la que existe en la Sierra de Mijas; de hecho el borde oriental de Sierra Blanca es la prolongación occidental de la Sierra de Mijas, ya que el paso de la Sierra Blanca a la de Mijas se efectúa de manera progresiva, apreciándose una inflexión gradual de la foliación de los mármoles y de la sucesión metapelítica en la zona de los Llanos de Pula; de orientaciones aproximadamente N 10° E en el puerto de Ojén se pasa a las direcciones N 110° E de los mármoles de las Sierras de Mijas y Coín, con medidas intermedias N 60° E en los Llanos de Pula (figura 60).

La característica más significativa de la estructura de Sierra Blanca es la variación gradual de la orientación de los grandes pliegues isoclinales, que se adaptan a la forma redondeada de la sierra y presentan pendientes de sus superficies axiales hacia el exterior de la sierra en cada punto. Como resultado de tal situación se produce una forma en domo, con un punto de culminación en el corazón de la sierra, en el que aflora la sucesión metapelítica subyacente a los mármoles (fig. 60). La forma de Sierra Blanca se debe al replegamiento de una estructura plegada isoclinamente con anterioridad, semejante a la observable actualmente en la Sierra de Mijas. El arqueamiento de tales pliegues, de carácter local, ya que no se prolonga al este de Monda, es coherente con el arrastre asociado al funcionamiento dextro de la falla del Albornoque. Por tanto, la forma de domo de Sierra Blanca es un aspecto estructural modelado finalmente por las deformaciones posteriores a la tectónica de mantos.

#### 4.7.2. Estructura de Sierra Alpujata

La estructura de Sierra Alpujata, al igual que la de Sierra Blanca, ha estado determinada por

el funcionamiento dextro de la falla del Albornoque. La cartografía detallada de las ultrabasitas de Sierra Alpujata, y las variaciones en la orientación de la foliación de las peridotitas miloníticas y de sus encajantes, denotan la existencia de pliegues tardíos, responsables de la forma cartográfica del macizo, relacionados con dicha falla.

La foliación de las milonitas de la Albuqueria y de las peridotitas basales, con textura milonítica, varía, progresivamente, desde direcciones N 100° E y buzamientos hacia el sur, en el norte de la sierra, hasta direcciones NO 10° E y buzamientos hacia el este, en el borde occidental del macizo. Puesto que la foliación milonítica es subparalela al contacto peridotitas/milonitas de la Albuqueria, estos cambios de orientación denotan que la geometría cartográfica del contacto basal de la lámina peridotítica corresponde a la de un sinforme de gran radio de curvatura, de dirección axial N 160° E y buzamiento fuerte (60°) (fig. 61a). El contacto peridotitas/kinzigitas del manto de Los Reales también se mantiene paralelo a la esquistosidad de los materiales metamórficos del manto de Los Reales; atendiendo a las variaciones de orientación de la esquistosidad, se comprueba

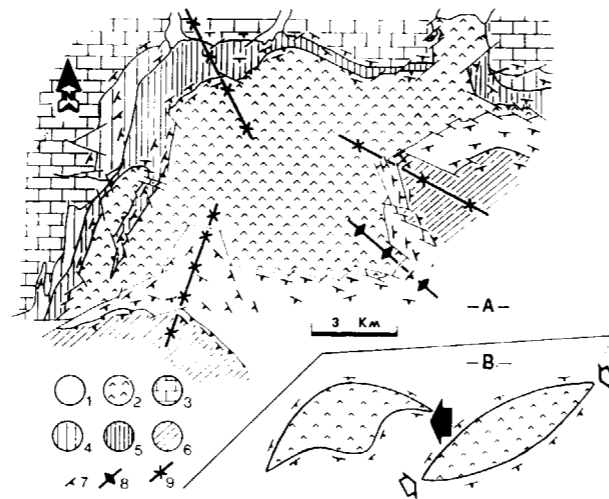


Figura 61.—a) Esquema cartográfico de las estructuras de Sierra Alpujata. Manto de Los Reales (1: sucesión metamórfica; 2: peridotitas). Manto de Ojén (3: mármoles; 4: sucesión metapelítica; 5: migmatitas de Los Villares y milonitas de la Albuqueria); 6: Maláguide; 7: S<sub>2</sub>; 8: antiforme; 9: sinforme. b) Posible origen, visto en planta, de los antiformes y sinformes que deforman los contactos del macizo de Sierra Alpujata.

que la estructura del contacto superior de la lámina peridotítica está compuesta por tres pliegues: un antiforme central, flanqueado por dos sinformes (fig. 61a). Los efectos del plegamiento tardío se reconocen también a escala mesoscópica. Así, en el ángulo SE del macizo hay pliegues suaves, de geometría concéntrica, que deforman el diaclasado de las peridotitas; sobre las diaclasas plegadas se forman asbestos que crecen perpendicularmente a los ejes de los pliegues, que se ordenan en torno a una dirección N 130° E.

El esquema cartográfico de la figura 61a muestra que no existe paralelismo entre las trazas axiales de los pliegues que deforman los contactos peridotitas/milonitas de la Albuqueria y peridotitas/kinzigitas; además, se aprecia que los pliegues desarrollados en el contacto peridotitas/kinzigitas convergen hacia el sinforme del contacto basal de la lámina peridotítica.

La diferencia en el número de pliegues tardíos, y las disarmonías de las orientaciones axiales en uno y otro contacto podrían ser atribuidas a deformaciones sucesivas de la lámina de peridotitas. Sin embargo, todos estos pliegues se pueden interpretar conjuntamente, como resultado de una sola fase de deformación, considerando que la forma cartográfica del macizo de Sierra Alpujata sería, antes de esta deformación, más o menos como una elipse (fig. 61b). El plegamiento de una lente conduciría al desarrollo de una estructura sinforme única en el arco externo y a la aparición de varios pliegues en el arco interno, condicionados por las curvaturas originales de los dos lados de la lente; además, el pliegue del arco externo es de mayor radio de curvatura que los del arco interno, y todos los ejes de los pliegues buzaban en idéntico sentido, convergiendo los del arco interno hacia el arco externo. La cartografía de Sierra Alpujata, y las disposiciones de sus estructuras, guardan una estrecha semejanza con este modelo teórico. El arqueamiento de Sierra Alpujata ha debido de estar producido por los esfuerzos compresivos, de dirección E-O, que originaron la falla del Albornoque; en el extremo occidental de Sierra Alpujata, estos esfuerzos se manifiestan por la aparición de fallas inversas, de dirección N 10° E, que producen la superposición, hacia el O, de las milonitas de la Albuqueria sobre las peridotitas (fig. 61a).

La geometría del contacto basal de las peridotitas está caracterizada por buzamientos fuertes

(60°-70°) hacia el sur en el norte de la sierra, y hacia el este en el oeste del macizo; sin embargo, estas inclinaciones deben atenuarse hacia sectores meridionales, ya que, siendo las peridotitas aproximadamente una lámina, tal disminución de buzamiento es necesaria para explicar, en el contacto superior de las peridotitas, la gran extensión cartográfica de las kinzigitas y de las migmatitas del manto de Los Reales en el sur de Sierra Alpujata.

#### 4.7.3. La falla del Albornoque

La falla del Albornoque, de dirección N 60° E, se sigue desde el norte de Estepona hasta las cercanías de Monda, aunque a lo largo de su recorrido aparezca desplazada por numerosas fallas posteriores. Su trazado cartográfico rectilíneo indica una superficie subvertical. En la Dehesa del Albornoque, donde son menos patentes las deformaciones posteriores, presenta una zona de mezcla constituida por una amalgama de fragmentos lenticulares muy heterogéneos (1 m. - 1 cm.) de serpentinitas, granulitas, gneisses y esquistos del manto de Los Reales y de filitas y grauwackas maláguides. Se trata de una falla de salto en dirección que modifica los contactos entre mantos, y que ha funcionado con una componente de salto vertical importante; este movimiento es necesario, además, para poder explicar el levantamiento de los mármoles de Sierra Blanca, bloque sur de la falla, respecto de los mantos de Guadaiza y Los Reales que permanecen en el bloque norte.

En mi opinión, numerosas estructuras tardías de esta región, que deforman los contactos de superposición de mantos, forman parte del cortejo estructural asociado al funcionamiento de esta falla (fig. 62). Con esta perspectiva, estructuras aparentemente incongruentes pueden explicarse conjuntamente. El pliegue de la ventana tectónica de Guadaiza y su inflexión meridional, hasta paralelizarse con la superficie de la falla, es compatible con el desarrollo de domo de Sierra Blanca y con el arqueamiento de Sierra Alpujata, ya que todos ellos señalan un régimen dextro para la falla del Albornoque. Conviene señalar aquí que la mayor parte de las fallas con dirección aproximada N 60° E de la cordillera son de régimen dextro. Si se admite la interpretación propuesta, las diferencias geométricas y de estilo entre el pliegue de la ventana tectónica del Guadaiza y los de

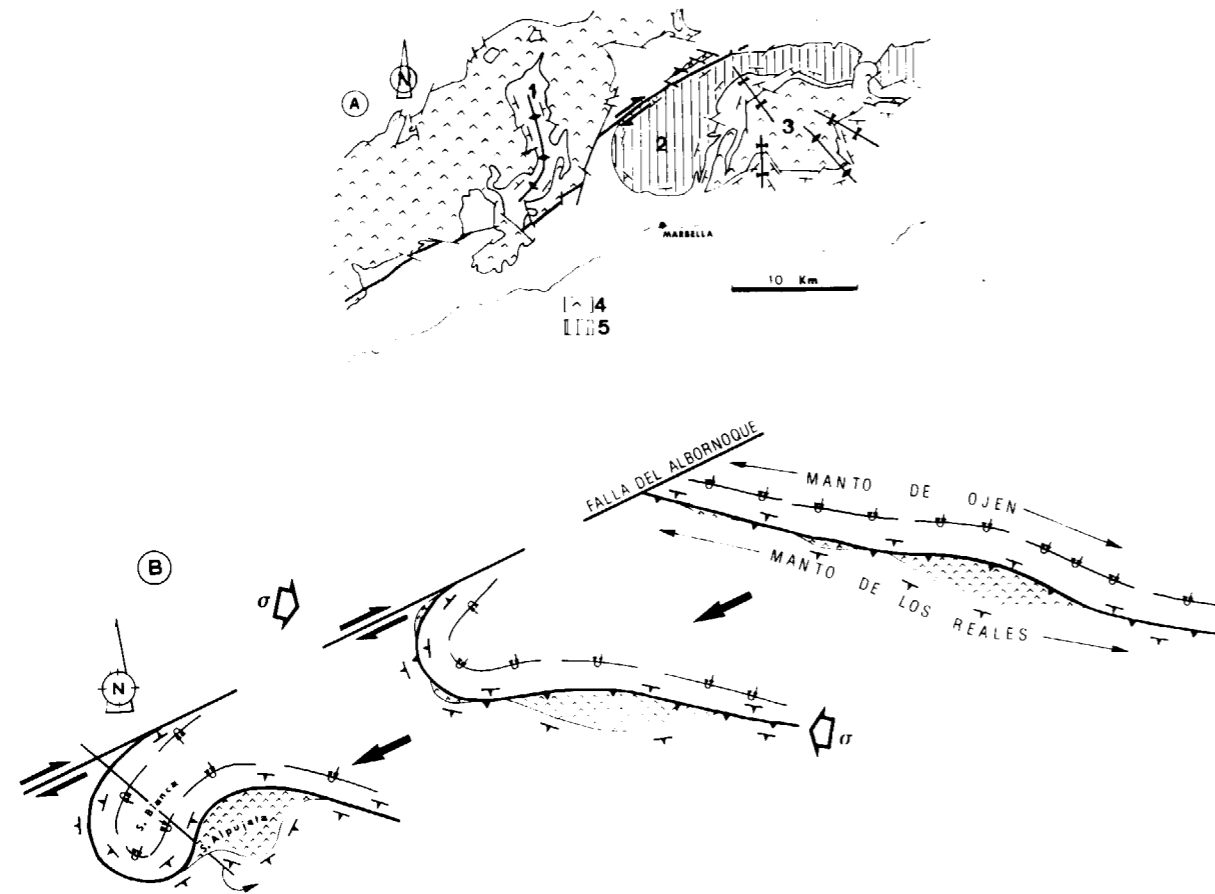


Figura 62.—a) Estructuras asociadas al funcionamiento dextro de la falla del Albornoque: 1, antifórme de la ventana tectónica de Guadaiza; 2, domo de Sierra Blanca; 3, pliegues de Sierra Alpujata; 4, peridotitas; 5, mármoles. b) Esquema evolutivo, propuesto para explicar la estructura de las sierras Alpujata y Blanca. 6, dirección de compresión.

Sierra Blanca y Sierra Alpujata, con eje subhorizontal el primero y muy inclinados los últimos, indicarían que ya antes del fallamiento la zona del contacto manto de Ojén-manto de Los Reales buza considerablemente, y que los mármoles de Sierra Blanca estaban plegados de igual manera que los de la Sierra de Mijas, mientras que la del manto de Guadaiza-manto de Los Reales era muy tendida; además el arqueamiento de Sierra Blanca permite cifrar una estimación mínima del desplazamiento global del bloque sur en unos 20 km. Otra consecuencia de esta interpretación es que impide considerar que el macizo de Sierra Bermeja se ha desplazado hacia el NO a partir de una posible zona de raíz situada en el macizo de Sierra Alpujata, como han considerado varios auto-

res (DAROT, 1974; OBATA, 1977; LUNDEEN, 1978; DICKY y NICOL, 1979), pues el macizo de Sierra Alpujata ocuparía, inicialmente, una posición al este del de Sierra Bermeja.

Aunque a partir del trazado cartográfico de la falla se deduce que su superficie es subvertical, presenta desviaciones locales de hasta 10-15° respecto de la vertical, por lo que en detalle puede presentar la configuración de una falla inversa de gran ángulo; tal situación ocurre en la terminación SE del macizo de Sierra Bermeja, donde las peridotitas reposan sobre una delgada banda (3-5 m.) de kinzigitas del manto de Los Reales, por medio de una superficie de falla inversa de gran ángulo ( $\sim 75^\circ$ ) que buza hacia el norte, y que es la expresión local de la falla del Albornoque.

#### 4.8. CORRELACIONES CON OTROS MANTOS ALPUJARRIDES

El establecimiento de una nueva división estructural en los Alpujarrides del oeste de Málaga obliga a plantearse la extensión de las unidades diferenciadas en este sector, y su posible correlación con los mantos reconocidos al este de Málaga.

La identidad de los elementos que componen el manto de Los Reales queda fuera de toda duda, aun cuando se trate de afloramientos sin continuidad geográfica; la presencia de kinzigitas y peridotitas en su base, permite aglutinar en un solo conjunto los macizos de Sierra Bermeja, Sierra Alpujata y de Carratraca, junto con sus envolturas metamórficas superiores (fig. 12). Los afloramientos de gneisses y esquistos del anticlinal de Santi Petri, también forman parte del manto de Los Reales. La situación es más complicada en cuanto a la distinción de las unidades metamórficas subyacentes a las peridotitas, ya que en el extremo NE de Sierra Bermeja, fuera del área reconocida, afloran materiales que aún no he estudiado suficientemente para poder decidir si se encuadran en el manto de Ojén, en el de Guadaiza, o si constituyen, incluso, una unidad tectónica distinta de las anteriores.

En esta diferenciación de los mantos alpujarrides del oeste de Málaga no están contempladas las unidades epimetamórficas de Casares (DIDON et al., 1973), que no afloran en toda el área estudiada; su significado respecto del manto de Los Reales que aquí se define permanece sin resolver, siendo un tema de trabajo de la Tesis Doctoral de J. C. BALANYA.

La correlación con las unidades alpujarrides definidas más al este ofrece dificultades, debido, en parte, a la importante discontinuidad de los málaguides de los Montes de Málaga. Sobre la base de semejanzas litológicas y de posición estructural, los mantos que he diferenciado en este sector pueden correlacionarse con los del grupo Almijara de ALDAYA et al. (1979), de la siguiente manera:

Manto de Los Reales — Manto de Los Guajares  
Manto de Guadaiza — Manto de Salobreña  
Manto de Ojén — Manto de La Herradura

#### 5. DISCUSION Y CONCLUSIONES

##### 5.1. SIGNIFICADO DE LA DIRECCION DE MOVIMIENTO HACIA EL ENE

La lineación de estiramiento de las milonitas del contacto entre los mantos de Ojén y Los Reales representa la dirección cinemática «a» de la deformación producida, por un mecanismo próximo a la cizalla simple, durante el emplazamiento tectónico de las peridotitas. Por tanto, esta lineación, de orientación general OSO-ENE, es un indicador adecuado de la dirección de movimiento del manto de Los Reales.

Esta conclusión no parece, en primera instancia, compatible con las obtenidas anteriormente en otros sectores de la cordillera, y que postulaban desplazamientos hacia el norte. Sin embargo, esta contradicción es sólo aparente, pues las dos direcciones de movimiento son ciertas, aunque corresponden a episodios de deformación diferentes separados en el tiempo y realizados en condiciones de deformación distintas. Efectivamente, el movimiento de dirección OSO-ENE, que he detectado en este sector central del oeste de Málaga, está relacionado con procesos de deformación plástica a temperaturas elevadas ( $\geq 750^\circ \text{C}$ ), que producen la fusión parcial y la milonización de los materiales del manto de Ojén; en cambio, la etapa de desplazamientos hacia el norte se ha verificado en condiciones frágiles o semifrágiles, a veces asociadas a brechificación y estriamiento, como señaló, por ejemplo, ALDAYA (1969b). En consecuencia, la etapa de movimientos hacia el ENE es anterior a la de dirección N-S.

El sentido de movimiento de los mantos desde el OSO hacia el ENE permite comprender algunas situaciones estructurales que carecían de explicación convincente con el solo concurso de los desplazamientos dirigidos hacia el norte. Tal es el caso del aumento importante del metamorfismo de los alpujarrides que afloran al oeste del meridiano de Motril respecto de los situados inmediatamente al este, y que puede atribuirse, según esta nueva perspectiva, al cabalgamiento, desde sectores más occidentales, de unidades con elevado metamorfismo (mantos del grupo Almijara, de ALDAYA et al., 1979) sobre otras menos metamórficas (mantos del grupo Guadalfeo y Lújar, de ALDAYA et al., 1979). Esta interpretación implica, además, que los Alpujarrides occidentales son los elementos

«más internos» del dominio alpujarride, lo cual está avalado, por otra parte, por la presencia de las peridotitas de Ronda y de granulitas en los mantos del oeste de Málaga.

El registro estructural de los cabalgamientos hacia el ENE es muy amplio en la región que he investigado (apartado 4.3), en cambio el cizallamiento de sentido N, de edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, ampliamente reconocido en la Cordillera, está representado escasamente (PAQUET, 1974; NAVARRO-VILA, 1976). A escala regional, el mapa gravimétrico del mar de Alborán (BONINI et al., 1973) se presta a una interpretación en términos de movimientos tardíos hacia el NO. Dicho mapa (fig. 63) presenta un pronunciado máximo de anomalías gravimétricas positivas (110 mgal.) situado al sur de Fuengirola, por lo que su posición no coincide con la de los macizos de peridotitas. Puede interpretarse que el máximo gravimétrico indica, ciertamente, la existencia de una masa peridotítica en el mar de Alborán, emplazada en esa situación como consecuencia de los cizallamientos corticales de dirección OSO-ENE; el macizo de Sierra Alpujata representaría el ápice de esta masa, trasladado hacia el NO a favor de las cizallas tardías miocenas, lo que permitiría explicar el desfase geográfico entre el máximo gravimétrico y el macizo (fig. 63).

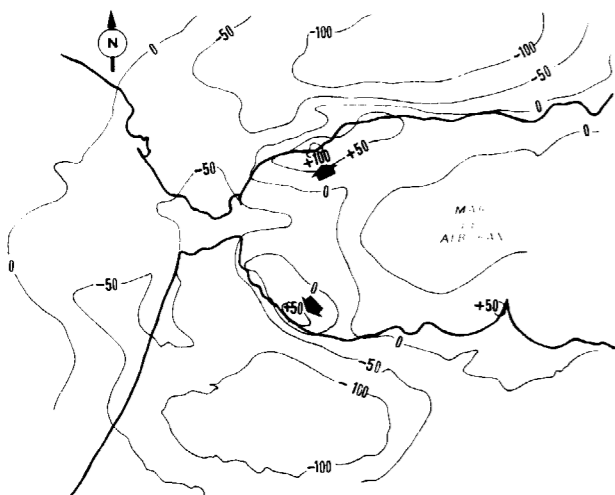


Figura 63.—Mapa de anomalías gravimétricas del mar de Alborán, de BONINI et al. (1973). Las flechas indican la dirección de movimiento de los macizos de Sierra Alpujata y Beni-Boussera precisas para explicar el desfase geográfico que existe entre la posición de los máximos y de los afloramientos de rocas ultrabásicas.

## 5.2. MODELO PARA EL EMPLAZAMIENTO DE LAS PERIDOTITAS DE RONDA

Las migmatitas y milonitas subyacentes a las peridotitas del manto de Los Reales, tanto en Sierra Bermeja como en Sierra Alpujata, son comparables, por su posición tectónica, tipo de deformación y metamorfismo, a las aureolas dinamo-térmicas presentes en la base de numerosos complejos ofiolíticos (WILLIAMS y SMYTH, 1973; KARAMATA, 1980; NICOLAS y LE PICHON, 1980; SEARLE y MALPAS, 1980; BOUDIER y COLEMAN, 1981; JAMIESON, 1981; BOUDIER et al., 1982). El fuerte paralelismo estructural sugiere un proceso de formación semejante para ambos tipos de aureolas, pero las diferencias litológicas existentes entre las infra-yacentes a las peridotitas de Ronda (migmatitas y milonitas cuarzo-feldespáticas) y a las de los complejos ofiolíticos (rocas máficas esencialmente —anfíbolitas y granulitas básicas— con escasas intercalaciones de cuarcitas y mármoles) indican un ambiente geológico diferente; las franjas dinamo-térmicas de los complejos ofiolíticos se originan durante cizallamientos intraoceánicos (NICOLAS y LE PICHON, 1980) anteriores a los procesos de obducción, mientras que las de las peridotitas de Ronda proceden de un cizallamiento intracontinental, lo que se deduce de la asociación de las peridotitas con granulitas ácidas y la ausencia de cualquier vestigio de materiales de afinidad oceánica en la región.

Las orientaciones preferentes de los minerales y sus texturas, permiten diferenciar dos deformaciones plásticas en las peridotitas, adquiridas durante procesos tectónicos diferentes. Las texturas porfiroclásticas de grano grueso (derivadas, en parte, de otras de tipo protogranular) y los diagramas de la fábrica correspondiente a las peridotitas de las partes internas de las láminas peridotíticas de Sierra Alpujata (este trabajo, fig. 45) y Sierra Bermeja (DAROT, 1973) pueden atribuirse a la deformación de alta temperatura producida por el flujo plástico del manto en una zona de extensión (deformación astenosférica). En cambio, las texturas miloníticas de las peridotitas basales atestiguan la deformación de una lámina del manto durante su incorporación, a favor de un cizallamiento intralitosférico, sobre una corteza de tipo continental, por comparación con el origen propuesto para las alfombras de peridotitas miloníticas existentes en la base de los complejos ofiolíticos (NI-

COLAS y LE PICHON, 1980; BOUDIER y COLEMAN, 1981; BOUDIER et al., 1982) (fig. 64a).

Los modelos de emplazamiento de algunos macizos lherzolíticos del Mediterráneo occidental consideran una sucesión de episodios extensivos seguidos de otros compresivos (REUBER et al., 1982, para Beni-Boussera; NICOLAS, 1984, para Lanzo; KORNPROBST y VIELZEUF, 1984, en las peridotitas bético-rifeñas y nordpirenaicas), siendo estos últimos necesarios para explicar la presencia en superficie de las peridotitas. La existencia de las dos deformaciones plásticas señaladas anteriormente en las peridotitas de Ronda se muestra de acuerdo con estos modelos. De los macizos lherzolíticos del Mediterráneo occidental sólo los de Ronda enseñan la aureola dinamo-térmica infrayacente y la alfombra de peridotitas con textura milonítica, que atestiguan el cabalgamiento intracortical de una lámina del manto como resultado de la etapa compresiva.

El desarrollo de cizallamientos corticales acontece, frecuentemente, en regiones con un flujo térmico elevado (gradiente térmico 50° C), como son, por ejemplo, los observados en la vertical de fallas transformantes o de zonas de «rifts» continentales (ARMSTRONG y DICK, 1974). En el mar de Alborán, los datos geofísicos indican la existencia de una corteza continental adelgazada (HATZFELD, 1978; MARILLIER, 1982), lo que podría dar pie a pensar, en principio, en la actuación de un proceso de «rifting» continental, responsable del adelgazamiento cortical, previo al cizallamiento intracortical que favorece el emplazamiento de las peridotitas; sin embargo, de acuerdo con BIJU-DUVAL et al. (1977), el área bético-rifeña es una alineación geológica que actuó como una zona de transformación durante el Mesozoico, en relación con la apertura del Atlántico.

La hipótesis de la zona de transformación es sumamente sugerente, ya que permite explicar muchas características cinemáticas de las deformaciones plásticas que muestran las peridotitas y sus encajantes, siempre que se admita que el alargamiento de los macizos ultrabásicos bético-rifeños es un rasgo estructural antiguo, que no se ha modificado sensiblemente con las deformaciones tardías; en tal caso la dirección de alargamiento de los afloramientos de ultramafitas coincidirá con la dirección de adelgazamiento cortical rela-

cionada con la etapa extensiva que precede al episodio compresivo (fig. 64a).

La orientación de la lineación cinemática «a» de la deformación de alta temperatura, que caracte-

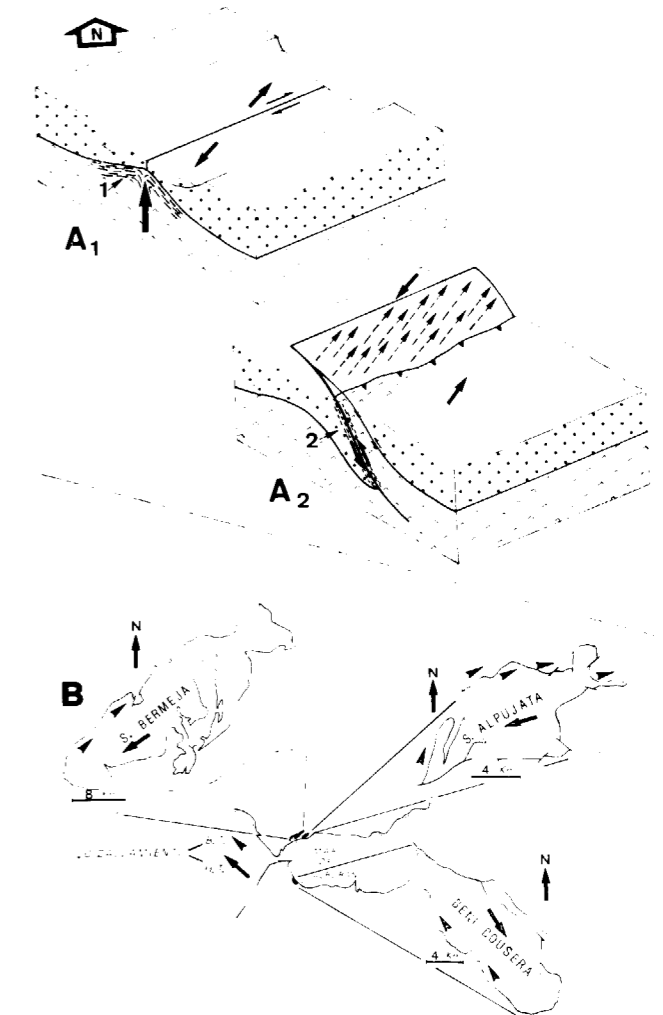


Figura 64.—A. Modelo propuesto para el emplazamiento de las peridotitas de Ronda. A<sub>1</sub>: episodio extensivo ligado al funcionamiento transtensivo de una falla transformante en un medio continental. 1: localización de la deformación de alta temperatura de las peridotitas. A<sub>2</sub>: etapa compresiva, con desarrollo de cizallamientos intracorticales. 2: deformación plástica de baja temperatura en las peridotitas y posición de las milonitas de la Alpujara. B. Orientación de los sentidos de cizallamientos de las deformaciones de alta temperatura en Sierra Bermeja (DAROT, 1973) y Beni-Boussera (REUBER et al., 1982) y de la deformación ligada al cabalgamiento de las peridotitas de Sierra Alpujata.

riza a las peridotitas del núcleo de los macizos proporciona información sobre la dirección del flujo durante el período extensivo; el hecho de que esta lineación se mantenga subparalela al alargamiento de los macizos, tanto en Sierra Bermeja (DAROT, 1973) como en Beni-Bousera (REUBER et al., 1982), indica que la dirección de flujo casi coincide con la del eje de acortamiento cortical, lo que sugiere una situación estructural propia de una falla transformante de régimen transtensivo, y desarrollada en un medio continental, como se deduce de la asociación peridotitas/granulitas ácidas.

La lineación cinemática «a» de la deformación plástica de baja temperatura corresponde, en una buena aproximación, a la lineación mineral de estiramiento de las milonitas de la Albuqueria y de las peridotitas con textura milonítica del tramo basal de Sierra Alpujata. La orientación media de esta lineación coincide, prácticamente, con la de la deformación de alta temperatura, lo que indica una dirección de convergencia intracontinental oblicua al eje de extensión anterior; esto sugiere, de nuevo, el funcionamiento de una falla transformante en régimen compresivo, induciendo la aparición de cizallamientos corticales que facilitan el cabalgamiento de las peridotitas (fig. 64a).

Los sentidos de cizallamiento asociados a las deformaciones plásticas de baja temperatura y de alta temperatura son opuestos, lo que también se muestra de acuerdo con los distintos sentidos del flujo plástico en la etapa extensiva y compresiva (fig. 64a). Esta explicación permite comprender la aparición de sentidos de cizallamiento, en las peridotitas próximas a las kinzigitas (de Los Reales y de Beni-Bousera), contrarios a los que existen en el núcleo de los macizos (DAROT, 1973; REUBER et al., 1982); esta observación permite concluir que durante la etapa compresiva ha habido movimiento de materiales no sólo a lo largo del contacto peridotitas/milonitas de la Albuqueria, sino también sobre la superficie peridotitas/kinzigitas (fig. 64a).

El estadio extensivo de este modelo de emplazamiento de las peridotitas no llegó, a diferencia de Lanzo (Alpes occidentales), a originar corteza oceánica, ya que falta en esta zona cualquier vestigio de materiales de afinidad ofiolítica. Por otra parte, la compresión se realiza en pulsaciones, ya que a períodos mecánicos (más o menos cortos) suceden episodios de calma en los que se desarrolla el metamorfismo estático de las aureolas dina-

motérmicas, y a continuación otros episodios compresivos conducen a la milonitización de las migmatitas originadas estáticamente (apartado 4.4.).

El emplazamiento de las peridotitas bético-rifeñas ha sido considerado pre-alpino por KORNPROBST (1976), aunque las dataciones isotópicas de las migmatitas de las aureolas dinamo-térmicas de Sierra Bermeja y Sierra Alpujata (LOOMIS, 1975a; PRIEM et al., 1979), de las peridotitas de Beni Bousera (POLVE y ALLEGRE, 1980) y de los distintos términos (kinzigitas, gneisses y esquistos) del manto de Beni Bousera (MICHARD et al., 1983) indican, todas ellas, edades de unos 22 millones de años para las últimas recristalizaciones, lo que confirma el emplazamiento alpino de las peridotitas de Ronda.

Los corrimientos hacia el NO y la posterior expulsión de las zonas internas bético-rifeñas hacia el oeste están de acuerdo con la convergencia de las placas africana y europea (TAPPONNIER, 1977). En cambio, las orientaciones de las lineaciones de las peridotitas de Ronda y de Beni Bousera indican que las dos deformaciones plásticas son anteriores a la colisión Europa/Africa, correspondiendo las diferencias de orientación, observables actualmente en los dos lados del estrecho de Gibraltar, a rotaciones a partir de una posición inicial común para las peridotitas de Ronda y de Beni Bousera.

Conviene precisar que la dirección de movimiento de mantos hacia el ENE corresponde a la posición actual de la cadena. La orientación de cabalgamiento y de la zona de extensión con anterioridad a la formación del Arco de Gibraltar es de sumo interés, pues es un importante rasgo de la evolución tectónica de las Zonas Internas del orógeno bético-rifeño que no ha sido considerado en los modelos de evolución geológica de la región (KAMPSCHUUR y RONDEEL, 1975; BIJU-DUVAL et al., 1977; TORRES-ROLDÁN, 1979b; DURAND-DELGA, 1980; MALOD, 1982). El conocimiento de estas orientaciones puede facilitarse con datos sobre el paleomagnetismo de la región, y, probablemente, con el estudio de las unidades que limitan con las Zonas Internas bético-rifeñas.

#### BIBLIOGRAFIA

ALDAYA, F. (1969b): *Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujarrides al sur de Sierra Nevada (Zona Bética, provincia de Granada)*. Bol. Geol. Min. Esp., LXXX (II), pp. 212-217.

- ALDAYA, F.; GARCÍA-DUEÑAS, V., y NAVARRO-VILA, F. (1979): *Los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides*. Acta Geol. Hisp., 14, pp. 154-166.
- ARMSTRONG, R. L., y DICK, H. J. B. (1974): *A model for the development of thin overthrust sheets of crystalline rock*. Geology, pp. 35-40.
- AVE LALLEMANT, H. G. (1967): *Structural and petrofabric analysis of an «Alpine-Type» peridotite: the therszolite of the French Pyrenees*. Leidse Geol. Mededelingen, 42, páginas 1-57.
- AVIDAD, J. (1976): *Los Mantos Alpujarrides al SO de Sierra Nevada*. Tesis Univ. de Bilbao, 262 pp.
- AVIDAD, J., y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1981): *Hoja y Memoria de Motril (1055)*. Mapa Geológico de España, 1:50.000 (2.ª serie), IGME.
- BIJU-DUVAL, B.; DER COURT, J., y LE PICHON, X. (1977): *From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system*. In: *International symposium on the structural history of the Mediterranean basins (Yugoslavia)*. Ed. Technip, Paris, pp. 143-164.
- BONINI, W. E.; LOOMIS, T. P., y ROBERTSON, J. D. (1973): *Gravity anomalies, ultramafic intrusions, and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar*. J. Geophys. Res., 78, pp. 1372-1382.
- BOUDIER, F. (1976): *Le massif therszolitique de Lanzo (Alpes piemontaises). Etude structurale et pétrologique*. Tesis, Univ. de Nantes, 163 pp.
- BOUDIER, F., y COLEMAN, R. G. (1981): *Cross Section Through the Peridotite in the Samail Ophiolite, South-eastern Oman Mountains*. J. Geophys. Research, 86 (B4), pp. 2573-2592.
- BOUDIER, F.; NICOLAS, A., y BOUCHEZ, J. L. (1982): *Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal sections of ophiolites*. Nature, 296, pp. 825-828.
- BOULLIER, A. M., y NICOLAS, A. (1975): *Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African Kimberlites*. Proc. 1st. Int. Kimberlite Conf., Phys. Chem. Earth, 9, pp. 467-475.
- BRUN, J. P., y COBBOLD, P. R. (1980): *Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review*. J. Struct. Geol., 2, pp. 149-158.
- CARTER, N. L., y AVE LALLEMANT, H. G. (1970): *High temperature flow of dunite and peridotite*. Geol. Soc. Am. Bull., 81, pp. 218-222.
- DAROT, M. (1973): *Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Application à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda-Andalousie-Espagne)*. Thèse 3ème cycle, Univ. de Nantes, 120 pp.
- DAROT, M. (1974): *Cinématique de l'extrusion, à partir du manteau, des péridotites de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda, Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 278, pp. 1673-1676.
- DAROT, M., y BOUDIER, F. (1975): *Mineral lineations in deformed peridotites: kinematic meaning*. Pétrologie, I (3), pp. 225-236.
- DICKEY, S. J., Jr., y NICOL, L. D. (1979): *La historia petrologica del Complejo Ultramáfico de Ronda*. Bol. Geol. Min. Esp., XC-II, pp. 175-183.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M., y KORNPROBST, J. (1973): *Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France, XV (2), pp. 77-104.
- DURAND-DELGA, M. (1968): *Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères bétiques (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 266, pp. 190-193.
- DURAND-DELGA, M. (1980): *La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci*. Liv. Jub. Soc. Géol. France, Mém. núm. 10, pp. 203-204.
- DÜRR, S. H. (1963): *Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalousien)*. Tesis, Univ. de Bonn.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969): *Sur la tectonique de la Zone Bétique (Corailères Bétiques, Espagne)*. Vehr. Kon. Ned. Ak. Wet. aft. Nat. a., 1er. 25, 90 pp.
- ETCHECOPAR, A. (1974): *Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement*. Thèse 3ème cycle, Univ. de Nantes, 135 pp.
- ETCHECOPAR, A. (1977): *A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate*. Tectonophysics, 39, pp. 121-139.
- ETHERIDGE, M. A., y WILKIE, J. C. (1979): *Grainsize reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites*. Tectonophysics, 58, pp. 159-178.
- FLEITOUT, L., y FROIDEVAUX, C. (1980): *Thermal and mechanical evolution of shear zones*. J. Struct. Geol., 2, pp. 159-164.
- GOETZE, C. (1975): *Sheared therszolites: from the point of view of rock mechanics*. Geology, 3, pp. 172-173.
- GRAHAM, C. M., y ENGLAND, P. C. (1976): *Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults: an example of shear heating and inverted metamorphic zonation from Southern California*. Earth Planet. Sc. Lett., 31, pp. 142-152.
- HATZFELD, D. (1978): *Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebine*. Thèse, Univ. de Grenoble, 281 pp.
- JACKSON, E. D., y THAYER, T. P. (1972): *Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes*. 24th Internat. Geol. Congress, Montreal, 2, pp. 289-296.
- JAMIESON, R. A. (1981): *Metamorphism during Ophiolite Emplacement - the Petrology of the St. Anthony Complex*. J. Petrol., 22, pp. 397-449.
- KAMPSCHUUR, W. (1972): *Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase de-*

- formation. Tesis, Univ. de Amsterdam-GUA papers of Geology, 4, 114 pp.
- KAMPSCHUUR, W., y RONDEEL, H. E. (1975): *The origin of the Betic orogen, southern Spain*. Tectonophysics, 27, pp. 39-56.
- KARAMATA, S. (1980): *Metamorphism beneath obducted ophiolite slabs*. In: *Ophiolites*, Cyprus Geol. Sur. Depart., pp. 219-227.
- KIRBY, S. H., y WEGNER, M. W. (1979): *Dislocation substructure of mantle-derived olivine as revealed by selective chemical etching and transmission electron microscopy*. Phys. Chem. Miner., 3, pp. 309-330.
- KORNPROBST, J. (1976): *Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques*. Bull. Soc. Géol. Fr., 18 (3), pp. 607-618.
- KORNPROBST, J., y VIELZEUF, D. (1984): *Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations*. In: *Kimberlites. II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships*, Elsevier, Amsterdam, pp. 347-359.
- LISTER, G. S., y WILLIAMS, P. F. (1979): *Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena*. J. Struct. Geol., 1 (4), pp. 283-297.
- LOOMIS, T. P. (1972a): *Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, Southern Spain*. Geol. Soc. Am. Bull., 83, pp. 2449-2474.
- LOOMIS, T. P. (1975a): *Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar*. Am. J. Sc., 275, pp. 1-30.
- LUNDEEN, M. (1978): *Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain*. Geol. Soc. Am. Bull., 89, pp. 172-180.
- MALOD, J. A. (1982): *Comparaison de l'évolution des marges continentales au Nord et au Sud de la péninsule Ibérique*. Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 235 pp.
- MARILLIER, F. (1982): *Etude du manteau supérieur dans la région Açores-Gibraltar et en Méditerranée occidentale à l'aide des ondes de surface et de volume*. Thèse, Univ. de Bretagne occidentale, 293 pp.
- MERCIER, J. C. (1976): *Natural peridotites: chemical and rheological heterogeneity of the upper mantle*. Ph. D. thesis, Univ. de New York.
- MICHARD, A.; CHALOUAN, A.; MONTIGNY, R., y OUAZZANI-TOUHAMI, M. (1983): *Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sébtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur*. C. R. Acad. Sc. Paris, 296 (II), pp. 1337-1340.
- MOLLAT, H. (1965): *Die Geologie der Sierra Blanca und ihrer Umgebung*, Tesis, Univ. de Bonn, 75 pp.
- NAVARRO-VILA, F. (1976): *Los Mantos Alpujarrides y Maláguides al N de Sierra Nevada*. Tesis doctoral, Univ. de Bilbao, 288 pp.
- NICOLAS, A. (1978): *Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites*. Phil. Trans. R. Soc. London, 288 A, pp. 49-57.
- NICOLAS, A. (1984): *Lherzolites of the western Alps: a structural review*. In: *Kimberlites. II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships*. Elsevier, Amsterdam, pp. 333-345.
- NICOLAS, A.; BOUCHEZ, J. L., y BOUDIER, F. (1972): *Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes Piémontaises) - comparaison avec d'autres massifs*. Tectonophysics, 14, pp. 143-171.
- NICOLAS, A.; BOUCHEZ, J. L.; BOUDIER, F., y MERCIER, J. C. (1971): *Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites*. Tectonophysics, 12, pp. 55-86.
- NICOLAS, A.; BOUDIER, F., y BOULLIER, A. M. (1973): *Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites*. Am. J. Sci., 273, pp. 853-876.
- NICOLAS, A., y JACKSON, E. D. (1972): *Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques*. Bull. suisse Minéral. Petrol., 52, pp. 479-495.
- NICOLAS, A., y LE PICHON, X. (1980): *Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites*. Earth Planet. Sc. Lett., 46, pp. 397-406.
- NICOLAS, A., y POIRIER, J. P. (1976): *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Ed. Wiley-Interscience, Londres, 444 pp.
- OBATA, M. (1977): *Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotite intrusion, southern Spain*. Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, 220 pp.
- OBATA, M. (1980): *The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel-, and Plagioclase-Lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion*. J. Petrology, 21 (3), pp. 533-572.
- PAQUET, J. (1974): *Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale*. Bull. Soc. Géol. Fr., XVI (7), pp. 58-71.
- PHAKEY, P.; DOLLINGER, G., y CHRISTIE, J. M. (1972): *Transmission electron microscopy of experimentally deformed olivine crystals*. In: *Flow and Fracture of Rocks*, Heard Ed., 16, pp. 117-138.
- PLATT, J. P. (1982): *Emplacement of a fold-nappe, Betic Cordilleras, S Spain*. Geology, 10, pp. 97-102.
- POIRIER, J. P.; BOUCHEZ, J. L., y JONAS, J. J. (1979): *A dynamic model for aseismic ductile shear zones*. Earth Planet. Sc. Lett., 43, pp. 441-453.
- POLVE, M., y ALLEGRE, C. J. (1980): *Orogenic lherzolite complexes studied by <sup>87</sup>Rb-<sup>87</sup>Sr: a clue to understand the mantle convection processes?* Earth Planet. Sci. Lett., 51, pp. 71-93.
- POST, R. L. (1973): *The flow laws of MT Burnet dunite*. Ph. D. Thesis, Univ. de California, 272 pp.
- POST, R. L. (1977): *High-temperature creep of Mt. Burnet dunite*. Tectonophysics, 42, pp. 75-110.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; OEN, I. S.; VERDURMEN, E. A. Th., y VERSCHURE, R. H. (1979): *Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda, southern Spain*. Contrib. Mineral. Petrol., 70, pp. 103-109.
- RAMSAY, J. G. (1980): *Shear zone geometry: a review*. J. Struct. Geol., 2, pp. 83-99.
- REITAN, P. H. (1969): *Temperatures with depth resulting from frictionally generated heat during metamorphism*. Geol. Soc. Am. Mem., 115, p. 249.
- REUBER, I.; MICHARD, A.; CHALOUAN, A.; JUTEAU, T., y JERMOUMI, B. (1982): *Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation*. Tectonophysics, 82, pp. 231-251.
- SCHOLZ, C. H. (1980): *Shear heating and the state of stress on faults*. J. Geophys. Res., 85, pp. 6174-6184.
- SEARLE, M. P., y MALPAS, J. (1980): *Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction*. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sc., 71, pp. 247-262.
- SIMPSON, C., y SCHMID, S. M. (1983): *An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 94, pp. 1281-1288.
- TAPONNIER, P. (1977): *Evolution tectonique du système Alpin en Méditerranée: Poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. Bull. Soc. Géol. France, XIX, pp. 437-460.
- TORRES-ROLDÁN, R. L. (1979a): *La evolución tectonometamórfica del macizo de Los Reales*. Tesis. Univ. de Granada, 230 pp.
- TORRES-ROLDÁN, R. L. (1979b): *The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): its significance and other one possible geotectonic scenario for the western Alpine belt*. Am. J. Sci., 279, pp. 19-51.
- TORRES-ROLDÁN, R. L. (1983): *Fractionated melting of metapelite and further crystal-melt equilibria - the example of the Blanca Unit migmatite complex, north of Estepona (Southern Spain)*. Tectonophysics, 96, pp. 95-123.
- TULLIS, J.; SNOKE, A. W., y TODD, V. R. (1982): *Significance and petrogenesis of mylonitic rocks (Penrose Conference Report)*. Geology, 10, pp. 227-230.
- WESTERHOF, A. B. (1975): *Genesis of magnetite ore near Marbella, southern Spain: Formation by oxidation of silicates polymetamorphic gedrite-bearing and other rocks*. Thesis, Univ. de Amsterdam, GUA papers of Geology, 216 pp.
- WESTERHOF, A. B. (1977): *On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serranía de Ronda, southern Spain*. Tectonophysics, 39 (4), pp. 579-591.
- WHITE, S. (1976): *The effects of strain on the microstructures fabrics and deformation mechanisms in quartzites*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 283 (A), pp. 69-86.
- WHITE, S. H.; BURROWS, S. E.; CARRERAS, J.; SHAW, N. D., y HUMPHREYS, F. J. (1980): *On mylonites in ductile shear zones*. J. Struct. Geol., 2, pp. 175-187.
- WHITE, S. H., y KNIPE, R. J. (1978): *Transformation - and reaction - enhanced ductility in rocks*. J. Geol. Soc. Lond., 135, pp. 513-516.
- WILLIAMS, H., y SMYTH, W. R. (1973): *Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: tectonic implications with West Newfoundland examples*. Am. J. Sc., 273, pp. 594-621.
- YUEN, D. A.; FLEITOUT, L.; SCHUBERT, G., y FROIDEVAUX, C. (1978): *Shear deformation zones along major transform faults and subducting slabs*. Geophys. J. R. astr. Soc., 54, pp. 93-120.

Recibido: Agosto 1987.

GEOLOGIA

# Nota sobre los peces elasmobranquios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)

Por J. E. GOMEZ PALLEROLA (\*)

RESUMEN

Se dan a conocer en este trabajo dos nuevos ejemplares de peces elasmobranquios del Cretácico Inferior de la Pedrera de Meià (Montsec): Un fragmento de la parte anterior de *Lonchidion* y otro correspondiente a la parte posterior de un seláceo de familia y género indeterminados. Se describen también algunos dientes de *Hybodus*.

ABSTRACT

This work presents two new exemplars of elasmobranch fishes from the Lower Cretaceous of La Pedrera de Meià (Montsec).

A fragment of anterior part of *Lonchidion* and another of posterior part of a selachian indeterminate. Also described some *hybodus* teeth.

INTRODUCCION

La historia evolutiva de los peces elasmobranquios ofrece grandes lagunas todavía, de ahí el interés de los fósiles que presentamos en esta nota.

Los yacimientos clásicos: Cerin y Solnhofen, han suministrado escasos fósiles pertenecientes a este Orden.

Hasta la fecha se conocían en el yacimiento de la Pedrera de Meià dieciocho tipos distintos de peces, elevando pues el total (con el nuevo ejemplar que presentamos en este trabajo) a diecinueve. De entre ellos sólo dos son géneros nuevos: el *Vidalamia* WHITE y MOY-THOMAS, 1941 (= *Vidalia* SAUVAGE, 1903, y *Rubiesichtys gregalis* WENZ, 1984.

Respecto a los elasmobranquios, el material fósil recogido en el yacimiento es el siguiente:

*Hybodus*: Cuatro ejemplares y un diente aislado.

*Lonchidion*: Dos.

Seláceo (incertae sedis): Uno.

Todos los fósiles hallados hasta el presente se encuentran fragmentados, por lo que el estudio de su anatomía resulta parcial. Salvo el primer fragmento recogido por L. M. VIDAL en 1915 y que se encuentra en el Museo Martorell de Barcelona, todos los demás ejemplares pertenecen a la colección del autor.

La caliza litográfica del Montsec, depositada en un medio lacustre dulce acuícola o de escasa salinidad, presenta un grano extraordinariamente fino, lo que permite la conservación de la piel y escamas placoides de estos peces cartilaginosos, si bien debido a su peculiar estructura, su conservación es más deficiente que la de los restantes peces del yacimiento. Es curioso constatar su presencia en piedras muy compactas y difíciles de partir. Vamos a comenzar, pues, con la descripción del nuevo material fósil.

Familia: HYBODONTIDAE OWEN, 1846.

Género: HYBODUS AGASSIZ, 1837.

He recogido un fragmento incompleto correspondiente a la zona craneal de un pez en el que se aprecia claramente el ojo, el tejido cartilaginoso con sus características escamas placoides y varios dientes atribuibles a *Hybodus* sp. Tres de estos dientes están completos y existen además unos diez más o menos fragmentarios, ocultos parcialmente por la piedra. De éstos, sólo dos aparecen con la cúspide central poco desarrollada. Se distinguen perfectamente la corona y la raíz, uno de ellos ha saltado completamente, dejando tan sólo su impresión en la caliza. El diente más completo (fig. 1 A) consta de cinco cúspides, una central y dos descendiendo escalonadamente a cada lado. Las cinco cúspides están formadas por estrías verticales que van desde la base hasta la punta de cada una de ellas. La raíz es ancha y está llena de numerosos alveolos que ocupan toda la superficie (foto 1).

El otro diente (fig. 1 B) es similar al que acabo de describir, pero con la cúspide central mucho más desarrollada y curvada. Adjunto tres fotografías de la dentición de este *Hybodus*. En la primera (foto 2), aparecen dos dientes similares al último descrito, estando los dos en la misma línea aproximadamente. En la otra (foto 3) aparece un diente suelto al que le falta la cúspide pequeña del lado derecho, y para finalizar, otro fragmento de piedra (foto 4), en el que se ven dos dientes, uno completo y otro situado a su izquier-

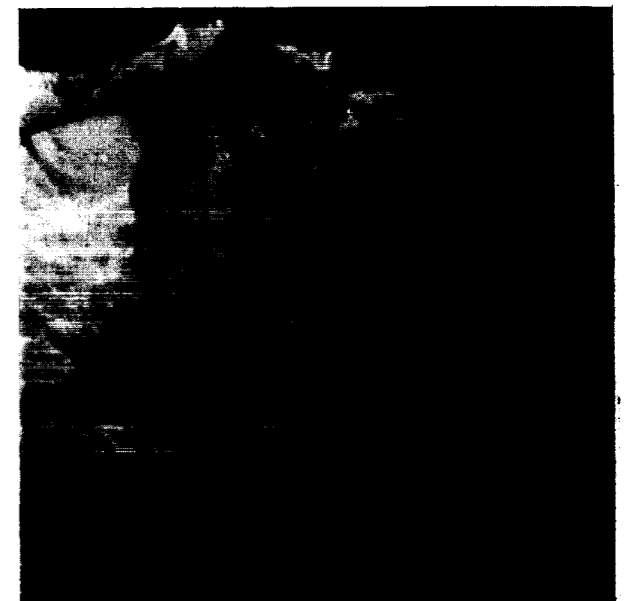


Foto 1



Figura 1-A

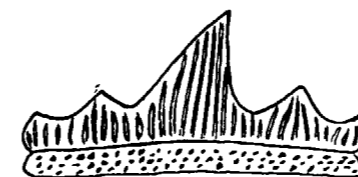


Figura 1-B

2 mm.

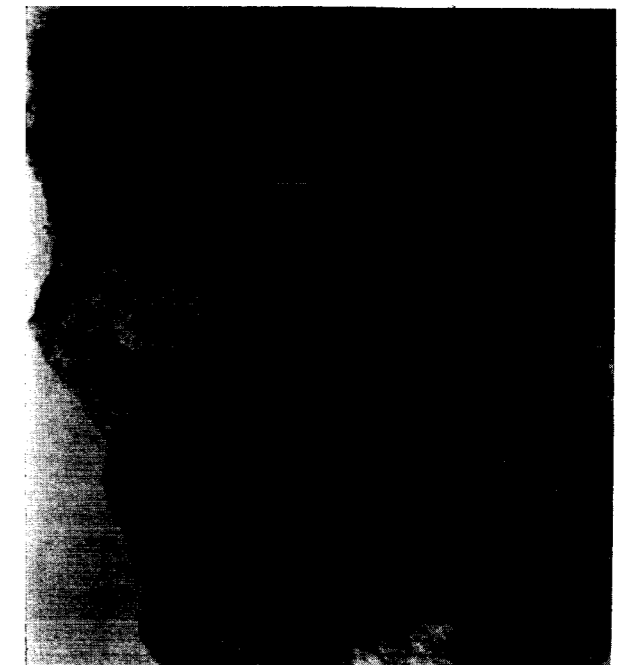


Foto 2

(\*) Calle Taquígrafo Martí, número 5, 2.º A. 25008 Lérida.

Familia: HYBODONTIDAE OWEN, 1846.

Género: HYBODUS AGASSIZ, 1837.

He recogido un fragmento incompleto correspondiente a la zona craneal de un pez en el que se aprecia claramente el ojo, el tejido cartilaginoso con sus características escamas placoides y varios dientes atribuibles a *Hybodus* sp. Tres de estos dientes están completos y existen además unos diez más o menos fragmentarios, ocultos parcialmente por la piedra. De éstos, sólo dos aparecen con la cúspide central poco desarrollada. Se distinguen perfectamente la corona y la raíz, uno de ellos ha saltado completamente, dejando tan sólo su impresión en la caliza. El diente más completo (fig. 1 A) consta de cinco cúspides, una central y dos descendiendo escalonadamente a cada lado. Las cinco cúspides están formadas por estrías verticales que van desde la base hasta la punta de cada una de ellas. La raíz es ancha y está llena de numerosos alveolos que ocupan toda la superficie (foto 1).

El otro diente (fig. 1 B) es similar al que acabo de describir, pero con la cúspide central mucho más desarrollada y curvada. Adjunto tres fotografías de la dentición de este *Hybodus*. En la primera (foto 2), aparecen dos dientes similares al último descrito, estando los dos en la misma línea aproximadamente. En la otra (foto 3) aparece un diente suelto al que le falta la cúspide pequeña del lado derecho, y para finalizar, otro fragmento de piedra (foto 4), en el que se ven dos dientes, uno completo y otro situado a su izquier-

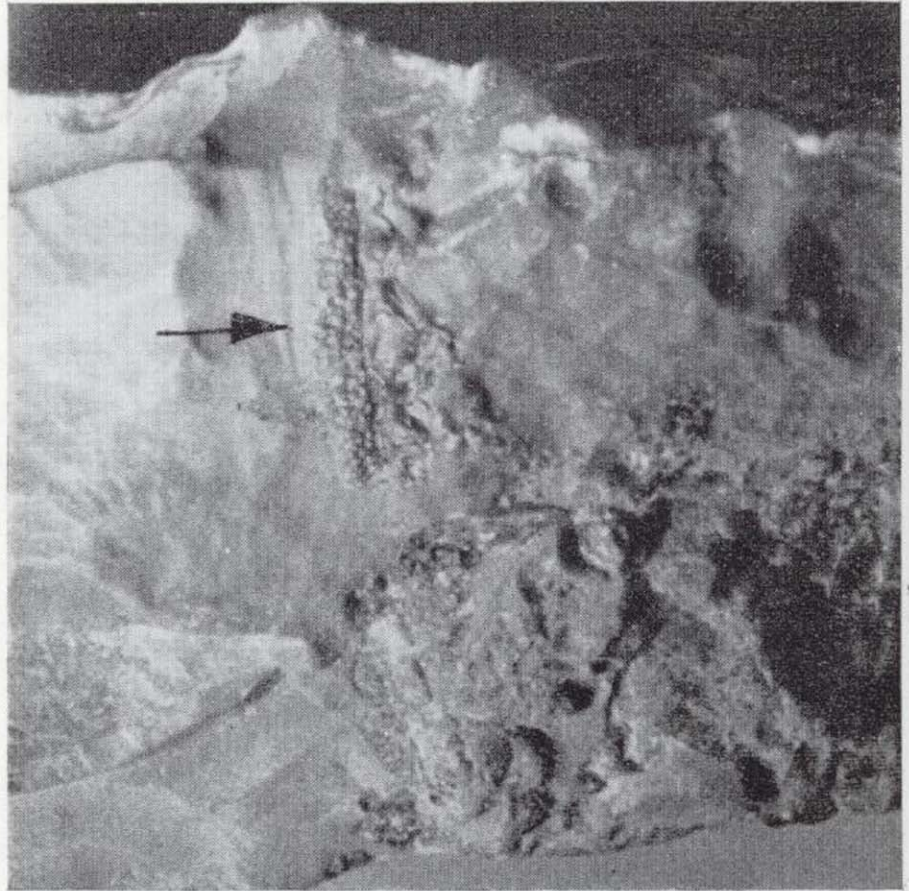


Foto 1

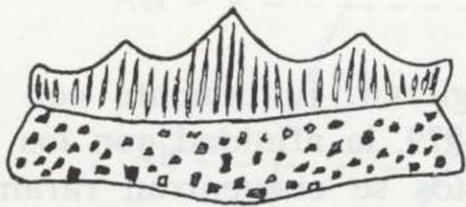


Figura 1-A

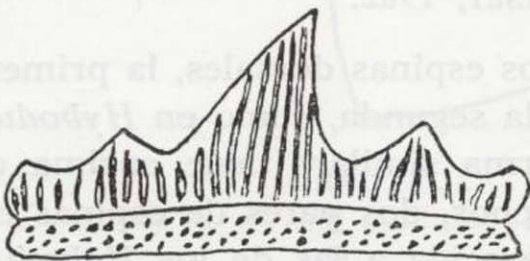


Figura 1-B

2 mm.

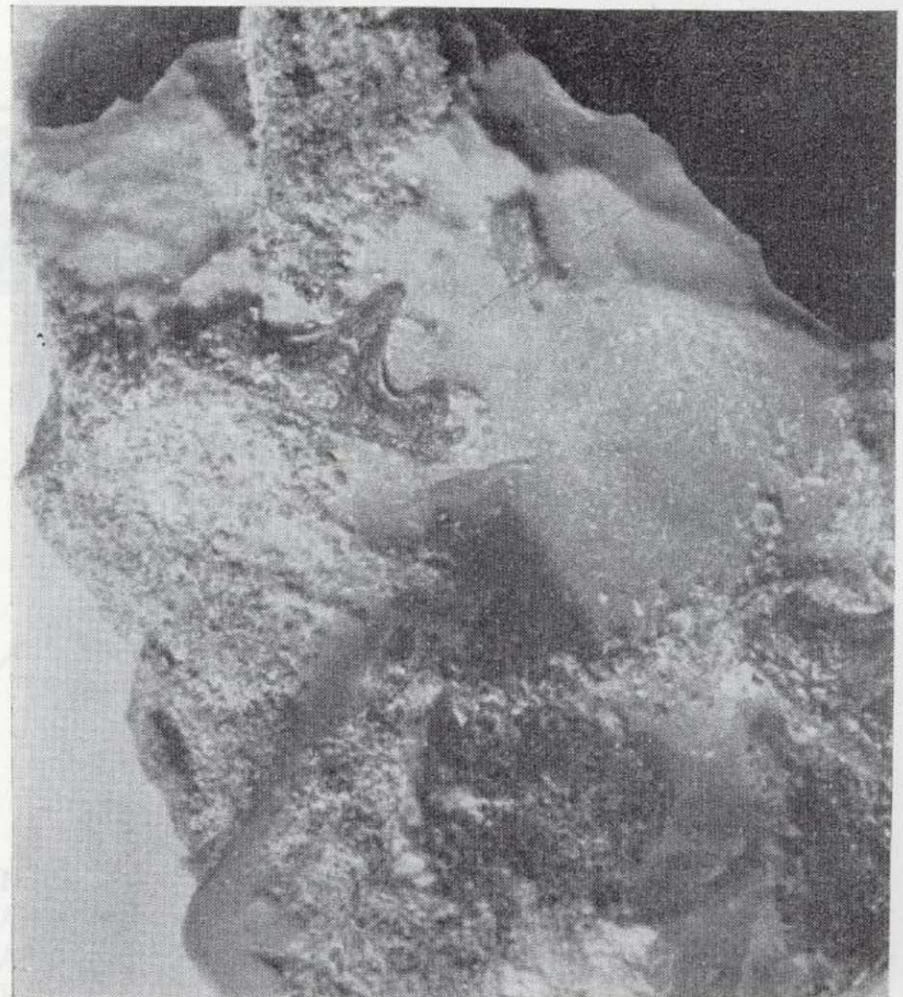


Foto 2



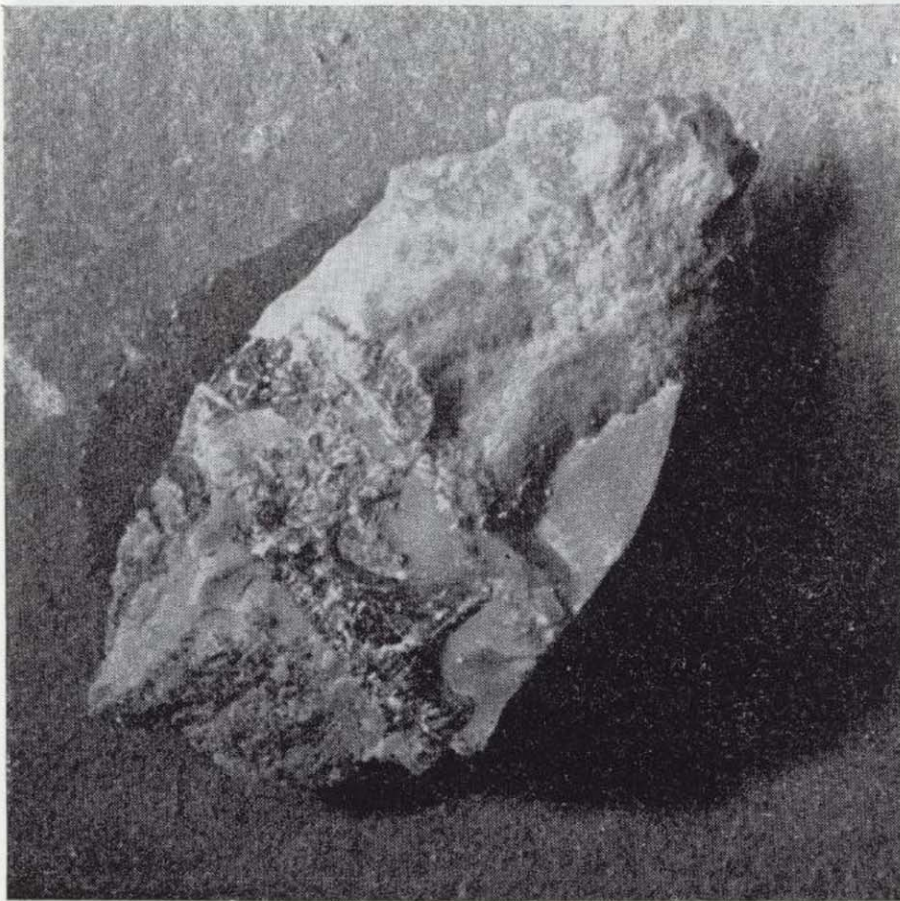


Foto 3

da, del que sólo es visible la raíz y el extremo de la corona.

Todos los fragmentos de piedra pertenecen al mismo ejemplar, ubicado en una roca muy compacta y ocupando una gruesa capa, por lo que ha quedado fragmentado en varios trozos.

Estos dientes son similares al descrito en mi anterior trabajo (1985), al no conocer el cuerpo completo de *Hybodus woodwardi* no podemos identificarlo a esta especie, por lo que consideramos este fósil como *Hybodus sp.*

Cabe destacar que los dientes no se encuentran alojados en hileras guardando composición anatómica, sino que se encuentran girados y en diversas posiciones, lo que nos impide seguir su colocación en la mandíbula.

Familia: LONCHIDIIDAE HERMAN, 1975.

Género: LONCHIDION ESTES, 1964.

La información sobre este pez es muy interesante, ya que sólo se conocen dientes y espinas sueltas del mismo. A juzgar por sus dientes, *Lonchidion* era un género que contaba con diversas especies. Se considera sinónimo del género del Triásico *Lissodus africanus* BROUGH, 1935, sinonimia establecida por DUFFIN en 1981. *Lissodus* se ha hallado en facies de agua dulce. Los dientes de *Lonchidion* se han localizado en el Bathonienense de Gran Bretaña (Jurásico Medio), en facies no marinas. También se han encontrado en la formación Lance de Wyoming (ESTES, 1964), y en el Wealdense del sur de Inglaterra, igualmente en facies de agua dulce (PATTERSON, 1966), ya en el Cretácico Inferior.

Estos autores sugieren, juntamente con HERMAN, 1977, y CASE, 1979, la afinidad con los dientes de *Lissodus*, éstos se encuentran raramente bien conservados, con lo que su comparación histológica con los de *Lonchidion* es dificultosa, según opinión de MAISEY, 1982.

*Lissodus* posee dos espinas dorsales, la primera más inclinada que la segunda, como en *Hybodus*, de estructura y forma similar; tiene encima de los ojos, en los machos, dos pares de espinas cefálicas de forma parecida a las de los *Hybodus*.

Son varios los autores que incluyen a *Lonchidion* dentro de los HYBODONTIDAE. HERMAN,



Foto 4

en 1975, los incluye dentro de la nueva familia LONCHIDIIDAE, opinión que comparto plenamente, ya que como veremos a continuación, *Lonchidion* posee diversos caracteres que los diferencian de los HYBODONTIDAE.

Paso a continuación a describir el nuevo ejemplar fósil de *Lonchidion*.

La longitud total del mismo es de 110 mm., se presenta de perfil (foto 5) y en él se distinguen perfectamente el cráneo, restos de la aleta pectoral y una pequeña espina, también se ven los radios cartilagosos de una aleta recubierta por escamas placoides y algunas neurapófisis y hema-pófisis; vamos en primer lugar a comenzar con la descripción del cráneo.

Cráneo

Se encuentra casi entero, faltándole tan sólo una pequeña porción de la parte superior; no se distingue ninguna espina cefálica. Las órbitas de los ojos son muy grandes y en una de las caras del fósil parecen existir las dos, ya que se ven dos óvalos negros que se entrecruzan. No se dife-

rencia la articulación hyomandibular. Los cartílagos palatocuadrado y el de Meckel se ven claramente (fig. 2). Entre éste y el palatocuadrado se

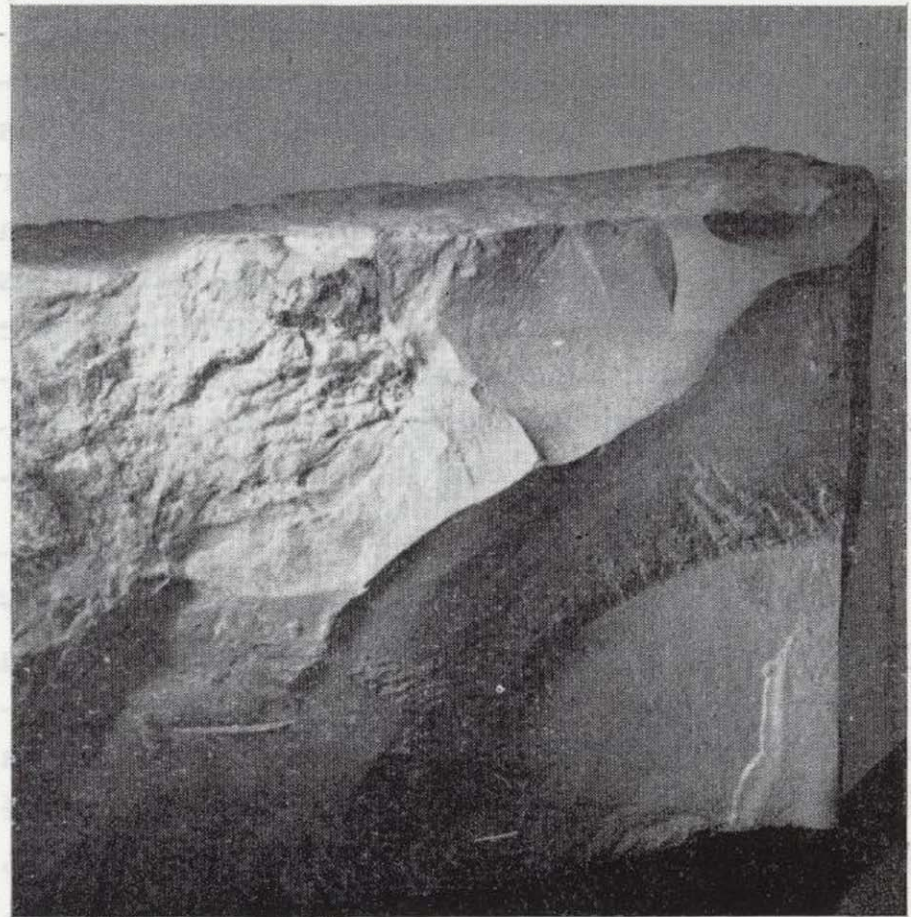
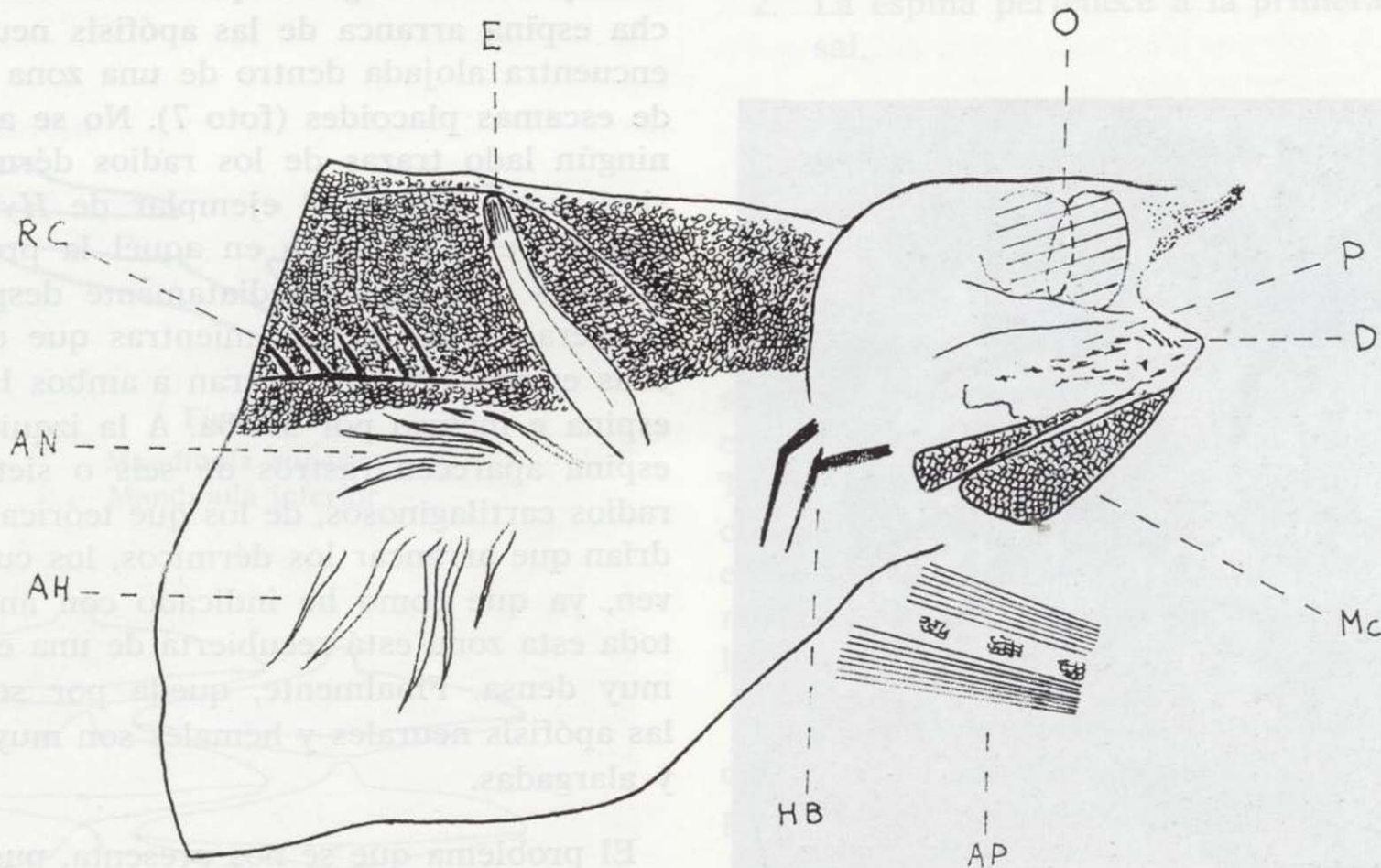


Foto 5



- |          |                     |          |                        |
|----------|---------------------|----------|------------------------|
| O .....  | Ojos                | HB ..... | Hendiduras branquiales |
| P .....  | Palatocuadrado      | AN ..... | Apófisis neurales      |
| D .....  | Dientes             | AH ..... | Apófisis hemales       |
| Mc ..... | Cartílago de Meckel | RC ..... | Radios cartilagosos    |
| Ap ..... | Aleta pectoral      | E .....  | Espina                 |

Figura 2

abre la boca (foto 6), en donde se aprecian numerosos dientes; ésta es terminal como en *Hybodus* y no ventral como en los tiburones actuales. Los dientes se encuentran en perspectiva oclusal y sólo uno aparece en perspectiva posiblemente lingual (fig. 3). Estos dientes tienen un tamaño aproximado de 1 mm. y son similares a los descritos por PATTERSON, 1966, y al descrito en mi anterior trabajo (1985). En el diente en el que se aprecia la raíz no se ven los característicos segmentos en depresión de la raíz del diente anteriormente descrito por mí. La corona está formada por finísimas rayas verticales (quizás propias de la dentina) y es tricúspide con las cúspides más pronunciadas que en aquél.

Los dientes colocados en la mandíbula superior guardan más cohesión anatómica que los de la inferior y se encuentran formando hileras paralelas, concordando plenamente con la hipótesis dada por el Dr. PATTERSON sobre el posible alineamiento de los dientes de *Lonchidion* (figs. 4 y 5),

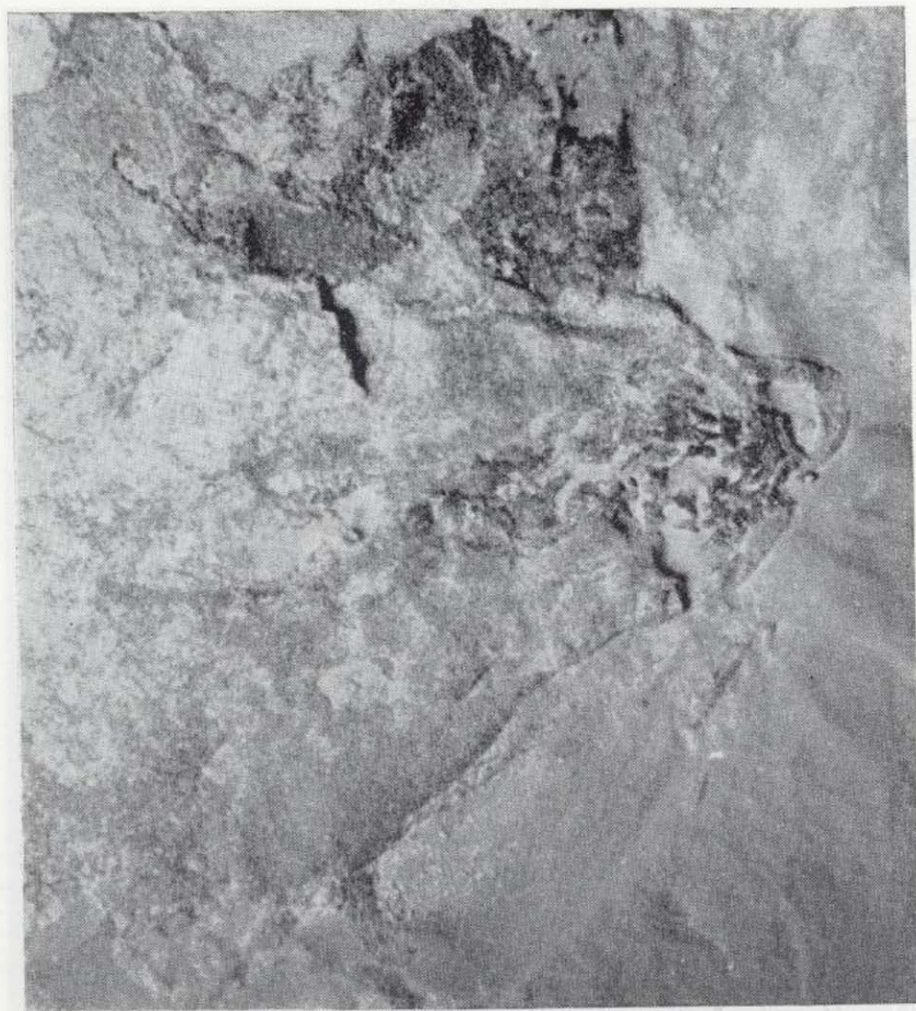


Foto 6

y se encuentran ligeramente desplazados respecto a aquél. Los de la mandíbula inferior también ofrecen la misma estructura. Es, pues, la dentición lo más sobresaliente del cráneo y que nos permite identificar al fósil como perteneciente al género *Lonchidion*.

En la parte más retrasada del cráneo y ya fuera de él se ven dos segmentos en negro y curvados que quizás correspondan a dos hendiduras branquiales.

#### *Aleta pectoral*

Sólo aparecen restos de la misma fuera del pez y se encuentra girada (ya que los radios dérmicos son divergentes), por lo que no podemos dar más detalles.

#### *¿Aleta dorsal?*

En el dorso anterior del pez aparece una pequeña espina sin dentículos y curvada hacia adelante y de una longitud aproximada de 25 mm. Dicha espina arranca de las apófisis neurales y se encuentra alojada dentro de una zona recubierta de escamas placoides (foto 7). No se aprecia por ningún lado trazas de los radios dérmicos. Algo similar sucedía en el ejemplar de *Hybodus* que describí en 1985, pero en aquél la profusión de escamas aparecía inmediatamente después de la primera espina dorsal, mientras que en éste dichas escamas se encuentran a ambos lados de la espina e incluso por arriba. A la izquierda de la espina aparecen rastros de seis o siete posibles radios cartilagosos, de los que teóricamente tendrían que arrancar los dérmicos, los cuales no se ven, ya que como he indicado con anterioridad, toda esta zona está recubierta de una escamación muy densa. Finalmente, queda por señalar que las apófisis neurales y hemales son muy tortuosas y alargadas.

El problema que se nos presenta, pues, aquí es la correcta distribución de las aletas. Parece clara la existencia de una espina lisa en la parte anterior del pez. En el ejemplar de *Lonchidion* descrito por mí, se diferenciaba muy bien la aleta pectoral derecha (foto 8), y otra aleta situada a la iz-

abre la boca (foto 6), en donde se aprecian numerosos dientes; ésta es terminal como en *Hybodus* y no ventral como en los tiburones actuales. Los dientes se encuentran en perspectiva oclusal y sólo uno aparece en perspectiva posiblemente lingual (fig. 3). Estos dientes tienen un tamaño aproximado de 1 mm. y son similares a los descritos por PATTERSON, 1966, y al descrito en mi anterior trabajo (1985). En el diente en el que se aprecia la raíz no se ven los característicos segmentos en depresión de la raíz del diente anteriormente descrito por mí. La corona está formada por finísimas rayas verticales (quizás propias de la dentina) y es tricúspide con las cúspides más pronunciadas que en aquél.

Los dientes colocados en la mandíbula superior guardan más cohesión anatómica que los de la inferior y se encuentran formando hileras paralelas, concordando plenamente con la hipótesis dada por el Dr. PATTERSON sobre el posible alineamiento de los dientes de *Lonchidion* (figs. 4 y 5),



Foto 6

y se encuentran ligeramente desplazados respecto a aquél. Los de la mandíbula inferior también ofrecen la misma estructura. Es, pues, la dentición lo más sobresaliente del cráneo y que nos permite identificar al fósil como perteneciente al género *Lonchidion*.

En la parte más retrasada del cráneo y ya fuera de él se ven dos segmentos en negro y curvados que quizás correspondan a dos hendiduras branquiales.

*Aleta pectoral*

Sólo aparecen restos de la misma fuera del pez y se encuentra girada (ya que los radios dérmicos son divergentes), por lo que no podemos dar más detalles.

*¿Aleta dorsal?*

En el dorso anterior del pez aparece una pequeña espina sin denticulos y curvada hacia adelante y de una longitud aproximada de 25 mm. Dicha espina arranca de las apófisis neurales y se encuentra alojada dentro de una zona recubierta de escamas placoides (foto 7). No se aprecia por ningún lado trazas de los radios dérmicos. Algo similar sucedía en el ejemplar de *Hybodus* que describí en 1985, pero en aquél la profusión de escamas aparecía inmediatamente después de la primera espina dorsal, mientras que en éste dichas escamas se encuentran a ambos lados de la espina e incluso por arriba. A la izquierda de la espina aparecen rastros de seis o siete posibles radios cartilaginosos, de los que teóricamente tendrían que arrancar los dérmicos, los cuales no se ven, ya que como he indicado con anterioridad, toda esta zona está recubierta de una escamación muy densa. Finalmente, queda por señalar que las apófisis neurales y hemales son muy tortuosas y alargadas.

El problema que se nos presenta, pues, aquí es la correcta distribución de las aletas. Parece clara la existencia de una espina lisa en la parte anterior del pez. En el ejemplar de *Lonchidion* descrito por mí, se diferenciaba muy bien la aleta pectoral derecha (foto 8), y otra aleta situada a la iz-

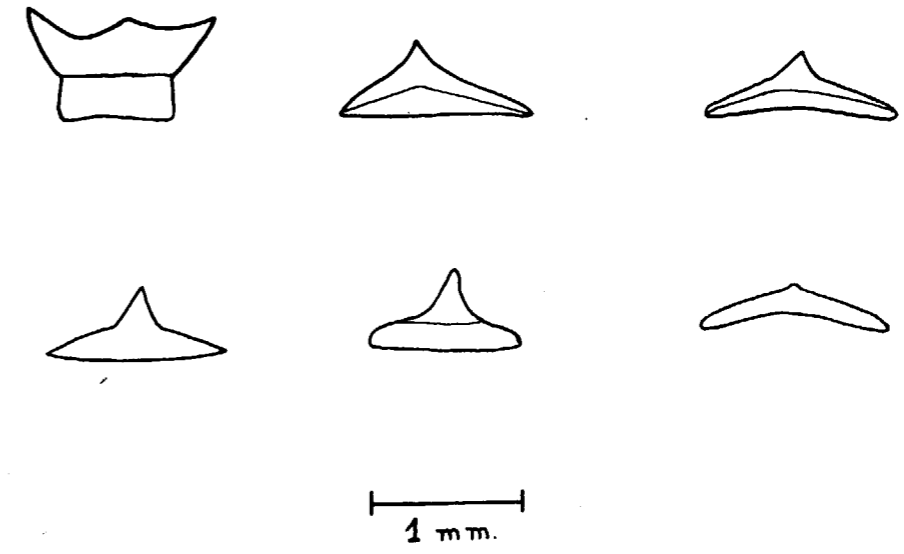


Figura 3

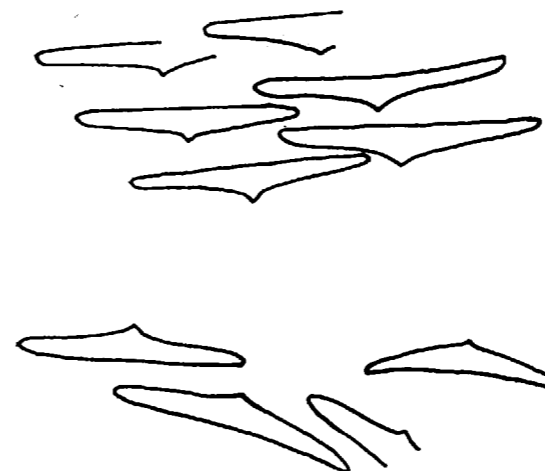


Figura 4  
Mandíbula superior  
Mandíbula inferior

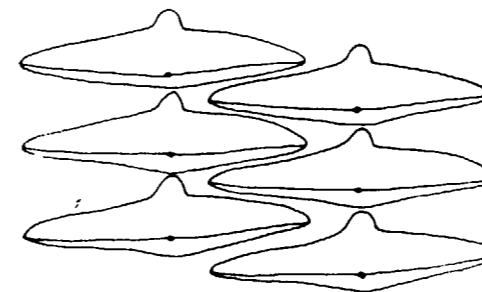


Figura 5  
Tomado de C. PATTERSON, 1966.

quierda provista de una espina de 45 mm. en su parte anterior (foto 9).

Podemos elaborar tres hipótesis respecto a esta espina:

1. La espina pertenece a la aleta pectoral.
2. La espina pertenece a la primera aleta dorsal.
3. La espina no antecede a ninguna aleta, sino que se encuentra a modo de protuberancia sobre el dorso del pez y se ha caído, ocupando la posición que ahora se ve.

De las tres hipótesis, quizás la más probable sea la segunda, ya que la aleta pectoral derecha se encuentra algo más adelantada que la otra y en su parte anterior no aparece ninguna espina. Todas las espinas dorsales de *Lonchidion* halladas con anterioridad poseen una hilera de denticulos en forma de garfios en la parte posterior de las mismas, lo que contrasta con las dos espinas que hemos descrito y que son lisas completamente.

Todas estas hipótesis quedarán debidamente esclarecidas el día que aparezca un ejemplar completo y bien fosilizado.

En el trabajo efectuado en 1985 figuraba la descripción de un solo diente, incluyo en el presente seis nuevos dientes completos (fig. 6) y una fotografía en la que aparecen dos (foto 10).

Aunque existen varias especies de *Lonchidion*,



Foto 7

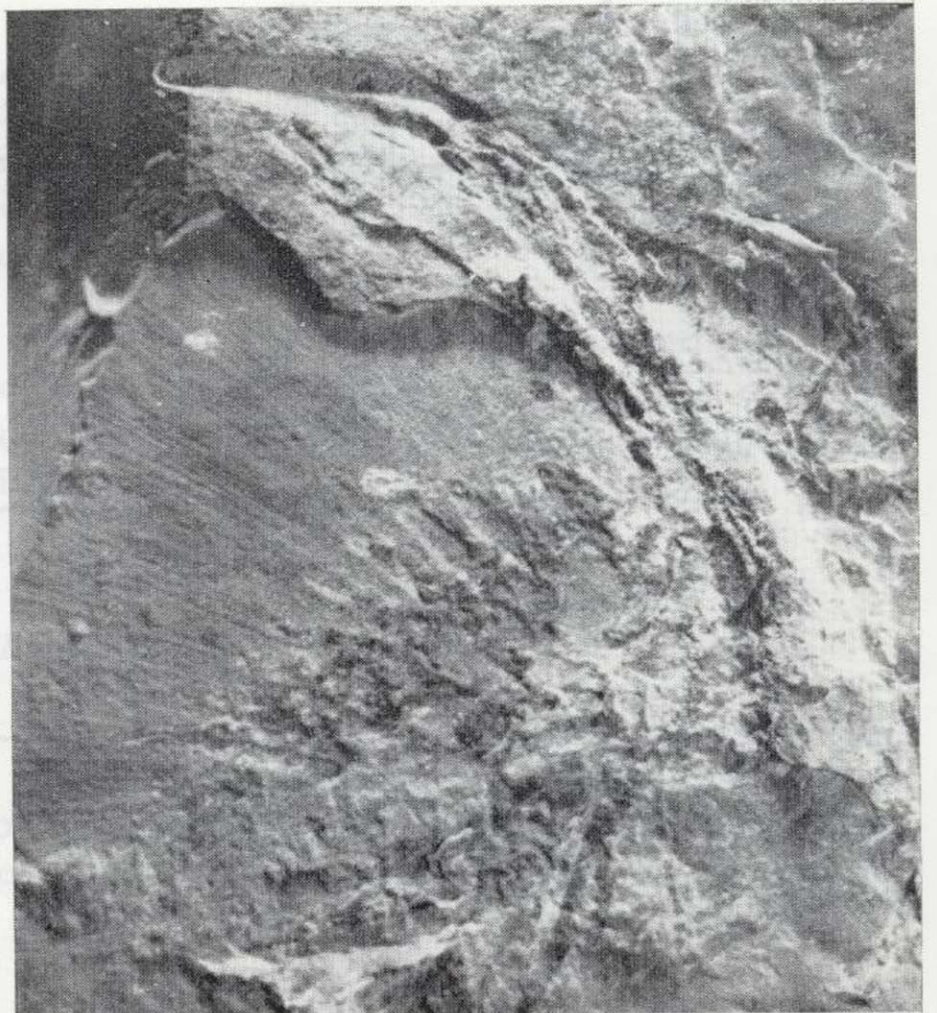


Foto 9

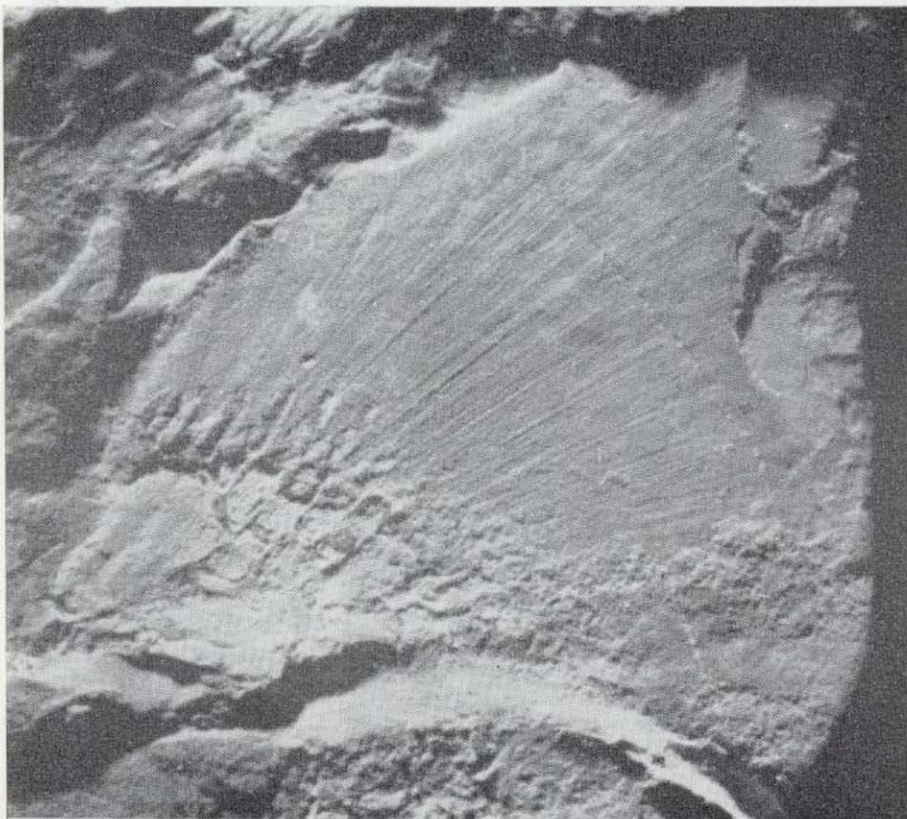


Foto 8



Foto 10

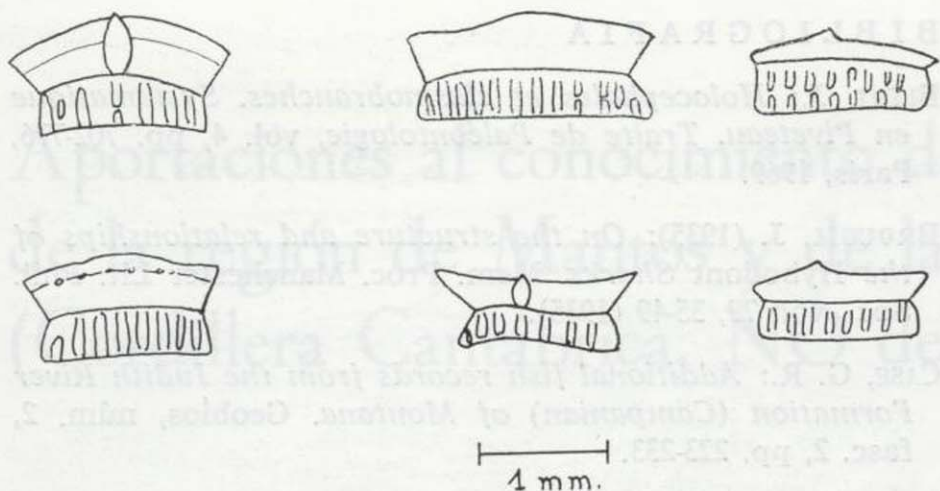


Figura 6

consideramos a los dos ejemplares hallados hasta la fecha como *Lonchidion sp.*, sin precisar la especie.

Como he indicado con anterioridad, *Lonchidion* parece apartarse por la constitución de las aletas pectorales y por la presencia de espinas lisas de los HYBODONTIDAE.

Paso a continuación a la descripción de un nuevo género para el yacimiento de La Pedrera de Meià.

**Elasmobranchii**

Se trata de un nuevo ejemplar de pez elasmobranquio, que consta tan sólo de un fragmento de 95 mm. de longitud y que comprende su parte posterior (foto 11). En él son visibles la columna vertebral, los radios dérmicos y las escamas placoides.

La columna vertebral está formada por vértebras bien calcificadas, pero de conservación deficiente; el revestimiento dérmico está formado por multitud de dentículos acabados en agudo aguijón. No es visible la línea lateral. Este pequeño elasmobranquio es de estructura similar a los escualos aparecidos en Cerin: *Phorcynis* y *Corysodon*, y también a los de Solnhofen: *Crossorhinus* y *Protospinax*, aunque por faltar la parte anterior podría tratarse de un batoideo. El fragmento que presentamos es demasiado incompleto para su clasificación, comparado con los otros elasmobranquios del yacimiento: *Hybodus* y *Lonchidion*. Vemos que la columna vertebral es completamente distinta, tratándose, pues, de un nuevo género.



Foto 11

Dada la escasa potencia del yacimiento de La Pedrera de Meià (cincuenta metros como máximo), es curiosa la presencia de escualos de tipo bentónico. Hasta la fecha no ha aparecido en el otro yacimiento de la Cabrúa, distante unos siete kilómetros del de La Pedrera, ningún representante de los peces elasmobranquios. BARALE indicaba en su trabajo de 1984, al comentar la ictiofauna de La Pedrera, que el *Hybodus* hallado en 1915 parecía ser un extraviado en este paraje lacustre. Hemos podido comprobar la presencia de varios ejemplares más y que conjuntamente con los *paleoxyris* (puestas de huevos) indica que eran bastante numerosos; esto nos induce a pensar en una comunicación del yacimiento con el mar, vamos a continuación a describir para finalizar esta nota dos puestas de huevos de elasmobranquios o *paleoxyris*.

**Paleoxyris sp.**

Han aparecido hasta la fecha varias de estas puestas, siempre aisladas, salvo un caso en el que aparecen en la misma laja dos juntas. La configuración de estos ejemplares es muy peculiar (foto 12), y constan de una serie de espiras que dan la vuelta al huevo y por eso aparece una serie de líneas que se entrecruzan. El ejemplar mayor (el que presenta los rombos), mide 203 mm. y está incompleto, el otro (foto 13) mide 45 mm. y



Foto 12

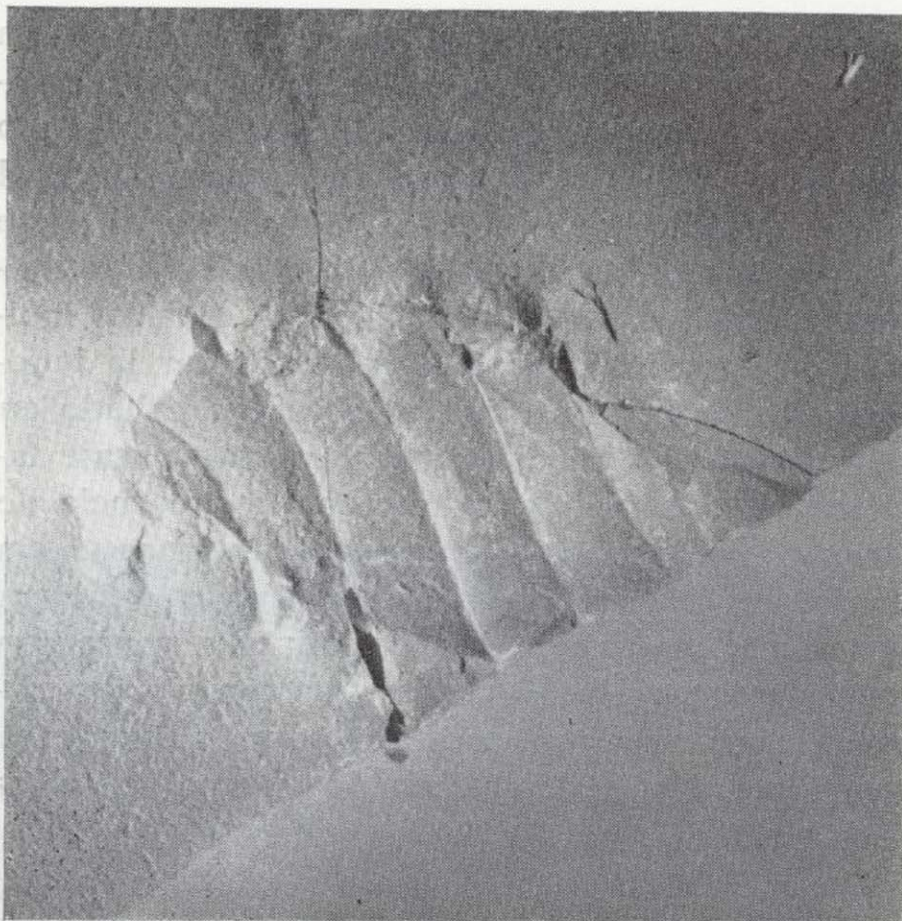


Foto 13

carece de las líneas entrecruzadas características del otro ejemplar, lo que nosotros interpretamos como que las líneas de la otra cara del fósil no han quedado plasmadas, siendo pues de características similares al otro.

Y hasta aquí esta breve descripción de los peces elasmobranquios del Montsec.

## BIBLIOGRAFIA

- BLIOT, J.: *Holocephales et elasmobranches. Systematique en Piveteau. Traite de Paléontologie*, vol. 4, pp. 702-776, París, 1969.
- BROUGH, J. (1935): *On the structure and relationships of the Hybodont Sharks*. Mem. Proc. Manchester Lit. Phil. Soc., vol. 79, 35-49 (1935).
- CASE, G. R.: *Additional fish records from the Judith River Formation (Campanian) of Montana*. Geobios, núm. 2, fasc. 2, pp. 223-233.
- ESTES, R.: *Fossil vertebrates from the Late Cretaceous Lance Formation, Eoester Wyoming*. Bull. Dept. Geol. Univ. Calif., vol. 49, pp. 1-187. Berkeley y Los Angeles, 1964.
- GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: *Nuevos Hybodontidos del Cretácico Inferior de Santa María de Meyá (Lérida)*. Bol. IGME, Madrid, 1985, pp. 372-380.
- HERMAN, J.: *Les sélaciens des terrains neocrétacés et paléocènes de Belgique et des contrees limitrophes*. Mem. Serv. Geol. Bel., 1975.
- KOKEN, E.: *Ueber Hybodus*. Geol. Palaeont. Ab. Hand., 1907.
- MAISEY, J. G.: *Growth and form of finspines in hybodont sharks* Pal, vol. 21, part 3, pp. 657-666. London, 1978.
- MAISEY, J. G.: *The anatomy and Interrelationships of Mesozoic Hybodont Sharks*. Novitates, núm. 2724, pp. 1-48, New York, 1982.
- MAISEY, J. G.: *Cranial anatomy of Hybodus basanus Egeron from the Lower Cretaceous of England*. Nov., número 2.758, pp. 1-64, New York, 1983.
- PATTERSON, C.: *British Wealden Sharks*. Bull. British Museum (N. H.), vol. 2, núm. 7, London, 1966.
- SAINT-SEINE, P. DE: *Les poissons des calcaires lithographiques de Cerin (Ain)*, Lyon, 1949.
- SCHAEFFER, B., y PATTERSON, C.: *Jurassic fishes from the Western United States, with comments on Jurassic fish distribution*. Nov. A. M. (N. H.), núm. 2.796, pp. 1-86, New York, 1984.
- TEIXEIRA, C. (1954): *Sur un Hybodontidé du Karroo de l'Angola*. García de Orta, vol. 2, núm. 2, pp. 205-207.
- TEIXEIRA, C.: *Sur un Hybodontidé du Karroo de l'Angola* Rev. Fac. Cien., Ser. C, vol. 5, pp. 135-136, Lisboa.
- TEIXEIRA, C.: *Les poissons fossiles du Karroo du Lota et de Longo en Angola*. Cent. da Acad. das Ciências de Lisboa, núm. II, pp. 15-55.
- VIDAL, L. M.: *Nota geológica y paleontológica sobre el Jurásico Superior de la provincia de Lérida*. Bol. IGME, Madrid, 1915.
- WOODWARD, A. S.: *On head of Hybodus delabechei, associated with dorsal finspines from the Lower Lias of Lyme Regis Dorsetshire*. Ann. Rept. Com. Yorks. Phil. Soc., 1889.

Recibido: Enero de 1988

# Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España)

Por E. VILLA (\*) y N. HEREDIA (\*\*)



Foto 12



Foto 13

carece de las líneas entrecruzadas características del otro ejemplar, lo que nosotros interpretamos como que las líneas de la otra cara del fósil no han quedado plasmadas, siendo pues de características similares al otro.

Y hasta aquí esta breve descripción de los peces elasmobranchios del Montsec.

## BIBLIOGRAFIA

- BLIOT, J.: *Holocephales et elasmobranches. Systematique en Piveteau. Traite de Paléontologie*, vol. 4, pp. 702-776, París, 1969.
- BROUGH, J. (1935): *On the structure and relationships of the Hybodont Sharks*. Mem. Proc. Manchester Lit. Phil. Soc., vol. 79, 35-49 (1935).
- CASE, G. R.: *Additional fish records from the Judith River Formation (Campanian) of Montana*. Geobios, núm. 2, fasc. 2, pp. 223-233.
- ESTES, R.: *Fossil vertebrates from the Late Cretaceous Lance Formation, Eaeater Wyoming*. Bull. Dept. Geol. Univ. Calif., vol. 49, pp. 1-187. Berkeley y Los Angeles, 1964.
- GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: *Nuevos Hybodontidos del Cretácico Inferior de Santa Marta de Meyá (Lérida)*. Bol. IGME. Madrid, 1985, pp. 372-380.
- HERMAN, J.: *Les sélaciens des terraines neocrétacés et paléocènes de Belgique et des contreés limitrophes*. Mem. Serv. Geol. Bel., 1975.
- KOKEN, E.: *Ueber Hybodus*. Geol. Palaeont. Ab. Hand., 1907.
- MAISEY, J. G.: *Growth and form of finspines in hybodont sharks Pal*, vol. 21, part 3, pp. 657-666. London, 1978.
- MAISEY, J. G.: *The anatomy and Interrelationships of Mesozoic Hybodont Sharks*. Novitates, núm. 2724, pp. 1-48, New York, 1982.
- MAISEY, J. G.: *Cranial anatomy of Hybodus basanus Eger-ton from the Lower Cretaceous of England*. Nov., número 2.758, pp. 1-64, New York, 1983.
- PATTERSON, C.: *British Wealden Sharks*. Bull. British Museum (N. H.), vol. 2, núm. 7, London, 1966.
- SAINT-SEINE, P. DE: *Les poissons des calcaires lithographiques de Cerin (Ain)*, Lyon, 1949.
- SCHAEFFER, B., y PATTERSON, C.: *Jurassic fishes from the Western United States, with comments on Jurassic fish distribution*. Nov. A. M. (N. H.), núm. 2.796, pp. 1-86, New York, 1984.
- TEIXEIRA, C. (1954): *Sur un Hybodontidé du Karroo de l'Angola*. García de Orta, vol. 2, núm. 2, pp. 205-207.
- TEIXEIRA, C.: *Sur un Hybodontidé du Karroo de l'Angola*. Rev. Fac. Cien., Ser. C, vol. 5, pp. 135-136, Lisboa.
- TEIXEIRA, C.: *Les poissons fossiles du Karroo du Lota et de Longo en Angola*. Cent. da Acad. das Ciências de Lisboa, núm. II, pp. 15-55.
- VIDAL, L. M.: *Nota geológica y paleontológica sobre el Jurásico Superior de la provincia de Lérida*. Bol. IGME, Madrid, 1915.
- WOODWARD, A. S.: *On head of Hybodus delabechei, associated with dorsal finspines from the Lower Lias of Lyme Regis Dorsetshire*. Ann. Rept. Com. Yorks. Phil. Soc., 1889.

Recibido: Enero de 1988

## RESUMEN

La recopilación de nuevos datos de carácter bioestratigráfico obtenidos en investigaciones llevadas a cabo recientemente en la Cuenca Carbonífera Central y en la Región de Mantos, permite establecer una buena correlación entre las series carboníferas de dichas unidades. Estas series se analizan en este trabajo según una transversal Oeste-Este, revelándose el carácter fuertemente diacrónico de las formaciones que las integran, así como la disposición en forma de cuña del conjunto litoestratigráfico del Carbonífero Medio y Superior. Tales características son el resultado de una sedimentación que tuvo lugar bajo condiciones sinorogénicas.

## ABSTRACT

New data, mainly of a biostratigraphical nature from the Carboniferous series of the Central Coal Basin and Ponga Nappe, are compiled. These data established good correlations between the different sequences. The graphical representation of these correlations shows the remarkable diachronism of some lithostratigraphical levels, as well as a wedge shape thinning eastwards along the whole of the basin. These characteristics are the result of a sedimentation which took place under synorogenic conditions.

## 1. INTRODUCCION

En los últimos años ha tenido lugar un incremento notable de los estudios de todo tipo relacionados con el Carbonífero de la Zona Cantábrica (fig. 1), una de las partes que constituyen la Cordillera Hercínica Ibérica (LOTZE, 1945). Gracias a estas investigaciones han ido apareciendo numerosos datos de carácter sedimentológico, paleontológico y estructural que, sin embargo, por permanecer dispersos en la literatura geológica, no han facilitado hasta ahora el establecimiento de una visión de conjunto, acorde con estos nuevos conocimientos. Por esta razón ha parecido conveniente proceder a una recopilación de estas últimas aportaciones, especialmente aquellas relacionadas con cuestiones crono y bioestratigráficas, añadiendo a ellas algunos nuevos datos de la misma índole obtenidos por los autores.

En este trabajo se analizan a lo largo de una transversal Oeste-Este las características litológi-

(\*) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.  
(\*\*) División de Geología. IGME.

cas y cronoestratigráficas de las series carboníferas representativas de la Cuenca Carbonífera Central y de varias escamas pertenecientes a la Región de Mantos (también llamada Manto del Ponga) de JULIVERT (1967 a y b).

La relación de potencias y litologías y la presencia en ocasiones de depósitos discordantes, todo ello expresado junto a los datos cronoestratigráficos disponibles, permite evidenciar la notable variación lateral que experimentan las series estudiadas. Estas variaciones son el fruto de una sedimentación que se desarrolló predominantemente bajo condiciones sinorogénicas puesto que, como es sabido, los depósitos carboníferos están fuertemente ligados en su génesis a la actividad tectónica que propició el levantamiento del edificio estructural hercínico (JULIVERT, 1978).

## 2. LAS SERIES CARBONIFERAS

En la figura 2 se muestran de modo esquemático varias secciones que pueden ser consideradas



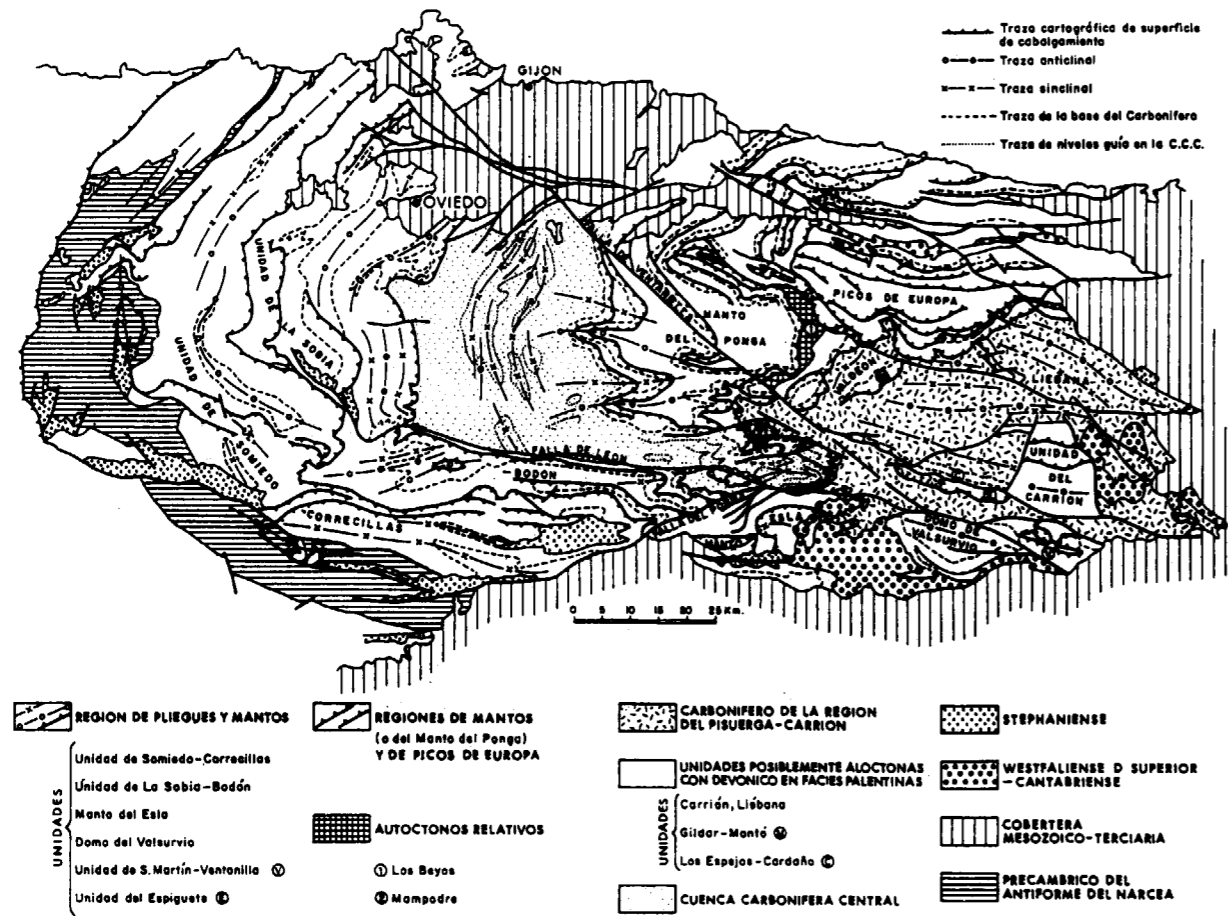


Figura 1.—Esquema estructural de la Zona Cantábrica (según RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1983).

como secciones representativas de la unidad estructural en la que están situadas. Estas columnas recogen únicamente las series de edad carbonífera y, por tanto, en ellas no están representadas las formaciones sobre las que se apoyan, constituidas esencialmente por materiales pertenecientes al Cámbrico, Ordovícico y Devónico Superior.

Los materiales más bajos que aparecen en la figura corresponden a la Formación Alba o «Caliza Griotte», de edad Turnesiense Superior-Serpujoviense Inferior (frecuentemente existen por debajo otros materiales carboníferos aún más antiguos que no se representan en este esquema). Sobre la Formación Alba la sucesión continúa en todos los casos con la Formación Barcaliente o parte inferior de la «Caliza de Montaña» que, al igual que la anterior, presenta características relativamente uniformes en la mayor parte de la Cordi-

lera Cantábrica. Su edad parece abarcar el resto del Serpujoviense.

A partir de la Formación Barcaliente las series estratigráficas de cada una de las distintas unidades estructurales contienen importantes diferencias, por lo que procederemos a una descripción somera e individualizada de cada una de ellas.

2.1. Estratigrafía de la Cuenca Carbonífera Central

La estratigrafía de la Cuenca Carbonífera Central (figs. 2 y 3), cuyo frente o borde oriental está constituido por el Manto de Laviana, ha sido ampliamente descrita por BLESS (1968), GARCÍA-LOYGORRI et alt. (1971, 1974), FEYS et alt. (1974) y, más recientemente, por SÁNCHEZ DE LA TORRE et alt.

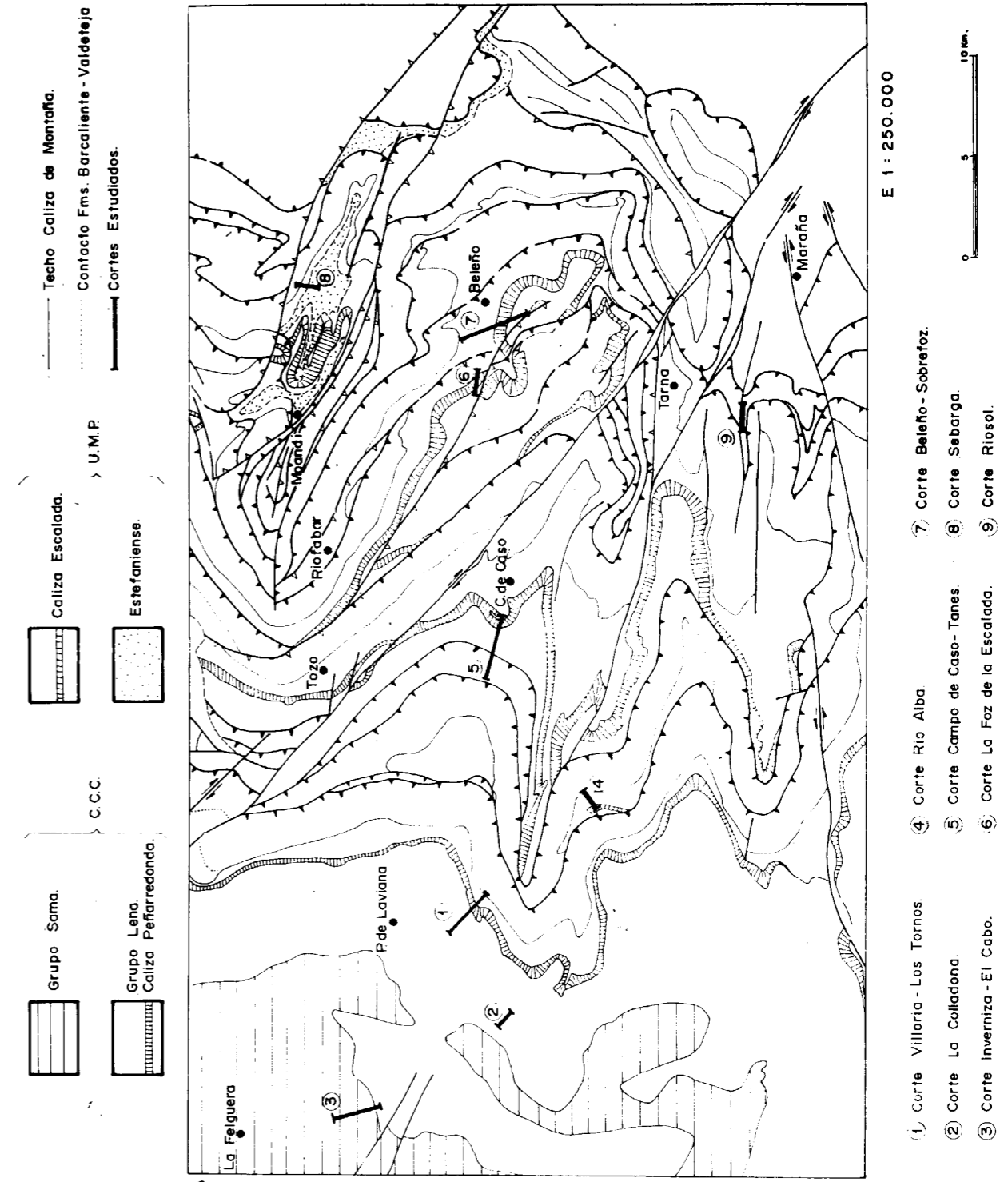


Figura 2.—Esquema general del área estudiada con la posición de las series estratigráficas analizadas.

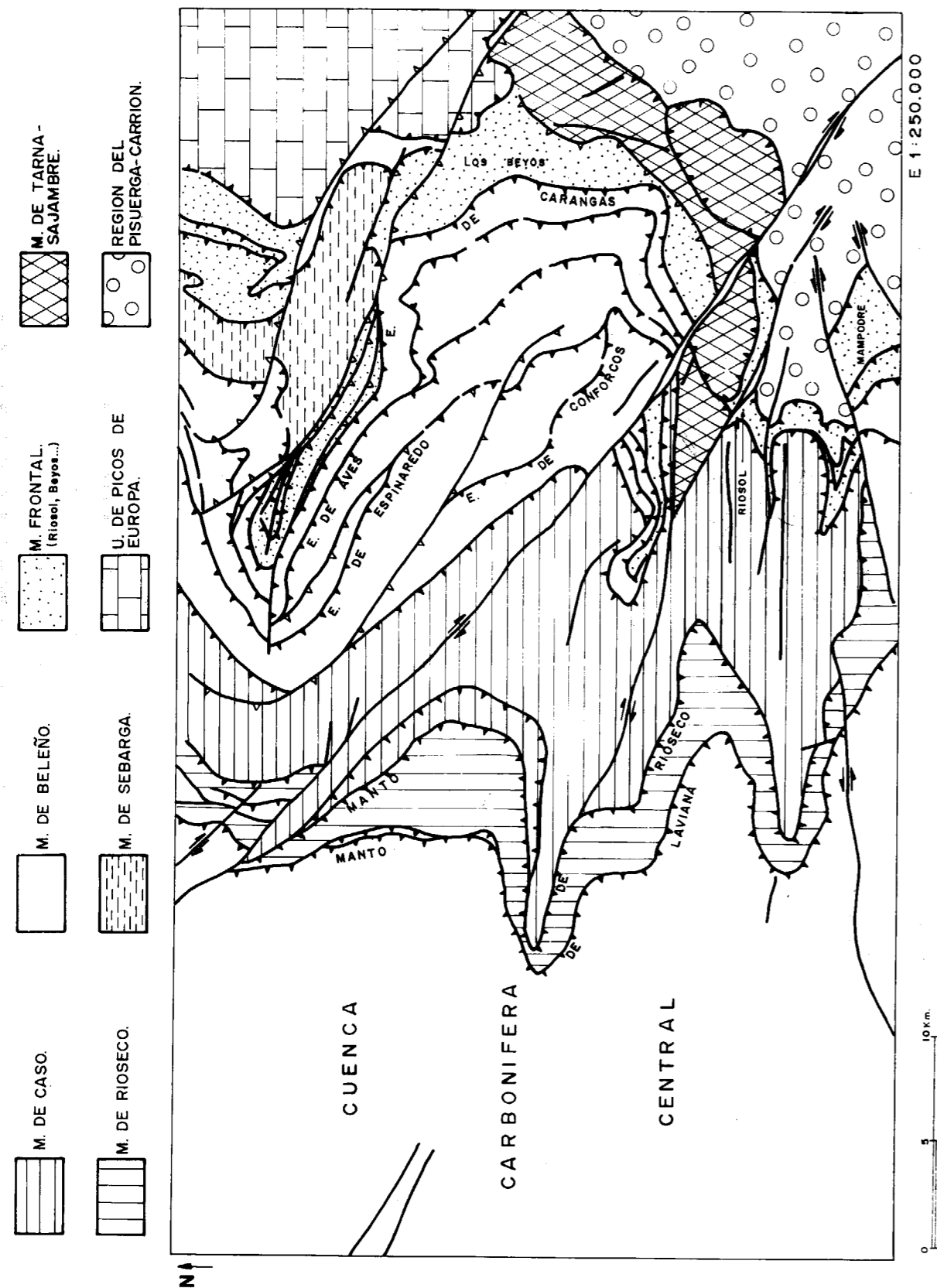


Figura 3.—Esquema estructural del Manto del Ponga (tomado de HEREDIA y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, in litt.)

(1983), LEYVA et alt. (1985), LUQUE et alt. (1985) y SAENZ DE SANTAMARÍA et alt. (1985).

Ya BARROIS (1982) distinguió dentro de la sucesión estratigráfica existente en la región dos grandes conjuntos, «Assisse de Lena» y «Assise de Sama», hoy considerados como grupos por numerosos autores y diferenciados esencialmente por la abundancia de calizas en el primero y su ausencia casi total en el segundo. Los trabajos llevados a cabo en la Cuenca Carbonífera Central a partir sobre todo de la década de 1960 consolidaron la utilización de nombres informales «paquetes», con amplia utilización en ambientes mineros. Así GARCÍA-LOYGORRI et alt. (1971) incluyeron dentro de la «Assisse de Lena» los paquetes Levinco, Llanón, Tendeyón, Caleras y Generalas y dentro de la «Assise de Sama» los paquetes San Antonio, María Luisa, Sotón, Entrerregueras, Sorriego, Modesta y Oscura.

En este trabajo utilizaremos los términos Grupo Lena y Grupo Sama en el sentido de ALLER (1986). Este autor incluye también en el Grupo Lena los niveles situados inmediatamente por encima de la Caliza de Montaña (Paquete Fresnedo y Caliza de Peña Redonda) y excluye del mismo el paquete superior (Paquete Generalas) por considerar que sus características (escasez de calizas, mayor abundancia de capas de carbón, etc.) lo diferencian netamente de los paquetes situados por debajo y lo aproximan a los propios de los paquetes superiores pertenecientes al Grupo Sama (fig. 4).

A grandes rasgos, la serie que se desarrolla sobre la Formación Barcaliente (fig. 4) comienza con una serie pelítica con finas intercalaciones de areniscas y limolitas (Paquete Fresnedo) de unos 470 metros de espesor (datos de LEYVA et alt., 1985, en el corte de Villoria-Los Tornos). A continuación aparece un importante paquete carbonatado de espesor variable (de 50 a 160 metros) al que GARCÍA-LOYGORRI et alt. (1971) llamaron «Caliza de Peña Redonda».

La Caliza de Peña Redonda representa la base del paquete siguiente, Paquete Levinco, y marca el comienzo de una potente secuencia en la que alternan frecuentes bancos de calizas con areniscas, limolitas, lutitas y alguna intercalación carbonosa. Este conjunto abarca los restantes paquetes que se consideran dentro del Grupo Lena (Llanón, Tendeyón y Caleras) y su espesor es de 2.300-2.500 metros. Por tanto, la potencia total del

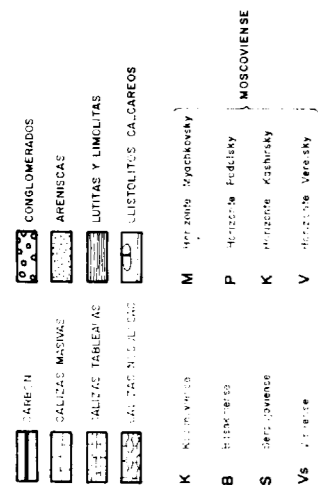
Grupo Lena se aproxima a los 3.000 metros o incluso los sobrepasa (datos tomados de LEYVA et alt., op. cit., y GARCÍA-LOYGORRI et alt., 1971) (figura 4).

Con el Paquete Generalas comienza una sucesión eminentemente terrígena formada por conglomerados, areniscas, limolitas, lutitas, abundantes capas de carbón y, aisladamente, alguna capa de calizas. Esta sucesión comprende el resto de los paquetes mencionados anteriormente y es equivalente al Grupo Sama en el sentido utilizado por ALLER (op. cit.). Su espesor es de unos 2.000 metros (fig. 4).

En cuanto a la edad de los diversos materiales que componen la serie de la Cuenca Carbonífera Central, se conocen numerosos datos obtenidos a partir de diferentes grupos paleontológicos, predominando, como es obvio, los datos derivados de fusulinas, braquiópodos y otros organismos marinos en los tramos inferiores (Grupo Lena) y aquellos obtenidos a partir del estudio de macro y microflore en los tramos superiores (Grupo Sama). Esta doble procedencia (marina y continental) de los datos paleontológicos, ha provocado la utilización de dos escalas cronoestratigráficas distintas dentro de un mismo ámbito geográfico, con los problemas de correlación que ello conlleva. Con objeto de referir en lo posible los datos a una sola escala, utilizaremos preferentemente la escala marina establecida en términos del Carbonífero de la Unión Soviética. Cuando los datos procedan de grupos cuyas edades se expresen normalmente en términos de la escala continental de Europa Occidental, se establecerá una correlación basada en las equivalencias propuestas por WAGNER e HIGDINS (1979) modificando la posición del límite Westfaliense C-D en el sentido señalado por MARTÍNEZ DÍAZ et alt. (1985). Por otra parte, entre la gran cantidad de datos paleontológicos procedentes de la Cuenca Carbonífera Central, mencionaremos solamente aquellos más recientes y de mayor significado cronoestratigráfico (para una revisión exhaustiva de la información anterior existente, véanse TRUYOLS & SÁNCHEZ DE POSADA, 1981, y TRUYOLS, 1983).

El primer tramo del que se ha obtenido una importante información cronoestratigráfica corresponde a la «Caliza masiva» o de «Peña Redonda». Los estudios recientes, basados en foraminíferos, de LEYVA et alt. (op. cit.) en el corte de Villoria-

E.



O.



Figura 4.—Columnas estratigráficas representativas de la Cuenca Carbonífera Central y del Manto del Ponga.

Los Tornos, han puesto de manifiesto la existencia de una mezcla faunística, con presencia conjunta de elementos bashkirienses y moscovienses; sin embargo, a pesar de esta posible imprecisión, este trabajo muestra que, en cualquier caso, el tránsito entre ambos pisos tiene lugar a lo largo de un intervalo situado dentro de dicha caliza. Según estos mismos autores, las primeras formas plenamente moscovienses (del horizonte Vereisky) aparecen en el corte citado, en la banda carbonatada inmediatamente superior a la «Caliza masiva». El límite entre los horizontes Vereisky y Kashirsky se produce también dentro del Paquete Levinco, en un nivel situado aproximadamente a unos 900 metros del techo local de la Formación Barcaliente. Siempre con datos referidos a foraminíferos, los autores citados señalan que el tránsito entre el Moscoviense Inferior y el Superior (es decir, entre los horizontes Kashirsky y Podolsky) tiene lugar coincidiendo aproximadamente con el límite entre los paquetes Llanón y Tendeyón.

Por otra parte, los estudios macro y microfloreológicos publicados en LUQUE et al. (1985) y en SÁENZ DE SANTAMARÍA et al. (1985) muestran que los paquetes siguientes al Paquete Tendeyón (incluido este mismo) tienen una edad del Westfaliense D. Al mismo tiempo la macrofauna de braquiópodos estudiada por MARTÍNEZ-CHACÓN en LUQUE et al. (op. cit.) señala que el tránsito entre los horizontes Podolsky y Myachkovsky se produce probablemente dentro del Paquete San Antonio (sin que se pueda descartar totalmente que pueda tener lugar dentro del paquete anterior, Generalas) mientras que, según estos mismos datos, el paquete María Luisa posee ya una fauna inequívocamente myachkoviense.

La edad de los últimos paquetes de la Cuenca (Sorriego, Modesta y Oscura) podría pertenecer enteramente al Westfaliense D Superior (es decir, al Myachkovsky en términos de la escala marina) según los hallazgos de flora fósil estudiados por LAVEINE en SÁENZ DE SANTAMARÍA et al. (op. cit.). Datos anteriores basados en fusulínidos (VAN GINKEL, 1973) ya señalaban para los paquetes Modesta y Oscura una edad Podolsky Superior-Myachkovsky (más probablemente este último horizonte) que encajan con los datos de flora citados.

2.2. Estratigrafía del Manto de Rioseco

La serie carbonífera del Manto de Rioseco (fi-

gura 3) fue estudiada por primera vez en MARTÍNEZ-ALVAREZ (1962), que describió la sección que aflora en el valle que desde Soto de Agües remonta el río Alba hasta el Monte Llaímo (fig. 2). En dicha sección la sucesión carbonífera suprayacente a la Formación Barcaliente está formada, de muro a techo, por 600 metros de lutitas con intercalaciones de areniscas, a las que sigue un tramo de calizas grises («Caliza masiva») de 50 a 60 metros de espesor y una serie predominantemente lutítica con alguna intercalación de areniscas. Aunque el autor mencionado continúa la sección por tramos supuestamente más altos, observaciones posteriores han permitido reconocer que dichos tramos constituyen en realidad una repetición de los anteriores debido a la presencia de un pliegue sinclinal. Los materiales superiores a la «Caliza masiva» apenas llegan a aflorar en esta unidad debido a que la serie está truncada por el cabalgamiento basal del Manto de Laviana (fig. 4).

Hasta el presente se carecía de datos paleontológicos directos que proporcionasen información acerca de la edad de la sucesión de la Unidad y de Rioseco y generalmente dicha edad le era atribuida por comparación con las series conocidas en las unidades vecinas. Recientemente, se ha localizado un nivel con fusulínidos en la parte media de la «Caliza masiva». Esta muestra, procedente de la misma sección descrita por MARTÍNEZ-ALVAREZ (op. cit.) ha proporcionado diversos ejemplares de fusulinas que corresponden a una nueva especie de *Profusulinella*, perteneciente a *P. ex gr. prisca* (DEPRAT, 1912) y que ha sido hallado también en otras localidades de la Cordillera Cantábrica en las que aparece asociada a formas de edad Moscoviense Inferior (horizonte Vereisky).

A pesar de que, como veremos más adelante, los diacronismos de las diversas formaciones que existen en las unidades que integran el Manto del Ponga son muy fuertes, creemos que los materiales carboníferos citados al principio de este apartado pueden ser asimilados a grandes rasgos a las formaciones Beleño, Escalada y Fito, descritas originalmente por VAN GINKEL (1965) en la región de Beleño.

2.3. Estratigrafía del Manto de Campo de Caso

Como estratigrafía representativa de esta unidad (fig. 3) se ha tomado la sucesión que aparece

en el corte Campo de Caso-Tanes (fig. 2), estudiado por LEYVA et alt. (1965 b).

En esta sección, sobre la Formación Barcaliente se desarrolla una sucesión predominantemente iutítica, de unos 1.000 m. de espesor, con intercalaciones de areniscas, limolitas y algunas capas de calizas en su parte superior y que dadas sus características litológicas es asimilable a la Formación Beleño; por encima existe un importante banco de calizas bioclásticas, de 300 m. de espesor, atribuible a la Formación Escalada y, finalmente, aflora una espesa secuencia, con unos 2.000 m. de potencia de areniscas, limolitas, lutitas, calizas y alguna capa de carbón que representa a la Formación Fito. Dentro de esta última formación, TRELLE et alt. (inédito) diferencian tres «paquetes» que denominan, de muro a techo, Prieres, Coballes y Tanes. El paquete Tanes se distingue de los dos primeros por la menor importancia que en él poseen las calizas, y por la mayor abundancia de capas de carbón. Los paquetes de Prieres y Coballes se distinguen entre sí, fundamentalmente, porque en el segundo son más abundantes las capas calcáreas que en el primero.

En sus tramos inferiores y medios la Formación Beleño apenas ha proporcionado, hasta ahora, datos paleontológicos. En cambio, los niveles finales en los que aparecen capas calcáreas alternando con lutitas y areniscas, presentan por lo general un buen contenido fosilífero. En estas capas, BREIMER (en MARTÍNEZ-ALVAREZ, op. cit.), WINKLER-PRINS (1968) y MARTÍNEZ-CHACÓN (1979) citan faunas de braquiópodos atribuidos al Kashiriense. Las fusulinas estudiadas en LEYVA et alt. (1985 b) y recogidas también en los tramos finales de la formación, indican igualmente una edad Kashiriense. Unas muestras de las citadas capas de calizas, tomadas en un afloramiento situado en la carretera de Cuevas a Tozo, proporcionaron asociaciones de fusulínidos cuya edad continúa siendo Kashirsky, pero a partir de las cuales probablemente se puede excluir la parte más alta de este horizonte (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et alt. in litt.).

La base de la formación siguiente, Formación Escalada, presenta a menudo señales evidentes de un cierto despegue, con la aparición de pequeñas cuñas (ALVAREZ MARRÓN, com. pers.), aunque en la sección estudiada este despegue no parece afectar a la continuidad de la serie.

En la unidad que nos ocupa, estos tramos basa-

les poseen una edad Kashirsky superior, como ya puso de manifiesto VAN GINKEL (1965) y posteriormente han confirmado LEYVA et alt. (1985 b) y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et alt. (opt. cit.). Según LEYVA et alt. (op. cit.) el tránsito entre los horizontes Kashirsky y Podolsky tiene lugar en la parte media de la formación. Para estos autores la base de la Formación Fito continúa teniendo una edad podolskiense, iniciándose el horizonte Myachkovsky a unos 600 m. del techo de la Formación Escalada, en niveles situados ya dentro del Paquete Coballes.

En el Collado de Prieres, situado al norte del corte de Campo de Caso-Tanes, TRELLE et alt. (op. cit.) han estudiado una sección que corta los dos primeros paquetes que componen la Formación Fito. Una muestra recogida a 580 m. de la base de la formación, en el paquete Coballes, ha proporcionado fusulinas que indican una edad todavía Podolsky Superior (VILLA en TRELLE, op. cit.) mientras que otra muestra del mismo paquete tomada en una banda calcárea situada a 760 m. de la base de la serie es ya Myachkovsky. Por otra parte, los palinomorfos estudiados por HORVATH en este mismo trabajo indican un Westfaliense D Inferior para un nivel del paquete Prieres situado a 260 m. de la base de la Formación Fito; esta edad corresponde sin duda al horizonte Podolsky, en términos del Carbonífero marino, puesto que se refiere a capas situadas por debajo de la primera muestra de fusulinas citadas más atrás. Otras muestras de palinomorfos estudiadas en distintas secciones de la región (HORVATH en TRELLE et alt., op. cit.), como son los cortes denominados «Las Cuevas» y «La Vulcan», señalan una edad Westfaliense D Superior para el paquete superior o Paquete Tanes. La edad suministrada por la microflora coincide con un dato anterior de macroflora debido a WAGNER (en MARTÍNEZ-ALVAREZ, op. cit.), quien cita una asociación florística del Westfaliense D en un nivel situado a poca distancia del techo de la Formación Escalada en el corte de Tanes.

#### 2.4. Estratigrafía del Manto de Beleño

Esta unidad fue definida por primera vez por JULIVERT (1967 b) y consta de varias escamas, de las cuales quizá las más representativas sean las denominadas de Espinaredo y de Aves (fig. 3) por ser en ellas donde afloran las series carboníferas más completas.

La secuencia que en esta unidad se desarrolla sobre la Formación Barcaliente presenta notables diferencias con respecto a la que hemos visto para las unidades anteriores (fig. 4). La más destacable es la presencia inmediatamente por encima de la mencionada formación de una sucesión de lutitas de colores verdosos y rojizos, con delgadas intercalaciones calcáreas; en los niveles lutíticos se encuentran frecuentemente nódulos de sílice, limonita o dióxido de manganeso de hasta 2 cm. Este paquete ha sido denominado por JULIVERT (1960) «serie roja inferior» o «serie abigarrada inferior»; posteriormente SJERP (1966) la definió formalmente con el nombre de Formación Ricacabiello. Su espesor varía sensiblemente, oscilando entre 5 y 35 metros.

Por encima de la Formación Ricacabiello aparece una potente secuencia predominantemente siliciclástica (Formación Beleño), en la que aparecen esporádicamente algunos bancos de calizas de reducido espesor, que hacia el techo de la serie adquieren una mayor importancia. La potencia total de la Formación Beleño, según BAHAMONDE (inédito) es de unos 600 m.

La Formación Beleño es seguida por el importante paquete de calizas bioclásticas con aspecto masivo que integran la Formación Escalada. Su espesor varía notablemente: en su localidad tipo, la Foz de la Escala (fig. 2), situada en la Escama de Espinaredo, alcanza la mayor potencia de todo el Manto del Ponga (430 m.), mientras que en la ladera sur del Pico Tiatordos, situado en la misma escama y a escasa distancia, llega prácticamente a desaparecer (HEREDIA y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, in litt.). En la Escama de Aves, cuya estratigrafía tomamos como modelo para la Unidad de Beleño, el espesor medio es de unos 200 metros.

Sobre la Formación Escalada se desarrolla la Formación Fito, potente sucesión (su espesor llega a alcanzar 800 m.), en la que alternan lutitas y calizas con alguna intercalación de areniscas. Constituye el techo de la serie carbonífera concordante. Por encima de ella, en la Escama de Aves, aparecen en ocasiones algunos materiales discordantes formados esencialmente por conglomerados (HEREDIA y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, in litt.).

Acerca de la edad de la más baja de las formaciones citadas, la Formación Ricacabiello, se ha publicado recientemente un trabajo (MARTÍNEZ-CHACÓN et alt., 1985) en el que a la vez que se

efectúa una recopilación y revisión de toda la información conocida hasta el momento, se dan a conocer nuevas aportaciones derivadas del estudio de diversos grupos paleontológicos. A la vista del conjunto de datos disponibles, estos autores se inclinan por asignar a la formación Ricacabiello una edad que abarca todo el Bashkiriense.

Los materiales que componen la Formación Beleño han suministrado escasos datos paleontológicos. El único hallazgo de cierta importancia procede de una localidad situada en el sector meridional del Manto del Ponga y consiste en una muestra conteniendo fusulínidos recogida en un lentejón calcáreo («Lázaro lense» de SJERP, 1966), situado a unos 250 m. de la base de la formación. Según SJERP (op. cit.) la edad más probable de la citada muestra es el horizonte Vereisky, aunque en un Bashkiriense Superior o un Kashirsky basal no pueden ser enteramente descartados. Por nuestra parte, hemos localizado recientemente algunos lentejones calcáreos situados en la base de la formación, que contienen abundantes foraminíferos. Se trata de unos afloramientos discontinuos de calizas bioclásticas que aparecen en la Collada de Moandi (fig. 2). En esta muestra se han identificado *Profusulinella staffellaeformis* KIREEVA, P. cf. *bona* GROZDILOVA & LEBEDEVA, *Aljutovella* ex gr. *aljutovica* (RAUSER), *Aljutovella* spp., *Pseudostafella gorskyi* (DUTKEVICH), *Ozawainella* ex gr. *tingi* (LEE) y *Eostafella* sp. entre otros foraminíferos. En conjunto estas microfaunas sugieren una edad moscoviense basal (horizonte Vereisky). A nuestro juicio el grado evolutivo de las *Aljutovellas* halladas en esta muestra es algo menos avanzada que el de la forma del «Lázaro Lense» descrita por SJERP. Esto sugiere que la edad de las calizas de la Collada de Moandi probablemente equivale a un nivel dentro del horizonte Vereisky, situado por debajo del que representa la muestra estudiada por SJERP, lo cual es acorde con la posición relativa dentro de la formación que ambas muestras, aunque bastante alejadas geográficamente, mantienen entre sí.

De todo lo anterior se desprende que podría asumirse como muy probable para el muro de la Formación Beleño una edad Vereisky basal. Su techo, en cambio, no ha podido ser datado en ninguna de las localidades comprendidas dentro de la unidad que nos ocupa, si bien una estimación del lapso de tiempo que debió abarcar el depósito de toda la formación podría ser efectuada basándose

nos en datos indirectos obtenidos a partir de los numerosos hallazgos paleontológicos que se han producido en la formación suprayacente o Formación Escalada.

El estudio de los niveles basales de la Formación Escalada muestran una edad sensiblemente distinta en las dos escamas (Espinardo y Aves) de la Unidad de Beleño. Así, muestras recogidas en la base de la formación en la localidad de Pandemules (al sur del pueblo de Riofabar (fig. 2) y en niveles con posición equivalente en la sección de la Foz de la Escalada, ambas situadas en la Escama de Espinaredo, han proporcionado fusulínidos de edad claramente Kashirsky Superior (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al., in litt.). En cambio, en el corte de la carretera de Beleño a Sobrefoz (Escama de Aves), la edad que tanto VILLA (1981) como VAN GINKEL (1983) han atribuido al muro de la Formación Escalada alcanza ya el Podolsky. El techo de esta misma formación parece presentar también edades ligeramente distintas en ambas escamas. En el corte de la Foz de la Escalada los tramos superiores han proporcionado fusulínidos que indican una edad Podolsky Superior Myachkovsky Inferior (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, et al., op. cit.). En el corte de Beleño a Sobrefoz, VAN GINKEL (1983) cita asociaciones de fusulínidos con edad probable del Podolsky Medio, localizadas en un nivel situado a techo del tercio inferior de la formación. En los tramos finales de este mismo corte, VILLA (1981, 1985) ha encontrado microfauas propias del Podolsky Superior.

En lo que a la Formación Fito se refiere, una muestra tomada en la primera de las bandas calcáreas que afloran en el corte de la Foz de la Escalada ha suministrado fusulínidos que sugieren una edad Myachkovsky Inferior (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al., op. cit.). Sin embargo, los niveles basales de esta misma formación en el corte de Beleño a Sobrefoz parecen pertenecer aún al Podolsky Superior (VAN GINKEL, 1965, 1983); en este corte sólo las últimas bandas carbonatadas presentan formas que permiten suponer una edad Myachkovsky (VILLA, 1981, 1985).

Sobre la Formación Fito afloran al sur de Beleño (fig. 2) un conjunto de sedimentos discordantes que no han podido ser datados con precisión, pero tanto por su posición en la serie (se apoyan sobre materiales de edad Myachkovsky) como por su litología (conglomerados, arenas, lutitas y calizas) son asimilables a los sedimentos discordan-

tes de la U. de Sebarga (fig. 2), por lo que es posible suponer para ellos una edad Kasimoviense.

### 2.5. Estratigrafía del Manto de Sebarga

Esta unidad, introducida por JULIVERT (1967 a), representa en la región en la que fue definida, la parte frontal del Manto del Ponga (fig. 3). La estratigrafía del Carbonífero Medio, desde la Formación Ricacabiello a la Formación Escalada, no presenta grandes diferencias con respecto a la que se ha descrito para la unidad anterior (fig. 4); únicamente se aprecian variaciones en los espesores y, en algunos casos, en las edades de los límites de las formaciones. En cambio, a techo de la Formación Escalada se produce una diferencia sustancial: en vez de los materiales de la Formación Fito, presentes en las unidades más occidentales, en la unidad de Sebarga nos encontramos que sobre la Formación Escalada se apoya una serie discordante formada esencialmente por conglomerados, areniscas, lutitas y calizas, con un espesor que puede alcanzar más de 200 metros (JULIVERT, 1967a; MARTÍNEZ-GARCÍA et al., 1985; COLMENERO y BAHAMONDE, 1986).

En la Unidad de Sebarga, la Formación Ricacabiello no parece presentar variaciones con respecto a la edad que posee en la Unidad de Beleño (MARTÍNEZ-CHACÓN et al., op. cit.). Aunque se carece de datos paleontológicos directos, parece probable que tampoco existen variaciones con respecto a la base de la Formación Beleño. En cambio, el techo de esta formación podría alcanzar niveles superiores a los que posee en la Unidad de Beleño, según parece deducirse de la edad sensiblemente más joven que presenta la Formación Escalada en este área. En efecto, según los fusulínidos estudiados por RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al. (op. cit.) la base de la Formación Escalada en la Unidad de Sebarga es ya Podolsky Superior. Este dato corrobora otros que en los últimos tiempos vienen señalando el carácter diacrónico de esta formación, sugerido ya por BLESS & WINKLER PRINS (1973) y confirmado en varios trabajos recientes, especialmente por lo que a la Unidad de Sebarga se refiere, en MARTÍNEZ GARCÍA et al. (op. cit.). En este último trabajo se cita una asociación de fusulínidos, encontrada en el techo de la formación, que sugiere como más probable una edad del Myachkovsky Inferior.

Las primeras dataciones de los materiales discordantes presentes en esta unidad se deben a WAGNER (1965, 1970), quien a partir del estudio de la macroflora propuso para ellos una edad estefaniense sin más precisiones. Las calizas marinas, que en diversos puntos constituyen la base de la serie discordante, han suministrado fusulínidos que señalan un Kasimoviense basal (MARTÍNEZ GARCÍA et al., op. cit.).

### 2.6. Estratigrafía del Manto de Riosol

SJERP (1966) y JULIVERT (1967 b) son los primeros autores que mencionan la existencia de la Unidad de Riosol. Esta unidad (fig. 3) se prolonga por las zonas de Peña Ten y Los Beyos hacia el norte y por el macizo de Mampodre hacia el sur. La serie carbonífera que aflora en ella presenta notables peculiaridades, la Formación Barcaliente presenta una potencia bastante menor de la que es común en gran parte de la Cordillera Cantábrica, ya que en algunas zonas, como son las escamas frontales de la unidad, no sobrepasa los 40 ó 50 metros. En cambio, la potencia de la Formación Ricacabiello, situada inmediatamente por encima, es relativamente elevada (50-60 metros). La serie carbonífera culmina en esta unidad con la Formación Beleño, cuya estratigrafía presenta aquí caracteres algo distintos a los que posee en el resto del Manto del Ponga. Esencialmente, estas diferencias consisten en una mayor abundancia de los términos de areniscas y sobre todo en la presencia hacia el techo de brechas calcáreas y bloques de calizas aparentemente deslizados.

Desgraciadamente, no se dispone de datos de edad procedentes de esta unidad, ya que hasta el momento no han sido encontrados en ellas niveles fosilíferos del tipo de los que en otras zonas se encuentran en la parte alta de la Formación Beleño. Por otra parte, la ausencia de la Formación Escalada podría ser debida a que la serie esté truncada por el Manto del Campo de Caso, pero también podría ocurrir que los tramos superiores de la Formación Beleño, en los que son visibles síntomas claros de inestabilidad, representen el final real de la secuencia sedimentaria y su edad pudiese ser equivalente a la que la Formación Escalada posee en otras regiones.

## 3. CONCLUSIONES

De la observación de las columnas estratigráficas representadas en la figura 4 se desprenden algunas consideraciones referidas tanto al carácter litológico de las formaciones como a las variaciones en edad y espesor que éstas presentan en cada una de las series.

En primer lugar, es posible establecer una cierta relación en cuanto a litología entre las formaciones de la Cuenca Carbonífera Central y las del Manto del Ponga: el Grupo Lena presenta a grandes rasgos unas características litológicas parecidas a las que ofrece el conjunto de las formaciones Beleño, Escalada y Fito, con excepción en esta última del «Paquete Tanes». Este paquete, presente tan sólo en la Unidad de Caso, posee características similares a las de la parte basal del Grupo Sama.

Por otro lado, llama también la atención la fuerte disminución hacia el este del espesor de los materiales que se depositaron durante el intervalo Serpujoviense-Bashkiriense y, en general, la reducción que en este mismo sentido sufren las potencias de cada uno de los tramos correspondientes a los distintos intervalos de tiempo representados. Una observación más, posiblemente en conexión con la anterior, se refiere a la localización de la Formación Ricacabiello que, como se expresa en la figura 3, existe tan sólo en las tres unidades más orientales.

Comparando las distintas columnas vemos que, a grandes rasgos, el orden de aparición de las secuencias sedimentarias es más o menos similar en cada una de aquéllas, si bien las edades de las secuencias van siendo progresivamente más jóvenes hacia el este. En este sentido, un hecho destacable lo constituye la distinta edad con la que se produce en cada serie la aparición del primer tramo carbonatado de importancia, posterior a la Formación Barcaliente: en la Cuenca Carbonífera Central la «Caliza de Peña Redonda» tiene una edad que corresponde al Tránsito Bashkiriense-Moscoviense; en las unidades más orientales el tramo equivalente o Formación Escalada, presenta las edades siguientes: Vereysky (E. de Rioseco), Kashirsky Superior-Podolsky (U. de C. de Caso y E. de Espinaredo de la U. de Beleño), Podolsky (E. de Aves, en la U. de Beleño) y Podolsky Superior-Myachkovsky (U. de Sebarga).

Por encima de la banda calcárea aludida ante-

riormente se desarrolla en varias de las series analizadas una secuencia mixta terrígeno-carbonatada (representada por el Grupo de Lena en la C. C. C. y por los paquetes Prieres y Coballes de la Formación Fito en la U. de Campo de Caso). Del mismo modo que sucede con la Caliza de Peña Redonda y con la Formación Escalada, en este caso ocurre también que las secuencias con frecuentes bandas de calizas abarcan edades progresivamente más jóvenes a medida que nos desplazamos hacia el este.

En dos de las series (C. C. C. y Unidad de C. de Caso) sobre la secuencia mixta con abundantes calizas se desarrolla una sucesión predominantemente terrígena (el Grupo Sama en la C. C. C. y el Paquete Tanes de la Formación Fito en la U. de C. de Caso), cuyo comienzo tiene lugar en edades igualmente más jóvenes hacia el este: el Grupo Sama comienza a depositarse en tiempos podolskienses mientras que el Paquete Tanes lo hace ya durante el Myachkovsky.

En las unidades más occidentales la serie culmina en el Moscoviense sin que lleguen a depositarse materiales discordantes. En una escama de la Unidad de Beleño (E. de Aves) y en la Unidad de Sebarga, en cambio, las series finalizan con materiales discordantes del Carbonífero Superior que se apoyan sobre sedimentos del Carbonífero Medio (sedimentos pertenecientes al horizonte Myachkovsky del Moscoviense Superior).

Finalmente, parece también destacable que mientras en la Escama de Aves no llega a desarrollarse la secuencia terrígena que constituye el «paquete» superior de la Formación Fito (Paquete Tanes), en la Unidad de Sebarga es ya toda la Formación Fito la que está ausente. En esta unidad la serie finaliza con materiales discordantes del Kasimoviense que se apoyan directamente sobre la Formación Escalada; ésta, por otra parte, presenta aquí una edad semejante a la que tiene la Formación Fito (o al menos parte de ella) en las unidades más occidentales.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los doctores A. Pérez Estaún y L. C. Sánchez de Posada, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, y a L. R. Rodríguez Fernández, de la División de Geología del

I. G. M. E., la lectura crítica del manuscrito original y sus valiosas sugerencias.

#### BIBLIOGRAFÍA

- ALLER, J. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Serv. Publ. Princ. Asturias, 1-180.
- BAHAMONDE, J. R. (1985): *Estratigrafía y sedimentología de la Formación Beleño en la Hoja núm. 54 (Rioseco) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Inst. Geol. Min. Esp. (inédito).
- BARROIS, CH. (1882): *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Mem. Soc. Geol. Nord., 2 (1), 1-630.
- BLESS, M. J. M. (1968): *On two hollinid ostracode genera from the Upper Carboniferous of north western Spain*. Leidse Geol. Meded., 43, 157-212.
- BLESS, M. J. M., y WINKLER-PRINS, C. F. (1973): *Palaeology of Upper Carboniferous strata in Asturias (N Spain)*. C. R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Krefeld 1971, 2, 129-138.
- COLMENERO, J. R., y BAHAMONDE, J. R. (1986): *Análisis estratigráfico y sedimentológico de la cuenca estefaniense de Sebarga (Región de Mantos, Zona Cantábrica)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 16, 103-119.
- FEYS, R.; GARCÍA-LOYGORRI, A., y ORTUÑO, G. (1974): *Stratigraphie des faisceaux productifs du Bassin Central des Asturies (Espagne)*. C. R. VII Congr. Estr. Geol. Carb., Krefeld, 1971, 3, 27-44.
- GARCÍA-LOYGORRI, A. (1974): *Caractères généraux du Bassin Central des Asturies (Espagne)*. C. R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Krefeld, 1971, 3, 111-127.
- GARCÍA-LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE, C.; GERVILLA, M.; GREFFER, CH., y FEYS, R. (1971): *El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 101-150.
- GINKEL, A. C. VAN (1965): *Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains*. Leidse Geol. Meded., 34, 1-225.
- GINKEL, A. C. VAN (1973): *Carboniferous fusulinids of the Sama Formation (Asturias, Spain)*. I. *Hemifusulina*. Leidse Geol. Meded., 49 (1), 85-123.
- GINKEL, A. C. VAN (1983): *Carboniferous fusulinids in a coastal section near Pendueles (Asturias, Spain)*. Leidse Geol. Meded., 52, 193-263.
- HEREDIA, N., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (in litt.): *Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, Hoja núm. 14-05 (Rioseco), 2.ª Serie MAGNA*. Inst. Geol. Min. España.
- HEREDIA, N., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1988): *Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Coballes-Tanes (Asturias, NO de España)*. Bol. Geol. Min., t. XCIX, 2.º Fasc., IGME, Madrid.

- JULIVERT, M. (1960): *Estudio geológico de la Cuenca de Beleño, valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXXI, 1-346.
- JULIVERT, M. (1967a): *La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 1, 1-26.
- JULIVERT, M. (1967b): *La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 1, 59-76.
- JULIVERT, M. (1971): *Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain*. American Jour. Sci., 270, 29 pp.
- JULIVERT, M. (1978): *Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in northwestern Spain: a model of deformation sedimentation relationships*. Z. Dtsch. Geol. Ges., 129, 562-592.
- LEYVA, F.; GRANADOS, L. F.; SOLOVIEVA, M. N.; LAVEINE, J. P.; LYS, M.; LOBOZIAK, S.; MARTÍNEZ-DÍAZ, C.; BROUMISCHE, C.; CANDILIER, A. M., y GARCÍA CORTÉS, A. (1985a): *La estratigrafía del Carbonífero Medio en el área de Villoria-Los Tornos-La Colladona (Sector Oriental de Cuenca Central)*. C. R. X Congr. Estrat. Geol. Carb. Madrid, 1983, 1, 213-231.
- LEYVA, F.; GRANADOS, L. F.; SOLOVIEVA, M. N.; LAVEINE, J. P.; LYS, M.; LOBOZIAK, S.; MARTÍNEZ-DÍAZ, C.; BROUMISCHE, C.; CANDILIER, A. M.; GARCÍA CORTÉS, A., y ESNAOLA, J. M. (1985b): *La estratigrafía del Carbonífero Medio del Campo Caso-Tanes (Sector Central de la Región de Mantos)*. C. R. X Congr. Estrat. Geol. Carb. Madrid, 1983, 1, 231-249.
- LOTZE, F. (1945): *Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, 78-92.
- LUQUE, C.; GERVILLA, M.; SAENZ DE SANTA MARÍA, J. A.; LEYVA, F.; LAVEINE, J. P.; LOBOZIAK, S., y MARTÍNEZ CHACÓN, M. L. (1985): *Características sedimentológicas de los paquetes productivos en el corte de la Inverniza-El Cabo (Cuenca Central Asturiana)*. C. R. X Congr. Estrat. Geol. Carb. Madrid, 1983, 1, 269-281.
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1962): *Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias*. Inst. Estud. Astur., 1-229.
- MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L. (1979): *Braquiópodos carboníferos de la Cordillera Cantábrica (Orthida, Strophomenida, Rynchonellida)*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 96, 1-291.
- MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C., y TRUYOLS, J. (1985): *Aportaciones al conocimiento de la Formación Ricacabiello (Carbonífero de la Zona Cantábrica, N. de España) y su contenido Paleontológico*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 15, 53-65.
- MARTÍNEZ DÍAZ, C.; GRANADOS, L. F.; LEYVA, F.; LAVEINE, J. P.; SOLOVIEVA, M. N.; REITLINGER, E. A.; GERVILLA, M.; LOBOZIAK, S.; BROUMISCHE, C.; CANDILIER, A. M.; PENDAS, F., y HORVATH, V. (1985): *Aportaciones a la Cronoestratigrafía del Carbonífero Medio de Asturias y nuevos datos para un intento de correlación de las escalas marinas y continentales*. C. R. X Congr. Estrat. Geol. Carb. Madrid, 1983, 1, 249-269.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E.; RODRÍGUEZ-ARANGO, R., y VILLA, E. (1985): *The unconformable marine kasimovian strata of the Sellaño Basin*. Carboniferous of the Iberian Peninsula. An. Fac. Cienc. Porto, Suppl., vol. 64, 35-40.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; BARBA, P.; VILLA, E.; GALLASTEGUI, G., y LEYVA, F. (in litt.): *Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000. Hoja 14-05 (Rioseco)*. 2.ª Serie MAGNA. Inst. Geol. Min. de España.
- SAENZ DE SANTAMARÍA, J. A.; LUQUE, C.; GERVILLA, M.; LAVEINE, J. P.; LOBOZIAK, S.; BROUMISCHE, C.; COQUEL, R., y MARTÍNEZ-DÍAZ, C. (1985): *Aportación al conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Carbonífero productivo de la Cuenca Central Asturiana*. C. R. X Congr. Estr. Geol. Carb. Madrid, 1983, 1, 281-303.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA-VILLAR, J. A.; COLMENERO, J. R.; GARCÍA RAMOS, J. C., y GONZÁLEZ LASTRA, J. (1983): *Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica*. Carbonífero y Pérmico de España, Serv. Pub. IGME, 133-149.
- SJERP, N. (1966): *The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse Geol. Meded., 39, 55-128.
- TRELL, A.; LEYVA, F.; VILLANUEVA, M. L.; HEREDIA, N.; VILLA, E., y HORVATH, V. (inédito): *Estudio Geológico-Minero de la Cuenca Carbonífera de la Mareá-Coballes (2.ª Fase)*. Sectores de Infiesto-Sevares y Coballes-Tanes. Fondo Documental del IGME, I, 1-127.
- TRUYOLS SANTONJA, J. (1983): *El Carbonífero Inferior y Medio de la región del Ponga*. En *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, pp. 82-94.
- TRUYOLS, J., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1981): *Correlaciones bioestratigráficas en el Carbonífero Pre-Estefaniense de la Cordillera Cantábrica (España)*. R. Acad. Cienc. Ex. Fís. Nat. (PICG), 2.ª parte, 31-60.
- VILLA, E. (1981): *Datos sobre el contenido en fusulinidos de las formaciones Escalada y Fito de la Cuenca de Beleño (Asturias, NO de España)*. Revista Geol. Ast., XXV, 1-2, 9-12.
- VILLA, E. (1985): *Foraminíferos de la región Oriental de Asturias (Cordillera Cantábrica, N de España)*. C. R. X Congr. Est. Geol. Carb. Madrid, 1983, 327-333.
- WAGNER, R. H. (1965): *Paleobotanical dating of upper carboniferous folding phases in NW Spain*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 66, 1-169.
- WAGNER, R. H. (1970): *An outline of the Carboniferous Stratigraphie of North-Western Spain*. In M. STREEL and R. H. WAGNER, ed.: *Colloque sur la stratigraphie du Carbonifere*. Congr. Coll. Univ. Liege, 55, 429-463.
- WAGNER, R. H., y HIGGINS, A. C. (1979): *The Carboniferous of the USSR: its stratigraphic significance and outstanding problems of world-wide correlation* (en WAGNER, R. H.; HIGGINS, A. C., y MEYEN, S. V., eds.: *The Carboniferous of the USSR*). Yorkshire Geological Society. Occasional publication, núm. 4, 5-22.
- WINKLER PRINS, C. P. (1968): *Carboniferous Productidina y Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain)*. Systematics, Stratigraphy and Palaeoecology. Leidse Geol. Meded., 43, 41-126, 9 pls.

MINERIA

# Estudio de concentración del mineral de Estaño de la mina «Santa Elisa» (Zamora)

Por R. ALVAREZ RODRIGUEZ, D. GOMEZ-LIMON, J. GARCIA GARZON y C. RUIZ (\*)

RESUMEN

Este estudio muestra que el mineral es fácil de concentrar permitiendo una posible etapa de preconcentración gravimétrica a tamaños inferiores a 8 mm., y que el tamaño de liberación de la casiterita es de 1 mm. Además, hace posible un deslamado fácil y sin pérdidas notables. Un aspecto singular es la relativamente abundante presencia de un mineral oxidado complejo de estaño, hierro y arsénico que aumenta las pérdidas en gravimetría y fundamentalmente en la concentración magnética final.

ABSTRACT

This research shows that the ore has an easy concentration and allows a step of gravity preconcentration in sizes smaller than 8 mm. and the liberation size of the cassiterite is 1 mm. Moreover it's possible to deslime without much wastage. A singular aspect is the abundant presence of a tin, iron and arsenic oxidized complex mineral that increases the gravimetric losses and in the last magnetic concentration mainly.

RESUME

Cette étude montre que le minerai est facilement concentrable permettant une possible étape de préconcentration gravimétrique en grosseurs inférieures a 8 mm. et que la taille de liberation de la casitérite est de 1 mm. De plus il permet enlever les slimes facilement et sans pertes importantes. Un aspect étonnant est la présence relativement abondante d'un minerai oxydé complexe d'étain, fer et arsénic, qui augmente les pertes en gravimetrie et surtout dans la concentration magnétique finale.

1. INTRODUCCION Y CARACTERIZACION DE LA MUESTRA

La mina Santa Elisa se encuentra situada en el término municipal de Arcillera, a pocos kilómetros de Alcañices (Zamora), y en la actualidad está parada. La mineralización estannífera se halla preferentemente en las salbandas de una red de filones y filoncillos de cuarzo que atraviesan las pizarras.

Este trabajo forma parte de un proyecto de investigación del Instituto Geológico y Minero de España para la mejora de la concentración de minerales de estaño y wolframio.

Tomada una muestra media del mineral reci-

bido, da el análisis expuesto en la tabla 1, y que corresponde a la entrada en tratamiento que tenía la mina, previa eliminación del estéril grueso.

TABLA 1  
Análisis de la muestra media

SiO <sub>2</sub> ... ..	63,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	16,98
TiO <sub>2</sub> ... ..	0,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	6,98
MnO ... ..	0,26
CaO ... ..	0,08
MgO ... ..	1,33
Na <sub>2</sub> O ... ..	0,26
K <sub>2</sub> O ... ..	4,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	0,08
SnO <sub>2</sub> ... ..	0,54 (0,42% Sn)
Pérdida de calcinación ...	1,06

También contiene pequeñas cantidades de arsénico, plomo, azufre y cinc. Es de destacar la ausencia de tántalo y niobio, así como de wolframio.

2. ESTUDIO DE LIBERACION DEL ESTAÑO

La muestra se tritura a menos de 10 mm. y las diversas fracciones granulométricas se tratan por dos líquidos densos (para obtener tres productos), que son bromoformo, de densidad 2,82, e ioduro de metileno, de densidad 3,30.

En la tabla 2 se exponen los resultados de la granulometría, con las leyes en estaño obtenidas a partir de los ensayos en líquidos densos.

TABLA 2  
Granulometría del triturado a — 10 mm.

Tamaño	% peso	% Sn
+ 8 ... ..	3,29	n.a.
+ 4 ... ..	18,54	0,735
+ 2 ... ..	15,76	0,965
+ 1 ... ..	8,21	0,750
+ 0,5 ... ..	5,85	0,585
- 0,5 ... ..	48,35	0,139

Se observa en esta tabla 2 que las distintas fracciones tienen leyes parecidas, excepto la inferior, en que es bastante más baja, lo que indica una tendencia de la casiterita y otros minerales portadores de estaño a no degradarse en cuanto a tamaño, característica que favorece su concentración.

Los resultados de las separaciones en líquidos densos de las fracciones por encima de 0,5 mm. se exponen en las tablas 3 y 4.

Del examen de estas tablas se deduce que según baja el tamaño disminuye la ley en estaño en la fracción más ligera, así como la distribución de estaño en la misma, indicando una mejor liberación.

La fracción de densidad intermedia baja de ley acusadamente según se disminuye el tamaño, pero su distribución de estaño es casi igual.

La fracción de mayor densidad también dismi-

TABLA 3  
Leyes de fracciones densimétricas

Fracción granulométrica (mm.)	Ley % Sn		
	<2,82 g/cm <sup>3</sup>	2,82 < d < 3,30	>3,30 g/cm <sup>3</sup>
+ 4 ... ..	0,08	0,288	36,50
+ 2 ... ..	0,069	0,218	36,20
+ 1 ... ..	0,054	0,132	20,47
+ 0,5 ... ..	0,038	0,088	11,57

TABLA 4  
Distribución del Sn en las fracciones densimétricas

Fracción granulométrica (mm.)	Distribución Sn %		
	<2,82 g/cm <sup>3</sup>	2,82 < d < 3,30	>3,30 g/cm <sup>3</sup>
+ 4 ... ..	8,46	8,08	83,46
+ 2 ... ..	5,59	4,39	90,02
+ 1 ... ..	4,72	5,48	89,80
+ 0,5 ... ..	4,02	5,03	90,95

nuye su ley en los tamaños menores, pero aumenta de tal forma su porcentaje en peso, que la distribución o recuperación del estaño sube desde un 83,5 por 100 en la fracción de más de 4 mm. hasta un 90,95 por 100 en la de más de 0,5 mm., indicando que se están liberando al mismo tiempo que los minerales de estaño cantidades mayores de otros minerales pesados como los óxidos de hierro.

Con objeto de determinar la liberación real de los minerales de estaño, se han estudiado con microsonda las fracciones más densas de los tamaños +0,5 mm. y +1 mm.

En la fracción mayor de 1 mm. hay muy pocos granos totalmente o casi totalmente liberados, tales como los que se muestran en la foto número 1, donde se señalan las diferentes partículas con los símbolos químicos de los elementos mayoritarios detectables por el aparato en cada uno de los minerales. La casiterita es el mineral de color más claro, el cuarzo el más oscuro, pero destacando sobre el fondo negro, los silicatos son algo más claros que el cuarzo, y de un gris inter-

(\*) Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. Instituto Geológico y Minero de España.

medio los óxidos de hierro y manganeso. Es interesante hacer notar el grano de la parte inferior derecha que aparece cortado por el borde de la fotografía, ya que contiene un mineral de estaño diferente de la casiterita y sobre el que volveremos más adelante.

La foto número 2 es un caso de partícula mixta muy abundante ya que los mixtos se componen, con gran frecuencia, de casiterita con cuarzo o silicatos.

En la foto número 3 está aislado el grano antes mencionado, que es un mixto de casiterita, cuarzo, óxido de hierro (marcado como Fe) y el citado mineral (¿Varlamoffita?), que, por cierto, es bastante abundante en el total de la muestra. En la foto número 4 se presenta la imagen de rayos X del estaño, en la foto número 5 la imagen de rayos X del hierro y en la número 6 la de silicio, que hacen muy fácil la identificación de todos los minerales componentes y su distribución exacta. Este mineral complejo presenta un aspecto algo oqueroso o poroso (3).

La fotografía número 7 presenta dos imágenes, la mitad inferior es de otra partícula del citado mineral y en la mitad superior se presenta la zona del recuadro ampliada, donde se aprecia en el centro una zona de casiterita sin hierro.

En el caso de la fracción de más de 0,5 mm. el porcentaje de granos liberados es grande, aunque hay todavía bastantes granos mixtos como se aprecia en las foto 8 y 9, en que las zonas pequeñas más blancas son casiterita, aunque no están marcadas. En la foto número 9 se observa también otro grano del mineral de estaño y hierro. Los mixtos suelen tener cuarzo, aunque también los hay con óxidos de hierro.

En la foto número 10 se presenta otro grano típico del mineral complejo de estaño proveniente de la fracción magnética del concentrado denso de +0,125 mm.

El mencionado mineral complejo de estaño que podría caer dentro de la ambigua denominación de varlamoffita, está siendo estudiado más profundamente con objeto de determinar mejor sus características ópticas y químicas. Estas últimas parecen ser algo variables, aunque siempre contiene fundamentalmente estaño, hierro y arsénico, y a veces aparecen pequeñas cantidades de otros elementos. Un espectrograma de

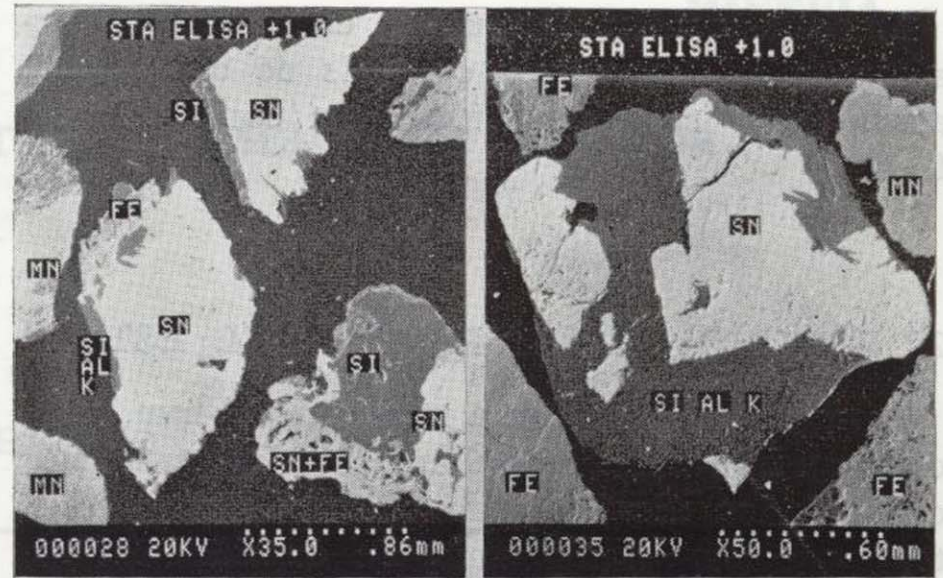


Foto 1

Foto 2

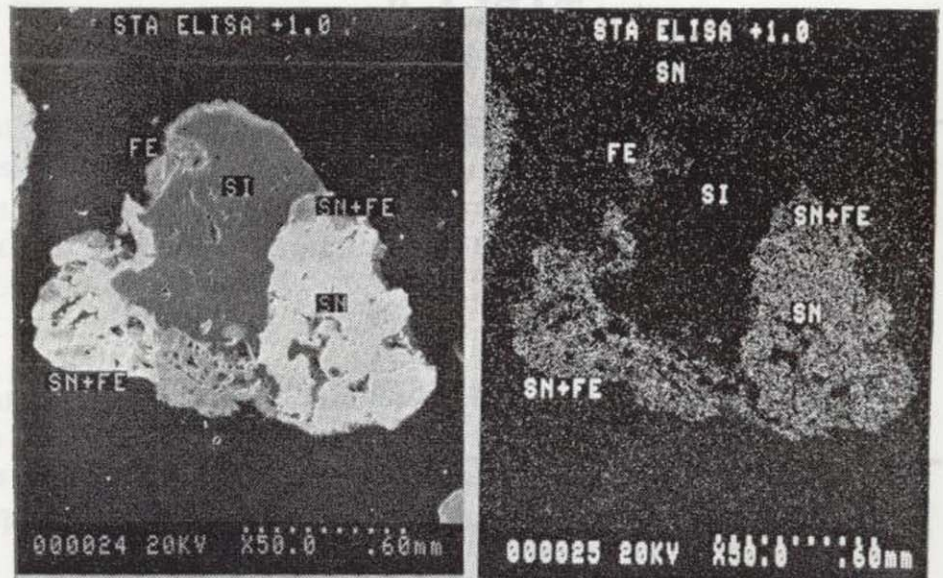


Foto 3

Foto 4

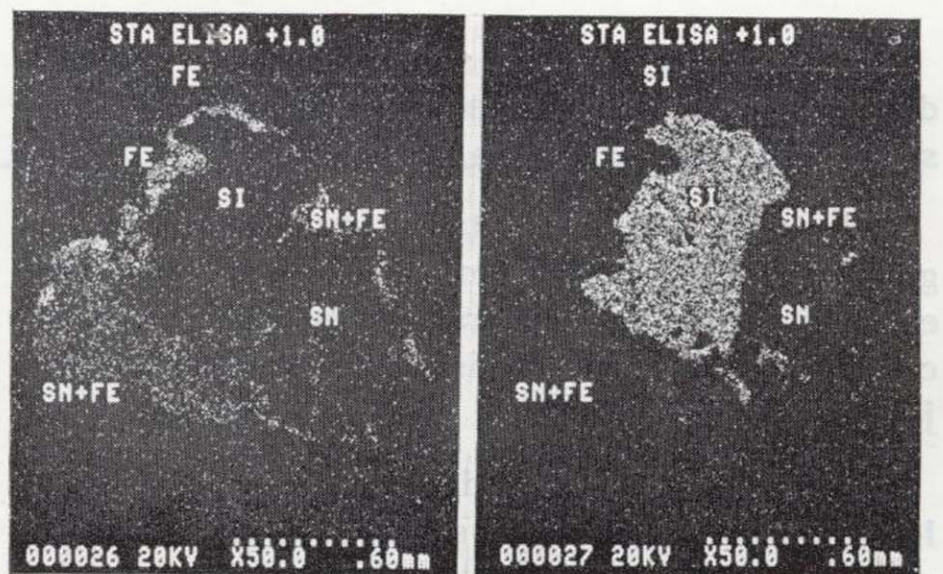


Foto 5

Foto 6



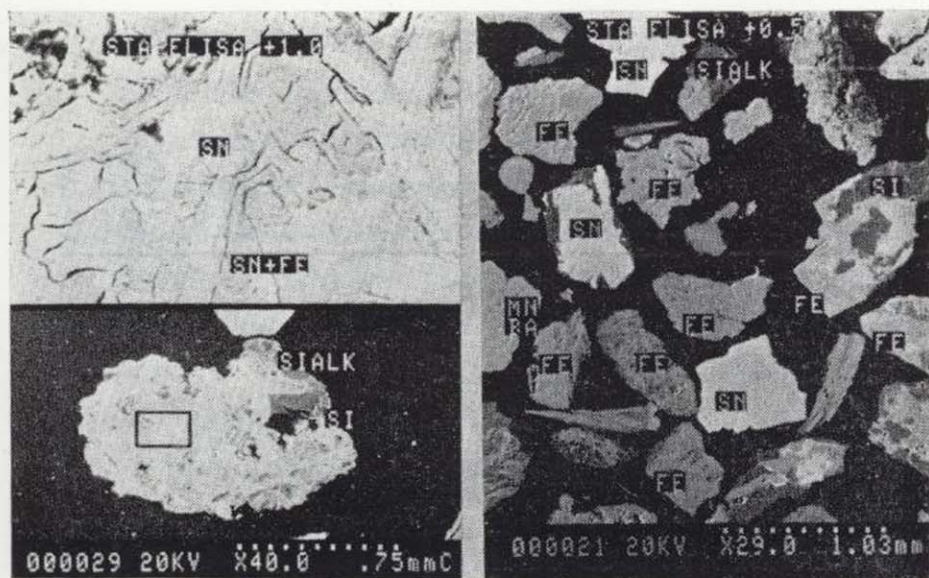


Foto 7

Foto 8

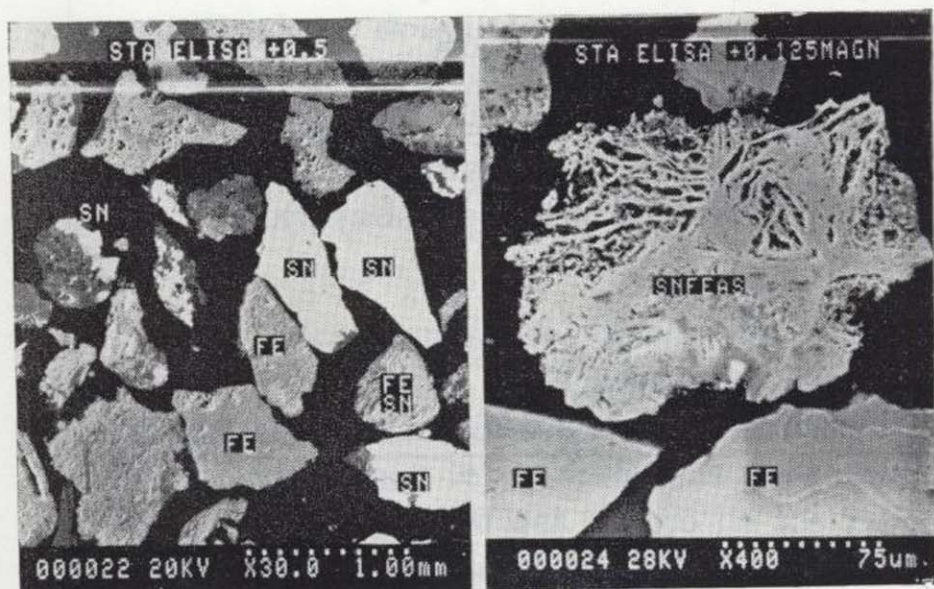


Foto 9

Foto 10

dispersión de energías típico es el mostrado en la figura número 1, donde las identificaciones totalmente seguras son las de Sn, Fe y As, este último comprobado por ampliación de los KeV de la escala y aumento del voltaje, con lo que aparecen claramente las líneas  $K\alpha$  y  $K\beta$  del As.

La composición de una de sus zonas, realizada sin patrones, arroja el siguiente resultado aproximado:  $SnO_2$ , 63 por 100;  $As_2O_3$ , 17 por 100;  $Fe_2O_3$ , 11 por 100, siendo el resto de otros elementos.

### 3. CONCENTRACION GRAVIMETRICA

A la vista de los resultados del estudio de liberación se podría pensar en una preconcentración

gravimétrica de los tamaños mayores de 1 mm. para, luego, remolerlos y volverlos a tratar. Esto no presenta ninguna dificultad y en principio era el sistema adoptado en la mina.

Para este estudio se ha preferido moler el conjunto por debajo de 1 mm., con lo que se está en condiciones más desfavorables para pérdidas en lamas.

La molienda se ha realizado con molino de rodillos lisos y posteriormente se ha procedido a su fraccionamiento granulométrico para estudiar la distribución del estaño. Esta granulometría se ha realizado en seco para los gruesos, en húmedo para los finos y en cyclosizer por debajo de 37 micrómetros.

Los resultados están expuestos en la tabla 5.

**TABLA 5**  
**Granulometría del material molido a — 1 mm.**

Fracción (mm.)	% peso	Ley p.p.m. Sn	% distribución Sn
+ 0,5	29,53	6.817	42,67
+ 0,25	16,63	6.563	23,14
+ 0,125	14,20	5.511	16,59
+ 0,062	7,61	4.931	7,96
+ 0,037	3,78	2.616	2,09
+ 0,023	3,49	4.061	3,40
+ 0,016	5,66	954	1,30
+ 0,012	4,42	658	0,70
— 0,012	14,68	608	2,15

En esta tabla 5 es de destacar el decrecimiento continuo de la ley en estaño al bajar la granulometría, excepto en la fracción +0,023 mm., explicable porque ese corte se ha realizado ya por ciclonado y la casiterita es mucho más densa, y, asimismo, el decrecimiento en la distribución de estaño en comparación con el peso, lo que indica una importante resistencia de este material a producir ultrafinos y sobre todo de casiterita. Así, un corte a 37 micrómetros daría recuperación de más del 92,45 por 100, ya que este corte ha sido realizado en el laboratorio por tamizado y al pasar a ciclones se recuperaría parte de la casiterita de tamaños inferiores por su mucha más elevada densidad. También se deduce que una alteración en el punto de corte afecta poco a la recuperación a obtener.

23 May 1988

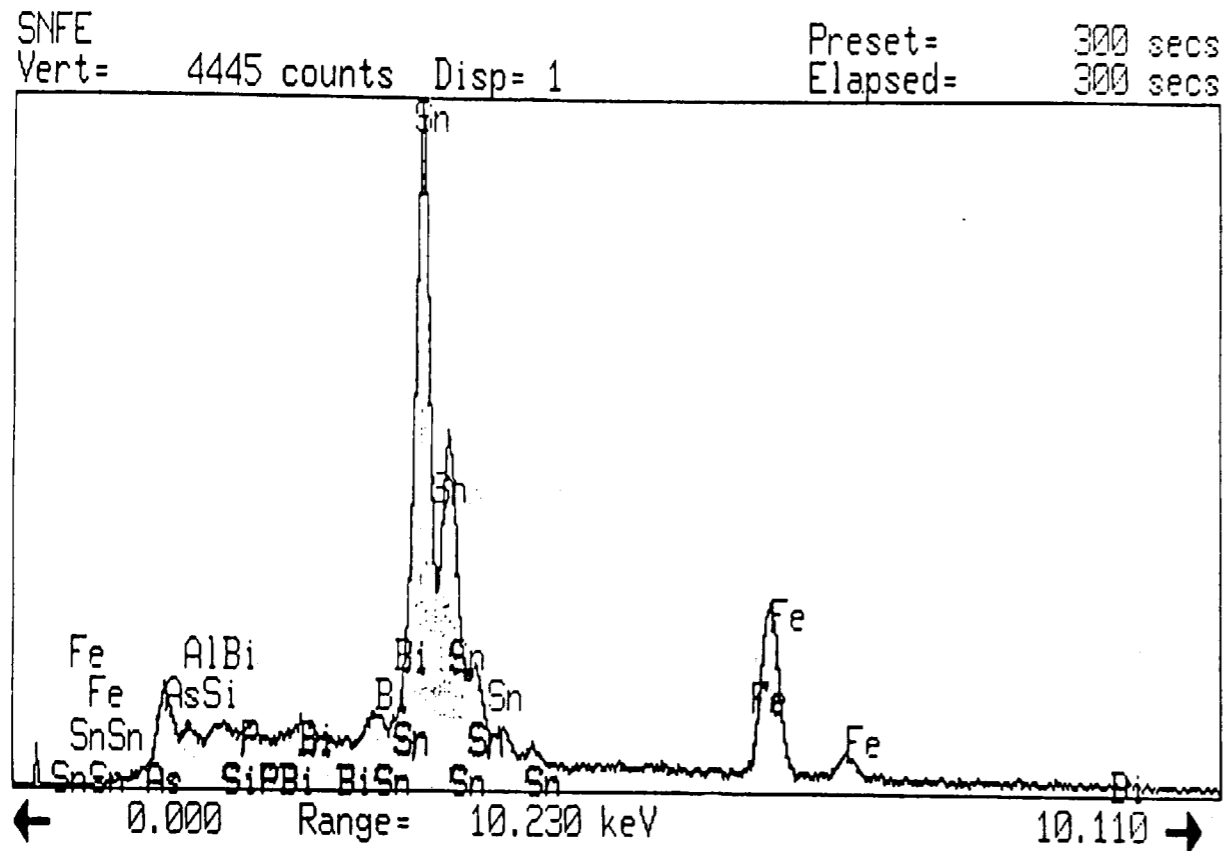


Figura 1

Los ensayos de concentración han sido efectuados utilizando una mesa de sacudidas tipo Wilfley y tratando las fracciones +0,125, +0,25 y +0,5 mm. separadamente para tener una aproximación al caso industrial de un hidroclasificador, aunque este fraccionamiento por tamizado no sea tan conveniente o adecuado como el hidráulico.

La concentración se ha realizado mediante un desbaste y un relavado posterior, obteniéndose tres productos: Concentrado, mixtos y estéril. Los resultados comparativos entre las tres fracciones granulométricas están expuestos en las tablas 6 y 7 para los estériles y concentrados, respectivamente.

De la tabla 6 se deduce que se puede eliminar el 90 por 100 aproximadamente del peso del material en un primer desbaste en mesas, con pérdi-

**TABLA 6**  
Características de los estériles de mesa

Fracción granulométrica mm.	Peso %	Ley p.p.m. Sn	Pérdidas % Sn
+ 0,5	88,93	875	11,42
+ 0,25	90,20	799	10,99
+ 0,125	91,23	1.127	18,87

**TABLA 7**  
Características de los concentrados de mesa (1 relavado)

granulométrica mm. Fracción	% Peso	Ley % Sn	Recuperación % Sn
+ 0,5	1,64	34,34	82,57
+ 0,25	3,41	16,54	85,92
+ 0,125	2,89	14,89	78,08

**TABLA 8**  
Hundidos en bromoformo de los concentrados de mesa

Fracción granulométrica mm.	Peso %	Ley % Sn	Recuperación % Sn
+ 0,5	1,37	41,07	82,53
+ 0,25	2,62	23,78	85,86
+ 0,125	2,13	20,19	78,01

das de entre el 10 y 19 por 100, dependiendo de las leyes de partida, y que quedan los estériles con leyes de aproximadamente 1.000 p.p.m. en Sn. Un estudio de los estériles al microscopio ha permitido determinar que la mayoría de la casiterita perdida está en forma de mixtos con cuarzo en los cuales el cuarzo es predominante, y algunos mixtos de óxidos de hierro o cuarzo con el mineral complejo de estaño y hierro, que es de menor densidad que la casiterita. La fracción +0,5 mm., que en la granulometría gruesa se trató con líquidos densos, da una ley y pérdidas aproximadas, como se deduce de las tablas 3 y 4.

La tabla 7 muestra que se pueden alcanzar leyes elevadas con un solo relavado, siendo mayores en la fracción de +0,5 mm., dado que es más fácil de lavar por su tamaño y el tipo de mesa utilizado y donde la ley y recuperación se acercan a las teóricas de líquidos densos expuestas en las tablas 3 y 4. En los tamaños inferiores existen algunos granos de silicatos y cuarzo en el concentrado eliminables con más relavados.

En estas operaciones los mixtos han quedado con una ley de 3.200 a 4.300 p.p.m de Sn, lo que las hace aptas para recircular con la alimentación inicial, ya que tienen leyes parecidas y portan entre un 3 y un 6 por 100 del estaño de los respectivos tramos granulométricos.

Con la utilización de hidrocalcificadores estos resultados mejorarían y harían más fácil la separación entre zonas por su tendencia a unir granos gruesos ligeros de cuarzo o silicatos con finos pesados de casiterita, que es la combinación que mejor se separa en mesa.

Por otro lado, en los finos hay mayor presencia de óxidos de hierro liberados que han ido al concentrado bajando su ley, como se comprueba tratando en bromoformo los concentrados de mesa y analizando los productos.

Estos resultados están expuestos en la tabla 8.

Las recuperaciones son prácticamente idénticas a las de los concentrados de partida y las leyes son menores en los tamaños finos, aunque han subido una media de 6 puntos, lo que demuestra la facilidad de aumentar leyes con más relavados sin pérdidas notables de recuperación. En el concentrado de +0,125 mm. se ha realizado una separación en yoduro de metileno que ha

hecho que el denso llegue a una ley de 27,80 por 100, manteniendo una recuperación del 77,68 por 100, sensiblemente igual a la del concentrado de mesa, que era del 78,08 por 100 y que tenía una ley del 14,89 por 100 en Sn.

El pasar a leyes más altas conlleva más pérdidas, pues el estudio del concentrado de las fracciones +0,5 y +0,125 mm. muestra que en ellas existen mixtos de óxidos de hierro y manganeso con casiterita y también algunos de casiterita con cuarzo, además de los granos del mineral complejo de estaño, hierro y arsénico, que son de menor densidad que la casiterita y sus muy abundantes mixtos, con óxido de hierro sobre todo.

Ensayos de separación magnética muestran que se pueden alcanzar, por ejemplo, en la fracción de +0,125 mm. leyes en estaño en el concentrado no magnético del orden del 55 por 100 en Sn, pero con leyes en la fracción magnética del 3,4 por 100 en Sn, que representa una pérdida de unos 7 puntos en la recuperación sobre el estaño contenido en el concentrado de 27,80 por 100 de ley.

Estudiadas en la microsonda las muestras magnéticas se observa en ellas una cantidad abundante del mineral complejo en sus términos más ricos en hierro, bien como granos aislados o formando mixtos, fundamentalmente con otros óxidos de hierro y manganeso, que son la causa de las pérdidas.

Con estos datos se puede decir que las recuperaciones industriales estarían en un promedio del 72 por 100 del estaño en la alimentación a mesas en esas fracciones.

Las fracciones entre 0,125 mm. y los 40 micrómetros (ya que como se ha mencionado antes éste podría ser un deslamado muy aceptable), se

podrían concentrar en mesas de finos que tendrían una recuperación inferior a la mencionada, pero que tampoco sería importante, ya que en esta fracción sólo iría el 10 por 100 del estaño total de la mena, según se deduce de la tabla 5.

#### 4. CONCLUSIONES

- 1.ª) El mineral estudiado presenta un enriquecimiento en estaño en las fracciones gruesas y un empobrecimiento muy notable en las lamas.
- 2.ª) El tamaño de liberación entre la casiterita y los otros minerales es de un milímetro.
- 3.ª) Existe una liberación parcial que puede permitir buenas preconcentraciones entre 0,5 y 8 mm.
- 4.ª) Existe un mineral portador de estaño diferente de la casiterita, del tipo varlamofita con estaño, hierro y arsénico como componentes principales y relativamente abundante.
- 5.ª) La presencia del citado mineral contribuye a aumentar las pérdidas en gravimetría y a originar una caída de unos 6 puntos de recuperación en la separación magnética.

- 6.ª) La molienda total al tamaño de liberación de 1 mm. da un producto que permite un deslamado a unos 40  $\mu$ m., con pérdidas de menos del 7-8 por 100 del estaño contenido.
- 7.ª) La concentración en mesas del producto deslamado, previo fraccionamiento hidráulico, se presenta sencillo y su tratamiento magnético posterior permite alcanzar concentrados con alta ley y con recuperaciones del orden del 70 por 100 sobre el estaño contenido en la alimentación deslamada y recuperación del 65 por 100 aproximadamente sobre el total de la mena.
- 8.ª) Entre las pérdidas en la recuperación destaca la debida a la separación magnética por la presencia del citado mineral complejo de estaño y que puede representar una disminución de 6 ó 7 puntos.

#### BIBLIOGRAFIA

1. BURT, R. O. (1984): *Gravity Concentration Technology*. E. Elsevier. Amsterdam.
2. APLAN, F. F. (1985): *Tin*; in *SME Mineral Processing Handbook*, 27-10 a 27-14. Society of Mining Engineers, New York.
3. VARLAMOFF, N. (1948): *Ann. (Bull.) Soc. Geol. Belgique*, 72, B41-B46.

Recibido: Julio de 1988.

## Problemática previsible en la concentración del mineral de Estaño de la montera del yacimiento «Cortijo Oropesa» (Córdoba)

Por R. ALVAREZ RODRIGUEZ y D. GOMEZ-LIMON GALINDO (\*)

#### RESUMEN

En este trabajo se patentizan las dificultades que presentará la casiterita de la montera del yacimiento del Cortijo Oropesa (Córdoba), para su concentración por los métodos usuales hasta ahora utilizados, debido fundamentalmente a su extraordinariamente bajo tamaño de liberación y a la muy desfavorable combinación de minerales acompañantes.

#### ABSTRACT

This work presents the foreseeable difficulty to concentrate the cassiterite of the oxidized upper part of the mineral deposit of the Cortijo Oropesa (Córdoba), using the normal mineral processing methods mainly because of the its low liberation size and also of the very unfavourable mixing of accompanying minerals.

#### RESUME

Dans ce travail on presente la prévisible difficulté pour la concentration de la casiterite de la partie supérieur oxidé du gisement mineral du Cortijo Oropesa (Córdoba) si on utilise la procedure classic pour la mineralurgie des mineraux de étain, principalement a cause de leur exceptionnelle petite dimension de libération et de leur très défavorable combinaison de mineraux accompagnantes.

#### 1. INTRODUCCION

El yacimiento del Cortijo Oropesa se encuentra situado en la zona de Fuenteovejuna (Córdoba), y presenta dos zonas diferentes: una superficial o montera y una inferior del tipo stockwork.

La zona superior es muy potente (hasta 100 m.) y representa un gran volumen de mineral, siendo el objeto de este trabajo que forma parte de un Proyecto de Investigación del Instituto Geológico y Minero de España.

El stockwork inferior es una mena de sulfuros (con predominio de la piritita-marcasita y la arsenopiritita) con cuarzo y carbonatos, donde se encuentra casiterita y algo de estannina.

Dado el importante volumen de la zona oxidada y su alto contenido en estaño, que se eleva en la muestra estudiada por nosotros a 2.840 ppm. de

SnO<sub>2</sub>, o sea, 2,2 Kg. de estaño por tonelada, es de gran interés el intentar su concentración y, en una primera etapa de este estudio, el determinar el tamaño de liberación y las posibles dificultades para la concentración deducibles del dato anterior y de los minerales asociados.

El estudio óptico de las muestras de la montera ya muestra que el tamaño de liberación va a ser muy bajo (inferior a unos 100 micrómetros) y que los minerales acompañantes principales van a ser los óxidos de hierro junto con los de manganeso.

Los ensayos se han dirigido a determinar más exactamente este tamaño de liberación y los minerales acompañantes.

#### 2. CARACTERIZACION DE LA MUESTRA

La muestra, previo cuarteo, se trituró y molió para obtener una muestra media que ha presentado el análisis químico expuesto en la tabla 1.

(\*) Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

**TABLA 1**  
**Análisis químico de la muestra media**

	%
SiO <sub>2</sub> .....	67,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	7,68
TiO <sub>2</sub> .....	0,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16,64
MnO .....	1,10
CaO .....	0,16
MgO .....	0,26
K <sub>2</sub> O .....	1,68
Na <sub>2</sub> O .....	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,08
SnO <sub>2</sub> .....	0,284
Pérdida por calcinación .....	3,40
<b>TOTAL</b> .....	<b>99,714</b>

Existen además pequeñas cantidades de circonio, cinc, plomo, arsénico, rubidio y estroncio, como ponen de manifiesto los espectros cualitativos de fluorescencia de rayos X (tubo de Mo-Sc) expuestos en las figuras 1, 2, 3 y 4.

La observación visual de la muestra denota claramente su procedencia de una montera de oxidación y la observación al microscopio óptico confirma la estructura y minerales de alteración propios de estas zonas, detectándose abundantes óxidos de hierro y de manganeso. Estas observaciones han sido corroboradas por microscopía electrónica, cuyos datos se expondrán más adelante.

**3. ESTUDIO DE LIBERACION DEL MINERAL**

En una primera etapa se ha molido el mineral a menos de 2 mm. para estudiar la posible distribución del estaño en las distintas fracciones granulométricas con objeto de observar si existen enriquecimientos o empobrecimientos notables que permitan descartar fracciones.

Los resultados de la granulometría en húmedo, tras molienda en molino de rodillos lisos y su análisis correspondiente, están dados en la tabla 2.

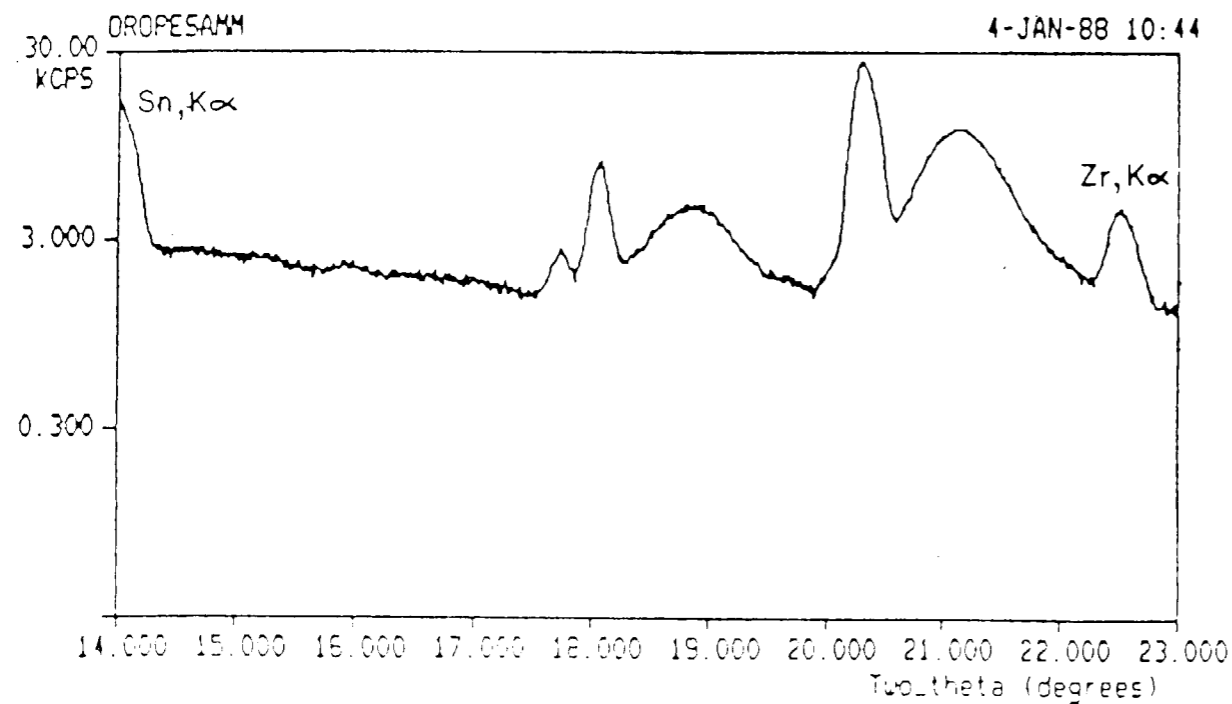


Figura 1.—Espectro cualitativo mostrando Sn y Zr.

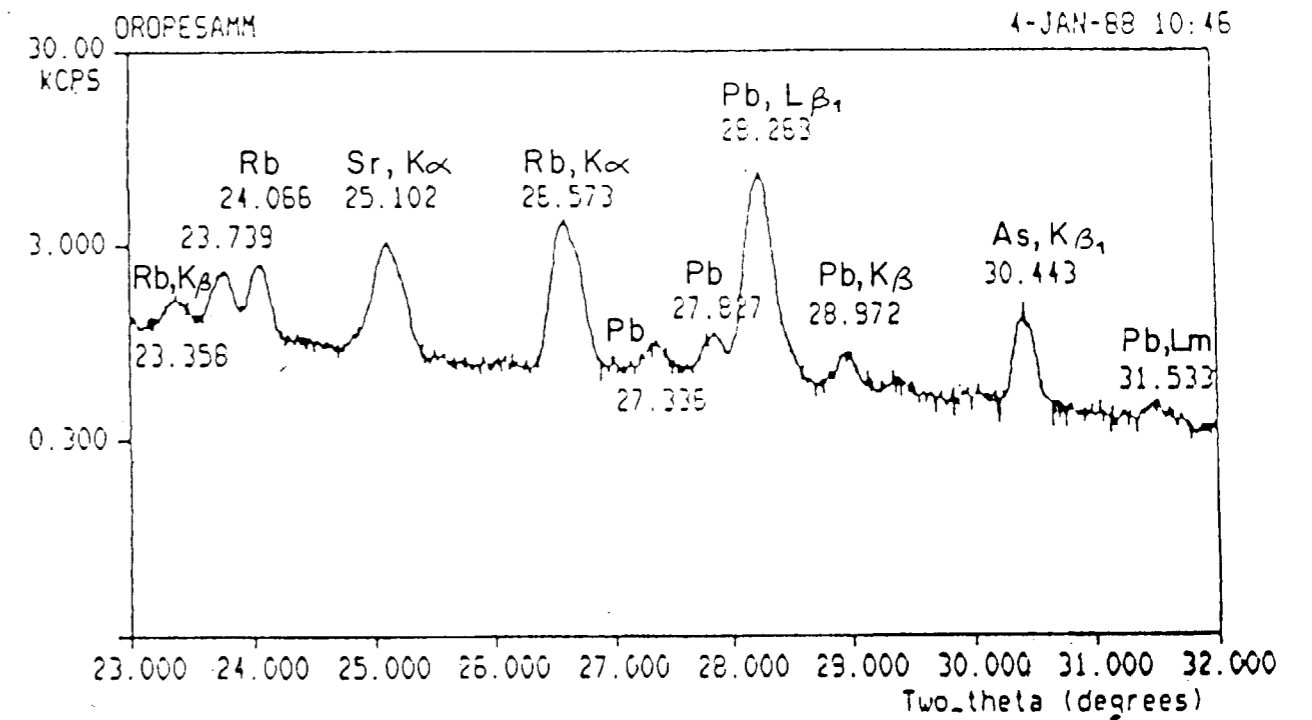


Figura 2.—Espectro cualitativo mostrando Rb, Sr, Pb y As.

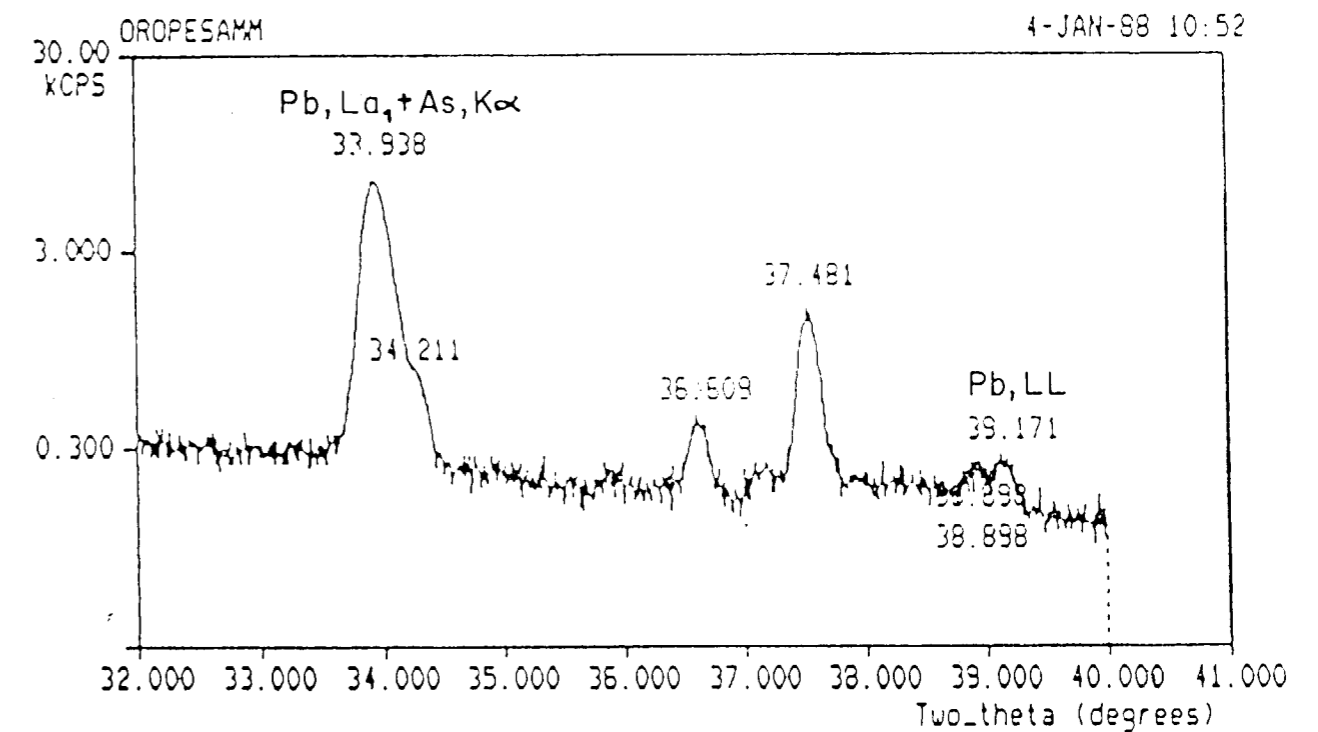


Figura 3.—Espectro cualitativo mostrando Pb (el As solapado con Pb).

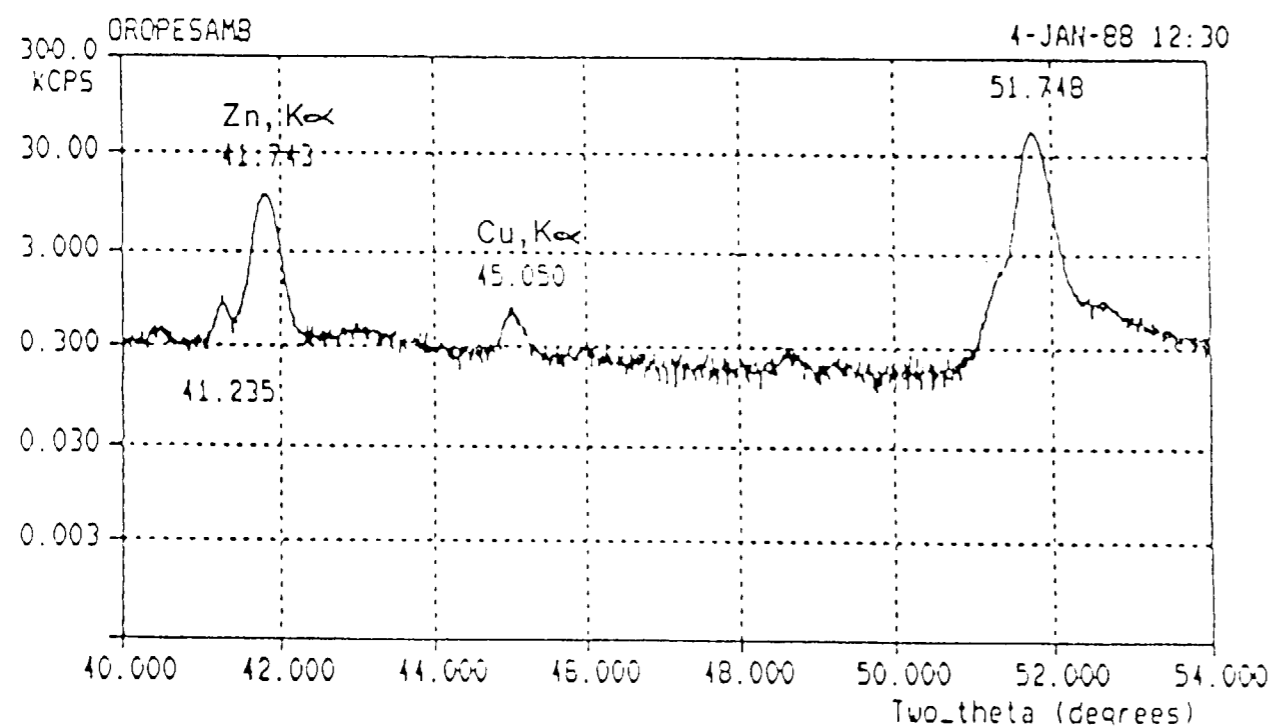


Figura 4.—Espectro cualitativo mostrando Zn (el Cu es señal del aparato) y Fe.

**TABLA 2**  
Granulometría del molido a menos de 2 mm.

Fracción mm.	% peso	ppm SnO <sub>2</sub>	% distribución del SnO <sub>2</sub>
+ 2	1,14	2.301	0,96
+ 1	19,08	2.336	16,28
+ 0,5	23,60	2.395	20,65
+ 0,25	12,18	2.566	11,42
+ 0,125	10,36	2.651	10,03
+ 0,062	8,80	3.144	10,11
+ 0,037	5,10	3.333	6,20
- 0,037	19,74	3.377	24,35
TOTAL	100,00	2.737	100,01

Del análisis de los resultados antes expuestos se deduce que las fracciones se van enriqueciendo ligeramente cuando aumenta su finura, pero no de una forma que permita despreñar alguna fracción, ya que son prácticamente iguales los rendimientos en peso que la recuperación en estaño.

Con objeto de estudiar el tamaño de liberación, que de las observaciones microscópicas se prevé que será muy bajo, se realizan separaciones en líquidos densos de la fracción comprendida entre 0,062 y 0,125 mm. Se efectúan dos cortes utilizando bromoformo de densidad 2,82 e yoduro de metileno de densidad 3,30.

Los resultados de esta separación se dan en la tabla 3.

**TABLA 3**  
Separación gravimétrica de la fracción + 0,062 mm.

Fracción mm.	% peso	% SnO <sub>2</sub>	% distribución del Sn
<2,82 g/cm <sup>3</sup>	80,34	0,1231	29,81
<3,30 g/cm <sup>3</sup>	8,29	0,7206	18,01
>3,30 g/cm <sup>3</sup>	11,37	1,5230	52,18
TOTAL	100,00	0,3317	100,00

Se observa que sólo se recupera en la fracción de densidad mayor de 3,30 g/cm<sup>3</sup> un 52,18 por 100 del estaño contenido en la muestra, mientras que en las fracciones de menor densidad se queda un 47,82 por 100 en forma de mixtos y además granos mixtos con muy poca proporción de casiterita, ya que en el caso más favorable de mixtos con cuarzo, el mineral de menor densidad presente, sus densidades son de 2,65 y 7, respectivamente, lo que para una densidad de 3,30 da un contenido de casiterita del 15 por 100 en volumen o del 32 por 100 en peso máximo.

Para confirmar estos resultados se ha realizado asimismo otra separación en la fracción entre 0,037 y 0,062 mm., que no ha sido tan nítida, pero muestra la misma tendencia, como se observa en la tabla 4.

**TABLA 4**  
Separación gravimétrica de la fracción + 0,037 mm.

Fracción	% SnO <sub>2</sub>
<2,82	0,1622
<3,30	1,522
>3,30	2,930

Con objeto de confirmar la buena separación en líquidos densos en la fracción de +0,062 mm. se han realizado análisis químicos por otros elementos cuyos resultados se exponen en la tabla 5.

**TABLA 5**  
Análisis de las fracciones densimétricas de + 0,062 mm.

	<2,82 g/cm <sup>3</sup>	2,82 < d < 3,30	>3,30 g/cm <sup>3</sup>
% SiO <sub>2</sub>	88,11	49,19	16,59
% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,02	8,64	4,71
% TiO <sub>2</sub>	0,36	1,07	1,42
% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,16	28,60	56,96
% MnO	0,21	1,36	4,66
% CaO	0,13	0,19	0,14
% MgO	0,14	0,35	0,31
% K <sub>2</sub> O	1,18	1,98	1,03
% Na <sub>2</sub> O	0,02	0,13	0,22
% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,13	0,19

En esta tabla se observa que la separación ha sido buena, ya que en el más ligero queda sólo un 3,16 por 100 de óxido de hierro, mientras que en el más pesado se llega a 56,96 por 100. La relación entre óxido de hierro y manganeso se mantiene casi constante, mientras que el titanio se concentra también en los más densos, pero con menos intensidad que los anteriores.

Para comprobar el estado en que se encuentra la casiterita en su relación con los otros minerales, se han estudiado al microscopio electrónico las fracciones ligera y pesada de la separación de la granulometría entre 0,062 y 0,125 mm.

En las fotos que se presentan el color blanco más intenso corresponde a la casiterita, señalada como Sn, los tonos más grises, al cuarzo o minerales silicatados alcalinos (micas o feldspatos) señalados como Q en el caso del cuarzo o con los símbolos de sus elementos constituyentes principales, el fondo negro corresponde a la resina de inclusión y los tonos intermedios entre el blanco y el gris mencionado anteriormente corresponde al óxido de titanio (señalado con Ti) o a los óxidos de hierro o manganeso normalmente. Cuando se trata de otros minerales se les marca con los símbolos de sus elementos principales.

En la foto número 1 se encuentran una serie de granos de silicatos o cuarzo, de los cuales algunos tienen inclusiones de casiterita, tal como el grano central, que se presenta ampliado en la foto número 2, y donde se ve que el tamaño de la casiterita es de unos 8 micrómetros.

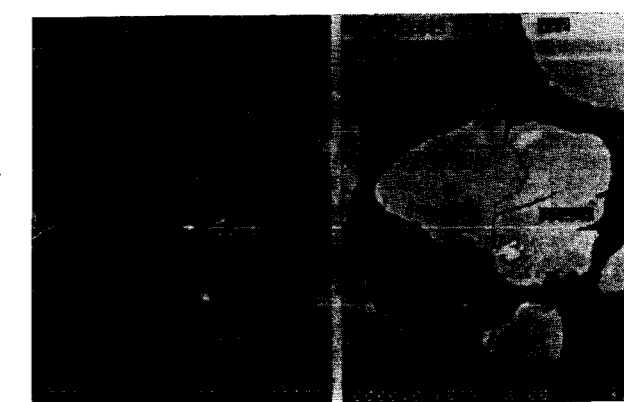


Foto 1

Foto 2

Se observa que sólo se recupera en la fracción de densidad mayor de 3,30 g/cm<sup>3</sup> un 52,18 por 100 del estaño contenido en la muestra, mientras que en las fracciones de menor densidad se queda un 47,82 por 100 en forma de mixtos y además granos mixtos con muy poca proporción de casiterita, ya que en el caso más favorable de mixtos con cuarzo, el mineral de menor densidad presente, sus densidades son de 2,65 y 7, respectivamente, lo que para una densidad de 3,30 da un contenido de casiterita del 15 por 100 en volumen o del 32 por 100 en peso máximo.

Para confirmar estos resultados se ha realizado asimismo otra separación en la fracción entre 0,037 y 0,062 mm., que no ha sido tan nítida, pero muestra la misma tendencia, como se observa en la tabla 4.

**TABLA 4**  
**Separación gravimétrica de la fracción + 0,037 mm.**

Fracción	% SnO <sub>2</sub>
<2,82 ... ..	0,1622
<3,30 ... ..	1,522
>3,30 ... ..	2,930

Con objeto de confirmar la buena separación en líquidos densos en la fracción de +0,062 mm. se han realizado análisis químicos por otros elementos cuyos resultados se exponen en la tabla 5.

**TABLA 5**  
**Análisis de las fracciones densimétricas de + 0,062 mm.**

	<2,82 g/cm. <sup>3</sup>	2,82 < d < 3,30	> 3,30 g/cm. <sup>3</sup>
% SiO <sub>2</sub> ... ..	88,11	49,19	16,59
% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	5,02	8,64	4,71
% TiO <sub>2</sub> ... ..	0,36	1,07	1,42
% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	3,16	28,60	56,96
% MnO ... ..	0,21	1,36	4,66
% CaO ... ..	0,13	0,19	0,14
% MgO ... ..	0,14	0,35	0,31
% K <sub>2</sub> O ... ..	1,18	1,98	1,03
% Na <sub>2</sub> O ... ..	0,02	0,13	0,22
% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	0,03	0,13	0,19

En esta tabla se observa que la separación ha sido buena, ya que en el más ligero queda sólo un 3,16 por 100 de óxido de hierro, mientras que en el más pesado se llega al 56,96 por 100. La relación entre óxido de hierro y manganeso se mantiene casi constante, mientras que el titanio se concentra también en los más densos, pero con menos intensidad que los anteriores.

Para comprobar el estado en que se encuentra la casiterita en su relación con los otros minerales, se han estudiado al microscopio electrónico las fracciones ligera y pesada de la separación de la granulometría entre 0,062 y 0,125 mm.

En las fotos que se presentan el color blanco más intenso corresponde a la casiterita, señalada como Sn, los tonos más grises, al cuarzo o minerales silicatados alcalinos (micas o feldspatos) señalados como Q en el caso del cuarzo o con los símbolos de sus elementos constituyentes principales, el fondo negro corresponde a la resina de inclusión y los tonos intermedios entre el blanco y el gris mencionado anteriormente corresponde al óxido de titanio (señalado con Ti) o a los óxidos de hierro o manganeso normalmente. Cuando se trata de otros minerales se les marca con los símbolos de sus elementos principales.

En la foto número 1 se encuentran una serie de granos de silicatos o cuarzo, de los cuales algunos tienen inclusiones de casiterita, tal como el grano central, que se presenta ampliado en la foto número 2, y donde se ve que el tamaño de la casiterita es de unos 8 micrómetros.

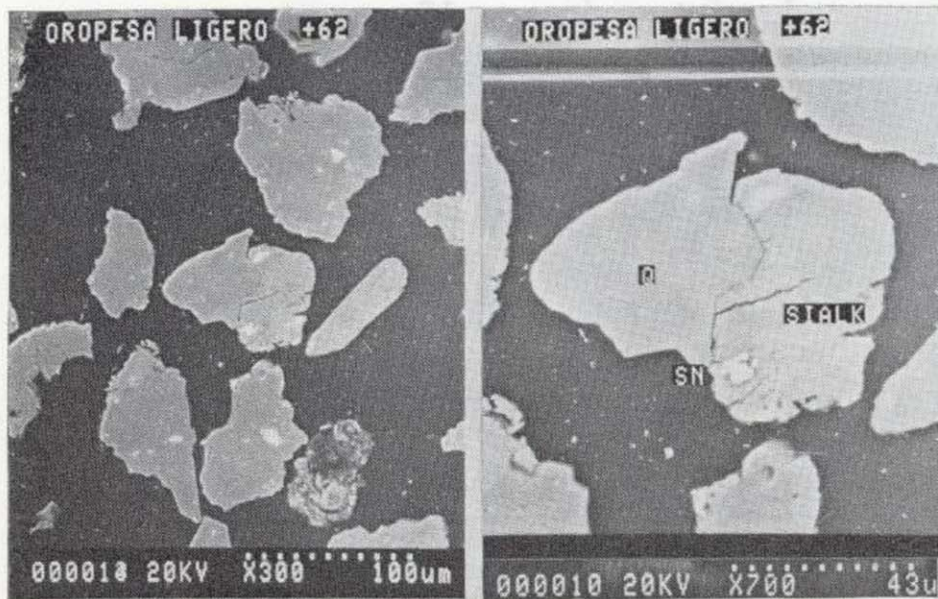


Foto 1 Foto 2

La foto número 3 muestra otros granos, algunos con inclusiones muy pequeñas, viéndose en el centro un grano mixto con circón que ampliado en la foto número 4 muestra, además, las inclusiones de un silicato de hierro y de óxidos de hierro. La foto 5 es otra vista de varios granos, de los cuales el central, ligeramente inferior, se ha ampliado en la foto número 6, donde se aprecia la inclusión de casiterita y que ampliado aún más en la foto número 7 se ve que es de un tamaño de unos 12 micrómetros y una paragénesis compleja con óxidos de hierro y titanio, junto con mica. La foto número 8 presenta ampliado el grano central superior de la foto número 5, en el que se aprecia en el borde superior un mineral de óxido de hierro y manganeso y en el centro una inclusión de fosfato de calcio y otra de un silicato cálcico-férrico.

Las fotos números 9 y 10 muestran otros granos con inclusiones de casiterita, con tamaños de 30 y 22 micrómetros.

En el estudio de los pesados se ha de destacar el no encontrar ningún grano de casiterita liberado y que casi todos los granos contienen óxidos de hierro u otros metales pesados. En la foto 11 se encuentra una vista de varios granos, de los cuales el superior central contiene casiterita en varias inclusiones de diverso tamaño, pero con una paragénesis complicada, como se aprecia mejor en la foto número 12, que amplía este grano, donde se ve que coexisten casiterita, cuarzo, mica y óxido de titanio, pero que ampliado más en la foto número 13 permite detectar un grano de fosfato de aluminio y plomo. La foto número 14 muestra otro grano con dos inclusiones de casiterita: una de unos 20 micrómetros y otra mucho menor. La foto número 15 muestra otro grano con varias inclusiones de casiterita, una de circón y otras de óxido de titanio. La foto número 16 muestra una imagen de rayos X por titanio de la foto anterior que señala perfectamente la posición del óxido de este elemento. Las fotos números 17 y 18 son imágenes de rayos X en el mismo campo de las fotos anteriores por estaño y silicio, mostrando la distribución de estos elementos.

La foto número 19 muestra un grano de óxido de manganeso con plomo, rodeado de óxidos de hierro e inclusiones de silicatos, típico de zonas de montera, y del que hay muchas variantes en

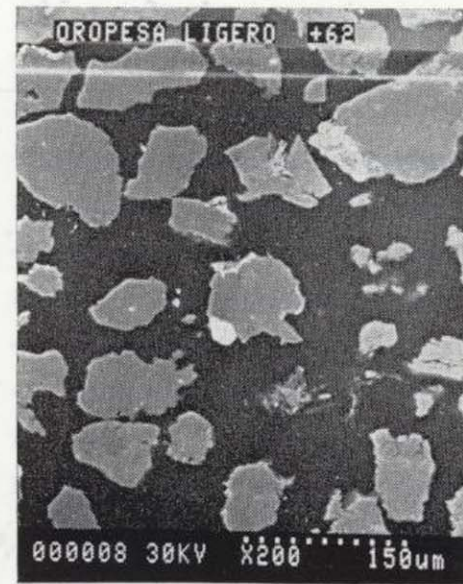


Foto 3

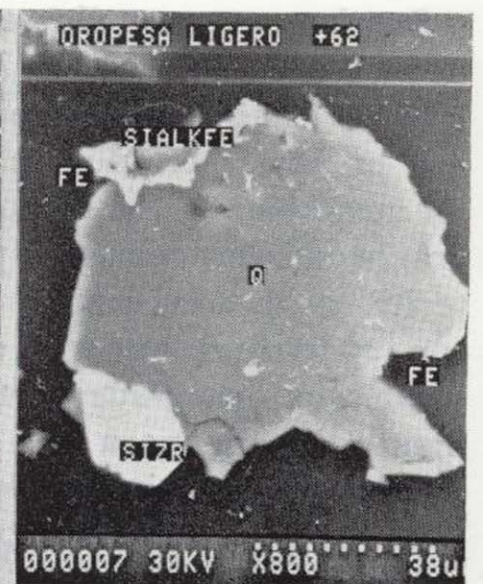


Foto 4

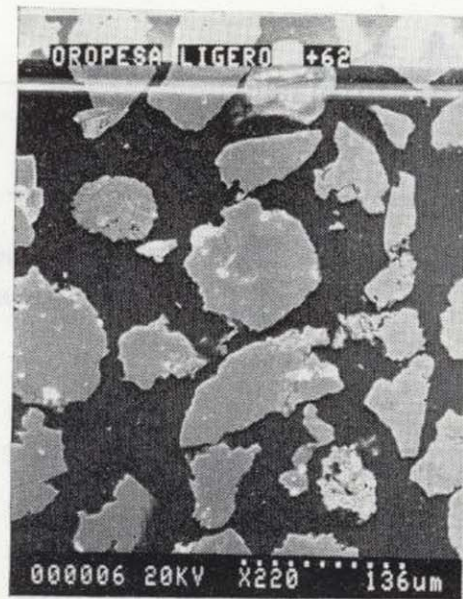


Foto 5

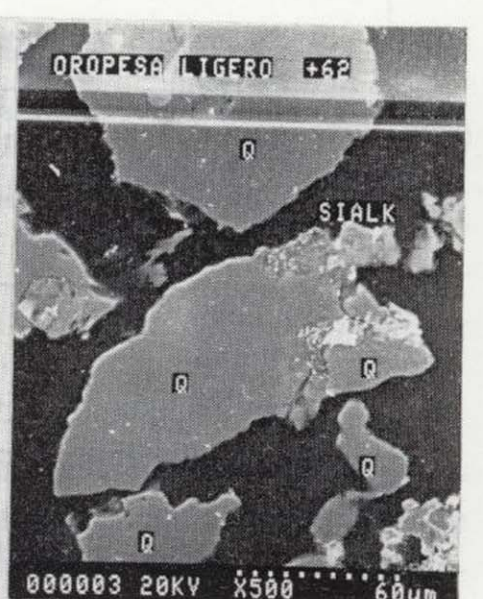


Foto 6

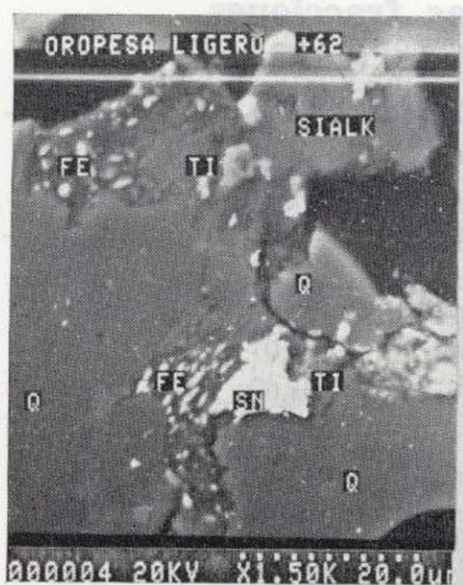


Foto 7

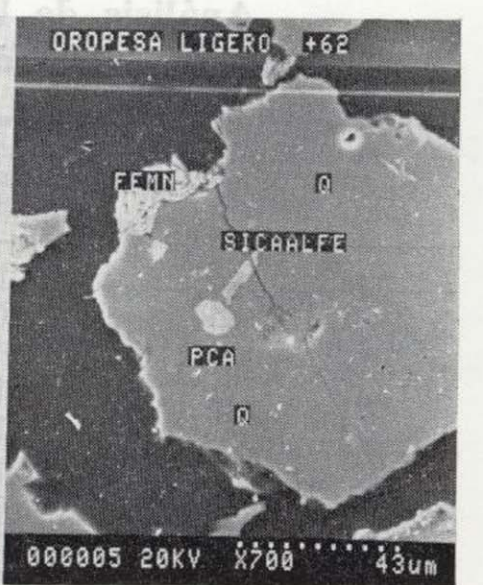


Foto 8

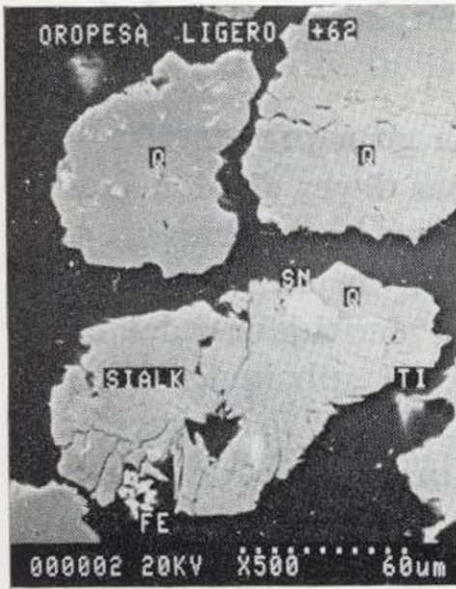


Foto 9

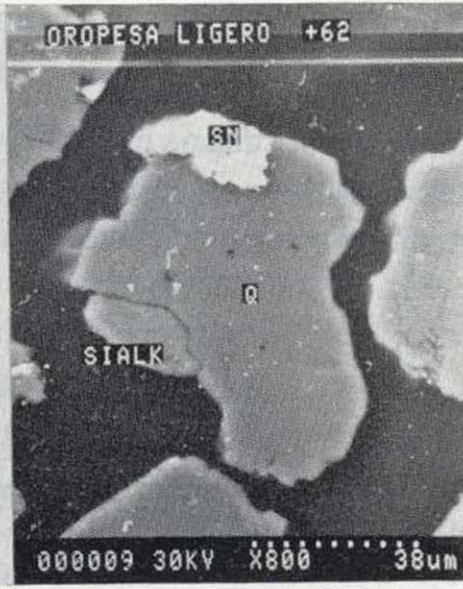


Foto 10

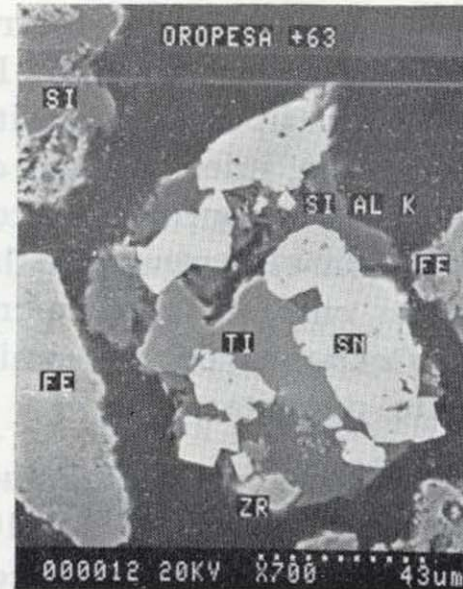


Foto 15

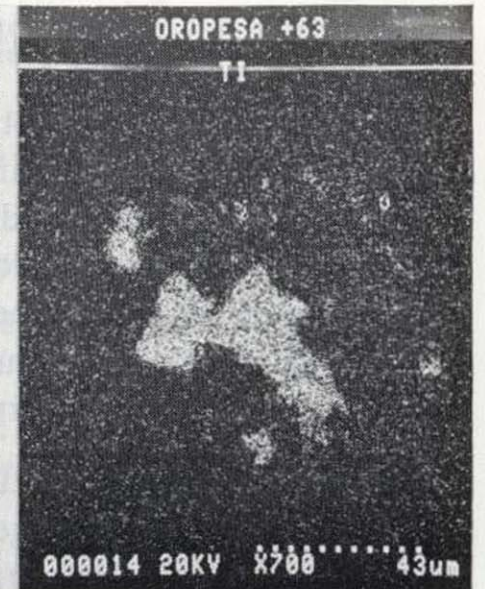


Foto 16

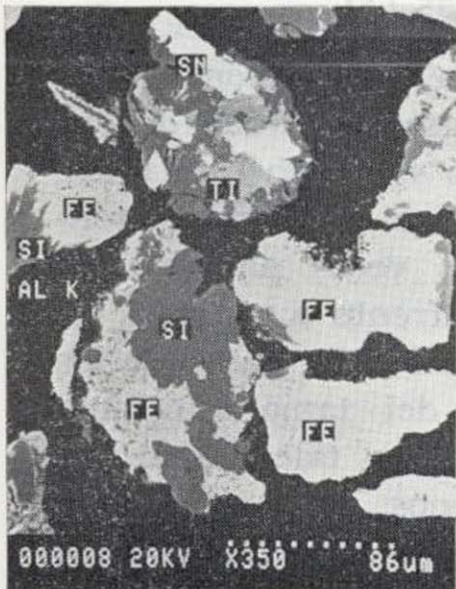


Foto 11



Foto 12

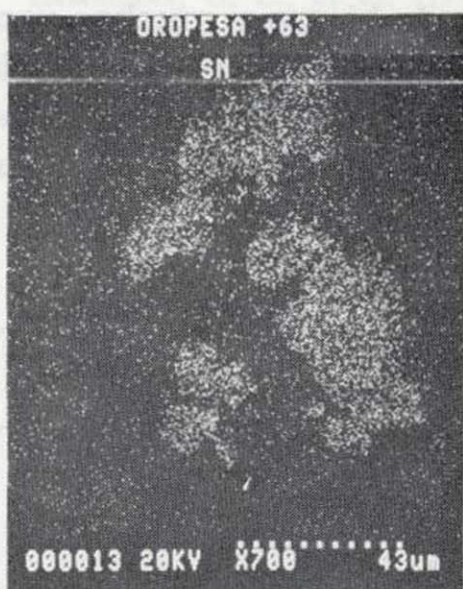


Foto 17

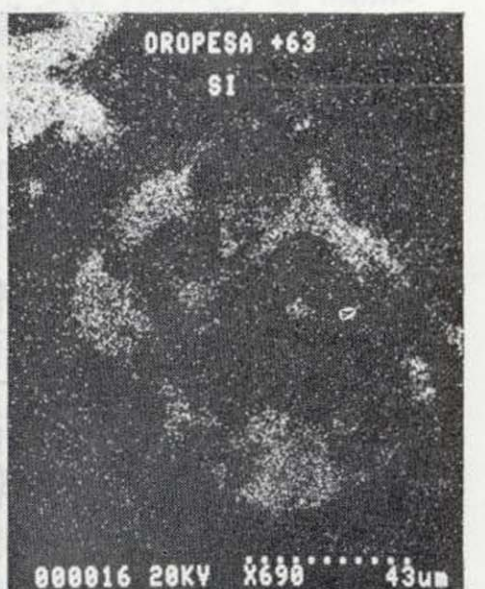


Foto 18



Foto 13

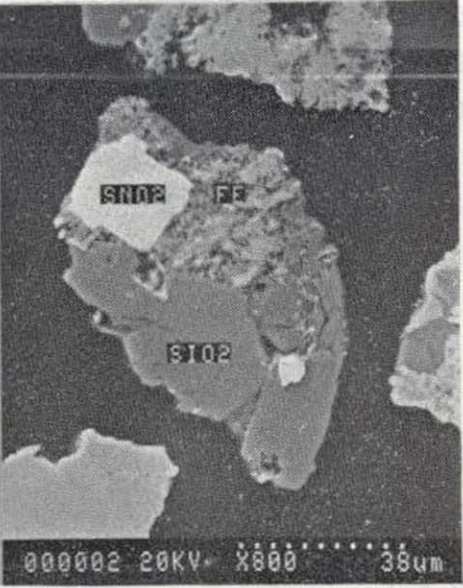


Foto 14

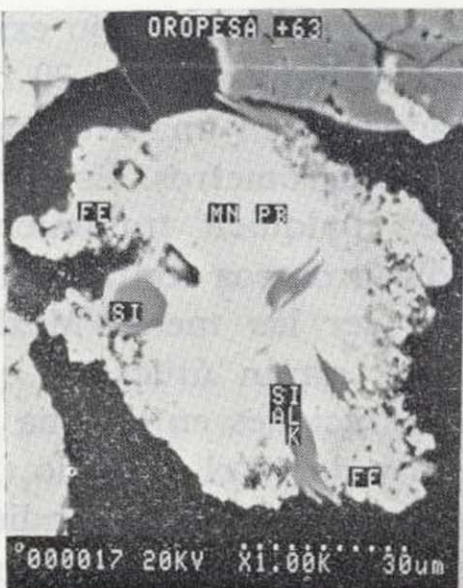


Foto 19

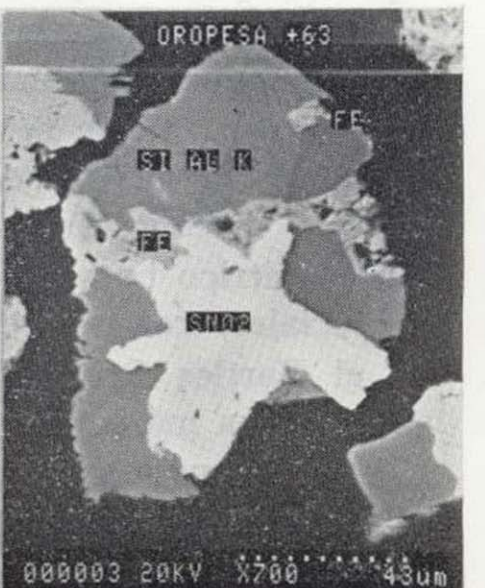


Foto 20



la muestra, como, por ejemplo, contener hierro, manganeso y plomo, a veces con aluminio. La foto número 20 es otro grano típico con casiterita de bastante tamaño, cuarzo, mica y óxido de hierro. Estos resultados se han confirmado con la observación en microscopía electrónica de las fracciones ligeras y pesadas entre 37 y 62 micrómetros, cuyas fotos no se exponen por su similitud con las anteriormente descritas.

De todo este estudio microscópico se deduce que en la fracción ligera, donde iba el 30 por 100 del estaño, la casiterita está formando mixtos con cuarzo y silicatos fundamentalmente, pero con un tamaño de inclusiones prácticamente siempre de alrededor o inferior a 10 micrómetros. En la fracción densa, donde iba el 52 por 100 aproximadamente del estaño, no hay casiterita liberada a ese tamaño (entre 0,062 y 0,125 mm.), sino mixtos con silicatos, óxidos de hierro y muchas veces con otros minerales, tales como circón y óxidos de titanio. Las inclusiones de casiterita casi nunca superan los 50 micrómetros, y las hay muy abundantes de tamaños muy inferiores a éste.

El tamaño de liberación es, pues bajísimo, y se puede estimar en menos de 20-30 micrómetros si se pretende liberar del 40 al 50 por 100 de la casiterita, y habría que llegar a 10 micrómetros para acercarse al 70-80 por 100.

#### 4. PROBLEMATICA DE LA CONCENTRACION DEL ESTAÑO DE ESTE YACIMIENTO

Esta mena, por las características anteriormente expuestas, es uno de los casos más difíciles que se pueden presentar en concentración de casiterita. El tamaño de liberación tan bajo exige una molienda mínima por debajo de unos 20 micrómetros, lo que se traduciría en una gran proporción por debajo de 10 micrómetros. Estos tamaños hacen imposible cualquier tratamiento gravimétrico barato y sólo procesos con aparatos especiales, como podrían ser las mesas Mozley o el Bartles Crossbelt (1), serían útiles ya que tienen sus máximas recuperaciones en la zona de 20  $\mu\text{m}$ . el primer aparato y de 15 el segundo (2). En algunas instalaciones, y parece que extendiéndose, se utiliza el Crossbelt para aumentar el grado de enriquecimiento de los productos de las mesas Mozley, aunque los concentrados termi-

nan siendo de baja ley y con relativamente bajas recuperaciones.

En nuestro caso, además, la gran proporción de óxidos de hierro hace que las leyes de los concentrados gravimétricos fueran muy bajas, ya que los mixtos principales son de casiterita con cuarzo, que da con facilidad densidades del orden de los óxidos de hierro. El subsiguiente enriquecimiento gravimétrico sería difícil, ya que el criterio de TAGGART para una mezcla de óxidos de densidad aproximada 4,5 y la casiterita sería de 1,7 solamente. La utilización de la separación magnética también habría de hacerse con sistemas de alto costo tipo Jones (separador de alta intensidad en húmedo) o incluso filtro magnético dependiendo de la finura, con el agravante de que habrá mucho más óxido de hierro que casiterita, con la pérdida de capacidad de los aparatos y el aumento de pérdidas (3).

La posibilidad de flotación es también problemática por la presencia de gran cantidad de óxidos de hierro, de manganeso y titanio fundamentalmente, así como de silicatos de hierro y sericitas que presentan muchas veces parecida reacción a la de la casiterita frente a muchos colectores (4, 5, 6 y 7). Por otro lado, parte de los granos pueden caer fuera del tamaño óptimo de flotación que algunos autores, tales como DEL CODD (8), toman como de unos 7-10  $\mu\text{m}$  en plan industrial con ácidos amino fosfóricos, y otros consideran tamaños mayores del tipo de 15-30  $\mu\text{m}$  con reactivos sulfocinámicos o ácidos grasos (9). Todo ello hace que la flotación sea también difícil, aunque podría haber alguna mejora con la flotación en columna.

Otros procesos a considerar, dado el tamaño de liberación, al menos para las fracciones más finas provenientes de la molienda, podrían ser la floculación selectiva o algún proceso de aglomeración, tal como el estudiado por ZAMBRANA y colaboradores (10).

#### 5. CONCLUSIONES

- 1.ª) El mineral portador de estaño es la casiterita.
- 2.ª) El tamaño de liberación es muy bajo, inferior a 20 ó 10  $\mu\text{m}$ , según los porcentajes a liberar.

- 3.ª) La concentración gravimétrica es prácticamente inviable.
- 4.ª) La flotación presentará enormes dificultades dada la presencia de óxidos de hierro en cantidades muy importantes, además de otros óxidos metálicos (de Mn, Ti) y silicatos pesados (de Fe, Zr).
- 5.ª) Habría que explorar soluciones específicas para partículas ultrafinas, tales como la floculación selectiva o los procesos de aglomeración.

#### BIBLIOGRAFIA

1. BURT, R. (1984): *Gravity Concentration Technology*, p. 116, Elsevier, Amsterdam.
2. BURT, R. (1984): *Gravity Concentration Technology*, pp. 340-348, Elsevier, Amsterdam.
3. APLAN, F. F. (1985): En *SME Mineral Processing Handbook*, 27-10 a 27-14; SME, New York.
4. ARBITER, N. (1978): *Flotation of tin ores: A review*. Simposio Internacional del Estaño. La Paz (Bolivia).
5. HOUT, R. (1982): *Flotation de mineraux oxydés: Progrés récents*. Industrie Mineral, agosto-septiembre.
6. DE CUYPER, J., y SALAS, A. (1978): *Flotation of cassiterite*. Simposio Internacional del Estaño. La Paz (Bolivia).
7. E. WOTTGEN y D. LUFT (1970): *Reagenzien für die Zinnstein flotation*. Bergakademie, 22 Jg-Heft 8, pp. 472-477, agosto.
8. DEL CODD (1984): *Tin Flotation, amino phosphonic acid demonstrates a high selectivity for cassiterite*. E. & M. J., pp. 61-64, octubre.
9. ALVAREZ, R. (1984): *Estudio de flotación de la casiterita y tantalita del leucogranito de la mina Penouta (Orense)*. Boletín Geológico y Minero, t. XCV-III, 225-234.
10. ZAMBRANA, G. Z., et al. (1975): *The recovery of minus 10 micron particles of cassiterite fines*. XI Intern. Min. Proc. Congress, Cagliari (Italia).

Recibido: Julio de 1988.

AGUAS SUBTERRANEAS

# Consideraciones sobre la hidroquímica de un área muestra de La Rioja

F. PEREZ-LORENTE (\*), J. SANZ ASENSIO (\*), J. GALBAN BERNAL (\*), A. ORTEGA LOZANO (\*\*), I. JIMENEZ (\*), A. PEREZ-GOMEZ (\*)

RESUMEN

Se estudian las características termoquímicas del agua en una zona seleccionada de La Rioja. La composición química y la temperatura del agua depende de la litología. La variación de concentración de solutos es tal que no se pueden hacer generalizaciones.

ABSTRACT

This paper is a study of the thermochemical characteristics of water in a selected area of La Rioja. At this area, chemical composition and temperature are conditioned by lithology. The high variation gradient of water composition reduces the possibilities of correlation between different neighbouring areas.

INTRODUCCION

Se presentan, en este trabajo, un avance de conclusiones, de los estudios que actualmente realiza el Instituto de Estudios Riojanos, en el plan de investigación «Movimientos de la Corteza Terrestre en La Rioja y su influencia en los caracteres químico-térmicos del agua subterránea».

Esta primera zona estudiada corresponde a un área de gran complejidad geológica y estructural, donde son abundantes las rocas con componentes solubles.

Simultáneamente con la ejecución de la cartografía geológica, realizada a escala 1:10.000, se llevó a cabo el inventario de puntos de agua y la toma de muestras por su caracterización química.

El muestreo corresponde a una época invernal de niveles altos, única posibilidad de analizar surgencias de escaso caudal que se agotan en períodos de estiaje.

(\*) Colegio Universitario de La Rioja.  
 (\*\*) Progemisa. Madrid.

LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

El terreno estudiado se encuentra a caballo de las hojas de escala 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional siguientes:

Núm. 204: LOGRONO  
 Núm. 242: MUNILLA

abarcando una parte de los términos municipales de: Lagunilla del Jubera; Santa Engracia de Jubera; Ribafrecha.

La altura máxima es de 900 metros y la parte más baja de unos 500. Hay tres ríos que atraviesan esta zona y que son: el río Salado; el río de Santa Engracia; el río de San Martín. Todos ellos desembocan en el río Jubera. Hay además dos barrancos que desembocan en el río Leza (fig. 2).

Geológicamente (fig. 1), la zona se asienta sobre tres conjuntos de rocas de edad y de composición diferentes. La parte más septentrional está constituida por rocas de edad jurásica y cretácica asociadas al Macizo de Los Cameros; la parte central,

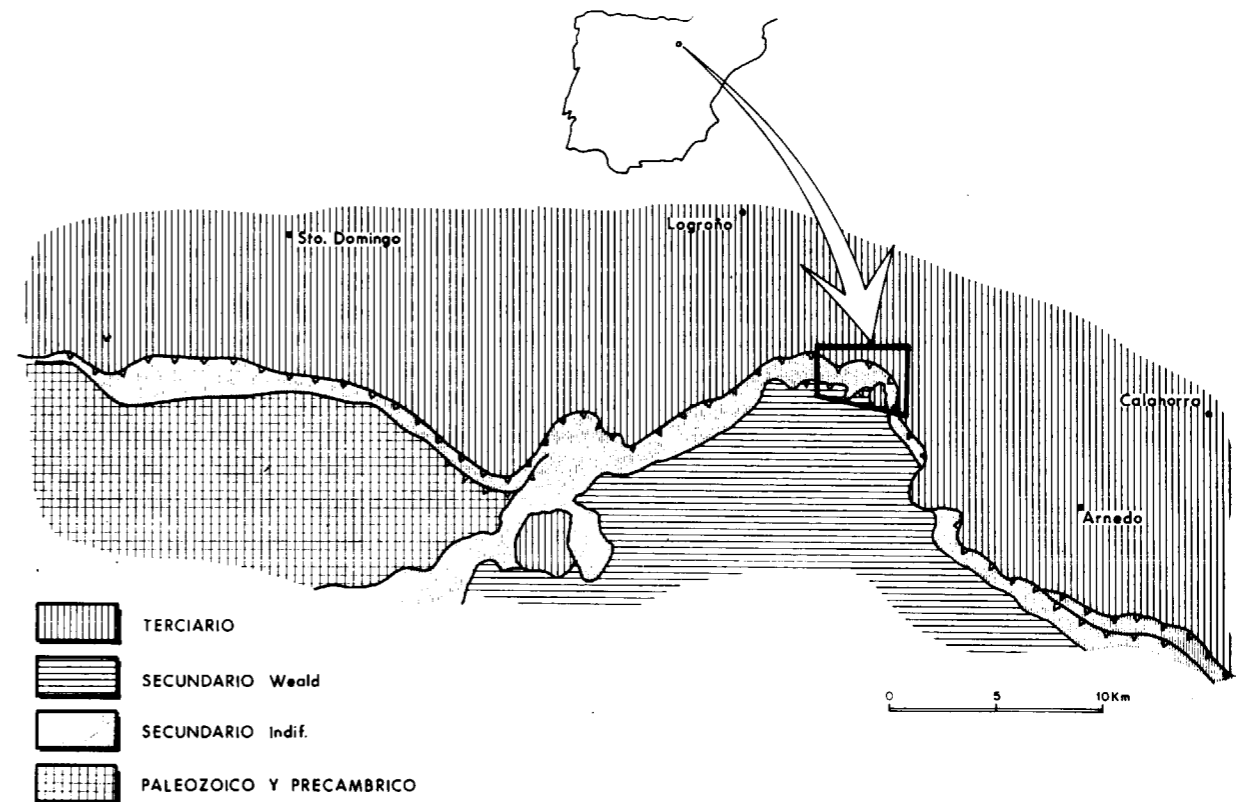


Figura 1.—Localización del área.

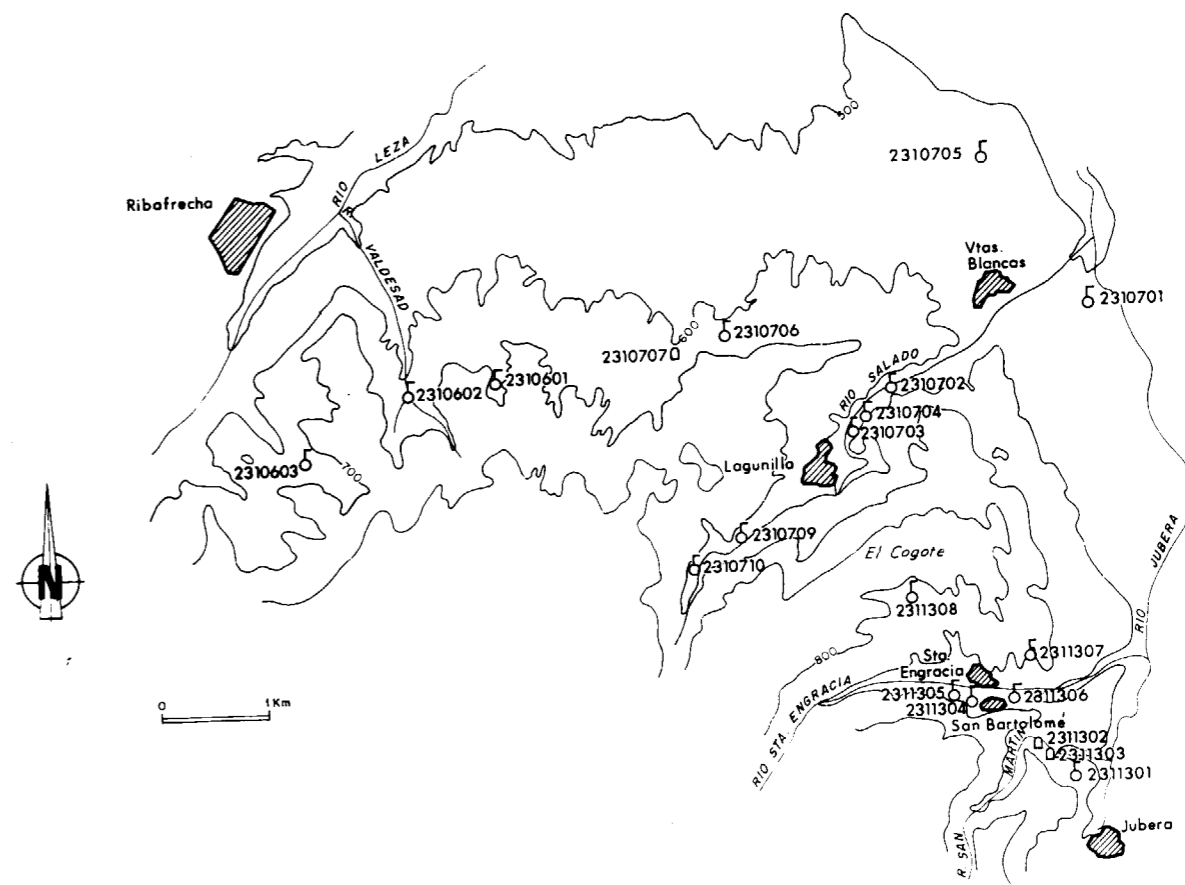


Figura 2.—Topografía.

la de mayor extensión, por otras triásicas; finalmente, la parte que bordea el Norte y Este, que son de edad terciaria.

Estructuralmente se sitúa en el borde cabalgante del Macizo de Los Cameros sobre la Depresión del Ebro. Así pues los terrenos de edad terciaria serían autóctonos; los de edad jurásica y cretácica serían el alóctono en sentido estricto; y los triásicos, además de ser alóctonos, forman la lámina plástica que sirve de capa deslizante al cabalgamiento.

**GEOLOGIA**

**1. Litología**

Se describen ahora las rocas en función de su edad y composición, teniendo en cuenta las características que más influyen en el contenido de sustancias minerales del agua (fig. 3).

**Cuaternario**

Constituido en general por acumulaciones de cantos y de material más fino acarreado por los ríos. Suele estar lavado de aquellas sustancias que son muy solubles, aunque, dada la abundancia de calizas y dolomías en el área, hay muchos cantos y formaciones carbonatadas (caliches, costras y tobas o travertinos). No abunda el suelo rico en humus y la mayor parte de los cultivos son de secano; en la cercanía de los pueblos, allí donde se produce un cultivo de huerta intensivo, el suelo está suficientemente abonado con restos orgánicos y muy enriquecido además por la mayor humedad del mismo.

**Terciario**

Las rocas de esta edad son de dos clases diferentes, según su situación en la zona. Hay unas, próximas al Sur, que ocupan una extensión consi-

derable, y sobre las que se apoya una parte del pueblo de Santa Engracia, cuyo carácter fundamental es su composición silíceo. Estas rocas son conglomerados de cantos silíceos inmersos en una matriz arenoso-arcillosa sin carbonatos (calizas o dolomías). El otro conjunto de rocas terciarias lo constituyen una alternancia de areniscas, limos y arcillas, dentro de las cuales hay algún nivel de carbonatos, de yeso o de otras sales. Para las referencias posteriores se pueden utilizar los términos de Terciario silíceo o de Terciario salino para diferenciar ambos tipos de rocas.

En el Terciario silíceo, prácticamente no hay ninguna sustancia soluble en el agua, mientras que en el salino son de esperar muchos solutos procedentes de las evaporitas que contienen las rocas.

**Secundario**

Al retroceder en el tiempo en esta descripción, las rocas que siguen son las de edad secundaria. Las más modernas son las de facies Weald, que ocupan una extensión pequeña, por lo que su influencia en cuanto a los solutos del agua en esta zona es prácticamente nula. Por esa razón no se hace necesaria una descripción detallada. Diremos, no obstante, que son rocas carbonatadas y silíceas.

Más antiguas son las rocas marinas del Jurásico y las del paso Jurásico-Triásico, que son carbonatadas. Las primeras, constituidas por carbonato

cálcico (calcita como mineral soluble) mayoritario, y las segundas, por carbonato cálcico-magnésico (dolomita como mineral soluble). A esta asociación de rocas podemos denominar el Jurásico carbonatado.

Los litosomas inferiores son muy interesantes en cuanto al contenido de minerales solubles se refiere, y en cuanto a la extensión que ocupan en la zona de muestreo. Son de edad triásica y se componen de yeso y otras sales (sulfatos y halogenuros) y de dolomías (carbonato de calcio y magnesio).

**2. Estructura geológica**

La estructura más importante es aquella mediante la que mecánicamente se ponen las rocas del Secundario (más antiguas) encima de las del Terciario de la Depresión del Ebro. Este cabalgamiento no ofrece interés en la zona para el tema de este trabajo, puesto que, tanto el Secundario (rocas triásicas) como el Terciario implicado son impermeables a la escala del acontecimiento.

La sigue en orden de magnitud el plegamiento que produce sinclinales y anticlinales. Dado que en el Triásico hay alternancia de rocas carbonatadas (dolomías) y de yeso y arcilla, el hecho resulta interesante, puesto que es el responsable de la mayor parte de los manantiales de la zona (figura 4).

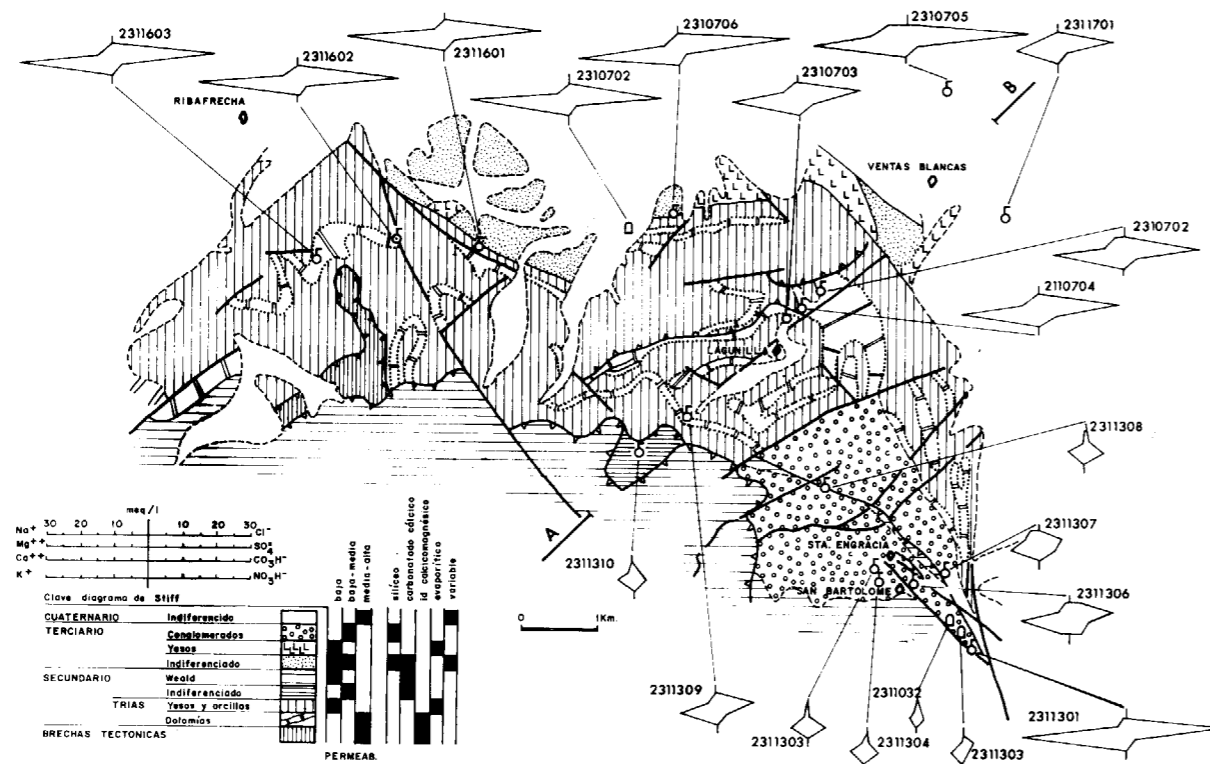


Figura 3.—Plano geológico.

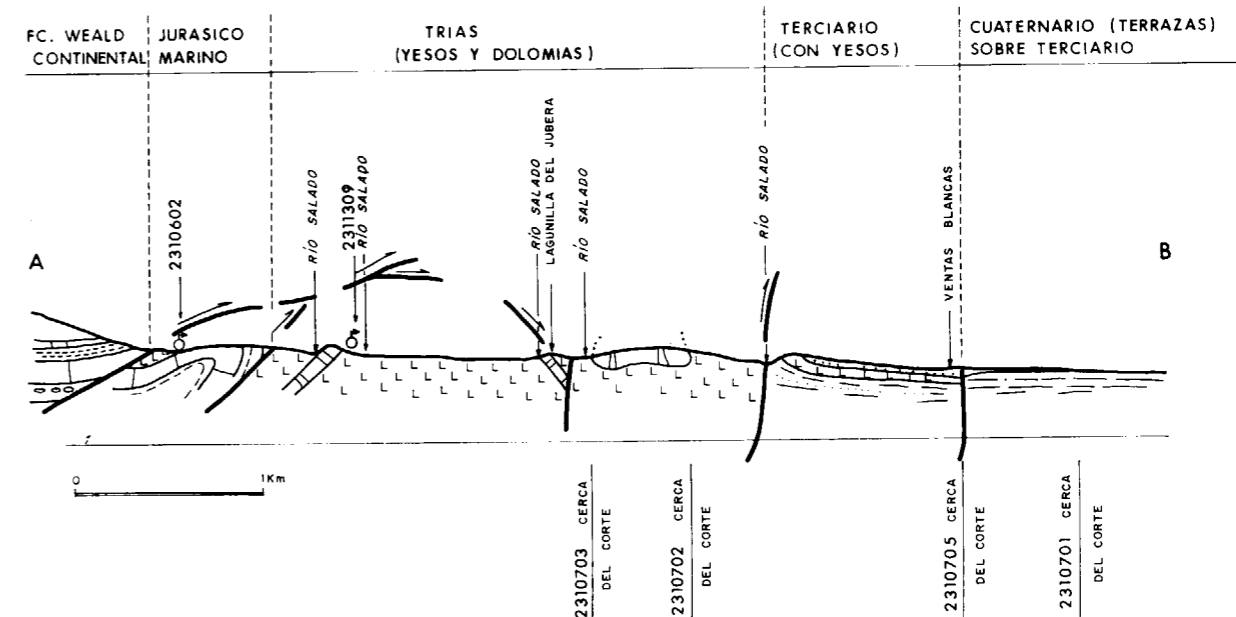


Figura 4.—Corte geológico.

Tanto el cabalgamiento como el plegamiento mencionados se produjeron en la orogenia alpina.

La última de las estructuras la constituye la red de fallas recientes, fracturas de las rocas que siguen en dos direcciones principales distintas: una de dirección aproximada N40E (dirección de la Falla de Plasencia) y otra de dirección N120E (dirección Ibérica). En ambos casos, si estas fracturas atraviesan las rocas frágiles (calizas y dolomías) se produce su cuarteamiento, aumentando así su porosidad.

CONSIDERACIONES HIDROGEOLOGICAS

Los materiales descritos en el capítulo anterior poseen una variada composición litológica y están afectados, en distinta forma, por procesos de fracturación, meteorización y karstificación. En función de estos factores, se puede establecer una diferenciación cualitativa sobre sus características permeables, que determinarán su respectiva potencialidad para constituir acuífero, susceptibles de permitir la acumulación y circulación del agua subterránea (cuadro 1).

Los materiales con mayor grado de permeabilidad, en el área estudiada, corresponden a los depósitos cuaternarios (sobre todo en sus niveles de granulometría gruesa), y a los tramos carbonatados (calizas y dolomías) jurásico-triásico.

Los menores valores de permeabilidad corresponden a los materiales de naturaleza arcillosa, limosa o evaporítica, tanto del Terciario como del Secundario y Triásico.

Los conglomerados terciarios, de naturaleza silíceo, poseen un comportamiento variable, así como los conjuntos litológicos formados por alternancias de materiales limosos y arenosos o margosos y calizos.

Los manantiales de mayor caudal están asociados con calizas y dolomías. En el caso de las galerías de los Túneles de los Moros (2311302, 2311303), enlazan con un carst que los comunica con el río de San Martín, del que directamente toman el agua.

Morfología Kárstica

Sobre los materiales más solubles de la zona

CUADRO 1

CARACTERISTICAS DE LOS PUNTOS DE AGUA								
Nº DE ORDEN	NATURALEZA DENOMINACION	COTA	TEMPERATURA		FECHA DE OBSERVAC.	ACUIFERO	CAUDAL l/seg.	OBSERVACIONES
			AGUA	AIRE				
2311301	manantial	680	13	10	7-II-87	dolomítico	0'13	TRIAS
2310702	manantial Fte. de la Canal	580	13	10	8-II-87	dolomítico	3'15	TRIAS
2310703	manantial Fte. del Majuelo	595	11	9	8-II-87	dolomítico	0'2	TRIAS
2310704	manantial	590	9	9	14-II-87	dolomítico	0'1	CUATERNARIO
2311309	manantial Fte. del Arca	650	12	7	14-II-87	dolomítico	4'0	TRIAS
2310706	manantial Fte. de Riajo	620	12	8	14-II-87	dolomítico	1'0	TRIAS
2310707	galería Fte. de Niéstaves	600	13	9	14-II-87	dolomítico	6'66	TRIAS
2310601	manantial	660	12	9	14-II-87	dolomítico	2'7	TRIAS
2310602	manantial Fte. de Valdesad	620	12	4	21-II-87	dolomítico	2'15	TRIAS
2310603	manantial Fte. de Valempudia	630	13	3	21-II-87	dolomítico	2'15	TRIAS
2311304	manantial Fte. de S. Bartolomé	640	9	15	7-II-87	calizo	¿?	JURASICO
2311305	manantial Fte. de la Lleca	620	8	10	7-II-87	calizo	¿?	TERRAZA
2311310	manantial Fte. de la Teja	700	11	8	21-II-87	calizo	0'3	JURASICO
2311307	manantial Fte. del Barranquillo	660	13	7	8-II-87	calizo	0'1	TERCIARIO
2311308	manantial Fte. de Valdelagüna	760	11	10	8-II-87	calizo	0'2	TERCIARIO
2311302	galería Túneles de los Moros	630	9	6	7-II-87	calizo	15	TRIAS
2311303	galería Túneles de los Moros	610	9	9	7-II-87	calizo	40	TRIAS
2311306	manantial Fte. de la Alberquis	630	8	10	7-II-87	arcilloso	0'0	CUATERNARIO
2310701	manantial	540	12	13	8-II-87	conglomer	0'0	CUATERNARIO
2310705	manantial Fte. del Portillo Kodete	520	12	12	14-II-87	limos	0'0	TERCIARIO

(rocas carbonáticas y evaporíticas) se han desarrollado morfologías de tipo kárstico por la acción de la disolución y erosión del agua infiltrada.

El sistema kárstico desarrollado sobre calizas se relaciona con las surgencias de los Túneles de los Moros, Santa Engracia y Fuente del Arca. Los procesos de disolución adquieren gran desarrollo en profundidad, como se observa en las galerías mineras de las Minas de los Túneles de los Moros. En este caso se produce una clara conexión entre el cauce del río de San Martín y las galerías excavadas.

Sobre las formaciones evaporíticas del keuper se han detectado tres áreas afectadas por procesos de disolución, una al Oeste de Lagunilla y dos al Sur de Ribafrecha. En superficie se observan dolinas, en general debidas a hundimiento de conductos, que conectan con una red subterránea de trazado sinuoso cuyas características, en su génesis y morfología, es equivalente al karst sobre calizas, aunque difieren en su grado de estructuración y en la velocidad de desarrollo.

En esta zona no hay karst bien desarrollado, debido posiblemente a que la velocidad de enca-

jamiento de los cauces ha sido tan grande que no ha permitido su desarrollo.

HIDROQUIMICA

Las muestras obtenidas han sido analizadas en el laboratorio de Química Analítica del Colegio Universitario de La Rioja.

Las técnicas analíticas utilizadas para las determinaciones de los distintos elementos han sido los siguientes:

- Espectrofotometría de absorción molecular: fosfatos, sulfatos, nitratos y amonio.
- Espectrofotometría de absorción atómica: aluminio, hierro, calcio y magnesio.
- Espectrofotometría de emisión atómica: sodio y potasio.
- Potenciometría con electrodos selectivos: cloruros y fluoruros.
- Volumetría ácido-base: bicarbonatos.

En los cuadros 2, 3 y 4 se presentan los resul-

CUADRO 2

VALORES OBTENIDOS EN LA DETERMINACION DE LOS PARAMETROS QUIMICOS EN LAS MUESTRAS														
MUESTRA	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	pH
2311301	1475	5	5	0'5	0'09	146	6	1'4	612	30	----	0'36	0'05	7'8
2310702	1076	29	36	1'0	0'05	226	39	8	436	63	----	0'20	0'03	7'7
2310703	918	34	11	0'6	0'07	253	15	13	380	52	----	0'20	0'04	7'8
2310704	1174	29	32	0'6	0'06	259	36	13	464	65	----	0'20	0'03	8'0
2311309	542	9	7	0'2	0'05	189	7	1'6	209	36	----	0'20	----	7'8
2310706	1591	8	25	1'1	0'07	140	16	1'9	622	47	----	----	----	7'8
2310707	1374	9	7	0'2	0'09	140	10	1	558	37	0'31	0'20	----	7'9
2310601	1413	7	9	0'4	0'06	165	9	0'8	592	41	0'21	----	----	7'9
2310602	1473	7	7	0'5	0'07	162	15	1'2	600	53	----	----	----	7'7
2310603	1473	12	7	0'8	0'07	162	8	1'1	574	48	----	----	----	7'9
2311304	48	3	3	0'1	0'08	268	4	1'6	95	5	----	----	0'05	7'7
2311305	26	3	13	0'7	0'08	323	17	1'8	80	16	0'21	----	0'10	8'0
2311310	70	0'5	3	---	0'10	226	7	0'5	80	11	----	----	0'97	8'2
2311307	330	27	25	---	0'24	311	46	3'1	150	50	----	----	0'08	7'7
2311308	37	30	11	0'2	0'06	314	24	1'6	99	8	----	----	0'08	7'6
2311302	50	0'6	4	---	0'20	110	6	2'1	37	7	1'50	1'37	0'08	7'7
2311303	113	1	4	0'8	0'15	98	5	1'6	62	7	1'50	1'17	0'14	7'7
2311306	597	153	53	---	0'06	332	40	106	278	39	----	----	0'12	7'7
2310701	799	57	11	1'8	0'05	217	16	1'9	248	89	----	----	0'11	7'7
2310705	1746	48	70	---	0'11	201	14	3	558	133	----	----	0'04	8'0

La concentración de las especies se da en miligramos por litro

CUADRO 3

VALORES DE CONCENTRACION DE LOS PARAMETROS QUIMICOS, EN MILIEQ/L															
MUESTRA	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SUMA mEq Aniones	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	SUMA mEq Cationes
2311301	30'72	0'08	0'14	0'03	----	2'39	33'36	0'25	0'04	30'60	2'47	----	0'04	----	33'34
2310702	22'42	0'47	1'01	0'05	----	3'70	27'65	1'70	0'21	21'80	5'18	----	0'02	----	28'91
2310703	19'12	0'55	0'31	0'03	----	4'15	24'24	0'63	0'34	19'00	4'31	----	0'02	----	24'48
2310704	24'46	0'47	0'90	0'03	----	4'24	30'10	1'56	0'32	23'20	5'36	----	0'02	----	30'46
2311309	11'30	0'14	0'20	0'01	----	3'10	14'75	0'32	0'04	10'80	2'93	----	0'02	----	14'11
2310706	33'14	0'13	0'70	0'06	----	2'29	36'32	0'71	0'05	31'10	3'83	----	----	----	35'69
2310707	28'62	0'14	0'20	0'01	----	2'29	31'26	0'41	0'03	29'25	3'06	0'02	0'02	----	32'79
2310601	29'44	0'11	0'25	0'02	----	2'70	32'52	0'38	0'01	29'60	3'37	0'01	----	----	33'37
2310602	30'46	0'11	0'20	0'03	----	2'65	33'45	0'65	0'03	30'00	4'36	----	----	----	35'04
2310603	30'46	0'19	0'20	0'04	----	2'65	33'54	0'36	0'03	28'70	3'95	----	----	----	33'04
2311304	1'00	0'05	0'08	----	----	4'39	5'52	0'17	0'04	4'75	0'39	----	----	----	5'35
2311305	0'54	0'05	0'37	0'04	----	5'29	6'29	0'75	0'04	4'00	1'29	0'01	----	0'01	6'10
2311310	1'46	0'01	0'08	----	----	3'70	5'25	0'30	0'01	4'00	0'88	----	----	0'06	5'25
2311307	6'88	0'43	0'70	----	----	5'10	13'11	2'00	0'08	7'50	4'11	----	----	----	13'77
2311308	0'76	0'48	0'31	0'01	----	5'15	6'71	1'02	0'04	4'92	0'64	----	----	----	6'62
2311302	1'04	0'01	0'11	----	----	1'80	2'96	0'24	0'05	1'83	0'56	0'08	0'15	----	2'91
2311303	2'36	0'02	0'11	0'04	----	1'61	4'14	0'23	0'04	3'07	0'6	0'08	0'13	0'01	4'16
2311306	12'44	2'47	1'49	----	----	5'44	21'84	1'72	2'70	13'90	3'23	----	----	0'01	21'56
2310701	16'64	0'92	0'31	0'09	----	3'56	21'52	0'70	0'05	12'40	7'31	----	----	0'01	20'47
2310705	36'38	0'77	1'97	----	----	3'29	42'41	4'94	0'08	27'90	10'95	----	----	----	43'87

CUADRO 4

COMPOSICION SUPUESTA DEL AGUA DADA EN ESPECIES QUIMICAS					
MUESTRA	PRINCIPAL	SECUNDARIA	TERCERA	CUARTA	SALES INORGANICAS DE AJUSTE
2311301	SO <sub>4</sub> Ca (30'60)	CO <sub>3</sub> Mg (2'40)	ClNa (0'15)	NO <sub>3</sub> K (0'04)	NO <sub>3</sub> Na FNa
2310702	" (21'80)	" (3'70)	" (1'00)	" (0'21)	SO <sub>4</sub> Mg (0'61) NO <sub>3</sub> Na
2310703	" (19'00)	" (4'15)	NO <sub>3</sub> K (0'34)	ClNa (0'30)	" (0'16) SO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub> (0'17)
2310704	" (23'20)	" (4'25)	ClNa (0'90)	NO <sub>3</sub> K (0'09)	" (1'11) " (0'10)
2311309	" (10'80)	" (2'93)	" (0'20)	" (0'09)	----- " (0'12)
2310706	" (31'10)	" (2'30)	" (0'70)	" (0'05)	SO <sub>4</sub> Mg (1'53) " (0'76)
2310707	" (28'62)	" (2'30)	" (0'20)	" (0'03)	" (0'67) NO <sub>3</sub> Na
2310601	" (29'43)	" (2'70)	" (0'25)	" (0'01)	" (0'67) " (0'95)
2310602	" (30'08)	" (2'65)	" (0'20)	" (0'03)	" (0'68) SO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub> (0'30)
2310603	" (28'70)	" (2'65)	" (0'20)	" (0'03)	" (1'30) " (0'30)
2311304	" (0'99)	" (0'39)	" (0'09)	" (0'04)	CO <sub>3</sub> Ca (3'76) CO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub>
2311305	CO <sub>3</sub> Mg (1'29)	SO <sub>4</sub> Ca (0'55)	" (0'38)	" (0'04)	" (3'45) " (0'22)
2311310	SO <sub>4</sub> Ca (1'45)	CO <sub>3</sub> Mg (0'88)	" (0'08)	" (0'01)	" (2'55) " (0'22)
2311308	" (0'76)	" (0'64)	" (0'30)	" (0'05)	" (4'16) " (0'63)
2311307	" (6'87)	" (4'11)	" (0'70)	" (0'08)	" (0'63) " (0'63)
2311302	" (1'04)	" (0'56)	" (0'10)	" (0'01)	" (0'80) CO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub> /K <sub>2</sub>
2311303	" (2'56)	" (0'60)	" (0'80)	" (0'02)	" (0'51) " (0'51)
2311306	" (12'44)	" (3'23)	NO <sub>3</sub> K (2'46)	ClNa (1'50)	" (1'46) " (1'46)
2310701	" (12'40)	" (3'55)	ClNa (0'30)	NO <sub>3</sub> K (0'05)	SO <sub>4</sub> Mg (3'76) SO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub>
2310705	" (27'90)	" (3'30)	" (1'97)	" (0'08)	" (7'65) " (2'97) NO <sub>3</sub> Na

tados analíticos, así como el balance iónico del que se deducen los compuestos químicos mayoritarios.

En función de los resultados obtenidos y del ambiente geológico con el que se relacionan las surgencias, se han establecido los siguientes grupos, cuyas características más notables se exponen seguidamente:

Grupo	Puntos de agua	Características generales
1	2310601	Surgencias ligadas a materiales dolomíticos triásicos de permeabilidad media, intercalados con evaporitas. Caudales variables, aunque bajos en general (menos de 7 l/s. en aguas altas).
	2310602	
	2310603	
	2310702	
	2310703	
	2310704	
2	2310706	Surgencias ligadas a calizas jurásicas y cretácicas permeabilidad media baja.
	2310707	
	2311301	
3	2311304	Surgencias ligadas a calizas jurásicas y cretácicas permeabilidad media baja.
	2311305	
4	2311307	Surgencias kársticas de bajo caudal.
	2311308	
5	2311302	Galerías mineras de los Túneles de los Moros. Caudal alto.
	2311303	
6	2311306	Surgencias ligadas a una falla en contacto con yeso y dolomía.
	2310701	
	2310705	Surgencias relacionadas con el Terciario y Cuaternario de la Depresión del Ebro.

## Grupo 1

Este grupo de muestras proceden de surgencias relacionadas con el Triás. Contienen gran cantidad de los iones o grupos iónicos sulfato y calcio. No hay ningún problema en asignar esta proporción al yeso que llevan disuelto y que se encuentra en las rocas. Las muestras de este grupo son 2310601, 2310602, 2310603, 2310702, 2310703, 2310704, 2310706, 2310707, 2311301 y 2311309; de éstas, la 2311301 está separada de las demás; pero el terreno que la almacena y por el que surge es yesífero. La muestra 2311309 tiene menor cantidad de sulfato porque su roca almacén es una dolomía del borde de la zona, que contacta con menos yesos que las otras dolomías. Un poco menos acusado es el mínimo de la mues-

tra 2310703, que se explica porque el agua que alimenta la dolomía que la contiene ha pasado poco tiempo sobre yeso.

El mismo esquema se repite en las muestras 2310702, 2310703, 2310704, 2310706 y 2311309 para el ión cloruro, por lo que el esquema usado parece válido. El contenido en nitratos es variable y puede estar en relación con procesos de contaminación orgánica.

El sodio muestra un comportamiento más parecido al del ión cloruro que al del grupo iónico sulfato, por lo que suponemos que es en forma de sal gema en la especie mineral que mayoritariamente se encuentra.

El magnesio sigue una gráfica de abundancia muy parecida a la del ión bicarbonato, por lo que es de esperar que esta especie química vaya en disolución procedente de las dolomías. Se aprecia la disminución de bicarbonato y de sodio al aumentar la de sulfato y la de calcio. Es posible que haya una cierta incompatibilidad y que por ello se produzca saturación mayor de uno u otro en función del producto de solubilidad y del tipo de rocas que se ponen en contacto con el agua.

Las muestras 2310601 y 2310707 se encuentran en el borde Norte de la zona, en contacto con el Terciario. Es posible que esta situación sea la responsable del contenido en hierro de las muestras.

## Grupo 2

Las muestras 2311304, 2311305 y 2311310 se han tomado en manantiales que surgen sobre calizas del Jurásico o Cretácico. A esto se debe el contenido tan bajo en sulfato, cloruro, magnesio y sodio. La muestra 2311305 tiene más cloruro y sodio de lo esperado, debido probablemente a algún núcleo de Triás bajo el punto donde surgen. Al mismo núcleo hay que achacarle el hierro que lleva la muestra. El ión calcio, junto con el bicarbonato, proceden de las calizas atravesadas por el agua antes de la surgencia. Llama poderosamente la atención la anomalía del ión amonio de la muestra 2311310, aunque el ión amonio puede estar ligado a procesos de contaminación orgánica en condiciones reductoras; posiblemente sea la zona de falla en la que se encuentra la causa de tal anomalía (falla que corresponde con la dirección ibérica, N120E).

DIAGRAMA HIDROQUIMICO DE SCHOELLER-BERKALOFF

- 2311301
- 2311309
- 2310702
- 2310703
- \*\*\*\*\* 2310704

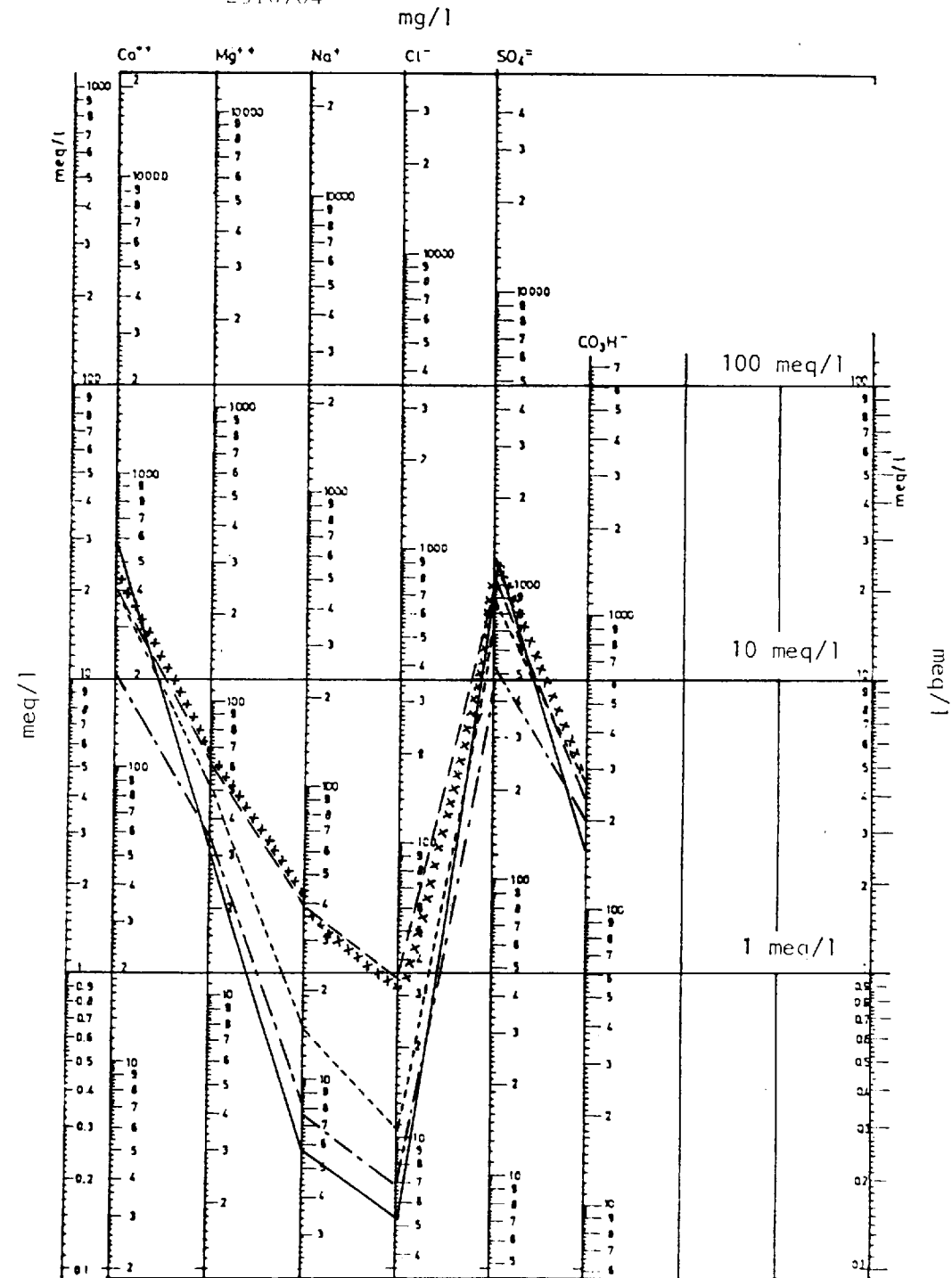


Figura 5.—Grupo 1 (parte).

DIAGRAMA HIDROQUIMICO DE SCHOELLER-BERKALOFF

- 2310706
- 2310707
- 2310603
- 2310601
- \*\*\*\*\* 2310602

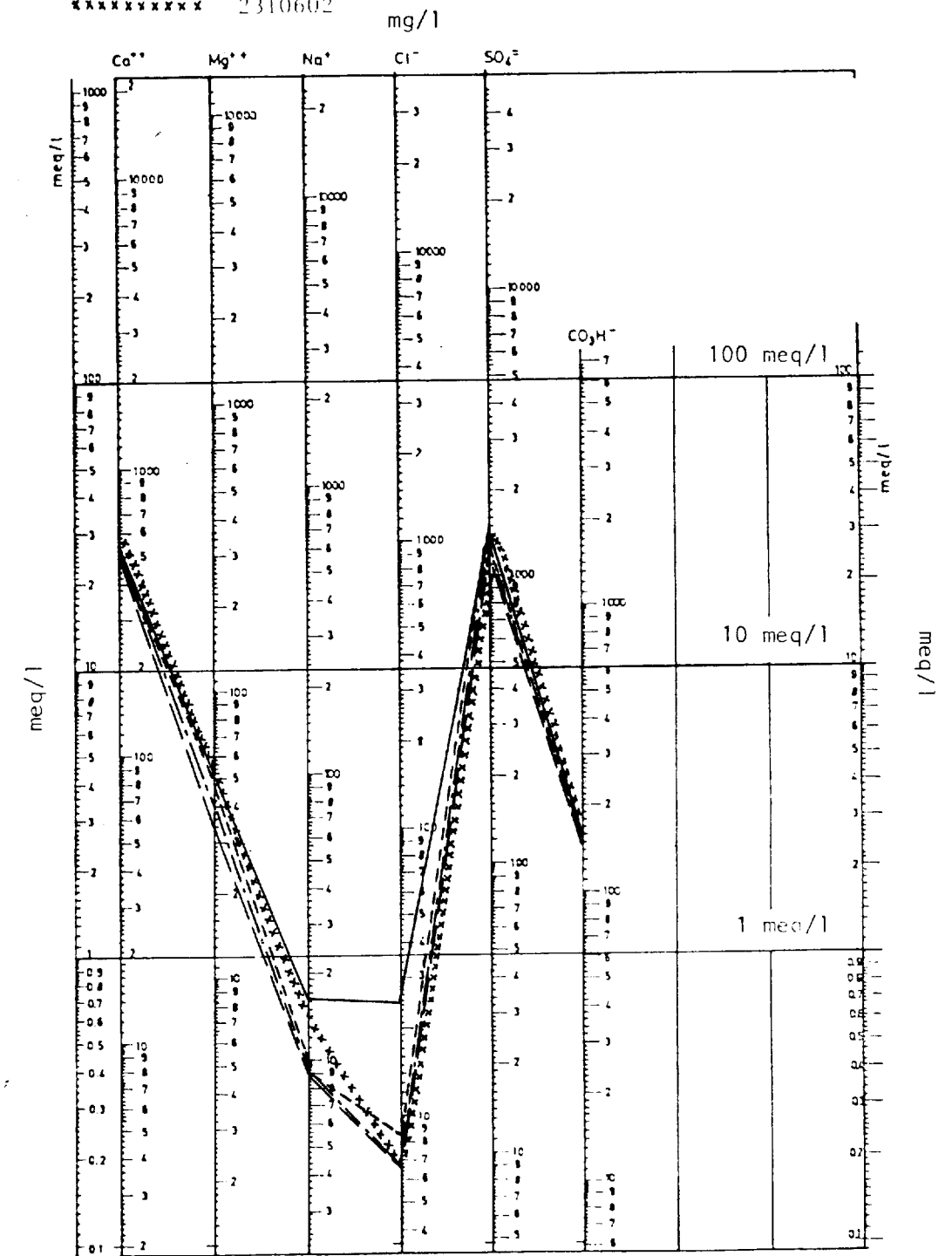


Figura 6.—Grupo 1 (parte).

DIAGRAMA HIDROQUIMICO DE SCHOELLER-BERKALOFF

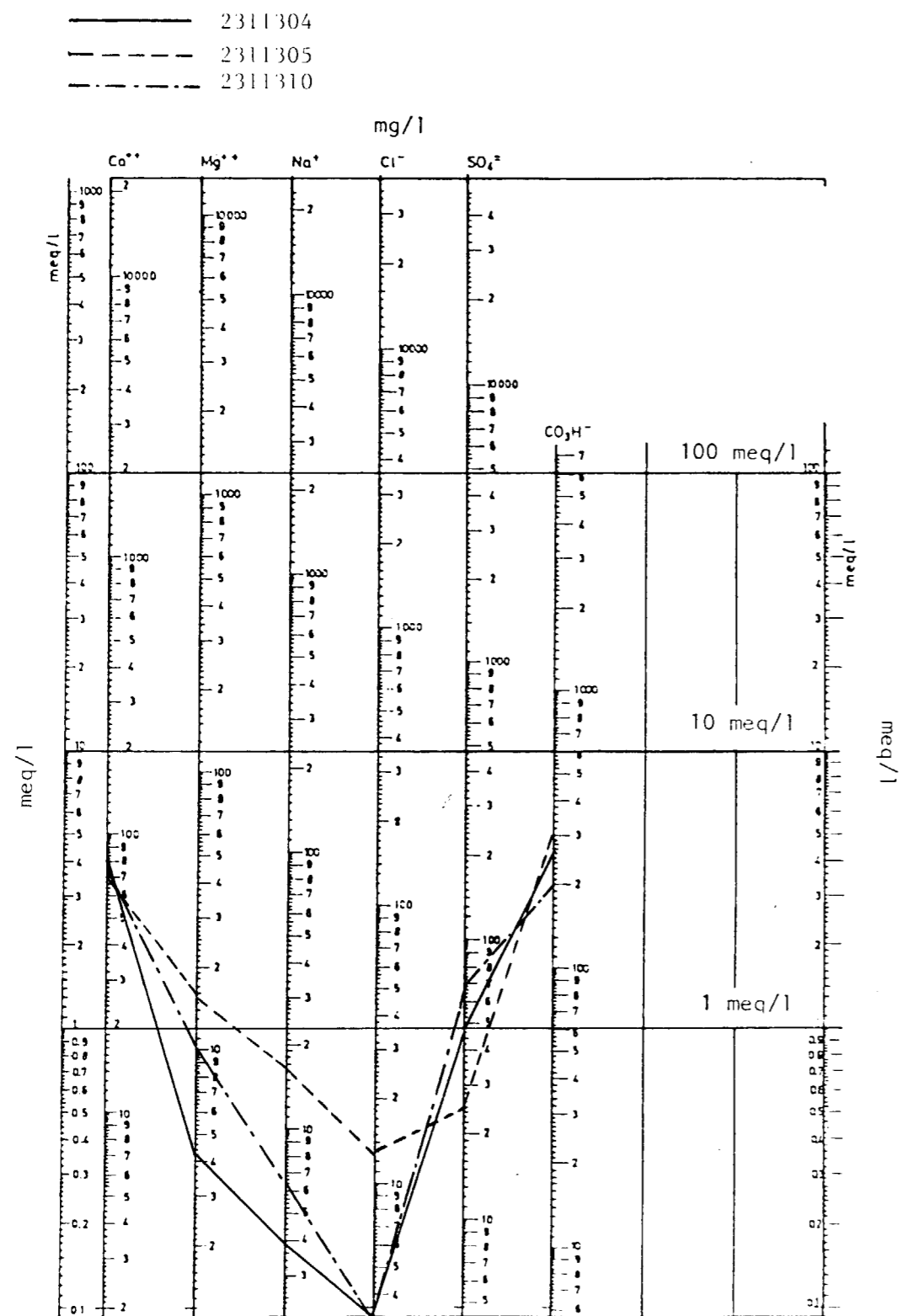


Figura 7.—Grupo 2.

DIAGRAMA HIDROQUIMICO DE SCHOELLER-BERKALOFF

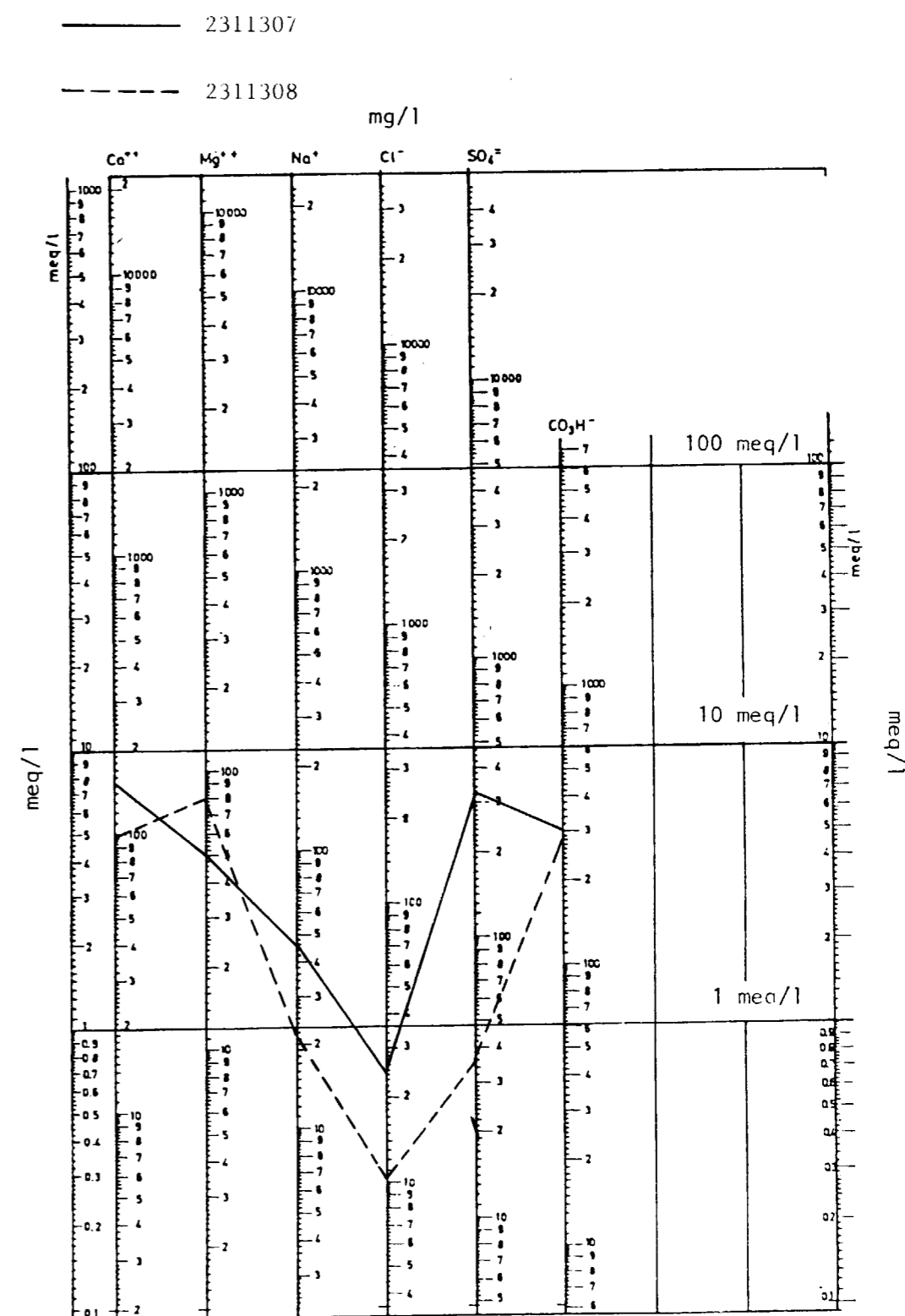


Figura 8.—Grupo 3.

DIAGRAMA HIDROQUIMICO DE SCHOELLER-BERKALOFF

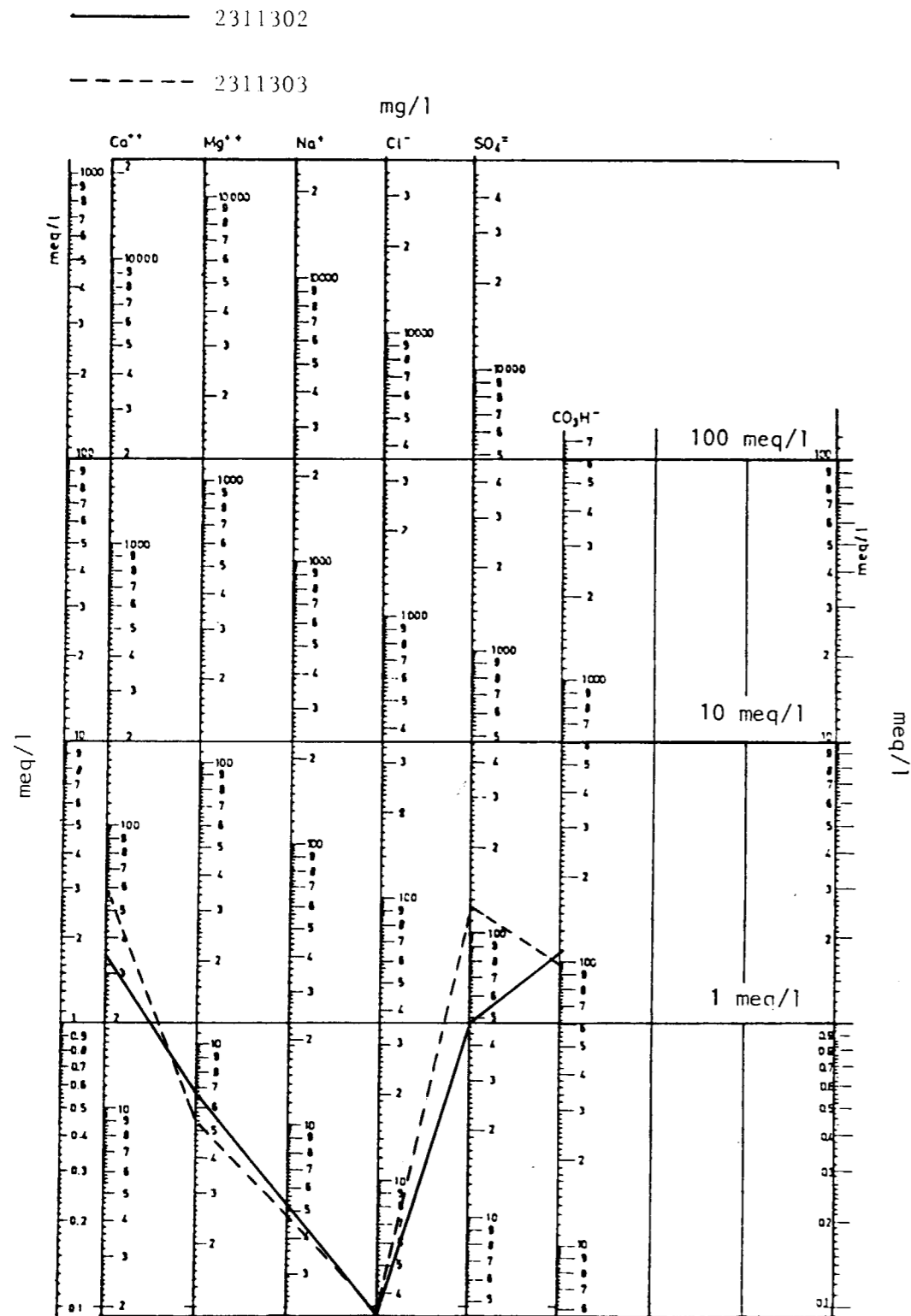


Figura 9.—Grupo 4.

DIAGRAMA HIDROQUIMICO DE SCHOELLER-BERKALOFF

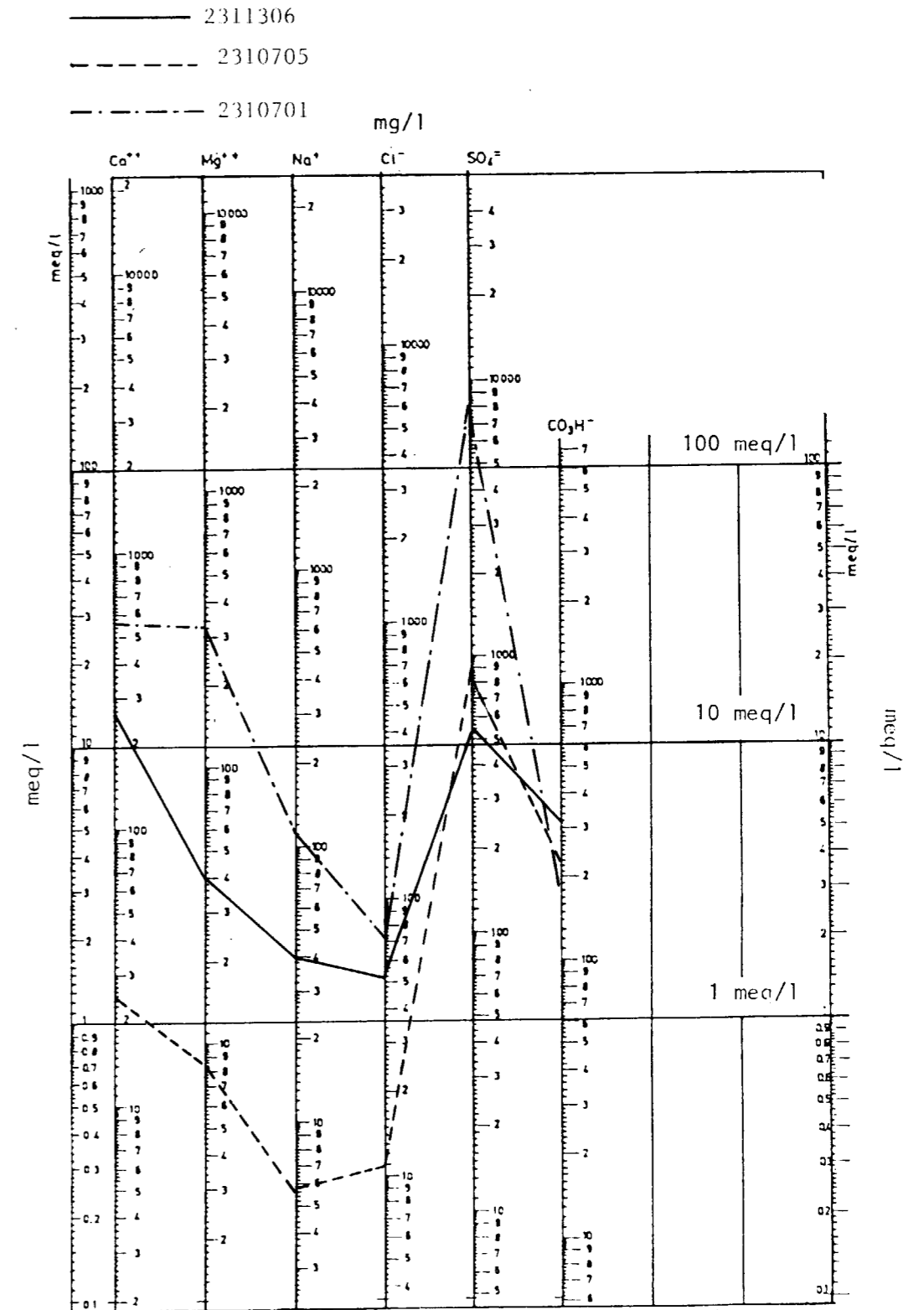


Figura 10.—Grupos 5 y 6.



**Grupo 3**

Las muestras 2311307 y 2311308 se encuentran en calizas, bajo los conglomerados silíceos del Terciario. Sus características más prominentes derivan del karst por el que circulan, es decir, contenido bajo en sulfato y alto en bicarbonato. En una y otra hay diferencia al contabilizar los iones magnesio, sodio, cloruro y fosfato, de forma que la muestra 2311307 ha de tener contaminación producida por rocas salinas del Triás (y posiblemente por algún nódulo de ofitas) que justifica la existencia de bicarbonato magnésico y de cloruro de sodio, por lo menos.

**Grupo 4**

2311302 y 2311303 son muestras tomadas en las galerías de las minas de los Túneles de los Moros. Estas minas arman en fallas que cruzan el río de San Martín, siendo las calizas, dolomías y ofitas las rocas por las que circula el agua. Hay que pensar que es muy factible un karst desarrollado en ellas, tanto por la naturaleza de las rocas, como por el lugar (junto al río) que ocupan, y porque el agua que sale por una de ellas, sale turbia en época de tormenta. Dado que llevan poco bicarbonato, sulfato, calcio, magnesio, cloruro y sodio, la influencia de las rocas almacén sobre el agua es escasa y más habría que decir «rocas canal» que «rocas almacén». Son aguas poco mineralizadas que indican un escaso tiempo de residencia. Circulación rápida por conductos kársticos. Los únicos iones relativamente abundantes son hierro y aluminio, que probablemente proceden de los minerales de arcilla en suspensión.

**Grupo 5**

La última muestra del entorno cabalgante es la 2311306, que ofrece las siguientes características: contenido medio en sulfato, calcio y nitrato; contenido medio en sodio, cloruro y bicarbonato; contenido muy alto en potasio. Esto no quiere decir que la influencia de sulfato del Triás es relativamente pequeña, mientras que si es destacable el contenido alto de otras sales. El potasio, que estará posiblemente en forma de nitrato potásico, tiene un contenido muy alto porque procede el agua de una zona muy cultivada y humificada.

**Grupo 6**

Finalmente, las muestras tomadas en las surgencias relacionadas con el Terciario y Cuaternario de la Depresión del Ebro (autéctono) son las 2310701 y 2310705. La 2310701 aflora en una zona del Terciario con menos evaporitas que la 2310705, lo que condiciona su composición. Tam-

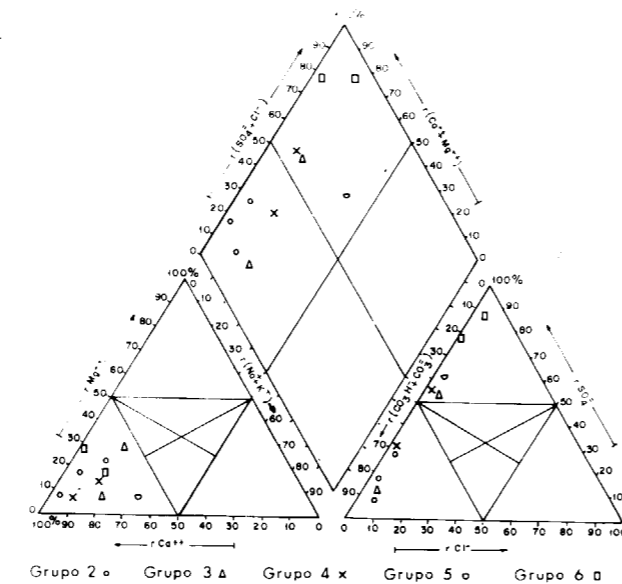
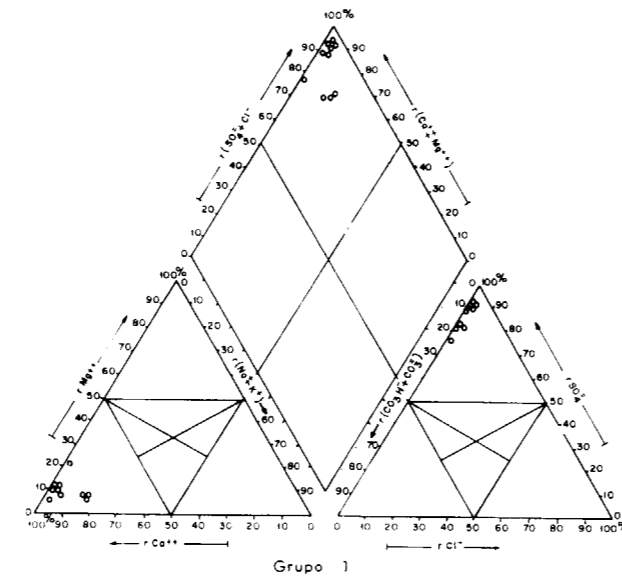


Figura 11.

bién, la muestra 2310701, sale bajo una terraza antigua del río Jubera, mientras que la 2310705 lo hace en una falla que atraviesa el Terciario y que limita el borde Oeste de la terraza citada. Sea como fuere, el carácter común a ambas muestras es el contenido alto en sulfato, bicarbonato, nitrato, magnesio y calcio. La muestra 2310705 es más rica en todos ellos que la 2310701 (excepto para el nitrato). También hay que decir que el contenido de fosfato de la muestra 2310705 es mayor que el de la 2310701, así como que la primera tiene mucho cloruro mientras que la segunda casi no tiene. Los minerales que se supone lleva disueltos el agua son: yeso, sal común, sal de Epson, nitro sódico, calcita y dolomita.

**Temperatura**

Oscila entre 8 y 13 grados centígrados. Parece que la temperatura más alta se relaciona con el contenido en sulfato del agua. En algunas, la temperatura es baja (2310703 y 2310704), porque se trata de agua que va durante mucho espacio a poca profundidad.

**AGRADECIMIENTOS**

Al Instituto de Estudios Riojanos, que mediante el plan de investigación «Movimientos de la

Corteza terrestre en La Rioja y su influencia en los caracteres químico-térmicos del agua subterránea», ha financiado este trabajo. Al profesor J. A. Sánchez Navarro, de la Universidad de Zaragoza, especialmente a D. Juan Hidalgo Ruiz, que nos orientó en la forma de presentar el estudio y las conclusiones, y a D. Miguel del Pozo, que revisó el original.

**BIBLIOGRAFIA**

- ESNAOLA, J. M., y JEREZ, L. (1971): *Resumen sobre la estructura del borde mesozoico meridional del Valle del Ebro en la provincia de Logroño*. I Congr. Hisp. Luso Am. de Geol. Econ. Madrid-Lisboa (1-1), 161-162.
- GREENBERG, A. E.; CONNORS, J. J., y JENKINS, D. (1981): *Standard Methods for the Examination of waster water*. American Public Heaeth Association, Washington DC.
- JIMÉNEZ, I. (1985): *Fluoride contamination in relation to land faults in La Rioja*. Fluoride of International Society for fluoride Research, vol. 18, núm. 4 (212-216).
- PÉREZ-LORENTE, F. (1988): *Escamas alpinas en Lagunilla de Jubera (La Rioja)*. *Mediterranea* (en prensa).
- RODIER, J. (1981): *Análisis de las aguas*, Ed. Omega, Barcelona.
- SAN JOSÉ, M. A. (1969): *Estudio hidrogeológico de la provincia de Logroño*. IGME. Informe, mapas y fichas.
- SANZ, J. M.; GALBÁN, J.; JIMÉNEZ, I.; BASTERRA, P.; GALLARTA, F.; LÓPEZ MARTÍN, R., y MARTÍNEZ SORIA, M. T. (1986): *Estudio químico de las Aguas Surgentes en la zona de Lagunilla (La Rioja)*. Zubia, vol. IV, 161-189.

Recibido: Marzo de 1988

## GEOTECNIA

# Evaluación de la fragmentación industrial de sulfuros polimetálicos mediante emisión acústica.

Por N. MARTINEZ (\*), M. MONTOTO (\*) y R. COY-YLL (\*\*)

## RESUMEN

Se realiza un análisis petrofísico de dos tipos de sulfuros polimetálicos del «Cinturón Pirítico» de Huelva, con el fin de conocer la evolución de su microfisuración interna cuando se someten a procesos de fragmentación industrial. Dicho análisis se centra en sus comportamientos deformacionales y microfractográficos. En especial se ha perseguido conocer el papel desempeñado por las discontinuidades internas de la roca, es decir, si éstas se comportan, o no, como planos de debilidad favoreciendo una más fácil fragmentación.

Mediante experiencias de laboratorio se han estudiado sus comportamientos geomecánicos bajo ensayos de compresión uniaxial y tracción indirecta. Durante los ensayos se ha registrado la emisión acústica, mayoritariamente asociada al desarrollo fisural.

Este análisis petrofísico se ha basado en estudios mediante microscopía óptica de reflexión y proceso digital de imágenes.

## ABSTRACT

A petrophysical analysis of two types of polymetallic sulphides from the Huelvan «Pyrite Belt» is done, in order to know the evolution of the internal microfissuration when they are submitted to industrial fragmentation processes. This analysis is focused on their deformational and microfractographic behaviour. It has been specially attempted to know the influence of the rock internal discontinuities, that is, if these discontinuities act as weakness planes making easy the fragmentation process.

The geomechanical behaviour of these materials has been studied under uniaxial compression and Brazilian tests and the acoustic emission, monitored principally related to the fissure development, has been recorded during the tests evolution.

The petrographic studies were realized on light reflected microscopy and digital image processing.

## INTRODUCCION

Los materiales rocosos contienen todo tipo de discontinuidades petrográficas que inciden en sus propiedades mecánicas, por ejemplo la resistencia a la compresión uniaxial y a la tracción. Estas propiedades están directamente relacionadas con los procesos deformacionales que sufre una partícula de roca durante la fragmentación industrial. Entre estas discontinuidades merece la pena destacar las de tipo mineralógico, textural y fractográfico; también, a menor escala, las debidas a la

porosidad y alteración de las distintas fases minerales (SUÁREZ DEL RÍO, 1982; KRANZ, 1983; MONTOTO, 1983).

La cuantificación de estas características petrográficas permite un mejor conocimiento de su influencia en las propiedades mecánicas del material y mejorar el conocimiento de los procesos de fragmentación industrial, al permitir incluirlas en las ecuaciones que modelizan estos procesos (OKA y MAJIMA, 1970; KELLY y SPOTTISWOOD, 1982).

Esta cuantificación se puede mejorar mediante técnicas de proceso digital de imágenes, aplicadas a preparaciones observadas mediante diferentes técnicas microscópicas. Estas técnicas también se aplican con éxito a la cuantificación de las fisuras

desarrolladas en los procesos de rotura de materiales rocosos (MONTOTO, 1982; BEL-LAN, 1984).

Por otra parte, mediante el registro de la E. A. generada durante la realización de estos ensayos mecánicos, se consigue un mejor conocimiento del desarrollo de la fisuración que conduce a la rotura final de los materiales (MONTOTO, SUÁREZ DEL RÍO, KHAIR y HARDY, 1981b; SUÁREZ DEL RÍO, 1982).

Aplicando estos métodos al estudio de los procesos de fragmentación industrial, se puede controlar la evolución de la relación mineralogía/red fractográfica desarrollada, lo que permite conocer el grado de liberación existente entre las diferentes fases minerales que forman estas rocas, así como la morfología y granulometría del producto final.

## DESCRIPCION PETROGRAFICA

Este estudio se realiza sobre dos tipos de materiales piríticos; son sulfuros polimetálicos procedentes del Cinturón Pirítico Hispano-Portugués, provincia metalogénica situada en la Zona Surportuguesa del Macizo Hespérico (LOTZE, 1945).

Estas mineralizaciones aparecen en el denominado «Grupo Volcánico-sedimentario» (FERNÁNDEZ, 1982), formado por rocas volcánicas ácidas, básicas e intermedias, sedimentos tufíticos, tobáceos, líticos, depósitos de sulfuros, jaspes y mineralizaciones de manganeso. Su potencia es muy variable (800 m. como máximo) y su edad es Tournaisiense-Viseense Inferior.

## Pirita silícea con calcopirita

Roca de color gris oscuro, sin discontinuidades geomecánicas. Textura granuda, de grano medio, con aspecto clástico. Su composición modal es la siguiente: pirita, 79 por 100; cuarzo, 18 por 100, y calcopirita, 3 por 100.

Mediante microscopía óptica de reflexión y S. E. M. se ven masas anhedralas de pirita de hasta varios mm., aunque son muy frecuentes los idio-blastos, con un tamaño medio de 100  $\mu\text{m}$ .; intersticialmente respecto a la pirita se sitúan el cuarzo y la calcopirita. El primero forma acumulaciones anhedralas de hasta varios mm., no distinguién-

dose granos individuales o rellena fracturas presentes dentro de los granos de pirita. La calcopirita tiene un tamaño medio de varias decenas de  $\mu\text{m}$ . y también puede aparecer relleno de fracturas dentro de los granos de pirita. Los bordes entre estos minerales son irregulares, frecuentemente rectos (fig. 1).

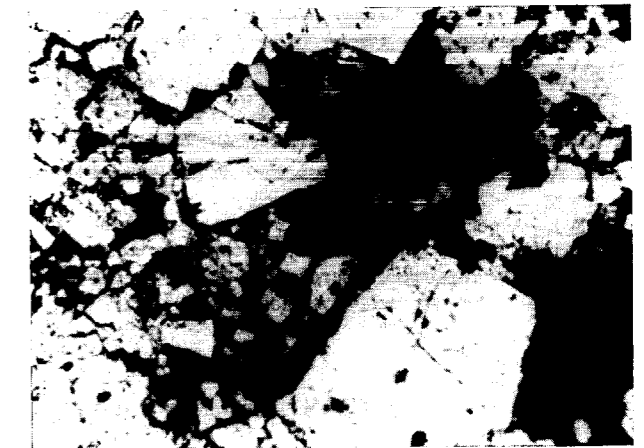


Figura 1.—Aspecto de la textura. Pirita silícea con calcopirita. Pirita: color blanco; cuarzo: color gris. Microscopía óptica de reflexión, n. p. ( $\times 280$ ).

## Pirita carbonatada con calcopirita

Roca de color gris oscuro. Presenta algunas diaclasas con orientaciones diversas y numerosas fisuras mineralizadas. Se distinguen varios sistemas de fisuras, siendo el más persistente (además de estar formado por fisuras de mayor anchura) el definido por fisuras (sistema 1) que forman un ángulo de unos 30° con el eje de las probetas y discos orientados que se usan en los ensayos mecánicos.

La textura es de grano fino y la composición modal es la siguiente: pirita, 87 por 100; carbonatos (calcita y algo de siderita), 10 por 100, y calcopirita, 3 por 100. La pirita presenta formas subhedralas, siendo muy frecuentes ideoblastos, con un tamaño medio de varias decenas de  $\mu\text{m}$ . Los bordes entre estos minerales son irregulares, frecuentemente rectos (fig. 2).

El estudio fractográfico muestra que las numerosas fisuras, con una anchura que varía entre varias  $\mu\text{m}$ . y unos 2 mm., aparecen rellenas por carbonatos y calcopirita.

(\*) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Oviedo (España).

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

desarrolladas en los procesos de rotura de materiales rocosos (MONTOTO, 1982; BEL-LAN, 1984).

Por otra parte, mediante el registro de la E. A. generada durante la realización de estos ensayos mecánicos, se consigue un mejor conocimiento del desarrollo de la fisuración que conduce a la rotura final de los materiales (MONTOTO, SUÁREZ DEL RÍO, KHAIR y HARDY, 1981b; SUÁREZ DEL RÍO, 1982).

Aplicando estos métodos al estudio de los procesos de fragmentación industrial, se puede controlar la evolución de la relación mineralogía/red fractográfica desarrollada, lo que permite conocer el grado de liberación existente entre las diferentes fases minerales que forman estas rocas, así como la morfología y granulometría del producto final.

## DESCRIPCION PETROGRAFICA

Este estudio se realiza sobre dos tipos de materiales piríticos; son sulfuros polimetálicos procedentes del Cinturón Pirítico Hispano-Portugués, provincia metalogénica situada en la Zona Surportuguesa del Macizo Hespérico (LOTZE, 1945).

Estas mineralizaciones aparecen en el denominado «Grupo Volcánico-sedimentario» (FERNÁNDEZ, 1982), formado por rocas volcánicas ácidas, básicas e intermedias, sedimentos tufíticos, tobáceos, líticos, depósitos de sulfuros, jaspes y mineralizaciones de manganeso. Su potencia es muy variable (800 m. como máximo) y su edad es Tournaisiense-Viseense Inferior.

### Pirita silícea con calcopirita

Roca de color gris oscuro, sin discontinuidades geomecánicas. Textura granuda, de grano medio, con aspecto clástico. Su composición modal es la siguiente: pirita, 79 por 100; cuarzo, 18 por 100, y calcopirita, 3 por 100.

Mediante microscopía óptica de reflexión y S. E. M. se ven masas anhedrales de pirita de hasta varios mm., aunque son muy frecuentes los idio-blastos, con un tamaño medio de 100  $\mu\text{m}$ .; intersticialmente respecto a la pirita se sitúan el cuarzo y la calcopirita. El primero forma acumulaciones anhedrales de hasta varios mm., no distinguién-

dose granos individuales o rellena fracturas presentes dentro de los granos de pirita. La calcopirita tiene un tamaño medio de varias decenas de  $\mu\text{m}$ . y también puede aparecer relleno de fracturas dentro de los granos de pirita. Los bordes entre estos minerales son irregulares, frecuentemente rectos (fig. 1).

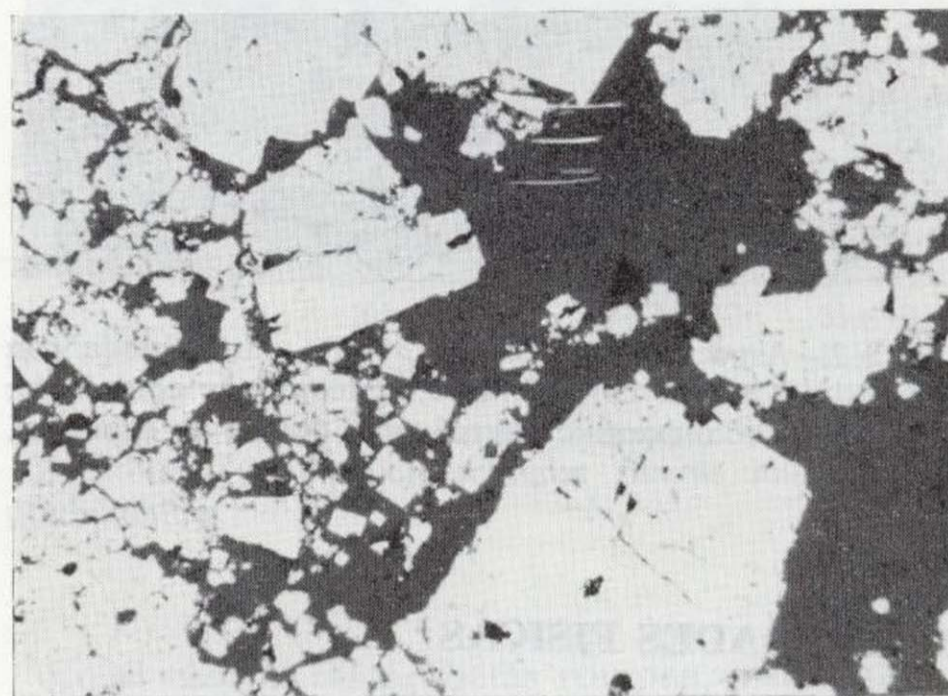


Figura 1.—Aspecto de la textura. Pirita silícea con calcopirita. Pirita: color blanco; cuarzo: color gris. Microscopía óptica de reflexión, n. p. ( $\times 280$ ).

### Pirita carbonatada con calcopirita

Roca de color gris oscuro. Presenta algunas diaclasas con orientaciones diversas y numerosas fisuras mineralizadas. Se distinguen varios sistemas de fisuras, siendo el más persistente (además de estar formado por fisuras de mayor anchura) el definido por fisuras (sistema 1) que forman un ángulo de unos  $30^\circ$  con el eje de las probetas y discos orientados que se usan en los ensayos mecánicos.

La textura es de grano fino y la composición modal es la siguiente: pirita, 87 por 100; carbonatos (calcita y algo de siderita), 10 por 100, y calcopirita, 3 por 100. La pirita presenta formas subhedrales, siendo muy frecuentes ideoblastos, con un tamaño medio de varias decenas de  $\mu\text{m}$ . Los bordes entre estos minerales son irregulares, frecuentemente rectos (fig. 2).

El estudio fractográfico muestra que las numerosas fisuras, con una anchura que varía entre varias  $\mu\text{m}$ . y unos 2 mm., aparecen rellenas por carbonatos y calcopirita.



Figura 2.—Aspecto de la textura. Pirita carbonatada con calcopirita. Pirita: color blanco; calcopirita: color gris; carbonatos: color negro. Microscopía óptica de reflexión, n. p. ( $\times 70$ ).

**PROPIEDADES FISICAS**

Las propiedades físicas elementales aparecen en la tabla 1. Para su cálculo se siguen las normas recomendadas por BELIKOV et al. (1967).

**TABLA 1**

	$P_g$	$P_d$	$n_o$	$n$	$i_s$	$S_r$
$P_s$ ... ..	4110	4071	0.31	0.90	0.08	34.44
$P_c$ ... ..	4928	4780	0.80	3.00	0.11	26.66

$P_s$ : Pirita silícea con calcopirita.  $P_c$ : Pirita carbonatada con calcopirita.  $P_g$ : Peso específico de los granos minerales ( $Kg/m^3$ ).  $P_d$ : Densidad aparente de la roca seca ( $Kg/m^3$ ).  $n_o$ : Porosidad abierta (%).  $n$ : Porosidad total (%).  $i_s$ : Contenido en humedad de saturación (%).  $S_r$ : Grado de relleno de los poros (%).

**ENSAYOS MECANICOS**

Para los ensayos de compresión uniaxial se emplean probetas de 65 mm. de longitud y 29 mm. de diámetro (esbeltez 2.2). En los ensayos de tracción indirecta se emplearon discos de roca con un diámetro de 29 mm. y una altura comprendida entre 14 y 16 mm.

La carga se aplicó con una prensa IBERTEST de sistema rígido, regulada para permitir aplicar una carga máxima de 60 Tm. en los ensayos de compresión uniaxial y de 6 Tm. en los de tracción indirecta y se siguieron las normas recomendadas por la I. S. R. M. En los ensayos de tracción indirecta se colocaron dos discos de cartón entre la zona de la probeta a cargar y la prensa, con el fin de conseguir una mejor distribución de los esfuerzos aplicados.

En los ensayos de compresión uniaxial se colocaron bandas extensométricas longitudinales y, en ambos tipos de ensayos, se registró la emisión acústica generada mediante un equipo AET (Acoustic Emission Technology) GR-204. Se emplearon transductores AC-175-L, con una banda de frecuencias entre 100 y 300 Khz. La señal se amplificó hasta 90 Db y las medidas se efectuaron en «cuentas por segundo» (counts/s). Como medio de contacto probeta/transductor se dispuso una capa fina de grasa de alto vacío.

**Compresión uniaxial**

**PIRITA SILICEA**

La relación esfuerzo/deformación y el registro de la emisión acústica se observan en la figura 3.

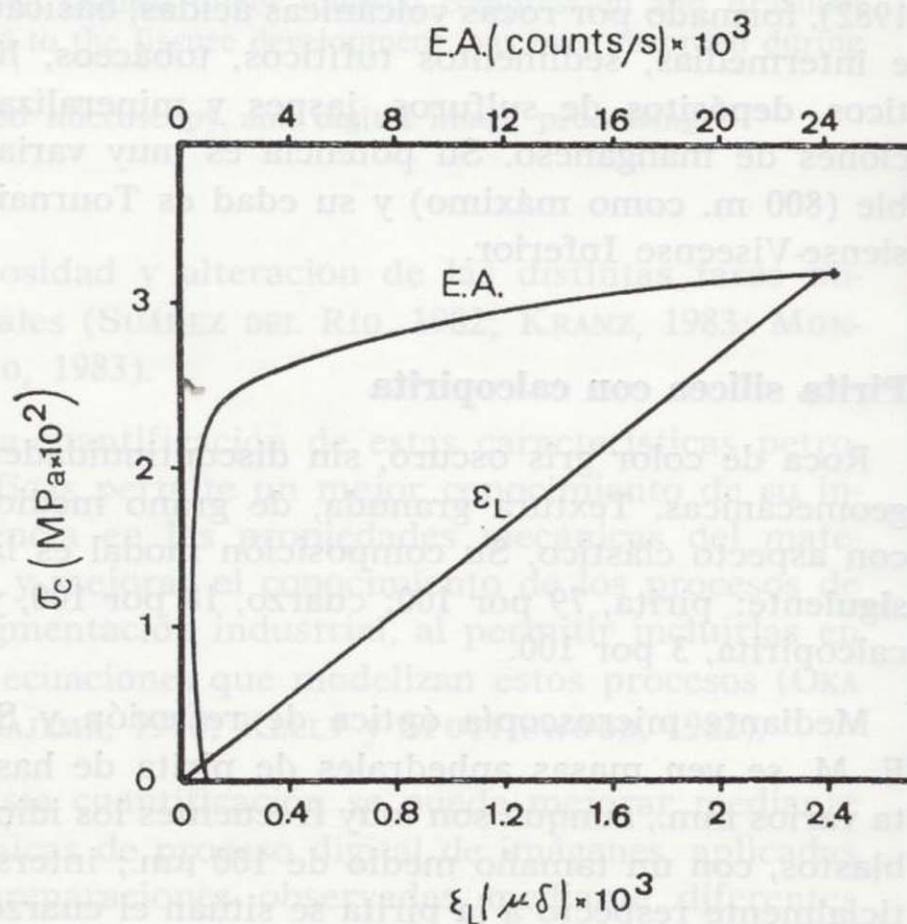


Figura 3.—Curvas esfuerzo/deformación y emisión acústica registrada. Pirita silícea.

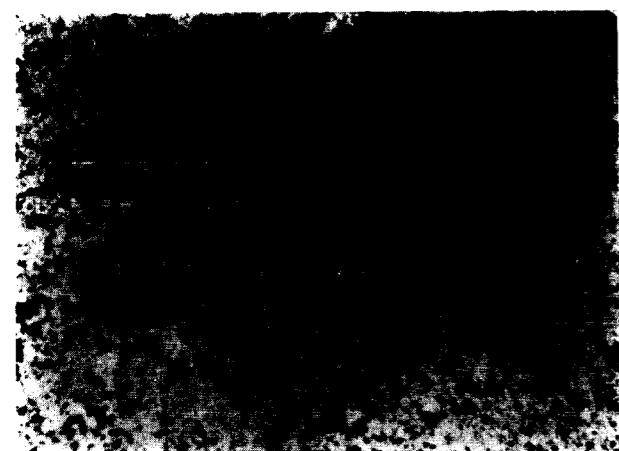


Figura 2.—Aspecto de la textura. Pirita carbonatada con calcopirita. Pirita: color blanco; calcopirita: color gris; carbonatos: color negro. Microscopía óptica de reflexión, n. p. ( $\times 70$ ).

**PROPIEDADES FISICAS**

Las propiedades físicas elementales aparecen en la tabla 1. Para su cálculo se siguen las normas recomendadas por BELIKOV et al. (1967).

**TABLA 1**

	$P_g$	$P_d$	$n_o$	$n$	$i_s$	$S_r$
$P_s$ ... ..	4110	4071	0.31	0.90	0.08	34.44
$P_c$ ... ..	4928	4780	0.80	3.00	0.11	26.66

$P_s$ : Pirita silícea con calcopirita.  $P_c$ : Pirita carbonatada con calcopirita.  $P_g$ : Peso específico de los granos minerales ( $Kg/m^3$ ).  $P_d$ : Densidad aparente de la roca seca ( $Kg/m^3$ ).  $n_o$ : Porosidad abierta (%).  $n$ : Porosidad total (%).  $i_s$ : Contenido en humedad de saturación (%).  $S_r$ : Grado de relleno de los poros (%).

**ENSAYOS MECANICOS**

Para los ensayos de compresión uniaxial se emplean probetas de 65 mm. de longitud y 29 mm. de diámetro (esbeltez 2.2). En los ensayos de tracción indirecta se emplearon discos de roca con un diámetro de 29 mm. y una altura comprendida entre 14 y 16 mm.

La carga se aplicó con una prensa IBERTEST de sistema rígido, regulada para permitir aplicar una carga máxima de 60 Tm. en los ensayos de compresión uniaxial y de 6 Tm. en los de tracción indirecta y se siguieron las normas recomendadas por la I. S. R. M. En los ensayos de tracción indirecta se colocaron dos discos de cartón entre la zona de la probeta a cargar y la prensa, con el fin de conseguir una mejor distribución de los esfuerzos aplicados.

En los ensayos de compresión uniaxial se colocaron bandas extensométricas longitudinales y, en ambos tipos de ensayos, se registró la emisión acústica generada mediante un equipo AET (Acoustic Emission Technology) GR-204. Se emplearon transductores AC-175-L, con una banda de frecuencias entre 100 y 300 Khz. La señal se amplificó hasta 90 Db y las medidas se efectuaron en «cuentas por segundo» (counts/s). Como medio de contacto probeta/transductor se dispuso una capa fina de grasa de alto vacío.

**Compresión uniaxial**

**PIRITA SILICEA**

La relación esfuerzo/deformación y el registro de la emisión acústica se observan en la figura 3.

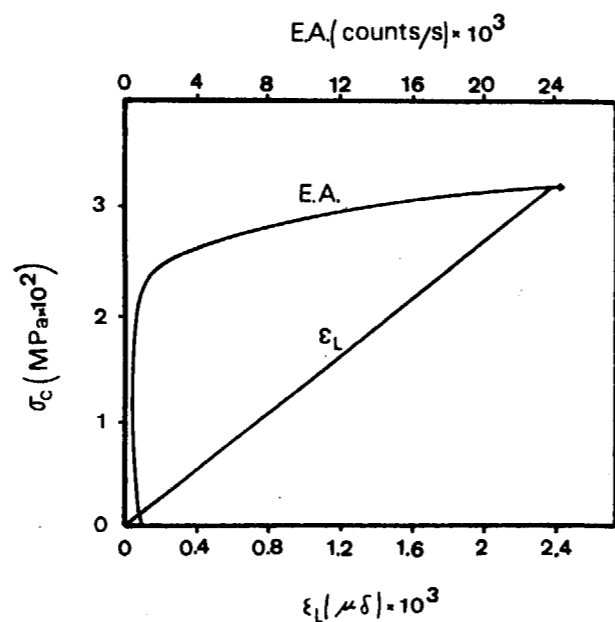


Figura 3.—Curvas esfuerzo/deformación y emisión acústica registrada. Pirita silícea.

El comportamiento es elástico; los valores medios de la resistencia a la compresión y de los módulos de Young aparecen en la tabla 2.

**TABLA 2**

	$R_c$ (MPa)	$E_t$ ( $MPa \times 10^4$ )	$E_n$ ( $MPa \times 10^4$ )
Pirita silícea ...	$332 \pm 75$	$14 \pm 1.5$	$14 \pm 1.5$

Los valores de  $R_c$  fluctúan entre 460 y 201 MPa, debido a las inhomogeneidades texturales del material.

El umbral de microfisuración se sitúa entre el 62 por 100 y el 72 por 100 del valor de  $R_c$ . La rotura final de las probetas se produce según el modelo de «partición vertical».

**PIRITA CARBONATADA**

Las curvas esfuerzo/deformación, con registro de la emisión acústica, aparecen en la figura 4 y, en base a este registro, se diferencian dos comportamientos:

a) Probetas con un umbral de microfisuración

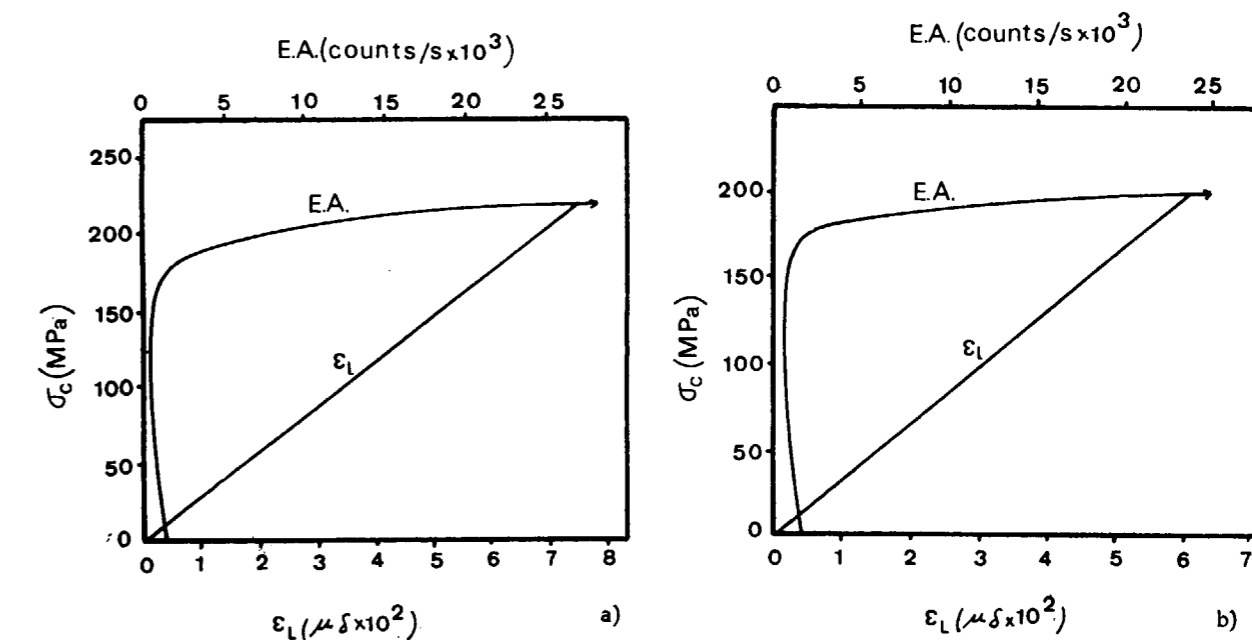


Figura 4.—Curvas esfuerzo/deformación y emisión acústica registrada. Pirita carbonatada.

mecánico situado entre el 82 por 100 y el 92 por 100 de su  $R_c$  (fig. 4a).

b) Probetas con este umbral situado entre el 68 por 100 y el 76 por 100 del valor de  $R_c$  (fig. 4b).

El comportamiento es elástico, con valores muy parecidos para los módulos de Young. Los valores de estos módulos, junto con los de  $R_c$ , aparecen en la tabla 3.

**TABLA 3**

	$R_c$ (MPa)	$E_t$ ( $MPa \times 10^4$ )	$E_n$ ( $MPa \times 10^4$ )
A ... ..	$200 \pm 49$	$33 \pm 10$	$33 \pm 10$
B ... ..	$225 \pm 8$	$31 \pm 10$	$31 \pm 10$

A: Rotura según fisuras mineralizadas preexistentes.  
B: Rotura no condicionada por fisuras mineralizadas preexistentes.

En el caso a) las probetas rompen, o bien según fisuras del sistema 1, en cuyo caso los valores de  $R_c$  fluctúan bastante (entre 245 y 148.5 MPa.), debido a que estos valores dependen de la resistencia a la cizalla según estas fisuras mineralizadas

(función, a su vez, de los valores de  $c$  y  $\theta$ , parámetros que pueden tener valores muy variables, dependiendo de la «perfección del sellado» ejercido por esta mineralización), o bien por «partición vertical».

En el caso *b*) las probetas rompen, o bien según el modelo de «partición vertical», o bien según una combinación de este modelo con el de «rotura conoclástica».

Respecto a la pirita silícea, la pirita carbonatada presenta módulos de Young más elevados, debido a que esta última tiene una textura más homogénea y de grano más fino y uniforme, aunque debe de tenerse en cuenta la diferente composición mineralógica de ambos tipos de roca, diferencia que incide a través de las diferentes compresibilidades de los minerales que forman las rocas. La pirita carbonatada presenta una resistencia menor debido a la presencia de las fisuras mineralizadas.

**Tracción indirecta (Ensayo brasileño)**

**PIRITA SILICEA**

Su resistencia a la tracción ( $R_t$ ) es de 31.4 MPa; la relación esfuerzo/emisión acústica aparece en la figura 5. El umbral de microfisuración se sitúa entre el 40 por 100 y el 50 por 100 del valor de  $R_t$ . Hay una cierta dispersión en el valor de  $R_t$  debido a la inhomogeneidad textural y mineralógica de la roca.

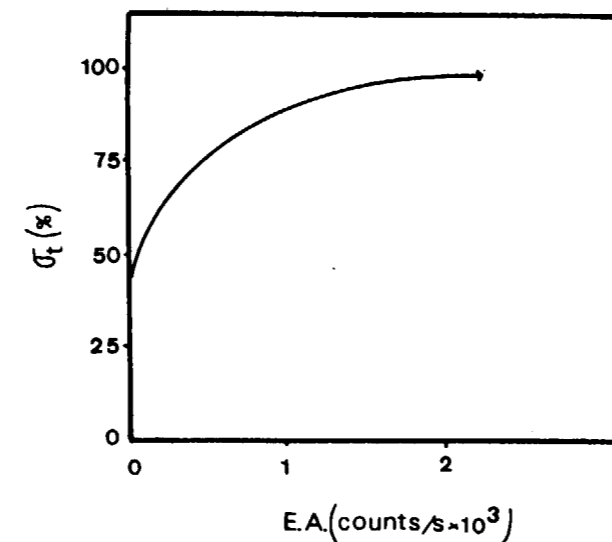
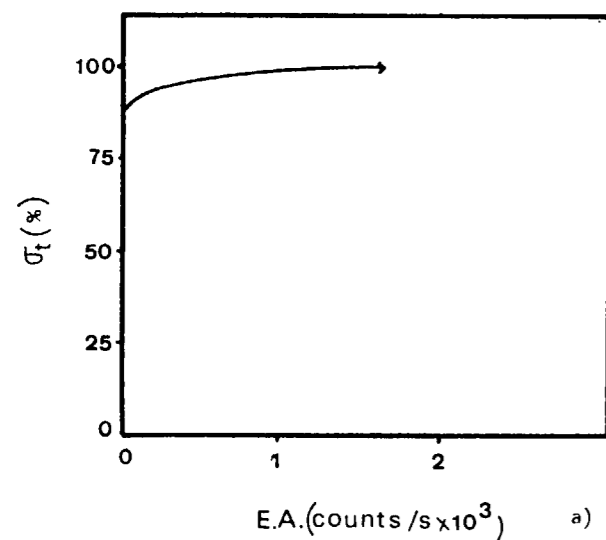


Figura 5.—Curva esfuerzo/emisión acústica. Pirita silícea.

**PIRITA CARBONATADA**

En base a las curvas esfuerzo/emisión acústica (fig. 6) se distinguen dos comportamientos. En unos casos el umbral de microfisuración se sitúa entre el 71 por 100 y el 97 por 100 del valor de  $R_t$  y la rotura se produce según fisuras del sistema 1 (fig. 6a). En otros casos el umbral de microfisuración se sitúa entre el 76 por 100 y el 79 por 100 del valor de  $R_t$  (fig. 6b) y la rotura

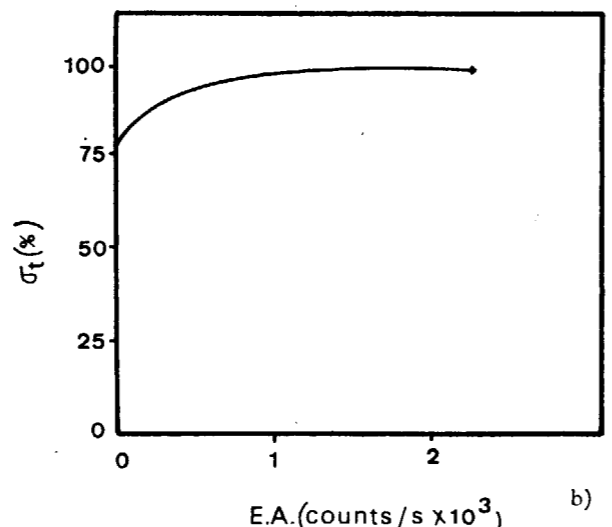
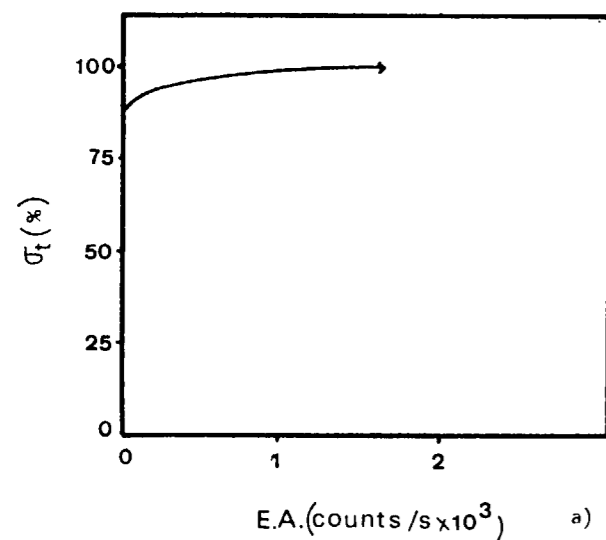


Figura 6.—Curvas esfuerzo/emisión acústica. Pirita carbonatada.

se produce por un plano diametral paralelo a la dirección de aplicación de la carga. El valor de  $R_t$  es de 31.7 MPa (lógicamente, este valor sólo es válido en el segundo caso).

La rotura está condicionada (aparte de por las propias características de la «intact rock») por la densidad y naturaleza de las fisuras mineralizadas y por la relación entre la orientación de estas fisuras y la dirección de aplicación de la carga.

Si la rotura se produce según una de estas fisuras (que nunca son paralelas a la dirección de aplicación de la carga), hay que tener en cuenta el efecto de los valores de  $c$  (cohesión) y  $\theta$  (ángulo de rozamiento interno) propios de la fisura mineralizada, ya que en la rotura intervienen esfuerzos de cizalla, con un valor dependiente de la orientación de la fisura respecto a la distribución de esfuerzos existentes en el disco de roca.

**EVOLUCION DE LA RED FRACTOGRAFICA**

Durante la realización de los ensayos mecánicos se desarrolla una fisuración que conduce a la rotura final de la roca y que comienza (cuando se supera el umbral de microfisuración) con la formación y crecimiento de microcraks en zonas condicionadas por la distribución de esfuerzos en el material y por la presencia de «defectos iniciales» (bordes de grano, «microcracks» preexistentes, etcétera).

La rotura se produce según un número pequeño de superficies de fractura que, en el caso de los ensayos de compresión uniaxial, se disponen paralelamente a la dirección de aplicación de la carga (criterio de rotura sugerido por STACEY, 1981), aunque también se producen algunas roturas donde este modelo se combina con el «conoclástico». Un caso especial lo constituyen las roturas según fisuras mineralizadas del sistema 1 (en la pirita carbonatada). Todas estas fisuras que conducen a la rotura final son transgranulares, aunque en las probetas de pirita silícea algunas siguen los bordes de los granos de pirita orientados paralelamente a la dirección de aplicación de la carga (fig. 7).

En todos los casos, aparte de estas fisuras, no se observa ningún otro tipo de fisuración, salvo algunas fisuras intergranulares cuarzo/pirita, asociadas a las fisuras principales en la pirita silícea.

En los ensayos de tracción indirecta la rotura se produce por fisuras transgranulares características, salvo en algunos discos de pirita carbonatada, cuando se produce según fisuras del sistema 1. Aparte de estas fisuras macroscópicas transgranulares, no se observa ningún otro tipo de fisuración.

El resultado de la cuantificación, mediante proceso digital de imágenes, de la fisuración desarrollada en una zona de una probeta de pirita carbonatada cargada hasta rotura en un ensayo de compresión uniaxial se observa en la figura 8.

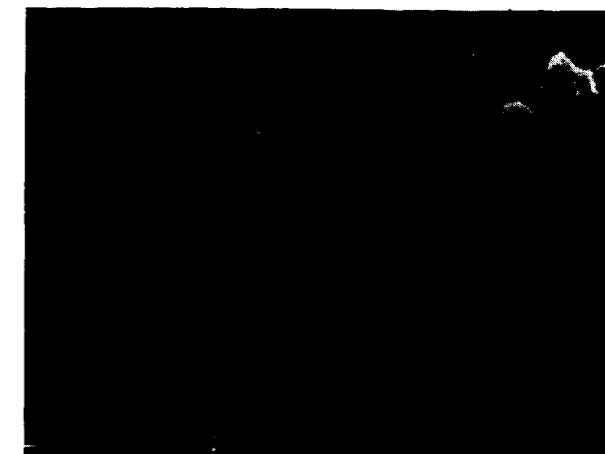


Figura 7.—Fisura transgranular desarrollada en una probeta cargada hasta rotura en un ensayo de compresión uniaxial. Pirita: color gris claro; cuarzo: color gris oscuro. Pirita silícea con calcopirita. S.E.M. (cada micromarcador: 10 μm.).

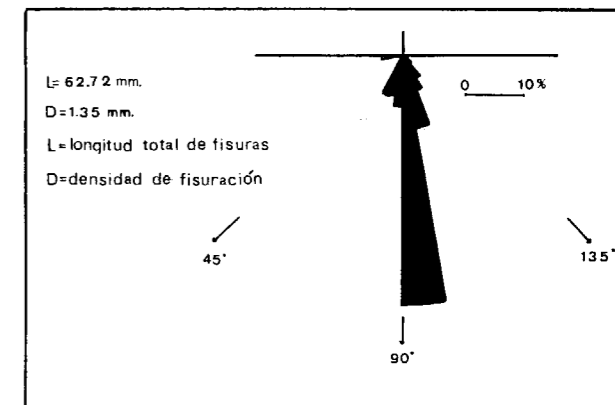


Figura 8.—Cuantificación de la fisuración desarrollada en una probeta de pirita carbonatada cargada hasta rotura (219 MPa)

se produce por un plano diametral paralelo a la dirección de aplicación de la carga. El valor de  $R_t$  es de 31.7 MPa (lógicamente, este valor sólo es válido en el segundo caso).

La rotura está condicionada (aparte de por las propias características de la «intact rock») por la densidad y naturaleza de las fisuras mineralizadas y por la relación entre la orientación de estas fisuras y la dirección de aplicación de la carga.

Si la rotura se produce según una de estas fisuras (que nunca son paralelas a la dirección de aplicación de la carga), hay que tener en cuenta el efecto de los valores de  $c$  (cohesión) y  $\phi$  (ángulo de rozamiento interno) propios de la fisura mineralizada, ya que en la rotura intervienen esfuerzos de cizalla, con un valor dependiente de la orientación de la fisura respecto a la distribución de esfuerzos existentes en el disco de roca.

**EVOLUCION DE LA RED FRACTOGRAFICA**

Durante la realización de los ensayos mecánicos se desarrolla una fisuración que conduce a la rotura final de la roca y que comienza (cuando se supera el umbral de microfisuración) con la formación y crecimiento de microcraks en zonas condicionadas por la distribución de esfuerzos en el material y por la presencia de «defectos iniciales» (bordes de grano, «microcracks» preexistentes, etcétera).

La rotura se produce según un número pequeño de superficies de fractura que, en el caso de los ensayos de compresión uniaxial, se disponen paralelamente a la dirección de aplicación de la carga (criterio de rotura sugerido por STACEY, 1981), aunque también se producen algunas roturas donde este modelo se combina con el «conoclastico». Un caso especial lo constituyen las roturas según fisuras mineralizadas del sistema 1 (en la pirita carbonatada). Todas estas fisuras que conducen a la rotura final son transgranulares, aunque en las probetas de pirita silícea algunas siguen los bordes de los granos de pirita orientados paralelamente a la dirección de aplicación de la carga (fig. 7).

En todos los casos, aparte de estas fisuras, no se observa ningún otro tipo de fisuración, salvo algunas fisuras intergranulares cuarzo/pirita, asociadas a las fisuras principales en la pirita silícea.

En los ensayos de tracción indirecta la rotura se produce por fisuras transgranulares características, salvo en algunos discos de pirita carbonatada, cuando se produce según fisuras del sistema 1. Aparte de estas fisuras macroscópicas transgranulares, no se observa ningún otro tipo de fisuración.

El resultado de la cuantificación, mediante proceso digital de imágenes, de la fisuración desarrollada en una zona de una probeta de pirita carbonatada cargada hasta rotura en un ensayo de compresión uniaxial se observa en la figura 8.

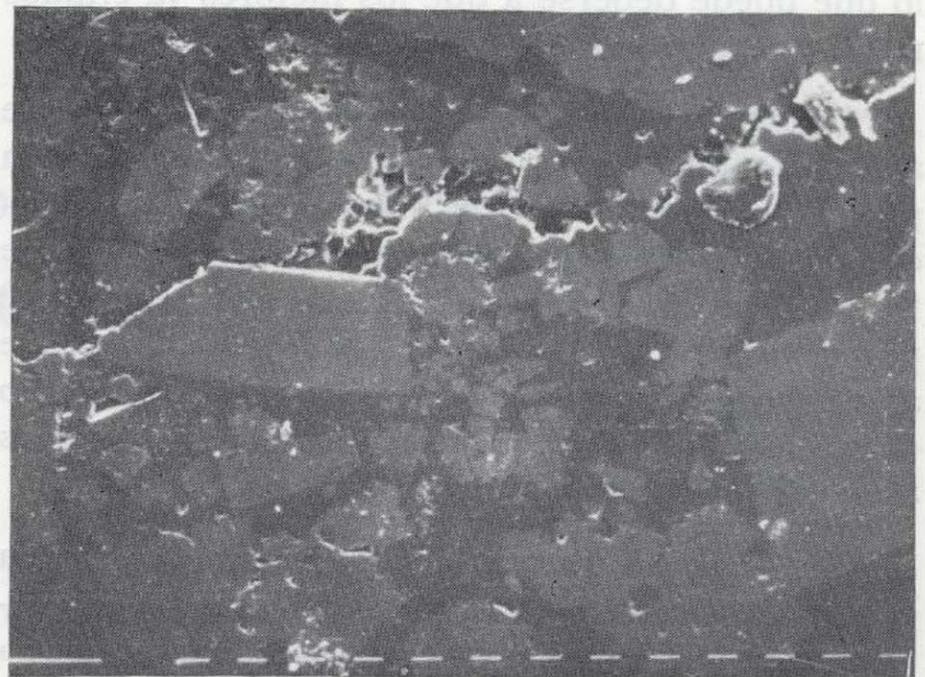


Figura 7.—Fisura transgranular desarrollada en una probeta cargada hasta rotura en un ensayo de compresión uniaxial. Pirita: color gris claro; cuarzo: color gris oscuro. Pirita silícea con calcopirita. S.E.M. (cada micromarcador: 10  $\mu$ m.).

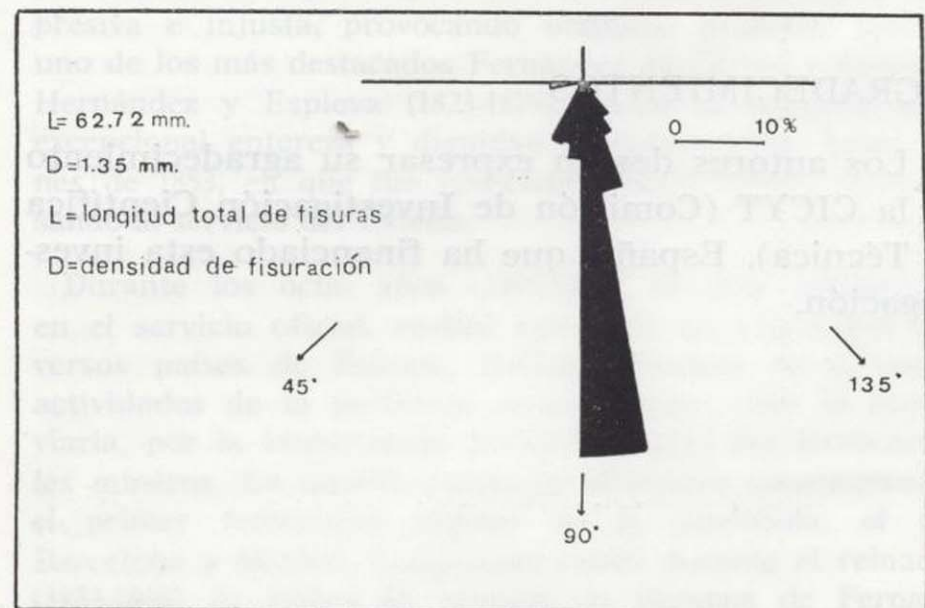


Figura 8.—Cuantificación de la fisuración desarrollada en una probeta de pirita carbonatada cargada hasta rotura (219 MPa)

## CONCLUSIONES

Ambos materiales tienen un comportamiento perfectamente elástico, con valores más altos del módulo de Young en el caso de la piritita carbonatada, debido a su textura más homogénea y de grano más fino y a la diferente composición mineralógica. La resistencia a la compresión uniaxial es menor en el caso de la piritita carbonatada, debido, sobre todo, a la presencia de fisuras mineralizadas que condicionan, parcial o totalmente, esta rotura. Los valores de la resistencia a la tracción indirecta son parecidos para ambos tipos rocosos, lo que puede deberse a que los factores ya citados no tienen tanta influencia en estos ensayos.

Por analogía con estos ensayos mecánicos puede afirmarse que, en la etapa de machaqueo de un proceso de fragmentación industrial, no se produce una separación efectiva entre los minerales que forman este tipo de rocas. Solamente se produce una reducción de tamaño de los trozos de roca de alimentación, como consecuencia del desarrollo de un número pequeño de roturas macroscópicas muy bien definidas.

Debe de señalarse que la aplicación de la técnica de emisión acústica permite un mejor conocimiento del desarrollo de los procesos de fisuración en estos ensayos mecánicos.

Una mejor cuantificación, tanto de la fisuración desarrollada en estos ensayos mecánicos, como de la mineralogía de estos materiales rocosos, se consigue mediante técnicas de proceso digital de imágenes aplicadas a preparaciones microscópicas adecuadas.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la CICYT (Comisión de Investigación Científica y Técnica), España, que ha financiado esta investigación.

## BIBLIOGRAFIA

- BELIKOV, B. P.; ZALESKII, B. V.; ROZANOV, Y. A.; SANINA, E. A. y TIMCHENKO, I. P. (1967): *Methods of studying the physicommechanical properties of rocks*. In: *Physical and mechanical properties of rocks. Israel program for Scientific Translation*, Jerusalem.
- BEI-LAN, A. (1984): *Análisis de parámetros petrográficos mediante proceso digital de imágenes*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid. Centro de Investigación UAM-IBM.
- FERNÁNDEZ, P. (1982): *Estudio geológico y minero del área Romanera-El Cura-Sierrecilla (Puebla de Guzmán), Faja Piritita, Huelva*. Tesis de Licenciatura. Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. Universidad de Oviedo.
- KELLY, E. G., y SPOTTISWOOD, D. J. (1982): *Introduction to mineral processing*. John Wiley & Sons. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore.
- KRANZ, R. L. (1979b): *Crack-crack and crack-pore interactions in stressed granite*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 16, pp. 37-47.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forch., 6, pp. 78-92.
- MONTOTO, L. (1982): *Digital multi-image analysis: application to the quantification of rock microfractography*. IBM Journal of Research and Development, V, 26, N. 6.
- MONTOTO, M.; SUÁREZ DEL RÍO, L. M.; KHAIR, W., y HARDY, H. R. JR. (1981b): *Acoustic emission behaviour of sound to weak granites: petrographic interpretation*. Int. Symp. on Weak Rock, Tokyo.
- MONTOTO, M. (1983): *Petrophysics: the petrographic interpretation of the physical properties of rocks*. Proc. 5th Int. Congress of rock Mechanics. Melbourne (Australia), vol. B, pp. 93-98.
- OKA, Y., y MAJIMA, W. (1970): *A theory of size reduction involving fracture mechanics*. Can. Met. Q., 9, pp. 429-439.
- SUÁREZ DEL RÍO, L. M. (1982): *Estudio petrofísico de materiales graníticos geomecánicamente diferentes*. Tesis Doctoral. Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. Universidad de Oviedo.

Recibido: Mayo de 1988.

# INFORMACION

## Mineros destacados del Siglo XIX Manuel Fernández de Castro (1825-1895)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

### 1. ANTECEDENTES FAMILIARES

Uno de los fundadores (1829) de la «Gaceta de los Tribunales», revista dominical científico-profesional de los escribanos, Felipe Fernández, tuvo dos hijos, con destacada actividad minera en Hispanoamérica, el mayor, Manuel, nacido en Madrid (25 de diciembre de 1825), y el menor, José (20 de mayo de 1833), en Santiago de Cuba. La ascendencia familiar correspondía a la noble Casa de Castro de Burgos. Siendo niño Manuel emigró con su familia a Cuba, permaneciendo varios años, de donde regresaron a España, a Santiago de Compostela, terminando sus estudios elementales.

### 2. ESTUDIOS

Ingresa en la Escuela de Ingenieros de Minas (1841), teniendo el número 305 de la relación general de Ingenieros de Minas, en una promoción de diecisiete alumnos. Coincidió su ingreso con la dirección (1841-1843) de la Escuela por Fernando de Caravantes (1791-1850), cuando estaba anejo el cargo de Director General de Minas, puesto ocupado como consecuencia del pronunciamiento político (1840). Era un momento con grandes esperanzas en los estudios de la escuela, por los prestigiosos directores y profesores que pasaron por ella, coincidente con una actividad considerable de la minería, siendo necesario para atenderlo el incremento de cuatro plazas de aspirantes segundos del cuerpo (O. Regencia de 23 de febrero de 1841). También coincide con el momento en que las empresas metalúrgicas se lamentan de la supresión de la enseñanza de la química general y docimasia, establecida en la dirección general de minas en 1826, desempeñada brillantemente por José

Juan Duro y Garcés (1796-1856). Logrado el restablecimiento de la cátedra (R. O. de 23 de diciembre de 1843), se nombra titular de química general y analítica (R. O. de 14 de enero de 1844) a Luis de la Escosura y Morrogh (1821-1904). Fue nombrado Manuel ingeniero segundo a la edad de dieciocho años (1844).

### 3. ACTIVIDAD PROFESIONAL

Su primer destino fue el de subjefe de las minas de Almadenejos (18 de mayo de 1844). Se dicta una R. O. (1845) por el Director general del ramo, considerada depresiva e injusta, provocando unánime protesta, siendo uno de los más destacados Fernández de Castro y Antonio Hernández y Espieva (1823-1879), quien la mantuvo con excepcional entereza y dignidad inquebrantable, hasta fines de 1853, en que fue revocada aquella orden, reingresando al servicio del Estado.

Durante los ocho años (1845-1853) de cese voluntario en el servicio oficial, realizó una serie de viajes por diversos países de Europa, perfeccionándose en diversas actividades de la profesión minera, entre ellas la ferroviaria, por la importancia presentada para los ferrocarriles mineros. En aquella época ya se estaba construyendo el primer ferrocarril regular de la península, el de Barcelona a Mataró, inaugurado (1848) durante el reinado (1833-1868) de Isabel II, aunque en tiempos de Fernando VII (1813-1833) se habían ejecutado algunas aplicaciones mineras. Se estableció (Ley de 24 de febrero de 1848) la concesión del ferrocarril carbonero de Asturias, para unir la cuenca carbonífera del Valle del Nalón con el



puerto marítimo del Musel en la Villa de Gijón. Inspirado por los estudios de los ferrocarriles europeos, ideó un sistema de enclavamiento eléctrico para evitar los choques frecuentes de los ferrocarriles, para cuyo invento adquirió privilegios y favorables informes de la Junta Superior de Obras Públicas, la felicitación de las Cortes y merecidas recompensas por parte del Gobierno, entre ellas un ascenso especial en el Cuerpo de Minas y la Cruz de Carlos III. Fue comisionado para realizar una visita a las vías férreas extranjeras, donde estudia los medios de aplicar su invento, ensayado con resultado satisfactorio en la línea Madrid-Alicante. Por este invento está considerado Fernández de Castro como el introductor de la señalización eléctrica en nuestros ferrocarriles. Durante esta Comisión recopiló multitud de datos, base para la redacción de su obra «La electricidad y los caminos de hierro», publicada (1857) por R. O. de Isabel II.

### 3. EN LA ISLA DE CUBA

Cuando terminó estas actividades ferroviarias, estaba vacante una de las plazas del cuerpo de Ingenieros de Minas de La Habana, la «Inspección de Minas de la isla de Cuba», y recordando su época familiar e infantil de hacía más de dos décadas, decide solicitarla e inmediatamente (1857) le fue adjudicada, desempeñando una brillante actuación en las islas del Mar Caribe, donde permaneció tras su ascenso (1869) a inspector general de segunda clase del Cuerpo hasta 1872. En Ultramar, de acuerdo con las disposiciones vigentes, disfrutó de un empleo superior al del escalafón.

Durante estos tres lustros desempeñó numerosas Comisiones y llevó a feliz remate importantes trabajos. Consecuencia de estas actividades fue una serie de valiosas publicaciones, consideradas como base de la geología antillana, muchas de ellas editadas en el «Diario de la Marina», del que fue director. Entre los trabajos figuran: Desagües de La Habana por pozos absorbentes. Empeñados de La Habana. Inundaciones y sequías. El hierro oxidado y el yeso de Cuba. Fundición de cobre en Mantua. Nueva legislación de minas de Cuba. Las minas de oro de la isla de Cuba. La geología de los terrenos donde se cultiva la caña de azúcar. Reconocimiento del potrero de Ferre. Mamíferos fósiles de la isla de Cuba. El *Myomorphus cubensis*. Propiedades de la cal quemada del potrero Maraón. Abastecimiento de aguas a la Villa de Cárdenas. Abastecimiento de agua a Cienfuegos. Pruebas paleontológicas de la unión de la isla de Cuba con el continente. Tuvo que emitir un informe a petición del Gobernador Capitán General de la isla de Cuba (1864) sobre el proyecto y obras del Canal de Isabel II, para abastecer La Habana con agua de manantiales. Los huracanes ocurridos en la isla de Cuba en octubre de 1870. Su último discurso solemne leído en la «Academia de ciencias médicas, físicas y naturales de La Habana» (28 de abril de 1872) tuvo por tema «Diente de Palcoide fósil de la isla de Cuba, que parece ser una especie nueva del género *Aetobatis*». En vísperas de la reincorporación de la isla de Santo Domingo a España, le encargó (julio de 1861) el Capitán General de Cuba, Francisco Serrano Domínguez (1810-1885) el estudio de la geología

y riquezas de la isla, y principalmente el valor industrial de los carbones minerales de la bahía de Samaná, recopilando los datos necesarios durante seis meses de penosos viajes. Redactó una magnífica memoria, muy bien documentada, en tres tomos, remitida por la autoridad al Ministerio de Ultramar, donde se archivó. Entre los temas tratados figuran: El distrito metalífero de cobre en San Cristóbal. Las minas de oro y plata de la Cordillera Central. Los criaderos de hierro magnético de Maimón. Los lignitos del Llaiba, de Yaniguá, y otros de la Península de San Lorenzo y de Samaná.

### 5. LA COMISION DEL MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Ascende Fernández de Castro (1869) a la categoría de Inspector en el Cuerpo de Ingenieros de Minas, regresa a España (1872) y toma posesión de la plaza que le corresponde en la Junta Superior Facultativa de Minería.

La Comisión de la Carta Geológica del Reino creada por Isabel II (R. D. de 11 de julio de 1849) fue transformada por razones de economía y unidad de mando en la Brigada de Geología de la Junta General de Estadística (Ley de 4 de junio de 1859), tuvo una vida efímera, con mucho trabajo realizado, pero carente de consignación para sus publicaciones. Aprecia el ministro de Fomento José Echegaray e Izaguirre (1832-1916) la necesidad de cambiar la orientación de la Comisión, plasmada en el oportuno R. D. (28 de abril de 1870), con la denominación de Comisión del Mapa Geológico, encomendando la dirección a Felipe de Bauzá y Rábade (1801-1875).

Fue un gran impulsor de los mapas geológicos provinciales a escala 1:400.000. Promovió la preparación de los de Huesca, Cuenca, Madrid, Segovia, Valladolid y Palencia. También se ocupó de la publicación del mapa de Asturias, de la organización de la Exposición Nacional de Minería (1872), con la construcción del «Palacio de la Minería» y de la mudanza de la comisión a Isabel la Católica, 23, 2.º.

Aprecia Fernández de Castro la posibilidad de reorganizar y mejorar la Comisión del Mapa, expone sus ideas a los superiores y llega esta sugestión favorablemente informada a Amadeo de Saboya (1870-1873), quien está dispuesto a apoyarla, pero no se hace realidad hasta la República Federal, que por Decreto (28 de marzo de 1873) se reorganiza con la denominación de Comisión del Mapa Geológico de España, nombrando director a Fernández de Castro.

Deseo de Fernández de Castro era el establecimiento de relaciones estrechas con la Escuela de Ingenieros de Minas y promueve una O. M. (18 de abril de 1873) para que los profesores de geología, química analítica, mineralogía, formasen parte de la Comisión ejecutiva del Mapa Geológico, así como la posterior (3 de junio de 1873), para que el material de laboratorio y ensayo de la Comisión se pusiese a disposición del profesor de química analítica, con el fin de tener un laboratorio común, bien dotado. También logró disponer de los datos de los servicios de minas centrales y provinciales, por considerarlos muy útiles para la Comisión, e incluso al trabajo en común, como fue la investigación de las fosforitas de Cáceres (O. M. de 10 de mayo de 1873). Toda esta colaboración le facilitó la preparación y publicación de los trabajos mencionados.

La actuación de este Ingeniero sobresaliente comenzó con la intensificación de los trabajos a escala grande, y a fin de que no se malograra esta producción, reanudó (1874) la publicación de la «Memoria Anual» de las actividades, suspendida (1858) desde la dirección de otro gran director, Guillermo Schulz y Schweizer (1800-1876), las «Memorias de la Comisión», suspendidas desde (1864) en que se publicaron tres, la provincia de Teruel, por Juan Vilanova y Piera (1821-1893), la de Madrid, por Casiano del Prado y Valle (1797-1866) y la de Santander, de Amalio Maestre e Ibáñez (1812-1872), reanudadas (1873) con la provincia de Zaragoza de Felipe Martín Donayre (1875-1889). No le parecen suficientes estas dos publicaciones y por O. M. (de 30 de junio de 1873) quedó creado el «Boletín de la Comisión del Mapa Geológico», cuya publicación, iniciada en 1874, continúa actualmente con la denominación de BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO.

Por R. O. del Ministerio de Fomento (26 de abril de 1870) se dispuso reuniese en una publicación la información bibliográfica de cuanto se hubiese escrito hasta la fecha relacionado con geología y sus ciencias conexas. Se dispone Fernández de Castro a realizarla, limitándose a «enumerar lo más brevemente posible aquellas obras que más influencia han podido tener en el estudio de nuestro suelo, geológicamente considerado, sin entrar en el examen de las obras citadas», con más de dos mil referencias, proporcionando fuentes para la «ardua empresa de escribir la *Historia de la geología en España*».

Cuando se preparaba la conmemoración del IV centenario del descubrimiento de América, planteó al consejo de la Comisión del Mapa la conveniencia de preparar algunos trabajos relacionados con aquel continente, e inmediatamente surgió el ingeniero más destacado en el ramo de la bibliografía, Eugenio Maffei y Ramos, quien propuso la publicación de una bibliografía geológico-minera hispanoamericana, correspondiente a los últimos cuatro siglos (1492-1892). Esta idea, concordante con las aficiones de Fernández de Castro, contó con su apoyo, y comenzó su preparación a base de dos tomos, uno de biografías y otro de bibliografías, el último dividido en dos volúmenes de la A a la L y de la M a la Z. El tomo de las bibliografías se compondría de cuatro volúmenes, uno de cada siglo. Dada la edad avanzada de Maffei (63 años) pidió le ayudase un ingeniero especializado en bibliografías y le asignó al Académico de Historia Gabriel Puig y Larraz (1851-1917). Este ingeniero colaboró activamente, pero el fallecimiento de Maffei (1892) paralizó el trabajo, quedando todo el original en forma de fichas, depositadas en la biblioteca de la Comisión del Mapa Geológico, de donde desapareció con el transcurso de los años la caja correspondiente al siglo XVIII.

Comienza Fernández de Castro su trabajo «Notas para un estudio bibliográfico sobre los orígenes y estado actual del Mapa Geológico de España» con las siguientes palabras, estampadas (1852) por los franceses Philippe Edouard Poulletier de Verneuil (1805-1873) y su colaborador Edmond Collomb. «Algunas personas, poco familiarizadas con los progresos de las ciencias en el extranjero, se imaginan que España queda fuera del movimiento científico, y que la

geología particularmente es todo un hecho olvidado. A sus ojos será un campo inculto, una tierra nueva, *tierra desconocida*, donde será necesario descubrirlo todo. Nada es más opuesto a la verdad.» Dice Fernández de Castro que en estas frases «se revela un espíritu de justicia y una elevación de carácter que forman contraste con la falta de benevolencia de la gran mayoría de los extranjeros», que al igual que ahora «como meteoros cruzan nuestro país, y en pocos días forman los más aventurados juicios y formulan las más categóricas conclusiones sobre la naturaleza del suelo, producciones, riqueza, etc.», actitud moderada en lo posible desde la creación (1957) de la Comisión Nacional de Geología. Con esta publicación pretende cumplir Fernández de Castro el decreto del Ministerio de Fomento (28 de abril de 1870) reiterado por el de Amadeo de Saboya (28 de marzo de 1873). Según el autor, pasaban de 2.000 los trabajos geológicos de los dominios españoles. Se limita a «enumerar lo más brevemente posible aquellas obras que más influencia han podido tener en el estudio de nuestro suelo, geológicamente considerado». Divide la recopilación en cuatro períodos. El primero desde los tiempos más remotos hasta mediados del siglo XVIII, cerrado por el orensano P. Benito Gerónimo Feijoo Montenegro y Puga (1676-1764) y el sevillano Antonio de Ulloa y de la Torre-Giral (1716-1795). El segundo comprende todo el que siguió a los trabajos del irlandés Guillermo Bowles (1720-1780), hasta el renacimiento de la minería española, coincidente con la reorganización del Real Cuerpo Facultativo de Minas (R. D. de 4 de julio de 1825), comprende la época de la publicación de los «Anales de ciencias naturales» (1799-1804), espejo de los conocimientos de aquella época. Coincide el período tercero con los trabajos de algunos geólogos franceses, que estudiaron los Pirineos y el Norte de España, para encuadrar la Carta Geológica de Francia, hasta la creación (R. D. de 11 de julio de 1849) de la Comisión de la Carta Geológica del Reino (1825-1849). El cuarto y último (1849-1873) lo considera como el más importante, «porque durante él se han hecho los únicos trabajos que pueden considerarse como definitivos, para formar el bosquejo geológico de España». No incluye todas las publicaciones de 1873, por considerar debe darse como límite la fecha del R. D. de Amadeo I. Quedó finalizada la bibliografía el 31 de diciembre de 1873.

Con esta bibliografía inicia la publicación del primer número (1874) del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico. Su interés por la bibliografía lo demuestra que en el último Boletín publicado bajo su dirección, el número XX (1893) se publica al final, como anónimo, una recopilación hecha por Gabriel Puig y Larraz (1851-1917), titulada «Lista de las obras publicadas por la Comisión Ejecutiva del Mapa Geológico de España».

La labor activa del Director, la apreciamos por las publicaciones del período de su mandato: 20 memorias, la última (1895) de Lucas Mallada y Pueyo (1841-1921), correspondiente al tomo primero de su «Explicación del mapa geológico de España». Los 20 tomos mencionados del Boletín.

También fue importante la publicación cartográfica citada por orden de escalas. 1:50.000, Plano de triangulación y detalles o topográficos de una parte de la cuenca

carbonífera rica del centro de Asturias (1873); 1:125.000, Plano de triangulación de primero y segundo orden de la parte central de Asturias (1873); 1:400.000, Planos geológicos provinciales de Huesca (1878), Avila (1879), Sevilla (1880), Valencia (1883), Huelva (1887), Soria y Segovia (1888), Tarragona (1889), Logroño (1894); 1:1.500.000, el Mapa de Conjunto de España, del que hizo dos ediciones (1888 y 1889); 1:2.000.000 el geológico de España y Portugal (1879). Para publicar el mapa completo de España peninsular encargó las aportaciones que faltaban a Daniel Cortázar y Larrubia (1845-1921), Joaquín González Tarín (1838-1910) y Lucas Mallada y Pueyo (1841-1921).

El promotor de la Carta geológica de Europa a escala 1:1.500.000, Heinrich Ernst Beyrich (1815-1896) y su colaborador Hauchecorne, quienes la dirigían desde Berlín, continuamente pedían datos geológicos a Fernández de Castro, sobre la Península Ibérica y el norte de África. Los trabajos geológicos de la Comisión del Mapa Geológico de España fueron premiados en las exposiciones internacionales de Filadelfia (1876), París (1889) y Chicago (1893).

Con motivo del terremoto de intensidad X de la escala M. S. K., y epicentro en Arenas del Rey (Granada), ocurrido el 25 de diciembre de 1884, conocido como terremoto de Andalucía, se nombró una comisión para su estudio, presidida por Fernández de Castro y como colaboradores los ingenieros de minas Juan Pablo Lasala, Daniel Cortázar y Larrubia (1844-1922), y Joaquín González Tarín (1838-1910). Este terremoto de trágica recordación ocasionó la muerte de 745 personas y 1.484 heridos. La magnífica memoria fue entregada a la superioridad (7 de marzo de 1885) y publicada de R. O., para que sirviese de modelo en casos análogos, se incluye en el Boletín de la Comisión XII (1885). Iniciados los estudios sísmicos, durante su estancia en La Habana, continuó trabajando en el campo de la sismología, hasta su fallecimiento, dejando casi terminado un tratado sobre esta especialidad. En la obra formula los principios generales sismoestructurales a los que deben ajustarse las construcciones de las zonas sometidas a temblores de tierra.

## 6. HONORES Y DISTINCIONES

Fueron muchos los honores y distinciones concedidos a Fernández de Castro, quien nunca estuvo afiliado a partidos políticos. Miembro numerario de la Real Academia de Ciencias Médicas, Físicas y Naturales de La Habana, plaza posesionada (10 de agosto de 1862), Consejo Superior de Agricultura, Consejo de Instrucción Pública, Junta Consultiva del Instituto Geográfico y Estadístico, Académico numerario de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, donde ocupó la medalla número 7, que había pertenecido a Ramón Pellico y Paniagua (1809-1876). Para su recepción leyó el discurso (2 de junio de 1878) titulado «Influencia que ha podido ejercer en ciertos fenómenos geológicos, y muy particularmente en el metamorfismo de las rocas y en la formación de los criaderos metalíferos, el movimiento molecular debido a las acciones eléctricas». Desarrolló la manera de aplicar la electricidad al transporte molecular

de las sustancias minerales encerradas en el subsuelo, con lo que pudo explicar la concentración de los cuerpos, antes diseminados en las rocas, gracias a los fenómenos electrotelúricos. En la contestación de Echegaray es calificada de «interesante y atrevida», y añade: «Hoy por primera vez aparece con carácter de generalidad, y se presenta como verdadera, la electricidad como fuerza; la vibración molecular y el transporte a distancias finitas como medio; la condensación de ciertos grupos como fin». Seis años después (1 de junio de 1884) contestaba al discurso de ingreso de Daniel Cortázar «Meteorología endógena y estado interior del globo terráqueo, según los últimos adelantos de la geología». También fue miembro de la Academia de Ciencias de Barcelona, insistiendo sobre su teoría de las fuerzas electrotelúricas.

Con ocasión de la publicación (1888) por González Tarín de la memoria geológica de Huelva, facilitó al autor, un extenso artículo titulado «Teorías emitidas acerca del origen de los criaderos metalíferos», incluido en la mencionada memoria. Nuevamente insiste en el Ateneo de Madrid, con su discurso titulado «Fenómenos y materiales que han contribuido a la formación física de la tierra» (4 de febrero de 1890).

Fue elegido senador (1879) y reelegido por cuatro legislaturas consecutivas por el distrito de Santa Clara de Cuba, tomando parte activa, entre otras, en la ley de abolición de la esclavitud, en la de tributación minera, en los presupuestos de Ultramar, propuso la reforma de los ministerios de Ultramar y de instrucción pública, etc. Se conserva, en la caja 204 del Ministerio de Estado, la propuesta hecha a Amadeo de Saboya (23 de enero de 1871) por el ministro de Fomento, Conde de Toreno, con ocasión de solemnizar el primer aniversario de su coronación, de la concesión de la Gran Cruz de Isabel la Católica, por las obras científicas y fomento de la riqueza nacional para bien de la Nación, del Director de la Comisión del Mapa Geológico Fernández de Castro. Una de las condecoraciones, por la que tenía gran aprecio, fue la placa de segunda clase del Mérito Naval, concedida por el Ministerio de Marina, en correspondencia al aprecio con que los marinos españoles vieron su obra «El estudio sobre los huracanes», realizado con motivo de dos ciclones terribles, que cruzaron la gran Antilla (octubre de 1870) las noches del 7 al 8 y del 19 al 20, donde sólo de la ciudad de Matanzas perdieron la vida más de 800 personas. También estaba en posesión de la gran cruz de María Victoria, la cruz y encomienda de Carlos III, la placa de segunda clase del Mérito Naval, la encomienda portuguesa del Cristo y la Cruz de la Legión de Honor francesa.

## 7. OBITO

Se inicia la decadencia de las fuerzas de Fernández de Castro cuando todavía pensaba en continuar la publicación de las memorias geológicas provinciales y mejorar algunas de las editadas, quedando paralizados sus planes. Este quebrantamiento de la salud se acelera desde el (octubre de 1894) fallecimiento de su esposa, María Josefa Duquesne; le faltan fuerzas, los ánimos le decaen,

se acerca su fin, falleciendo después de tres días de enfermedad en Madrid (7 de mayo de 1895).

Escribía uno de sus predilectos y sucesor en su medalla de la Real Academia de Ciencias, Lucas Mallada (16 de mayo de 1895), en la nota necrológica publicada en la Revista Minera: «Guiaba con valor a los que le seguían,

animaba a los que desmayaban, estimulaba a los reacios, premiaba el mérito en cuanto aparecía; hasta conseguir la pulcritud y la brillantez apetecidos, mejoraba la redacción de las Memorias defectuosas, cuidando siempre que los mapas, planos, vistas, láminas y grabados que las ilustran se pudiesen presentar a propios y extraños como modelos de exactitud y elegancia.»

*Terminado este acto, el Sr. Presidente de la Academia de Ciencias, Sr. Lucas Mallada, leyó la sesión, siendo las 12 de la tarde.  
Fue el Sr. Presidente el que me certifica  
Ant.º Llanos del Castillo  
Jefe del Archivo*

*Manuel Juan de Castro*

## 8. PUBLICACIONES

Resumen de los trabajos más importantes de Manuel Fernández de Castro:

La electricidad y los caminos de hierro, 2 vols. Madrid, 1857 y 1858.

Descripción de un sistema de señales eléctricas para evitar accidentes en los caminos de hierro. Madrid, 1858.

Desagüe de La Habana, por medio de pozos absorbentes. Diar. de la Mar., 2 y 19 agosto 1860.

Empedrados y desagües de La Habana. Diar. de la Mar., 19 sept. 1860 y 21 y 27 de junio y 3 y 17 de julio de 1861.

Inundaciones y sequías. Diar. de la Mar. Es una serie de 22 artículos aparecidos en 1861.

Minas de Asturias. Diar. de la Mar., 8 y 20 de febrero de 1862.

Nota sobre la geología de Santo Domingo, Diar. de la Mar. Serie de artículos desde el 29 de agosto y septiembre de 1862.

Estudios geológicos y geográficos de la isla de Santo Domingo, con datos para su historia económico-industrial. Son tres tomos ms. con 6 planos geológicos y topográficos y un mapa general de la isla, entregados al Ministerio de Ultramar, 30 de octubre de 1862.

Extracto del informe acerca de Santo Domingo, sus producciones, historia natural y especialmente su mineralogía. Diar. de la Mar., 13 de febrero de 1863.

Medios de evitar la axfisia. Diar. de la Mar., 1863.

Del yeso y hierro oxidado de Cuba. Diar. de la Mar., 1863.

Fundición de cobre en Mantua. Diar. de la Mar., 29 de julio de 1863.

Desgracias ocasionadas por los barrenos. Diar. de la Mar., 4 arts., 1864.

Nueva legislación de minas en Cuba. Diar. de la Mar., serie de 4 arts., julio de 1864.

Tramitación de los expedientes de minas. Diar. de la Mar., serie de 6 artículos, 1864.

Estudio sobre las minas de oro de la Isla de Cuba y muy particularmente sobre la de San Blas de las Meloneras en el partido de Guanacayuba y jurisdicción de Remedios. Habana, 1864. Imp. «El Iris», 104 pp. y una lámina.

Algunas observaciones sobre los diferentes sistemas de empedrados y afirmados de calles. Diar. de la Mar., serie de 20 artículos, 1865.

Sobre los terrenos de la isla de Cuba en que se cultiva caña de azúcar, considerados bajo el punto de vista geológico. Diar. de la Mar., 2 y 4 de marzo de 1865.

Informe con motivo del reconocimiento del potrero Toledo, para el establecimiento de la Escuela de Agricultura el 20 de septiembre de 1860. Diar. de la Mar., 6 de mayo de 1865.

Informe con motivo del reconocimiento del potrero de Ferro, para el establecimiento de la Escuela de Agricultura, 30 de noviembre de 1864. Diar. de la Mar., 20 de mayo de 1865.

Desagües de La Habana por medio de pozos absorbentes. Diar. de la Mar., 26 de julio de 1865.

De la existencia de grandes mamíferos fósiles en la

isla de Cuba. La Habana, «El Iris», 31 pp. y un atlas de 13 lám., 1865.

Sobre las propiedades de la cal quemada del potrero Marañón. Diar. de la Mar., 11 y 13 de septiembre de 1866.

Sobre el abastecimiento de aguas a la Villa de Cárdenas. Diar. de la Mar., 29 febrero de 1866.

Sobre el abastecimiento de aguas a la población de Cienfuegos. Diar. de la Mar., 24 de mayo de 1866.

El myomorphus cubensis, nuevo subgénero del Megalonyx. An. de la R. Acad. de Ciencias de La Habana, t. VII, 1870, pp. 436-656.

De la existencia de grandes mamíferos fósiles en la isla de Cuba, segunda parte. Imp. de J. M. Lapuente, 30 pp., 1871.

Sobre la formación de la tierra colorada, que constituye gran parte de los terrenos de cultivo de la isla de Cuba. Rev. Forestal, IV, Madrid, junio, 1871.

Estudio sobre los huracanes ocurridos en la isla de Cuba durante el mes de octubre de 1870. Imp. J. M. Lapuente, 488 pp., 4 láms. Madrid, 1871.

Diente de planoida fósil de la isla de Cuba, que parece ser una especie nueva del género Aetobatis. Imp. J. M. Lapuente, 30 pp., 2 láms. Madrid, 1872.

Estudio bibliográfico sobre los orígenes y estado actual del Mapa geológico de España. Bol. de la Com. del Mapa Geológ., 1874.

Memoria general Com. del Mapa Geológ., 1874.

Noticias de los trabajos del Mapa geológico de España en 1 de julio de 1874. Bol. de la Com. del Mapa Geológ., 111, 1874.

El Ilmo. Sr. Felipe Bauzá y sus trabajos geológicos. Bol. de la Com. del Mapa Geológ., III, 1876.

Influencia de la electricidad en el metamorfismo de las rocas y en la formación de los criaderos metalíferos. Rev. Acad. de Cienc. Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, 1878.

Pruebas paleontológicas de que la isla de Cuba ha estado unida al continente americano y breve idea de su constitución geológica. Bol. de la Com. del Mapa Geológ., VIII, 1881.

Comisión del Mapa Geológico de España. Su origen, vicisitudes y circunstancias actuales. Bol. Com. del Mapa Geológ., X, 1883.

Contestación al discurso de Daniel Cortázar, «Meteorología endógena y estado interior del globo terráqueo, según los últimos adelantos de la geología». Rev. Acad.

de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, 1884.

España al terminar el año 1887. Bol. de la Com. del Mapa Geológ., XIV, 1887.

Mapa geológico de España a escala 1:1.500.000, 1888.

Mapa geológico de España. Mapa de conjunto a escala 1:1.500.000, 1889.

Catálogo de una colección de rocas de la isla de Santo Domingo. Exposición de la Historia de América. Madrid, 1892.

Discurso acerca de los fenómenos y materiales que han contribuido a la formación física de la Tierra. Bol. de la Com. del Mapa Geológ., XX, 1893.

Descripción geológica de la isla de Cuba. Rubio Grilo Vitturi. 48 pp., 1 mapa. Madrid, 1870.

En colaboración:

Observaciones al proyecto de ley de minas presentado a las Cortes. Imp. T. Fortanet. Madrid, 1855, 14 pp.

Informe de la Comisión nombrada para inspeccionar las obras del Canal de Isabel II, proyectado por D. Francisco de Albear, con objeto de conducir a La Habana las aguas de los manantiales de Vento. Imp. Viuda de Antonio Yenes. Madrid, 1864, 68 pp. y una lám.

Informe dando cuenta de los trabajos del estudio de los terremotos de Andalucía. Bol. de la Com. del Mapa Geológ., XII, 1885.

## 9. BIBLIOGRAFIA

MAFFEI, E., y RÚA FIGUEROA, R.: *Apuntes para una biblioteca española*, 2 tomos, Madrid, 1871 y 1872.

ANÓNIMO: *Lista de las obras publicadas por la Comisión Ejecutiva del Mapa Geológico de España*. B. Com. Mapa Geológ. de España, t. XX, p. 389, 1893.

MALLADA, L.: *Necrología del Excmo. Sr. D. Manuel Fernández de Castro*. Rev. Minera, Metalúrgica y de Ingeniería, núm. 1.537, 16 de mayo de 1895.

LÓPEZ DE AZCONA, J. M., y MESEGUER Y PARDO, J.: *Contribución a la historia de la geología y minería españolas*. Madrid, 1964, 150 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: *Bibliografía de minería, metalurgia, geología y ciencias afines*. Madrid, 1962, 560 pp.

# Estudio comparativo de calidades entre las hullas térmicas de importación y las de producción nacional (Hunosa)

Por J. F. FONOLLA OCETE (\*)

## INTRODUCCION

En la actualidad el país que no tenga establecidas y planteadas sus proyecciones de abastecimiento energético para los próximos diez años, y para el futuro, será poco precavido y tendrá unas miras políticas tercermundistas. Dichas proyecciones futuristas deben estar encaminadas al abastecimiento de carbones energéticos. El carbón constituye, hoy en día, la espina dorsal del abastecimiento energético del mundo occidental.

Recordemos el grave impacto que produjo en el mercado mundial de la energía la «crisis del petróleo en 1973» con las espectaculares alzas de precios. Lo que conllevó a reconsiderar la política energética de los países deficitarios en recursos energéticos propios. Lo que condujo a la máxima diversificación de aprovisionamientos, desarrollo de recursos propios, aceleración en la investigación de fuentes alternativas y nuevas, e incremento de sus capacidades de producción de los recursos energéticos convencionales, el CARBÓN.

En 1974, la «Conferencia Mundial de la Energía» marca un gran interés por el carbón en la futura demanda energética mundial, basado en las circunstancias siguientes:

- Demanda creciente de la energía que no se ve compensada por medidas de ahorro y eficiencia.
- Imposibilidad de sustitución por nuevas energías a corto y medio plazo.
- Escasez y alza de precios que motivó la crisis del petróleo.

(\*) Departamento de Paleontología. Universidad Complutense de Madrid.

Por este lado hemos de tener en cuenta los hechos siguientes, que valoran al carbón como fuente energética de gran valor en el futuro:

- Las reservas mundiales de carbón son abundantes (cuadro 1), representan cuatro veces las totales de petróleo y gas. La Shell fija las reservas energéticas mundiales recuperables inmediatamente: Carbón, 635.000 M. Tm. Petróleo, 125.000 M. Tm., y Gas natural, 100.000 M. Tm.
- Sus precios representan un desarrollo dentro de unos límites más interesantes que los del petróleo y restantes fuentes energéticas.
- Su tecnología actual puede garantizar la seguridad en su uso y el medio ambiente.
- Las nuevas tecnologías, en marcha, pueden evitar o minimizar los actuales inconvenientes.

Ideas ampliamente expuestas por WILSON y su equipo en su estudio: «Carbón: un puente hacia el futuro», presentado a dicha conferencia, celebrada en 1974 en Londres. Sobresacamos las siguientes conclusiones:

- El incremento de las necesidades energéticas totales mundiales durante los próximos veinte años será cubierto entre un tercio y la mitad por el carbón. Lo que conlleva a triplicar su producción para hacer frente al aumento de su demanda.
- Las reservas económicamente recuperables para el carbón son mucho mayores que para el petróleo y gas natural.
- Los consumos domésticos e industriales sufrirán un incremento significativo ante los avances tecnológicos.

**CUADRO 1**  
Reservas totales mundiales de carbones (en Mt)

Países	Hulla y antracita			Lignitos		
	Seguras y probables	Posibles	TOTAL	Seguras y probables	Posibles	TOTAL
China Continental	1.011.000	—	1.011.000	—	—	—
URSS	145.123	3.976.480	4.121.603	104.354	1.302.026	1.406.380
USA	72.000	1.028.000	1.100.000	9.400	396.600	406.000
Alemania Occidental	70.000	—	70.000	62.000	—	62.000
Canadá	42.600	18.400	61.000	12.250	11.850	24.100
Suráfrica	36.873	35.592	72.465	—	—	—
Polonia	32.425	13.316	45.741	6.449	8.413	14.862
India	12.710	93.550	106.260	—	—	—
Gran Bretaña	12.227	3.273	15.500	—	—	—
Japón	5.723	13.525	19.248	—	—	—
Checoslovaquia	5.540	6.033	11.573	8.234	1.623	9.857
Brasil	3.175	7.500	10.675	—	—	—
Australia	3.000	13.000	16.000	48.400	47.200	95.600
Francia	2.800	—	2.800	—	—	—
España	1.192	1.260	2.452	946	194	1.140
Holanda	2.394	—	2.394	—	—	—
Swazilandia	2.022	3.000	5.022	—	—	—
Rodesia del Sur	1.760	4.853	6.613	—	—	—
Bulgaria	1.147	—	1.147	1.117	—	1.117
Colombia	579	7.050	7.629	—	—	—
Bélgica	495	1.301	1.796	—	—	—
Perú	211	2.123	2.334	—	4.630	4.630
Méjico	182	3.284	3.466	—	—	—
Yugoslavia	—	—	—	11.506	15.094	26.600
Indonesia	—	—	—	2.000	—	2.000
Grecia	—	—	—	908	667	1.575
República Democ. Alemana	—	—	—	—	30.000	30.000
Hungría	—	—	—	—	5.679	5.679
Otros	5.452	7.220	12.672	1.566	13.680	15.246
<b>TOTAL</b>	<b>1.470.630</b>	<b>5.238.760</b>	<b>6.709.390</b>	<b>269.130</b>	<b>1.837.656</b>	<b>2.106.786</b>

FUENTE: Naciones Unidas.

- La conservación del medio ambiente se cubrirá satisfactoriamente con un coste aceptable.
- Los esfuerzos económicos para el incremento de la producción y empleo del carbón son menores que los que se destinaron a la explotación de otras fuentes alternativas de energía.
- El aumento del comercio internacional conllevará a utilizar una flota de bulk-carriers, equivalente a 100 barcos de 100.000 Tm. cada uno.

En el cuadro 2 se hace referencia a la producción, próxima a la actual y a la prevista para el año 2000.

El consumo actual es inferior a 3.000 M. Tm., siendo la previsión para el año 2000 cantidades comprendidas entre 6.000 y 7.000 M. Tm. al año. Los incrementos más considerables en la demanda serán destinados a la generación de electricidad, y menos significativos en la hulla coquizable aplicada a la siderurgia.

Se verán incrementadas partidas significativas en procesos de gasificación y licuefacción del carbón. Se doblarán los mínimos de suministros destinados a industrias, como cementeras, químicas, refinerías de petróleo, papeleras, etc. Se tiende a la llamada «Economía de petróleo mínimo», según la A. I. E.

Referente a la duración de los yacimientos de carbón, tendrían una vida de un siglo para las hullas y antracitas y un milenio para los lignitos, para crecimientos anuales acumulativos superiores al 4 por 100. Períodos que se verán incrementados por nuevos hallazgos mediante investigaciones geológicas.

Dada la irregular distribución geográfica de las áreas productoras (cuencas de carbón) y la no coincidencia de los países productores con los de mayor demanda para su consumo, se ha establecido un comercio mundial muy importante de carbón, especialmente en el térmico. Multiplicándose por 2,7 su comercio en el cuatrienio 1978-1981,

**CUADRO 2**  
Producción de carbón actual y prevista para los países productores de carbón más importantes (1978 y 2000) (mtec anuales)

Países	1977	2000
Australia *	76	326
Canadá *	23	159
República Popular China *	373	1.450
República Federal de Alemania *	120	150
India *	72	285
Polonia *	167	313
República de Sudáfrica	73	228
Reino Unido *	108	162
Estados Unidos *	560	1.883
Unión Soviética	510	1.100
Otros países	368	724
<b>TOTAL MUNDIAL</b>	<b>2.450</b>	<b>6.780</b>

\* Miembro de la WOCOL.

FUENTE: Informes de los países de la WOCOL, más los de Europa Occidental, Banco Mundial y otros para los países no pertenecientes a la WOCOL.

en gran parte provocado por la crisis del petróleo en el año 1979.

Las necesidades de importación de carbón térmico (producción de vapor-energía eléctrica) se prevén para el año 2000 de 210 MTEC pasando a 460 MTEC si hay limitación de petróleo, incrementándose estas cantidades a 650 MTEC debido a las demoras nucleares y limitaciones de petróleo.

En el cuadro 3 se indican la producción y oferta al mercado libre del carbón de los países productores.

#### Recursos españoles de carbón e importaciones

Los recursos recuperables de carbón en España, salvo nuevos hallazgos, son del orden de 4.000 M. Tm., cantidad

**CUADRO 3**  
Producción y oferta al mercado libre (En millones de Tec.)

Países	1985		2000	
	Producción	Exportación	Producción	Exportación
Australia	150	60	300	150
Canadá	35	15	115	40
R. F. A.	129	25	145	30
Inglaterra	137	10	173	10
USA	842	68	1.340	90
<b>OCDE</b>	<b>1.293</b>	<b>178</b>	<b>2.073</b>	<b>350</b>
URSS	851	37	1.100	50
Polonia	258	45	300	50
China	721	7	1.200	30
India	135	7	235	13
Sud-Africa	119	23	233	55
Otros	503	6	639	34
<b>TOTAL</b>	<b>2.591</b>	<b>125</b>	<b>3.707</b>	<b>232</b>
<b>TOTAL</b>	<b>3.884</b>	<b>303</b>	<b>5.780</b>	<b>582</b>

FUENTE: A. I. E.

muy reducida dentro de los recursos recuperables mundiales (637.000 M. Tm.), lo que representa un 0,6 por 100 de estos últimos.

En el cuadro 4 se indican los recursos de carbones españoles, referentes a hullas y antracitas, y lignitos.

Dentro del contexto del Plan Energético Nacional 1981-1990, el carbón estaba llamado a desempeñar un papel importante, el cual se ha incrementado con el «parón nuclear» adoptado por la Administración, si bien este «parón» es a escala mundial. Incrementándose tras los sucesos de Chernobyl. Todo lo cual conlleva a trasladar al carbón la responsabilidad de ser la «espiná dorsal» básica de la producción energética nacional.

**CUADRO 4**  
Recursos de carbones españoles (en Mt)

Carbón	Recursos	Recursos identificados				Recursos hipotéticos	Recursos totales
		Muy probables	Probables	Posibles	Totales		
Hulla y antracita	Explotables	241	272	314	827	747	1.574
	Adicionales	157	134	155	446	278	724
	<b>Totales</b>	<b>398</b>	<b>406</b>	<b>469</b>	<b>1.273</b>	<b>1.025</b>	<b>2.298</b>
Lignitos	Explotables	496	132	154	782	296	1.078
	Adicionales	56	82	84	222	161	383
	<b>Totales</b>	<b>552</b>	<b>214</b>	<b>238</b>	<b>1.004</b>	<b>457</b>	<b>1.461</b>
<b>Total carbones</b>	<b>950</b>	<b>620</b>	<b>707</b>	<b>2.277</b>	<b>1.482</b>	<b>3.759</b>	

FUENTE: Centro de Estudios de la Energía.

En el cuadro 5 se indica la previsión de necesidades de energía primaria en España en 1985 y 1980.

Aportando el carbón una participación prevista de:

1981		1985		1990	
MTEC	%	MTEC	%	MTEC	%
22,40	21,30	30,13	24,30	34,66	22,80

Siempre que la energía nuclear colabore con el 15,1 por 100 en 1990. Cota inalcanzable, dada la «política nuclear» actual de la Administración.

Esta demanda energética supondrá una producción para 1990 de 55 M. Tm.

Los objetivos y resoluciones del PEN fueron aprobados por el Congreso de los Diputados el 28 de julio de 1979, sus objetivos básicos fueron:

1. Aumento de la producción nacional, potenciando la investigación geológico-minera y tecnológica.
2. Incremento de la participación del carbón en la estructura energética.

Otros objetivos del PEN son incrementar a 650 M. Tm. las reservas explotables e intervenir en yacimientos extranjeros, política energética seguida por otros países, así como la introducción de nuevas tecnologías y sistemas más eficientes de control y gestión en la minería nacional del carbón.

La producción de carbones (antracitas y hullas) en España es la siguiente:

Año	(10 <sup>3</sup> Tm)	
	Antracita	Hulla
1980	3.887	8.950
1981	4.644	9.518
1982	5.195	10.338
1983	5.774	10.240
1984	5.771	9.907
1985	5.000?	6.031 (10.000 según CARBOEX)
1986	5.000?	10.000 (Pronóstico de CARBOEX)

Las previsiones necesarias de carbón para el año 1990, según la evolución del consumo de energía, serán:

	M. Tm/año
Centrales térmicas	42
Siderurgia	6,3
Cementos	4
Usos diversos	2,5
<b>TOTAL</b>	<b>54,8</b>

Estabilizando la producción nacional a 40 M. Tm/año, sería necesario importar el déficit de 15 M. Tm/año.

Los países suministradores de hullas coquizables y térmicas son los siguientes:

	Hulla (en Tm.)	
	Coquizable	Energética
Africa del Sur	—	711.434
Australia	586.925	—
Colombia	—	32.000
Inglaterra	—	63.677
Polonia	614.841	—
U.S.A.	2.430.652	2.730.452

De estos y otros países se importa «carbón de coque», a saber:

	En Tm. (año 1984)
Alemania Occidental	49
Canadá	2.422
Francia	10.188
Inglaterra	3.141
Japón	42.000
Polonia	68.457
Rusia	51.576
U.S.A.	35.285

Los países suministradores principales de carbones térmicos a nuestras centrales son (1):

Africa del Sur, Australia, Estados Unidos y Polonia. Existiendo una tendencia marcada al incremento de los carbones importados (2).

La producción doméstica de hullas es la siguiente:

Año	En miles de Tm.	
	Producción nacional	Producción HUNOSA
1980	9.124	3.844
1981	9.953	4.133
1982	10.342	4.355
1983	10.130	3.981
1984	9.850	3.778
1985	6.031	3.000?
	10.000 (Según CARBOEX)	?

(1) Cuadro 6. Distribución porcentual por país en las importaciones (década 70-80).

(2) Cuadro 7. Previsión de aprovisionamiento de carbones térmicos (85-90).

**CUADRO 5**  
Previsión de necesidades totales de energía primaria en España en 1985 y 1990 y su comparación con 1980

	%		
	1980	1985	1990
Carbón	18,3	24,3	22,8
Petróleo	66,4	49,3	45,2
Gas	2,6	5,4	6,1
Energía hidráulica	11,3	10,0	9,2
Energía nuclear	1,4	10,6	15,1
Otras	—	0,4	1,6
<b>TOTAL</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>
Total Mtec	105,5	124,2	152,1
Carbón Mtec	19,3	30,1	34,7

FUENTE: 1980, MIE; 1985 y 1990, PEN revisado.

**CUADRO 6**  
Distribución porcentual por país de origen de las importaciones de carbón en España durante la última década

	1970	1975	1980
USA	81,0	60,0	57,0
Polonia	13,0	37,5	25,0
Alemania Federal	4,0	1,5	1,5
Australia	—	0,5	16,0
Otros	2,0	0,5	0,5

FUENTE: U. S. Bureau of Mines.

**CUADRO 7**  
Previsión de la estructura del aprovisionamiento de carbones térmicos por países de origen

Países	%	
	1985	1990
USA	50	40
Sudáfrica	15	20
Australia	15	15
Colombia	10	15
Otros (Canadá, R. P. China, Indonesia, etc.)	10	10
<b>TOTAL</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

Las últimas previsiones oficiales conocidas (PEN revisado) incluyen unas necesidades totales de carbón de importación de 10,6 MTEC para 1985 y de 14,4 MTEC en

1990, de las que corresponderían a carbón térmico, serían de 6,8 MTEC para 1985 y 11 MTEC para 1990.

#### FIJACION DE PRECIOS

Conforme con la Orden Ministerial 8.449, del 30 de abril de 1985, se regula el precio de venta de hullas y antracitas nacionales para centrales térmicas. Se calculará de acuerdo con la fórmula siguiente:

$$P_v = \frac{P_o}{1.000} \cdot 1.000 + 7(v - 20) + (25 - C) \times \frac{88 - H}{78} \times \left( 1 - \left( \frac{1.000 \cdot S}{P \cdot C \cdot S} - 0,24 \right) \times 0,05 \right) \times (1 + RC) \text{ Pts/Tm.}$$

Po = Precio en pts/Tm. en parque central sobre un carbón base:

Volátiles; 20 por 100; cenizas, 25 por 100 en muestra seca; azufre, 0,24 por 100 para 1.000 termias de PCS (referidos a muestra bruta); humedad, 10 por 100 total.

v = % de materiales volátiles sobre muestra seca.

c = % de humedad sobre carbón bruto.

H = Coeficiente, 20, con carácter general. Su valor será el 25 para carbones de contenido en cenizas inferior al 20 por 100. Térmico con gran incidencia en el transporte.

S = Porcentaje de azufre total sobre muestra bruta.

PCS = Poder calorífico superior sobre muestra bruta en termias/Tm.

R.C. = Suplemento de precio, fijado en un 2,5 por 100 de éste para carbones procedentes de explotaciones acogidas al Régimen de Convenios a Medio Plazo en la Minería del Carbón.

Consideramos de suma importancia aplicar penalizaciones a los carbones de importación por los contenidos en materias volátiles, cenizas, humedad y azufre, así como por el bajo poder calorífico de los mismos. Su repercusión en los costes de los fletes es grande. De algunos países que importamos carbones se transportan en barco más de un millón de Tm. de agua y cenizas. Por otro lado es imprescindible comprobar el grado de homogeneización de los carbones importados, ya que se pueden comprar mezclas de carbones de diferentes calidades o clases, como carbón homogéneo.

#### Estudio comparativo de las calidades de las hullas térmicas importadas y de las producidas por HUNOSA

Se han realizado sobre los carbones estudiados diversas técnicas de investigación: Análisis inmediato (o elemental: % Humedad, % Cenizas, % Materias volátiles, % Azufre y Poder calorífico superior), porcentajes de grupos de macerales, contenido de materia inorgánica y reflectogramas sobre vitrinita.

Los resultados obtenidos corresponden a carbones importados durante el período 1983, 1984 y 1985, para los

carbones procedentes de Africa del Sur, Australia, Colombia, Estados Unidos y Polonia. Los procedentes de Brasil nos fueron enviados para su estudio por colegas brasileños. Muestras puntuales de carbones colombianos del Valle del Cauca nos fueron suministrados por colegas de este país. Las muestras de carbón nacional de

HUNOSA pertenecen a distintos parques de esta empresa y de diferentes barcos de transporte a centrales térmicas españolas.

Las calidades comerciales de los diferentes carbones estudiados son las siguientes:

Origen	Calidades	España (HUNOSA):	Grupos
Africa del Sur	Durban-Natal	Cuenca del Caudal.	Aller
Australia	Utah		Barredo
Brasil	Río Grande do Sul		San Nicolás
Colombia	Puerto Bolívar - A (granulado)		Turón
	Puerto Bolívar - B (en bloque)	Cuenca del Nalón.	Candín
EE. UU.	Ashland		Carrocera
Polonia	Halemba		Modesta
	Walbrycz		Siero

**ANALISIS INMEDIATO**

	Africa S. %	Australia %	Brasil %	Colombia %	EE. UU. %	Polonia %	HUNOSA %
Agua	7,1	10	9	11	71	8,77	7,69
Cenizas	15,61	12	18	10	15,62	9,34	11,30
Materiales volátiles	22,87	16	25	35	22,87	26,27	31,25
Azufre	0,88	0,6	1,1	1	0,88	0,85	1,18
Poder calorífico superior (BTU/LB).	12.265	13.700	12.000	13.000	12.265	13.680	13.182

Estos valores son medias de los parámetros obtenidos en el análisis inmediato de las diversas calidades de los carbones de idéntica procedencia.

**ANALISIS PETROGRAFICO Y RANGO**

Estudio realizado sobre probetas pulidas de aglomerados de gránulos o sobre secciones perpendiculares a los lechos carbonosos en los bloques de carbón.

A continuación se dan los porcentajes de los grupos de macerales identificados en los diferentes carbones, así como los de la materia mineral inerte (M.M.I.).

	Africa S. (Durban-Natal) %	Australia (Utah) %	Brasil (R. G. do S.) %	Colombia (P.º Bolívar Cauca) %	EE. UU. (Ashland) %	Polonia (Halemba, Walbrycz) %	HUNOSA (Caudal Nalón) %
Vitrinita	85	90	68	80	75	80	80
Liptinita o Exinita	—	10	19	8	4	4	5
Inertinita	4	—	8	10	18	14	10
Materias Minerales	1	—	5	2	3	2	5

— Carbón sudafricano.—Calidad: Durban-Natal.

La vitrinita posee un poder reflector medio de 0,7 por 100, relativamente bajo para una hulla térmica. Presenta escasa dispersión en los valores del P.R., deduciendo que se trata de un carbón muy homogéneo. No se aprecia sulfuros de hierro (ni pirita ni marcasita). Son reconocibles parcialmente restos de tejidos vegetales con las cavidades celulares rellenas de collinita.

— Carbón australiano.—Calidad: Utah

Se caracteriza por su elevado contenido en vitrinita (90 por 100), siendo su P.R. alto (1 por 100) y presentando escasa dispersión en el reflectograma. Los sulfuros y materiales minerales son casi inexistentes. En los macerales del grupo de la liptinita abundan los restos de algas (alginita). Es un carbón térmico excelente y pudiendo emplearse como hulla coquizable.

— Carbón brasileño.—Calidad: «Río Grande do Sul»

Su contenido en vitrinita es relativamente bajo (68 por 100). Son muy abundantes los restos de exinas de esporas y pólenes, como constituyentes de la exinita. La presencia de carbopirita, carbargilita y materia mineral es alto. El reflectograma del P.R. de la vitrinita presenta una amplia dispersión. Se trata de un carbón de bajo rendimiento térmico.

— Carbón colombiano.—Calidad: «Puerto Bolívar»

Se presenta en su mayoría como bandas de vitrinita con fusinita y semifusita. La exinita está constituida por exinas de esporas y pólenes abundantes. La moda del P.R. está comprendida entre 0,8-1,0, presenta escasa dispersión. Es un carbón muy adecuado para preparar mezclas de carbones coquizables.

— Carbón estadounidense.—Calidad: «Ashland»

La vitrinita presenta buena reflectividad y su moda está comprendida entre 0,9-1,0. Se trata de una hulla de rango medio. Abundan los restos de tejidos vegetales, reconociéndose las cavidades celulares rellenas de collinita. En la exinita predominan exinas de esporas y pólenes. Hemos de destacar la identificación de una nueva especie de *Calamospora pilarae* sp. nov. muy abundante (22,3 por 100). Los sulfuros se presentan bajo las formas de pirita y marcasita, en gránulos aislados.

— Carbones polacos.—Calidades: «Halemba» y «Walbrycz»

Carbones muy limpios, son escasos los sulfuros, con predominio de la telinita en el grupo de la vitrinita, siendo importante la presencia de fusinita y semifusinita. En la liptinita es predominante la exinita, abundante en exinas de esporas y pólenes. Se observan algunos lentejones de carbargilita.

Su moda es próxima a 0,8 y con escasa dispersión. Se trata de unos carbones térmicos excelentes.

— Carbones españoles.—Calidad: Hullas térmicas de HUNOSA, y su comparación con los carbones térmicos importados

Los carbones térmicos producidos por HUNOSA, y puestos a disposición de las centrales térmicas, presentan en cuanto a su composición petrográfica global (naturalidad y proporción de macerales) gran similitud con los de importación.

Sin embargo, se ha de destacar que las hullas de HUNOSA presentan cantidades más elevadas de materia mineral mezclada íntimamente con otros macerales (carbargilitas, carbopiritas, carbankeritas, etc.), siempre de difícil eliminación en los procesos de purificación de los carbones por lavado.

La dispersión del P.R. de la vitrinita en las hullas de HUNOSA, marcada en los reflectogramas, demuestra que se trata de mezclas preparadas para la combustión.

Los parámetros obtenidos en los análisis inmediatos (humedad, materias volátiles, cenizas, azufre y poder calorífico de los carbones de importación y de los producidos por HUNOSA son muy similares entre sí. No detectándose diferencias cualitativas importantes.

Las hullas térmicas producidas por HUNOSA, desde el punto de vista de rendimientos térmicos, son de óptimas calidades. Sus 13,182 BUT/LB de P.C.S. sólo se ven superadas por los carbones procedentes de Australia (13.700 BUT/LB) y de Polonia (13.680 BUT/LB), siendo muy superiores a las de Africa del Sur y de EE. UU., países estos últimos grandes suministradores de carbones al mercado español.

Se destaca en las hullas térmicas de HUNOSA su contenido elevado de azufre (1,8 por 100), dentro de los niveles de permisibilidad.

Por otro lado, analizando los reflectogramas del P.R. de la vitrinita de las hullas térmicas de HUNOSA, se observa que la dispersión es mínima para las hullas de los grupos de Turón, Barreda, Siero, Carrocera y Modesta, presentando modas próximas a 1,2 y dispersiones entre 0,8 a 2,0, niveles definidores de hullas coquizables.

Por todo lo expuesto anteriormente, concluimos que las hullas térmicas producidas por HUNOSA son de calidades similares o mejores que las importadas, por lo que no existe la necesidad de importar hullas por falta de suministros adecuados.

Es factible hacer una crítica más profunda, donde se pongan de manifiesto las peculiaridades económicas de los carbones importados y los de producción nacional. Si tenemos en cuenta los contenidos en agua (humedad) y cenizas de estos carbones, que representan varios millones de toneladas de materia no combustible que se transporta, con el consiguiente coste de los fletes.

**Edad geológica de los carbones**

Se han elaborado de las diferentes calidades de los carbones térmicos aquí estudiados diversas preparaciones

palinológicas, conforme al método propio e inédito del autor.

Del estudio palinológico resaltamos las características principales siguientes:

— Carbón polaco.—Calidad: «Walybrycz»

Carbón destacable por su gran contenido en palinomorfos. Se han identificado 27 especies diferentes, que por los porcentajes de abundancia y dispersión estratigráfica de las mismas atribuimos a la asociación de la palinozona (SL), conforme a CLAYTON et al. (1977), de edad Westfaliense B (niveles superiores) a Westfaliense C, parte superior.

— Carbón polaco.—Calidad: Halemba»

Carbón más pobre en palinomorfos que el anterior. Se han identificado 17 especies diferentes. Conforme a CLAYTON et al. (1977) y a DYBODA & JACHOWICZ (1957), atribuimos a esta asociación una edad de Westfaliense B (parte superior) y a Westfaliense C, niveles superiores.

— Carbón sudafricano.—Calidad: «Durban-Natal»

No se han identificado palinomorfos. Sólo existen restos de algas inclasificables.

— Carbón estadounidense.—Calidad: «Ashland»

Carbón muy rico en palinomorfos. Se han identificado 29 especies diferentes, entre éstas se cita por primera vez como especie nueva *Calamospora pilarae* sp. nov. Conforme a PEPPERS (1964) la edad que le asignamos es del Pennsylvaniense Superior, tramos superiores.

— Carbón brasileño.—Calidad: «Río Grande do Sul»

Carbón muy pobre en palinomorfos, sólo se ha identificado *Verrucosiporites pseudoreticulatus* BALME & HENNELLY. Asimismo se observan restos de algas, Chitinozoos y de tejidos vegetales. Conforme a BALME & HENNELLY podemos atribuir a estos carbones una edad de Pérmico.

— Carbón brasileño.—Calidad: «Río Grande do Sul»

Carbón muy rico en palinomorfos, habiéndose identificado 31 especies diferentes. Se resalta que muchas de estas especies fueron identificadas por el autor, previamente a este estudio, en el Pérmico Inferior de Sahuquillo de El Alcázar (Soria), cuenca de Puertollano (Ciudad Real) y cuencas de Retiendas y Valdesotos (Guadalajara).

Conforme a YBERT et al. (1967) atribuimos a estos carbones una edad de Pérmico.

La semejanza marcada de las asociaciones de palinomorfos identificados por el autor en cuencas españolas con las de los carbones procedentes de la Formación «Río Bonito» en la cuenca de Río Grande do Sul, nos sugiere

que gran parte de la Placa Ibérica estaba próxima o adosada a la Placa Brasileña durante el Pérmico.

— Carbón colombiano.—Calidad: «Puerto Bolívar»

Carbón muy rico en palinomorfos, restos de algas (Género: Pilas, en amasijos), tejidos cuticulares y escalares. Se han identificados 42 especies diferentes de espóra y pólenes, con formas gondwánicas pérmicas y del Pennsylvaniense Superior de Norteamérica. Le atribuimos una edad de Pérmico Inferior, resultando la presencia de *Calamospora pilarae* sp. nov., encontrada en las muestras de carbones de U.S.A., calidad «Ashland».

— Carbones españoles.—Calidad: «Hullas térmicas de HUNOSA»

#### Cuenca del Caudal

Grupo Aller. Se han identificado 11 especies diferentes de palinomorfos. La asociación la atribuimos a la palinozona S.L. de CLAYTON et al. (1977), de edad Westfaliense C.

Grupo Turón. Se han identificado 17 especies distintas de palinomorfos. La asociación la atribuimos a la transición entre las palinozonas S.L. y O.T. de CLAYTON et al. (1977), de edad Westfaliense C a Westfaliense D.

Grupo Barreda. Se han identificado 17 especies distintas de palinomorfos. Atribuimos esta asociación a la palinozona O.T. de CLAYTON et al. (1977), de edad Westfaliense D.

Grupo San Nicolás. Carbón pobre en palinomorfos, de los que se han identificado 8 especies diferentes y algunos restos de algas. Por las especies identificadas atribuimos a la asociación edades desde el Westfaliense C al Estefaniense A.

#### Cuenca del Nalón

Grupo Siero. Se han identificado 17 especies diferentes de palinomorfos. La asociación la atribuimos a la palinozona O.T. de CLAYTON et al. (1977), deduciendo una edad de Westfaliense D.

Grupo Candin. Se han identificado 11 especies diferentes de palinomorfos. La asociación la atribuimos a la palinozona O.T. de CLAYTON et al. (1977) y de edad Westfaliense D.

Grupo Modesta. Se han identificado 11 especies distintas de palinomorfos. La asociación la atribuimos a los tramos superiores de la palinozona O.T. de CLAYTON et al. (1977), deduciéndose una edad de Westfaliense D a Estefaniense A (tramos inferiores).

Grupo Carrocera. La asociación de palinomorfos identificados consta de 17 especies distintas. La atribuimos a la palinozona O.T. de CLAYTON et al. (1977), deduciéndose una edad para el conjunto de Westfaliense D a Estefaniense A, tramos inferiores.

Hemos de resaltar que en el estudio de los carbones, para un mejor conocimiento de sus calidades, no nos

basta el «análisis inmediato» de los mismos, sino que se deben someter a otras técnicas de estudio, a saber:

1. Composición de macerales, de microlitotipos, distribución de la materia mineral y su asociación con los macerales.
2. Análisis de los reflectogramas del P.R. de la vitrinita, para dilucidar las posibles mezclas de carbones de diferentes rangos, considerados como homogéneos.
3. Estudio palinológico de los carbones, para conocer su procedencia y su homogeneidad de origen.

#### BIBLIOGRAFIA

ALPERN, B. (1981): *Pour une classification synthétique Universelle des combustibles solides*. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 5 (2):271-290 (Journ. «La Géologie des charbons, des Schistes bitumineux et de Kérogènes». Pav. 1981.

ANDERSON, J. M. (1977): *The biostratigraphy of the Permian-Triassic*. Pt. 3, Mem. Bot. Surv. South Afric., núm. 41, pp. 1-67.

BALME, B. E., and HENNELLY, J. P. F. (1956): *Trilete spores from Australian Permian sediments*. Catalog. Foss. Spores and Pollen, vol. 20, pp. 68-93. Univ. Park., Pennsylvania, 1963.

CHATEAUNEUF, J. J. C. (1973): *Palynologie des faisceaux productifs du bassin des Asturies (Espagne)*. C. R. 7 Congr. Inst. Géol. Strat. Carb., 2, pp. 297-321, Krefeld, 1971.

CLAYTON, G.; COQUEL, R.; DOUBINGER, J.; GUEINN, J.; LOBOZIAZ, S.; OWENS, B., and STREEL, M. (1977): *Carboniferous miospores of Western Europe illustration and zonation*. Med. Rijks. Geol. Dienst., 29, 1-71.

FONOLLA, F. (1985): *Identificación palinológica del Permo-Carbonífero en la Cuenca de Puertollano (Ciudad Real)*. Reunión Grupo Ossa-Morena, Zafra-Llerena (Badajoz) (en prensa).

FONOLLA, F. (1985): *Identificación palinológica del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincia de Soria)*. II Coloq. Estratigr. Paleogeogr. Pérmico-Triásico (en prensa).

FONOLLA, F., y TALENS, J. (1985): *El tránsito Carbonífero-Pérmico en el Borde del Sistema Central (provincia de Guadalajara)*. II Coloq. Estratigr. y Paleogeogr. Pérmico y Triásico de España (en prensa).

HART, G. F. (1971): *The Gondwana Permian Palynofloras*. An. Acad. Brasil. Cienc. 43 (supl.):145-175.

HORVARTH, V. (1985): *Apports de la Palynologie a la Stratigraphie du Carbonifere Moyen de l'Unité Structurale de la Sobia-Bodón (Zone Cantabrique-Espagne)*. These 3e. Cycle: 137 pp., 21 figs., 16 cuadros, 5 láms.

INTERNATIONAL HANDBOOK of coal Petrography. Inter. Comm. Coal Petrology 2nd. Ed. Cent. Nat. Rech. Scient., Academy Scienc. URSS, Paris, Moscow, 1971.

INTERNATIONAL HANDBOOK of coal Petrography. 2nd. Supplement to the 2nd. Ed. (1976).

JACHOWICZ, A. (1972): *Amicrofloristic description and stratigraphy of the productive Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin*. Inst. Géol. Franc. (Warsaw), 61 pp., 185-277.

LEMOES DE SOUSA, M. J. (1985): *Bases da Classificação dos carvoes fósseis*, vol. 22, núm. 3, Bol. de Minas, Lisboa.

MARTÍNEZ, A. (1987): *Mercado del carbón: Sugerencias para una discusión*. 2.º Curso de Geología y Exploración de Yacimientos Minerales: Geología, explotación y mercado del carbón.

MORENO, R. (1986): *Economía de materias primas energéticas: El carbón en España*. Tesis doctoral U.C.M. (inédita).

PEPPERS, R. A. (1964): *Spores in Strata of Late Pennsylvanian Cyclothem in the Illinois Basin*. Bull. 90. Illinois State Geol. Surv. Urbana.

PEPPERS, R. A. (1980): *Comparison of miospore assemblages in the Pennsylvanian System of the Illinois Basin with those in the Upper Carboniferous of western Europe*. 9th. Congr. Inter. Stratigr. Geol. Carbonifere. Compte Rendu (Urbana, 1979).

YBERT, J. P.; NAHUY, J., et ALPER, N. B. (1967): *Etude palynologique et pétrographique de quelques charbons du Sud Bresil*. VI em. Congr. Inter. Strat. Géol. Carbonifere, Compte Rendu, vol. IV, pp. 1605-1626.

## VIII CONGRESO INTERNACIONAL DE MINERIA

En Oviedo, del 16 al 22 del pasado mes de octubre, y bajo la presidencia de S. M. el Rey, se ha celebrado con gran éxito el VIII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia. Más de 700 congresistas entre españoles y extranjeros han seguido el mismo, vertebrado en las ocho áreas siguientes:

- I. Minería General (Presidente: J. Moya).
- II. Minería del Carbón (Presidente: A. García-Argüelles).
- III. Beneficio y transformación de minerales, rocas y tierras. Nuevos materiales (Presidente: R. Díez Serrano).
- IV. Energía (Presidente: J. L. Díaz Fernández).
- V. Geología aplicada (Presidente: R. Querol).
- VI. Medio ambiente (Presidente: J. Artieda).
- VII. Seguridad (Presidente: R. Marañón).
- VIII. Formación y enseñanza (Presidente: J. María Montes).

El Instituto Geológico y Minero de España ha participado como expositor directo en la Expominería-88 y su Director, D. Emilio Llorente Gómez, ha formado parte de la Comisión de Honor.

Continuando con la participación del IGME, actuaron como conferenciantes, en el Area V, Geología Aplicada, en la Ponencia de Aguas Subterráneas, D. Agustín Navarro, y en el Area VIII, Formación y Enseñanza, en la ponencia Formación Permanente, D. Emilio Llorente.

Por el IGME fueron presentadas las siguientes comunicaciones:

### AREA I. MINERIA GENERAL

**Ponencia: «Avances tecnológicos en la concentración de sustancias minerales y en el tratamiento de rocas industriales».**

*La flotación monolaminar y su aplicación al refinado de minerales de alto valor económico.*

Jorge Alfaro Drets, F. Javier García Frutos y Jesús García Garzón.

*Estudio de concentración del mineral de estaño de la mina «Santa Elisa» (Zamora).*

Ramón Álvarez Rodríguez, Sra. Dulce Gómez-Limón Galindo y J. García Garzón.

*Aplicación de medios de densidad controlada en la separación gravimétrica laminar.*

Jorge Alfaro Drets, F. Javier García Frutos y Joaquín Ruiz Mora.

### AREA II. MINERIA DEL CARBON

**Ponencia: «Innovaciones en el campo de la explotación de capas con pendientes superiores a los 40°».**

*La estratificación neumática-pulsante en la concentración gravimétrica de finos y su aplicación a los carbones.*

Jorge Alfaro Drets y Fco. López Santiago.

### AREA V. GEOLOGIA APLICADA

**Ponencia: «Carbones».**

*Aplicación de la geoquímica, petrografía y palinología a la investigación para minería de carbón en la Cuenca Central Asturiana.*

Félix Fernández de Castro Fernández-Shaw, Antonio Luis Sánchez Espina y Miguel L. Rodríguez González.

*Los lignitos del Sector Norte de la Cuenca de Alcoy.*

M. A. Zapatero, J. L. Reyes y V. Crespo.

*Posibilidades lignitíferas del Sector Norte de la Cuenca Neógena de Baza.*

M. A. Zapatero, J. L. Reyes y V. Crespo.

*El Carbonífero del Sinclinal de Castillería (Area de la Pernía, Palencia, España).*

Fernando Cabello Leyva, Javier Fernández Pello, Jesús Lázaro Matallanas, Ricardo Omaña Álvarez, Sra. Valeria Horvath Mardones, Sra. Elisa Villa Otero y M. Angel Zapatero Rodríguez.

*Posibilidades geológico-mineras de la Cuenca Carbonífera del Cellón (Asturias-León).*

Francisco Arquer Prendes-Pando, Rafael Fernández Rodríguez Arango, Angel Naval Balbín y Miguel Manjón Rubio.

**Ponencia: «Aguas subterráneas».**

*Gestión coordinadora de recursos hídricos superficiales y subterráneos en la cuenca del Segura (España).*

G. López Arechavala y J. Gómez de las Heras.

**Ponencia: «Minerales y rocas industriales».**

*La pizarra de Los Oscos (Asturias).*

G. Gómez Moreno, M. P. Hacar Rodríguez y P. Villar Alonso.

*Depósitos arcillosos terciarios en los alrededores de San Vicente de la Barquera (Cantabria, NE de España). Aspectos genéticos y propiedades cerámicas.*

Luis Antonio Díaz Rodríguez y Angel García Cortés.

*Caracterización tecnológica de las arcillas de Cantabria (N de España) y su aprovechamiento industrial.*

G. Gómez Moreno, L. A. Díaz Rodríguez, V. Calderón Almena y M. Peralta Vaquero.

*Tipología de los yacimientos epitermales de oro formados en condiciones próximas a la superficie terrestre.*

Pablo Gumiel Martínez.

*Metodología y resultados de la investigación preliminar de fosfatos sedimentarios en España.*

Ricardo Arteaga Rodríguez, Juan Lucutura Rupérez, Rogelio Urbano Vicente, José M.ª Zapardiel Palenzuelas, Fernando Leyva Cabello, Luis Martín García y Félix Velando Muñoz.

**Ponencia: «Métodos de prospección».**

*Prospección estructural: Cartografía geofísica nacional.*

José Luis García Lobón y Félix Manuel Rubio Sánchez-Aguililla.

*Geofísica y prospección minera: Dos ejemplos de aplicación realizados por el IGME en Extremadura (España).*

Juan Luis Plata Torres y Sra. Rocío Campos Egea.

**Ponencia: «Geotecnia».**

*Problemática geotécnica en los taludes de la minería de hulla y antracita a cielo abierto en España.*

Francisco J. Ayala Carcedo, Luis Laín Huerta, Ricardo Laín Huerta, Sra. Mercedes Ferrer Gijón, Carlos Duch Martínez y Valeriano Perianes Jiménez.

*Ensayos sobre nuevas técnicas de sostenimiento de galerías en capa en el Bierzo.*

José Antonio Álvarez Ruiz, Benjamín Celada Tamames y José María Pernía Llera.

*Análisis retrospectivo sobre la utilización del bulonaje en galerías de infraestructura y aplicaciones futuras.*

Benjamín Celada Tamames, Jorge Dudek y José María Pernía.

*Estabilidad de taludes en la minería de lignito a cielo abierto en España.*

Francisco J. Ayala Carcedo, Luis Laín Huerta, Ricardo Laín Huerta, Carlos Duch Martínez y Valeriano Perianes Jiménez.

**Ponencia: «Residuos industriales».**

*Problemas de estabilidad y de medio ambiente originados por las balsas y escombreras de residuos mineros.*

José María Pernía Llera y José Luis Sanz Contreras.

*Metodología de eliminación de residuos en estructuras subterráneas. Posibilidades del subsuelo español.*

Gerardo Ramos González, José Sánchez Guzmán y Juan Antonio López Geta.

**Ponencia: «Restauración de terrenos».**

*Legislación medioambiental para la industria minero-metalúrgica.*

Melchor Ruiz Pérez y José Muruais Lamas.

*Recursos de áridos naturales y medio ambiente en las grandes ciudades: El caso de Madrid.*

Francisco Javier Ayala Carcedo y Lucas Vadillo Fernández.

### AREA VII. SEGURIDAD

**Ponencia: «Seguridad en minería general».**

*Los proyectos-tipo: Una nueva herramienta informática para el diseño de explotaciones mineras-Proyecto-tipo integrado de ventilación para la minería española.*

Javier Samaniego Bordiú, Carlos Mateo Torres y Joaquín Obis Sánchez.

**Ponencia: «Seguridad en minería del carbón».**

*Las llaves de madera y otros materiales alternativos en su utilización como sostenimiento de galerías de acompañamiento de tajos de carbón.*

José María Pernía Llera, José María Rodríguez Ortiz, Francisco Javier Castanedo Navarro y José Luis Sanz Contreras.

## MEMORIA DE LA REUNION EXTRAORDINARIA DE LA SOCIEDAD GEOLOGICA DE ESPAÑA Y DE LA SOCIEDAD GEOLOGICA DE FRANCIA SOBRE EL PERFIL ECORS - PIRINEOS

Esta reunión, que tuvo lugar del 19 al 23 de septiembre, tenía como objetivo reconocer la estructura de las unidades pirenaicas en la transversal del corte ECORS. De forma complementaria se celebraron dos sesiones científicas, una al comienzo de la excursión, en Bousens, y otra al final, en Balaguer, en las cuales se presentaron los resultados adquiridos por el equipo ECORS y diversos aspectos de la geología de los Pirineos por parte de especialistas franceses y españoles.

La excursión estuvo conducida en el sector Norpirenaico por P. Choukroune y en el sector Surpirenaico por J. A. Muñoz, contando con una gran asistencia de geólogos que, en su mayoría, trabajan en la Cadena Pirenaica. Se desarrolló en tres jornadas, la primera en Francia y las dos siguientes en España.

El primer día se visitó la vertiente francesa, desde el cabalgamiento frontal, hasta la falla Norpirenaica. Se reconocieron los materiales cretácico metamórficos, las rocas ultrabásicas (Lherzolitas) y las granulitas que, según P. Choukroune, constituyen las rocas características asociadas a esta última estructura.

La segunda jornada estuvo dedicada a reconocer la estructura interna y la superposición de las diversas láminas cabalgantes de zócalo hercínico surpirenaicas. La estructura hercínica de estas unidades está compuesta por cabalgamientos que aparecen plegados por una fase posterior de pliegues sinquistosos. Las láminas superiores que involucran materiales hercínicos constituyen la zona de los Noguerras, en donde se observa como las areniscas del Buntsandstein fosilizan cabalgamientos hercínicos que dan lugar a superposiciones en la serie devónica.

El tercer día se observaron las láminas cabalgantes de cobertera surpirenaica, caracterizadas porque no involucran materiales hercínicos. La edad de las estructuras, atestiguada por sus materiales sinorogénicos, es más reciente conforme nos desplazamos al sur.

El encuentro finalizó el 23 de septiembre con una sesión en los locales del Ayuntamiento de Balaguer donde, al finalizar la exposición de las comunicaciones científicas, se debatieron los modelos orogénicos propuestos para los Pirineos a la luz de los resultados del Perfil ECORS y los datos de campo expuestos en la excursión.



**GRUPO ESPAÑOL DE SEDIMENTOLOGIA  
XII CONGRESO ESPAÑOL DE SEDIMENTOLOGIA**

De acuerdo con la propuesta aprobada en la sesión de clausura del XI Congreso Español de Sedimentología (Barcelona, 1986), el XII Congreso de nuestro Grupo se celebrará en la Universidad del País Vasco. Será organizado por el Departamento de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología de la Universidad del País Vasco y por la División de Recursos Geológicos del Ente Vasco de la Energía.

El Congreso se celebrará del 16 al 23 de septiembre de 1989. Las sesiones científicas tendrán lugar los días 18, 19 y 20 en el Campus universitario de Leioa (Vizcaya), situado a 15 kilómetros de Bilbao. Habrá excursiones pre-congreso (días 16 y 17) y postcongreso (días 21, 22 y 23) en la Cuenca Vascocantábrica.

Los temas generales propuestos por el momento para las excursiones son los siguientes:

1. Sistemas urgonianos (Vizcaya). 1 día.
2. Sistemas urgonianos (Cantabria). 2 días.
3. Sistemas de «fan delta» (Cretácico Medio, Vizcaya). 1-2 días.
4. Sistemas turbidíticos del Flysch Negro: génesis y evolución (Cretácico Medio, Vizcaya y Guipúzcoa). 2-3 días.
5. Sistemas sedimentarios y acontecimientos tectostratigráficos del Cretácico Terminal - Paleoceno (Vizcaya y Guipúzcoa). 2 días.
6. Recursos naturales (principalmente mineralizaciones) relacionados con los sistemas sedimentarios del Cretácico. 1-2 días.

Se pretende que estos temas puedan tratarse tanto en

**EL IGME COLABORA EN LA FORMACION DEL NUEVO ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA**

Promovido por el Instituto Geográfico Nacional, se ha iniciado en el presente año el Atlas Nacional de España, que pretende ser un documento pluridisciplinar de gran formato en el que se recogerá información fundamentalmente gráfica del territorio nacional.

El Atlas tendrá un total de más de 600 páginas, estructuradas en grupos temáticos.

El grupo 5, «La corteza terrestre y los recursos geológicos», son responsabilidad del IGME, por lo que la Divi-

**18 REUNION DE LOS WEGS EN COPENHAGUE**

La reunión tuvo lugar del 11 al 16 de septiembre, incluyendo dos excursiones geológicas y de estudio del medio ambiente, una de recuperación de paisaje costero al sur de la capital, otra a la isla de Bornholm, en la que se visitaron varias canteras de arenas y arcillas y explotaciones de lignito.

excursiones independientes como en excursiones conectadas.

Se aceptarán comunicaciones para su exposición oral o en forma de posters. Ambos tipos de comunicaciones (con una extensión de cuatro páginas) deberán enviarse a la Secretaría del Congreso antes del 30 de abril de 1989. La normativa de su presentación se dará en la próxima circular. Se publicará un volumen con las comunicaciones aceptadas al Congreso que se entregará a los asistentes en el momento de la recepción.

Se aceptarán ponencias para su exposición oral en tres simposios cuya temática general será:

1. Sistemas sedimentarios urgonianos.
2. Sistemas sedimentarios turbidíticos: génesis, desarrollo, relación con la evolución de márgenes continentales.
3. Sedimentología aplicada a la investigación de recursos naturales, medio ambiente y prevención de riesgos geológicos.

Los trabajos, con una extensión máxima de 10 páginas, deberán enviarse a la Secretaría del Congreso (Apartado 644, Bilbao) antes del 30 de abril de 1989. La normativa de su presentación se dará en la próxima circular. Se publicará un volumen con los trabajos presentados y aceptados a los simposios que se entregará a los participantes en el momento de la recepción al Congreso.

La segunda circular, concretando aspectos de las excursiones y de la presentación de las comunicaciones y de los trabajos a los simposios, se enviará a finales de octubre.

La División de Geología ha empezado los trabajos de ejecución del Mapa Geológico de España y del Mapa Tectónico de España, ambos a escala 1:2.000.000, que aparecerán en el Atlas y serán a su vez la base para la elaboración de «Mapas de Recursos», competencia de la Dirección de Recursos Minerales del IGME.

La División de Geología coordina, además, el Grupo 10, «Edafología», cuyos mapas se elaboran por técnicos de diversos organismos de la Administración.

Asistieron a las reuniones representantes de los Institutos Geológicos de Dinamarca, Reino Unido, Francia, Luxemburgo, Groenlandia, Bélgica, Noruega, Suecia, Portugal, Suiza, Austria, Italia, Finlandia, República Federal de Alemania, Islandia, Grecia, Holanda y España, que estuvo representada por D. Agustín Navarro, por imposibilidad de asistencia del Director.

Fueron examinados los programas y problemas de los diferentes centros. La labor técnica se lleva a cabo por una serie de comisiones que se reúnen una o más veces al año y elaboran recomendaciones que se pasan a aprobación durante la reunión anual de los WEGS. La participación del IGME en esas comisiones de trabajo es de suma importancia para estar al tanto de las actividades de punta en Europa, en relación con la geología y sus varias ramificaciones. Hay dos comisiones sobre informática, y otras sobre geología ambiental, síntesis geológicas, geolo-

gía marina, teledetección, geoquímica, sondeos profundos, etcétera.

Es de destacar la importancia que se da a la contaminación ambiental y de agua subterránea. Tuvieron excelente acogida algunas de las últimas publicaciones del IGME sobre geología ambiental, que pudieron exponerse en las reuniones. Otros países mostraron interesantes mapas sobre geoquímica (Grecia), geología submarina (Holanda) y sondeos profundos (Alemania).

La próxima reunión de WEGS tendrá lugar en Italia, a finales de agosto de 1989.

## LIBROS

### ESTUDIO SOBRE EL BALNEARIO DE ARNEDILLO

Monografía núm. 14 de la Comisión de Aguas Mineromedicinales.

Real Academia de Farmacia.

68 pp.+12 figs.

Madrid, 1988.

Esta memoria, elaborada por la Comisión de estudios de las aguas mineromedicinales, presidida por el Dr. López de Azcona, comienza con una serie de consideraciones sobre geografía, historia, sismología, protección minera, descripción de la evolución del establecimiento balneario y el análisis de las aguas por el presidente de la Comisión.

M. A. Mosso, M. C. de la Rosa y F. Díaz han tenido a su cargo la parte dedicada a Microbiología del manantial de aguas mineromedicinales y de los lodos del balneario;

también son los autores de los análisis, con una interesante discusión de los resultados obtenidos.

Los análisis físico-químicos de las aguas se deben a los Drs. P. García Puertas, M. E. Torija Isasa y M. T. Orzáez Villanueva.

La cura termal en el establecimiento, factores terapéuticos, indicaciones y contraindicaciones, técnicas y resultados se deben a la Dra. J. San Martín Bocaicoa.

El estudio de los suelos del término municipal de Arnedillo corresponde a los Drs. A. Hoyos y F. Monturiol.

Finalmente, la reseña geológica e hidrogeológica del manantial ha sido hecha por M. del Pozo y J. M. Murillo Díaz.—L. A.

### TERCERA EDICION DEL DICTIONNAIRE DE GEOLOGIE DE LA EDITORIAL MASSON

Título: Dictionnaire de géologie.

Autores: Alain Foucault y Jean Françoise Raoult.

Editorial Masson, 3.ª edición. París, 1988.

Un volumen formato 24×13, 352 págs., 447 figuras y 10 tablas.

Acaba de aparecer la tercera edición del «Dictionnaire de géologie».

No conocimos las dos primeras ediciones, pero sí la

versión castellana de la segunda edición francesa, que fue reseñada en estas mismas páginas (T. 97, primer fascículo, enero-febrero 1986).

Revisada y notablemente ampliada, esta obra, también traducida al italiano, sigue siendo imprescindible libro de consulta para cuantos se dedican y relacionan con esta importante rama de las ciencias de la Naturaleza. Esperamos ver pronto la versión en lengua castellana de esta tercera edición francesa.—L. A.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones  
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara. Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

## Notas bibliográficas

### ESTRATIGRAFIA

872082. **Los Artiodactilos, Bovidae y Cervidae, Mammalia, del Pleistoceno Inferior de Europa occidental: ensayo de síntesis.** MOYA-SOLA, S., y MENENDEZ, E.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

*Paleontol. evol.*, núm. 20, 289-295, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Síntesis bibliográfica, Bioestratigrafía, Plioceno Sup., Pleistoceno Inf., Pleistoceno Medio, Fauna mamíferos, Bovidae, Cervidae, Europa Oeste.

872086. **Guía de la excursión de las Segundas Jornadas de Paleontología a la Fosa del Vallés-Penedés.** TRUYOLS, J., y SANTAFE, J. V.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

*Paleontol. evol.*, núm. 20, 317-325, 26 ref., esp., bibl. IGME.

\* Libro guía, Excursión, Mioceno, Plioceno, Fosa tectónica, Medio marino, Medio continental, Fauna, Provincia Barcelona.

872212. **Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. I: Estratigrafía y facies.** MORENO EIRIS, E.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 3, 295-317, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Cerro, Arrecife, Arqueociatos, Alga calcárea, Cámbrico Inf., Corte geológico, Roca calcárea, Roca clástica, Estructura sedimentaria, Provincias Córdoba, Badajoz.

872223. **Materiales stephano-pérmicos en la fosa de Fombuena, provincia de Zaragoza.** CONTE, J. C.; GASCON, F.; LAGO SAN JOSE, M., y CARLS, P.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 3, 460-470, 30 ref., res. ing., bibl. IGME.

\* Límite estratigráfico, Estefaniense, Pérmico, Volcano sedimentario, Datación, K-Ar, Composición calcoalcalina, Fosa tectónica, Provincia Zaragoza.

872284. **Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo, Salamanca.** POLO, M. A.; ALONSO-GAVILAN, G., y VALLE, M. F.

*Stud. Geol. Salmant.* (1987), vol. 24, 229-245, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Bioestratigrafía, Oligoceno, Mioceno, Polen, Análisis

polínico, Sedimentación fluvial, Paleogeografía, Paleoclima, Provincia Salamanca, Cuenca Duero.

872286. **Sobre las capas con fauna salobre tortoniense de Almera.** CALZADA, S.

*Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona* (1984), núm. 214, 1-9, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Edad, Tortoniense, Burdigaliense, Langhiense, Mioceno Medio, Corte geológico, Medio salobre, Fauna, Provincia Barcelona.

872323. **Estudio geológico del Estefaniense de Arnao, Asturias, NO de España.** HORVATH, V.; LEYVA, F., y NAVARRO, D.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 5, 630-639, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Estefaniense, Megaciclo sedimentario, Sedimentación marea, Espora, Cabalgamiento, Asturias.

### GEOMORFOLOGIA

872273. **L'Artificialització del litoral Valencià.** ROSELLO, V. M.

*Saitabi* (1986), vol. 36, 337-363, 22 ref., cat., res. ing., esp., bibl. IGME.

\* Acción hombre, Medio litoral, Puerto, Rompeolas, Estacada, Sedimentación litoral, Variación nivel, Región Valencia.

872275. **La distribución de las ramblas en el País Valenciano: una aproximación cuantitativa.** PEREZ CUEVA, A. J., y CALVO, A.

*Saitabi* (1986), vol. 36, 397-410, 8 ref., esp., bibl. IGME.

\* Distribución espacial, Arroyo, Análisis grupo, Dendrograma, Barranco, Corriente temporal, Precipitación atmosférica.

872345. **Zonas húmedas europeas: El Delta del Ebro.** LOPEZ LOPEZ, A.

*Comunidad Europea* (1987), vol. 22, núm. 233, 18-22, esp., bibl. IGME.

\* Medio húmedo, Delta, Protección medio ambiente, Programa, Provincia Tarragona.

872346. **El macizo de Peñalara.** GONZALEZ, J. C.  
*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 25, 16-17, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Curiosidad natural, Morfología glaciaria, Morrena, Protección medio ambiente, Sierra de Guadarrama, Provincia Madrid.

872352. **Aproximación a la sistemática de las estructuras volcánicas complejas de las Islas Canarias.** ROMERO RUIZ, C.

*Eria* (1986), núm. 11, 211-233, 14 ref., esp., res. ing., fr. bibl. IGME.

\* Relieve continente, Morfología volcán, Isla, Clasificación, Canarias.

872373. **Los movimientitos de las superficies topográficas en las playas de arenas: métodos de investigación e interpretación.** MARTINEZ, J.; SASTRE, J.; ALEMAN, G.; CASTRO, J. J.; MARTIN, A., y ROBAYNA, D.

*Rev. Obras Públicas* (1987), núm. 3260, 469-483, 10 ref., esp., bibl. IGME.

\* Playa, Actual, Sedimentación marea, Medio marea, Volumen sedimentos, Canarias, Isla Gran Canaria.

### GEOLOGIA DEL INGENIERO

872113. **Urbanizaciones próximas a Llíria y Benissano, Valencia. Caracterización del medio físico donde se instalan.** ANTOLIN, C.; ARNAL, J.; MARTINEZ GOMEZ, V., y SANCHEZ DIAZ, J.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 291-304, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geología ambiental, Estudio impacto medio, Urbanización, Suelo, Erosión suelo, Perfil suelo, Utilización terreno, Provincia Valencia.

872128. **Enseñanza universitaria de la problemática ambiental: Una experiencia interdisciplinar.** CANTERAS, J. C.; FRANCES, E.; GARCIA CODRON, J. C., et al.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 553-563, esp., bibl. IGME.

\* Geología ambiental, Enseñanza superior, Programa, Provincia Santander.

872129. **Didáctica de la Geología en la especialidad ambiental de Ciencias Biológicas.** LOBATO, L.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 565-584, 15 ref., esp., bibl. IGME.

\* Enseñanza superior, Geología ambiental, España.

872130. **Estudio para una sistemática de conservación del patrimonio natural y cultural.** PEÑARROJA, T.; PEREZ MENGUAL, J. F., y SANFELIU, T.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 589-599, 16 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geología ambiental, Protección medio ambiente, Metodología, Programa.

872131. **Catalogación de los espacios de interés ecológico del litoral valenciano.** GARAY, P.; JIMENEZ PEREZ, J., y LOPEZ-SANCHO, J. L.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 601-623, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Clasificación, Ecosistema, Medio litoral, Utilización terreno, Provincia Valencia.

872137. **Circunstancias del litoral catalán para soportar vertederos de residuos sólidos urbanos.** MONTSERRAT, F. V.; TRILLA, J., y BACH, J.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 725-736, esp., bibl. IGME.

\* Medio litoral, Residuo doméstico, Residuo controlado, Granodiorita, Alteración, Erosión, Experiencia, Provincias Barcelona, Gerona.

872138. **Aproximación a la temática planteada por los residuos industriales en la Comunidad Valenciana.** MARTINEZ DE LA VALLINA, J. J.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 737-759, 13 ref., esp., bibl. IGME.

\* Protección ambiental, Contaminación, Residuo industrial, Agua superficie, Río, Región Valencia.

872139. **Bases para un programa de tratamiento y recuperación de áreas afectadas por actividades extractivas en la Comunidad Autónoma de Madrid.** BASCONES, M.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 761-778, 9 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cielo abierto, Estudio impacto medio, Protección ambiental, Programa, Legislación, Provincia Madrid.

872140. **El impacto ambiental en la explotación de turberas y su adecuación a la mejora ecológica del medio natural.** LOPEZ-SANCHO, J. L.; JIMENEZ PEREZ, J., y GOMEZ LOPEZ, J. A.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 779-796, 6 ref., esp., bibl. IGME.

\* Estudio impacto medio, Turbera, Medio litoral, Protección ambiental, Provincia Valencia.

872141. **Extracciones a cielo abierto en la provincia de Castellón. Protección del medio ambiente.** SANFELIU, T., y GODES, J. A.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 797-814, 14 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cielo abierto, Inventario, Protección medio ambiente, Estudio impacto medio, Legislación, Provincia Castellón.

872142. **Evaluación del impacto ambiental en una explotación a cielo abierto. Arcos de la Frontera, Cádiz.** CASTILLO, E., y GOLLONET, F. J.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 815-829, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Estudio impacto medio, Canteras, Arena, Agua subterránea, Protección medio ambiente, Provincia Cádiz.

872144. **Metodologías de elaboración de mapas de riesgos a escala 1:5.000.** CENDRERO, A.; DIAZ DE TERAN, J. R.; GOMEZ LASTRA, J. R., et al.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 843-870, 19 ref., esp., bibl. IGME.

\* Catástrofe natural, Previsión, Metodología, Crecida río, Deslizamiento terreno, Viento, Provincia Vizcaya.

872145. **La integración de los estudios geomorfológicos, hidrogeológicos y sedimentológicos en la elaboración de mapas de riesgos de inundación en la Plana de Castellón y Valencia. Resultados.** ELIZAGA, E.; GARCIA, F.; GONZALEZ, F., y LENDINEZ, A.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 871-883, 19 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cartografía, Previsión, Crecida río, Sedimentación fluvial, Río, Hidrodinámica, Provincias Valencia, Castellón.

872146. **Neotectónica y red hidrográfica: Riesgos geoambientales derivados de la depresión de Reus.** VALLS, M. L.; TRILLA, J., y BACH, J.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 885-903, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Depresión, Cuaternario, Red hidrográfica, Captura curso agua, Control tectónico, Neotectónico, Crecida río, Inventario, Catástrofe natural, Mapa, Previsión, Provincia Tarragona.

872147. **Mapa de riesgos por avenida en el cauce bajo del río Júcar. Contribución a la planificación territorial.** MARTINEZ GOYTRE, J.; GARZON, M. G., y ARCHE, A.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 905-923, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cartografía, Previsión, Crecida río, Río, Terraza, Plano inundable, Planificación regional, Provincia Valencia.

872152. **Movimientos de masa, actividad antrópica y riesgo geológico: El Papiol (Bajo Llobregat, Cataluña), un ejemplo.** BORDONAU, J., y VILAPLANA, J. M.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1003-1019, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Movimiento masa, Zona urbana, Previsión, Suelo, Suelo arcilloso, Propiedad geotécnica, Plasticidad, Acuífero, Acción hombre, Provincia Barcelona.

872153. **Caracterización de inestabilidades gravitatorias en el área de Banyoles, Girona.** BRUSI BELMONTE, D.; PALLI BUXO, L., y SANZ PARERA, M.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1021-1034, 7 ref., esp., bibl. IGME.

\* Estabilidad ladera, Deslizamiento terreno, Karst, Yeso, Provincia Gerona.

872154. **Establecimiento de tipos de riesgos de inestabilidad de ladera en función de parámetros objetivos. Aplicación a escala 1:5.000 a un área de Vizcaya.** CENDRERO, A.; GARROTE, R.; OTAMENDI, J.; LUTING et al.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1035-1051, 13 ref., esp., bibl. IGME.

\* Estabilidad ladera, Metodología, Regolito, Pendiente ladera, Potencia, Falla, Pendiente, Mapa curvas de nivel, Clima, Vegetación, Provincia Vizcaya.

872155. **Zonas con deslizamientos potenciales en la provincia de Valencia.** MARTINEZ GALLEGU, J., y GONZALEZ LASTRA, J. R.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1053-1062, 4 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cartografía, Previsión, Movimiento masa, Deslizamiento terreno, Acción climática, Provincia Valencia.

872156. **Ecología del paisaje: Propuesta de una metodología para la prospección del medio físico en áreas de montaña mediterránea.** IBANEZ, J. J.; GARCIA ALVAREZ, A., y MONTURIOL, F.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1067-1084, 15 ref., esp., bibl. IGME.

\* Ecología, Paisaje, Geomorfología, Acción climática, Zonografía suelo, Planificación regional, Metodología, Región Mediterránea.

872157. **Análisis de los factores que intervienen en la prescripción de uso agrario como método de ordenación en el medio rural. Un ejemplo: Marines y Olocau, Valencia.**

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1085-1101, 10 ref., esp., bibl. IGME.

\* Planificación regional, Zona rural, Utilización terreno, Agricultura, Erosión suelo, Provincia Valencia.

872159. **Aplicación del modelo MAUSAR de cartografía automática en la ordenación territorial.** LOPE FRANCO, M. J.; ODRIOZOLA, J., y PERERA, M.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1115-1133, esp., bibl. IGME.

\* Cartografía automática, Planificación regional, Zona rural, Utilización terreno, Provincia Ciudad Real.

872169. **La geología en obras públicas: construcción de variantes.** SANCHEZ SALCEDO, J.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1287-1296, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geotectónica, Carretera, Hettangiense, Pliensbaquiense, Toarciense, Dogger, Lías Medio, Provincias Valencia, Cuenca.

872170. **Realización de la síntesis geocientífica de la Comunidad Autónoma de Madrid. Metodología.** GALLEGU, E.; ECHEGARAY, M.; BASCONES, M., y CABRA, P.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1301-1320, 39 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geología medio ambiente, Cartografía, Metodología, Programa, Provincia Madrid.

872171. **Mapa geocientífico de Alicante. Aspectos preliminares.** CASTILLO, E.; GONZALEZ LASTRA, J. R., y VILLALOBOS, M.

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1321-1331, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Cartografía, Geología medio ambiente, Geomorfología, Relieve continental, Provincia Alicante.

872173. **Control de la degradación ambiental y ordenación del territorio en la comarca oriental de la región de Murcia.**

3.<sup>a</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1351-1368, 12 ref., esp., bibl. IGME.

\* Protección medio ambiente, Planificación regional, Desertificación, Medio ácido, Erosión suelo, Provincia Murcia.

## PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

872074. **Sobre la tortuga gigante de Arévalo (Aylla) del Instituto de Paleontología de Sabadell.** JIMENEZ FUENTES, E.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

*Paleontol. evol.*, núm. 20, 213-214, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Quelonio, Cheriogaster, Mioceno Sup., Anatomía esqueleto, Provincia Avila.

872080. **Comparación entre la fauna de Macromamíferos Vallesenses de los Valles de Fuentidueña (Segovia) y la de la actual llanura subtropical del noroeste del subcontinente indio.** MONCLOVA, A.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

*Paleontol. evol.*, núm. 20, 253-258, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mammalia, Paleoambiente, Mioceno Sup., Vallesiense, Actual, Provincia Segovia.

872081. **El género Hispanomeryx Morales et al: posición filogenética y sistemática. Su contribución al conocimiento de la evolución de los Pecora (Artiodactyla, Mammalia).** MOYA, S.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

*Paleontol. evol.*, núm. 20, 267-287, 49 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ruminantia, Bovidae, Hispanomeryx, Pecora, Filogenia, Diente, Morfología, Mioceno Sup., Vallesiense.

## PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

872091. **Revisión y validez del Género ANISORIA, Escleractina Cretácica.** REIG ORIOL, J. M.

*Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona* (1987), núm. 222, 3-9, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Revisión, Hexacoralla, Población endémica, Maestrichiense, Cataluña.

872092. **Primera cita de Arqueociatos en Cataluña.** ABAD, A.

*Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona* (1987), núm. 222, 10-11, esp., bibl. IGME.

\* Arqueociatos, Cataluña.

872093. **Cita de G. Gibbosa, Braquiopoda en La Rioja.** CALZADA, S.

*Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona* (1987), núm. 222, 11-13, 2 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Rinconclida, Valva, Ornamentación exterior, Domeñense, Provincia Logroño.

872094. **Determinación específica de las Matheronia de Garraf, Barcelona.** CALZADA, S.

*Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona* (1987), núm. 222, 14-15, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Rudistae, Valanginiense, Berriasiense, Provincia Barcelona.

872214. **Identificación del Paradoxides pradoanus basada en datos cuantitativos.** CALONGE, A.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 3, 335-341, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Trilobites, Paradoxides, Cámbrico Medio, Morfología, Biometría, Clasificación, Metodología.

872280. **Los Heterodonta, Bivalvia, en el Plioceno marino de Bonares, Huelva.** ANDRES, I.

*Stud. Geol. Salmant.* (1987), vol. 24, 83-149, 60 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Lucinidae, Cardidae, Venerida, Carditida, Valva, Plioceno, Provincia Huelva.

872287. **Un nuevo gasterópodo del Albiense de Marmellar.** CALZADA, S.

*Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona* (1984), núm. 214, 10-13, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Taxón nuevo, Stylommatophora, Helicanthus, Concha, Albiense, Provincia Tarragona.

872288. **Notas sobre braquilópodos miocénicos.** CALZADA, S.

*Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona* (1984), núm. 214, —14—, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Revisión, Terebratulida, Tortoniense, Provincia Murcia.

872289. **Nerineacea, Gastropoda, ecretácicas del Nordeste español.** CALZADA, S.

*Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona* (1986), núm. 221, 1-19, 27 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Entomotaeniata, Taxinomia, Biometría, Concha, Enrollamiento concha, Cretácico Inf., Provincias Teruel, Castellón, Tarragona, Barcelona.

872290. **Sobre la clasificación del filum Brachiopoda.** CALZADA, S.

*Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona* (1986), núm. 221, 21-24, esp., bibl. IGME.

\* Taxinomia, Braquiopoda.

872325. **Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico Superior de la zona Centroibérica meridional). Elementos nuevos o poco conocidos.** GUTIERREZ MARCO, J. C., y RABANO, I.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 5, 647-669, 87 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Bioestratigrafía, Ordovícico Sup., Diplograptina, Graptoloidea, Phacopina, Taxón nuevo, Provincias Ciudad Real, Jaén.

## TECTONICA

872043. **El pliegue Zaleski: En defensa del Patrimonio Cultural geológico.** GONZALEZ, J. C.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 24, 12-13, 2 ref., esp., bibl. IGME.

\* Divulgación geología, Pliegue, Curiosidad morfológica, Cuesta, Provincia Madrid.

872213. **Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lluçena-Ribesaltes (prov. de Castellón de la Plana).** GUIMERA, J.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 3, 318-334, 43 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Unidad tectónica, Composición tectónica, Falla, Cabalgamiento, Pliegue, Orientación, Orogenia alpina, Deformación, Secundario, Terciario, Tectónica superpuesta, Fosa tectónica, Provincia Castellón.

872215. **La tectónica reciente en la Bahía de Palma (Balears) y sus implicaciones morfoestructurales.** DIAZ DEL RIO, V., y REY, J.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 3, 342-348, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Bahía, Off shore, Levantamiento sísmico, Instrumentación, Neotectónica, Plioceno, Cuaternario, Balears, Isla Mallorca.

872224. **Evaluación de una técnica de tratamiento digital de imágenes: aplicación del análisis de componentes principales a una imagen TM en un área granítica del Macizo Hespérico Central.** RIAZA, A., y BEL-LAN, A.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 3, 471-483, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Método estadístico, Análisis componente principal, Teledetección, Imagen, Espectro, Batolito, Granito, Lineamiento, Diaclasa, Microtectónica, Poder reflector, Reflectograma, Provincia Cáceres.

872225. **La estructura del borde Norte de la Sierra de Cameros, La Rioja.** PEREZ-LORENTE, F.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 4, 484-492, 40 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mapa tectónico, Cabalgamiento, Pliegue, Pliegue de arrastre, Falla, Compresión tectónica, Oligoceno Sup., Mioceno, Provincia Logroño, Macizo Ibérico.

872226. **Movimientos absolutos en fallas.** DOBLAS, M., y RUBIO, J.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 4, 493-506, 27 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Clasificación, Falla, Dinámica, Desplazamiento falla.

872227. **El macizo de Aracena, macizo Ibérico meridional: Propuesta de división sobre la base de nuevos datos estructurales y petrográficos.** CRESPO-BLANC, A.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 4, 507-515, 20 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

\* Zona cizallamiento, Cizallamiento, Geometría, Microtectónica, Metamorfismo regional, Metamorfismo progresivo, Provincia Huelva.

872283. **Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo.** JIMENEZ FUENTES, E., y MARTIN-IZARD, A.

*Stud. Geol. Salmant.* (1987), vol. 24, 215-228, 25 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Edad, Paleógeno, Orogenia alpina, Fosa tectónica, Falla, Tectónica zócalo, Provincia Salamanca, Cuenca Duero.

872322. **La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca. Islas Baleares.** ALVARO, M.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 95, núm. 5, 622-629, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Tectónica imbricada, Unidad tectónica, Cabalgamiento, Geometría, Burdigaliense, Langiniense, Mioceno Medio, Balears, Isla Mallorca.

## HIDROGEOLOGIA

872123. **Sales solubles en litofacies, en el último tramo de los ríos Magro. Margas y yesos triásicos.** ALONSO PASCUAL, J. J.; PERIS, I., y GOMEZ LOPERA, F.

3.<sup>o</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 461-479, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Calidad agua, Dureza agua, Conductividad eléctrica, Agua superficie, Conducción de agua, Planificación regional, Marga, Yeso, Trías, Provincia Valencia.

872124. **Contaminación de acuíferos por vertidos en el subsuelo de productos de transformación agraria.** BUSTAMANTE, I., y LOPEZ CAMACHO, B.

3.<sup>o</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 481-496, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Acuífero, Residuo agrícola, Residuo industrial, Contaminación, Agua subterránea, Evaporación, Balance agua suelo, Provincia Ciudad Real.

872125. **La regulación del manantial de Vozmediano, Soria.** SANZ PEREZ, E.

3.<sup>o</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 497-512, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Manantial, Presa, Hidráulica, Balance agua, Recurso agua, Irrigación, Provincia Soria.

872126. **Salinización natural en la cuenca del río Sotón y sus efectos en el medio ambiente.** SANCHEZ NAVARRO, J. A.; MARTINEZ GIL, F. J.; SAN ROMAN, J., y CASTANEDA, C.

3.<sup>o</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 513-526, 6 ref., esp., bibl. IGME.

\* Divisoria de aguas, Salinidad, Evaporación, Hidroquímica, Agua superficie, Clasificación, Provincia Huesca.

872127. **Repercusión de las actividades agrícolas en la calidad natural de las aguas del acuífero Marjuquera-Falconera, Gandía.** OBARTI, J.; GARAY, P., y NIETO, M.

3.<sup>o</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 527-550, 9 ref., esp., bibl. IGME.

\* Contaminación, Agua subterránea, Acuífero, Fertilización, Hidroquímica, Nitrato, Ión, Permeabilidad, Calidad agua, Provincia Valencia.

872192. **Las aguas subterráneas como recurso; explotación y protección.** PULIDO, A.

3.<sup>o</sup> *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), 31-63, 61 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Gestión recursos agua, Metodología, Programa, Planificación cuenca hidrológica, Simulación, Calidad agua, Estudio caso, España.

872218. **Las aguas subterráneas en la comarca barcelonesa del Maresme. Evolución y estado actual.** LOPEZ GETA, J. A.; BATLLE, A., y COROMINAS, J.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 3, 376-391, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Acuífero, Roca almacén, Eluvión granítico, Arena, Composición granítica, Cuaternario, Piezometría, Gradien-

te vertical, Transmisividad, Calidad agua, Provincia Barcelona.

872233. **Estudio hidrogeológico de los acuíferos de l'Empordá, Girona.**

*Colecc. Inf. IGME* (1987), 156 pp., 47 ref., esp., C. D. IGME.

\* Mapa hidrogeológico, Acuífero, Piezometría, Calidad agua, Recursos agua, Gestión recursos agua, Contaminación, Modelo matemático, Provincia Gerona.

872349. **Intrusión marina en el «Campo de Dalías» (Almería).** IGME.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 25, 35-40, esp., bibl. IGME.

\* Acuífero, Intrusión agua salada, Balance agua, Provincia Almería.

872370. **Recursos hídricos procedentes de la nieve.** ONDINA, M.

*Rev. MOPU* (1987), núm. 347, 68-73, esp., bibl. IGME.

\* Recurso agua, Nieve, Agua fuente, Divisoria de aguas, España.

## MINERALOGIA: GENERALIDADES

872221. **Estimación de la dispersión Compton en Fluorescencia de Rayos X. Aplicación al estudio de rocas carbonáticas.** BUSTILLO, M., y FORT, R.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 3, 415-419, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sedimento carbonatado, Roca carbonatada, Análisis elemento traza, Fluorescencia RX, Metodología, Estandar químico.

872332. **El color de las gemas.** GARZON JIMENEZ, J.

*Bol. Inst. Gemol. Esp.*, núm. 24, 21-47, 12 ref., esp., bibl. IGME.

\* Gema, Color, Centro color, Teoría.

872366. **Estudio de la distribución de ángulos en los límites de grano.** GARCIA DE MIGUEL, J. M.

*Rev. metal. (Madrid)* (1987), vol. 23, núm. 4, 258-266, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Método matemático, Junta grano, Textura.

## SILICATOS

872334. **Enstatita «ojo de gato» en el olivino de la Isla de Lanzarote.** COZAR, J. S.

*Bol. Inst. Gemol. Esp.*, núm. 25, 30-50, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Dato mineral, Olivino, Grupo olivino, Gema, Inclusión mineral, Enstatita, Grupo piroxeno, Análisis químico, Dato RX, Dato microsonda electrónica, Canarias, Isla Lanzarote.

872338. **Colección de gemas del Instituto Gemológico Español, Cuarzos y Labradoritas.** MERINO, M.

*Bol. Inst. Gemol. Esp.*, núm. 27, 39-44, esp., bibl. IGME.

\* Cuarzo, Labradorita, Gema, Silicato, Propiedad física, Colección, Institución, España.

872367. **Los diagramas de fase como guía para la síntesis de óxidos de interés tecnológico.** DE ARZA, J.; ESPINOSA, J., y MORALES, F.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. Madrid* (1986), vol. 80, núm. 4, 609-612, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Síntesis, Mullita, Inosilicato, Diagrama equilibrio, Fase líquida.

## NO SILICATOS

872090. **No estequiometría en perouskitas.** VALLET, M.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. Madrid* (1986), vol. 80, núm. 3, 347-361, 36 ref., esp., bibl. IGME.

\* Óxido, Perouskita, Estereoquímica, Estructura cristalina.

872336. **Materiales gemológicos españoles: los Zafiros de Goyan, Pontevedra.** GARCIA GUINEA, J.

*Bol. Inst. Gemol. Esp.*, núm. 27, 16-24, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Dato mineral, Corindón, Zafiro, Gema, Óxido, Micaesquisto, Dato ATD, Dato ATG, Dato RX, Análisis químico, Provincia Pontevedra.

## PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

872222. **Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. II: Las algas calcáreas.** MORENO-EIRIS, E.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 4, 449-459, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Alga calcárea, Estructura alga, Estromatolitos, Cerro algas, Plataforma carbonatada, Sedimentación bioquímica, Estructura sedimentaria, Cámbrico Inf., Hercínico Sur, Provincias Badajoz, Córdoba.

872231. **Comportamiento hídrico de calizas y dolomías.** ALONSO, F. J.; ESBERT, R. M., y ORDAZ, J.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 4, 555-576, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sorbción, Desorción, Caliza, Dolomía, Ensayo laboratorio, Capilaridad, Saturación, Porosidad, Materia ornamentación.

872277. **La comunidad microbiana estratificada de la Laguna Figueroa, Baja California, México: un posible modelo de comunidades laminadas y microfósiles Prefanerozoicos preservados en pedernales.** STOLZ, J. F.; MARGULIS, L., y GUARDANS, R.

*Stud. Geol. Salmant.* (1987), vol. 24, 7-24, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sedimentación bioquímica, Bacteria, Medio lagunar, Silix, Actual, Fanerozoico, México, Baja California.

872285. **La formación Areniscas de Ciudad Rodrigo: un ejemplo de sedimentación controlada por paleorrelieves. Eoceno, fosa de Ciudad Rodrigo.** ALONSO GAVILAN, G., y CANTANO, M.

*Stud. Geol. Salmant.* (1987), vol. 24, 247-258, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Arenisca, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Abanicos fluviales, Estructura sedimentaria, Estratificación cruzada, Bioturbación, Paleorrelieve, Paleocorrientes, Paleoclima, Eoceno, Provincia Salamanca, Cuenca Duero.

872321. **Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. III. Microfacies y diagénesis.** MORENO-EIRIS, E.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 5, 591-621, 25 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Cerro algas, Arrecife, Estructura sedimentaria, Estructura algas, Microfacies, Diagénesis, Plataforma carbonatada, Cámbrico Inf., Provincias Córdoba y Badajoz, Sierra Morena, Hercínico Sur.

872380. **Bibliografía española sobre arcillas. Una relación desde los años 60.** GALAN, E.; MESA, J. M.; GONZALEZ, I., y MIRAS, A.

*Fac. Cienc. Granada* (1987), 51 pp., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Arcilla, Bibliografía, España.

## YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

872044. **Mineralizaciones epitermales de metales preciosos: filones y diseminaciones.** OYARZUN, R., y LOPEZ GARCIA, J. A.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 24, 33-36, 8 ref., esp., bibl. IGME.

\* Metal precioso, Yacimiento epitermal, Filón, Yacimiento diseminación, Prospección, Teoría.

872232. **Estudio sobre la repercusión de la demanda de la minería española de carbón en el conjunto de la economía nacional y en sus sectores económicos.**

*CARBUNION* (1987), núm. 4, 200 pp., esp., bibl. IGME.

\* Dato económico, Demanda, Carbón, Política Estado, España.

872293. **Informe sobre la minería energética en Castilla y León.**

*Cámara Oficial de Comercio e Industria, León* (1987), 234 pp., esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Antracita, Lignito, Provincias Palencia, León.

872294. **El carbón en el mundo.**

Inf. sobre la min. energ. en Castilla y León.

*Cámara Oficial de Comercio e Industria, León* (1987), 2146, esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Antracita, Lignito, Recurso mineral, Producción, Demanda, Consumo, Exportación, Importación, Mundo.

872295. **El carbón en la CEE.**

Inf. sobre la min. energ. en Castilla y León.

*Cámara Oficial de Comercio e Industria, León* (1987), 47-117, esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Antracita, Lignito, Recurso mineral, Producción, Importación, Precio, Productividad, Subvención, CEE.

872296. **El carbón en España.**

Inf. sobre la min. energ. en Castilla y León.

*Cámara Oficial de Comercio e Industria, León* (1987), 119-162, esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Antracita, Lignito, Recurso mineral, Producción, Histórico, Consumo, Importación, Productividad, Precio, España.

872297. **El carbón en Castilla y León.**

Inf. sobre la min. energ. en Castilla y León.

*Cámara Oficial de Comercio e Industria, León* (1987), 163-214, esp., bibl. IGME.

\* Cuenca hullera, Capa carbón, Westfaliense, Estefaniense, Recurso mineral, Producción, Demanda, Consumo, Productividad, Provincias Palencia, León.

872376. **Rutas mineras.** GIORGIO, C.

*Rocas miner.* (1987), núm. 189, 72-91, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Inventario, Mina, Países escandinavos.

872378. **Evolución de la legislación minera en España.**

*Rocas miner.* (1987), núm. 190, 91-96, esp., bibl. IGME.

\* Histórico, Legislación minera, España.

## YACIMENTOLOGIA: METALES

872228. **Dolomitización, silicificación y concentración de sulfuros de Zn, Pb y Fe en calcarenitas urgonianas. Mina de Legorreta, Guipúzcoa.** HERRERO, J. M.; VELASCO, F., y FANO, H.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 4, 516-526, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Plomo, Cinc, Hierro, Sulfuro, Calcarenita, Yacimiento estratoide, Yacimiento diseminación, Dolomitización, Silicificación, Control litológico, Control paleogeográfico, Urganiano, Barremiense, Aptense, Provincia Guipúzcoa.

872229. **Estudio mineralógico, textural y geoquímico de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe, Pb, Zn de la Sierra de Cartagena. Primera parte.** LOPEZ GARCIA, J. A.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 4, 527-543, 26 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Yacimiento polimetálico, Hierro, Plomo, Cinc, Estación, Paragénesis, Zona oxidación, Proceso exógeno, Textura, Análisis químico, Provincia Murcia.

872282. **Geología y metalogenia de los yacimientos de Pb y W de la zona de Guijuelo. El caso de la Stolzita de la Tala.** MARCHAN, J. C.; MARTIN-IZARD, A., y ARRIBAS, A.

*Stud. Geol. Salmant.* (1982), vol. 24, 177-214, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Precámbrico, Roca metasedimentaria, Dominio hercínico, Tectónica superpuesta, Plomo, Wolframio, Metalogenia, Tungstato, Sulfuro, Habitus, Provincia Salamanca, Hercínico Centro.

872326. **Estudio mineralógico, textural y geoquímico de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena. Segunda parte: Oxidación de paragénesis con greenalita-magnetita.** LOPEZ GARCIA, J. A.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 5, 670-679, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Yacimiento polimetálico, Hierro, Plomo, Cinc, Paragénesis, Greenalita, Magnetita, Zona oxidación, Proceso exógeno, Textura, Análisis químico, Provincia Murcia.

872330. **Sobre el origen de las mineralizaciones españolas de uranio en rocas metasedimentarias.** ARRIBAS, A.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 5, 705-711, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Uranio, Génesis yacimiento, Roca metasedimentaria, Alteración hidrotermal, Proceso exógeno, Lixiviación, Fractura, Brecha, Provincia Salamanca, España.

## YACIMENTOLOGIA: SUSTANCIAS NO METALICAS

872327. **Aspectos genéticos de las mineralizaciones de F (Ba-Pb) del área de Colmenar del Arroyo, Sistema Central Español.** LOCUTURA, J., y TORNOS, F.

*Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 5, 680-694, 41 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Fluorita, Filón, Génesis yacimiento, Yacimiento epitermal, Alteración hidrotermal, Control tectónico, Fractura, Adamellita, Granito, Inclusión fluida, Análisis químico, Provincia Madrid.

872331. **Materiales gemológicos españoles, minerales, perspectivas generales.** GARCIA GUINEA, J.

*Bol. Inst. Gemol. Esp.*, núm. 24, 9-18, 14 ref., esp., bibl. IGME.

\* Planificación, Prospección minera, Gema, España.

872335. **El coral.** GUILLEN, P.

*Bol. Inst. Gemol. Esp.*, núm. 27, 6-15, esp., bibl. IGME.

\* Gema, Arrecife, Utilización sustancia.

## SUELOS

872172. **Aproximación a la evaluación paramétrica de suelos, para distintos usos, en Rioja Alavesa.** OCIO, J. A.; JIMENEZ BALLESTA, R., y GUERRA, A.

*3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1333-1350, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Suelo, Clasificación, Mapa pedológico, Mapa utilización terreno, Metodología, Provincia Alava.

872178. **Aplicación de la ordenación espacial de parámetros edáficos al estudio de la Cuenca Candelario (Sierra de Béjar, provincia de Salamanca).** GALLARDO, J. F.; NUÑEZ, C.; ESCUDERO, F., et al.

*3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1451-1470, 14 ref., esp., bibl. IGME.

\* Suelo, Perfil suelo, pH, Materia orgánica, Carbono orgánico, Nitrógeno, Fósforo, Calcio, Potasio, Textura, Capacidad cambio catión, Provincia Salamanca.

872199. **La utilización de técnicas de deferrificación en el estudio granulométrico de suelos de la región Pampeana.** SANTAMARIA, R. M., y AGUIRRE, M. E.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1397-1404, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Fracción fina, Deferrificación, Mineralogía arcilla, Metodología, Pampa argentina, Provincia Buenos Aires.

872200. **Iniciación al estudio de la compactación de los suelos en Galicia.** GARCIA PITA, M. C.; BENITO, E., y DIAZ-FIERRROS, F.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1415-1430, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Granulometría, Análisis cuantitativo, Humedad, Materia orgánica, Arcilla, Compactación, Acción hombre, Galicia.

872201. **Diagramas de estabilidad mineral. Interpretación y aplicaciones en el estudio de los procesos de alteración edáficos.** DIAZ DEL CASTILLO, P., y MARTIN DE VIDALES, J. L.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1431-1454, 53 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Disolución, Precipitación, Estabilidad, Diagrama equilibrio, Energía libre.

872203. **Elementos cambiables en suelos ácidos bajo pasto: Estudio comparativo de métodos para extracción y determinación de Ca, Mg, Al.** HERNANDEZ, A. J.; GONZALEZ, R., y ALCUBILLA, M.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1469-1482, 61 ref., esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

\* Suelo, Composición ácida, Calcio, Magnesio, Aluminio, Capacidad cambio catión, Metodología.

872205. Contribución al estudio de los suelos y sedimentos de montaña de Galicia y su cronología por análisis polínico. III. Cuenca glaciar del Alto Cenza, Sierra de Queixa (Orense), y discusión general de resultados. AIRA, M. J., y GUITIAN, F.

An. edafol. agrobiol (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1497-1508, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Holoceno, Morrena, Perfil suelo, Análisis polínico, Palinomorfía, Paleoclima, Provincia Orense.

872206. Contribución a la mineralogía de la fracción arena al estudio de la edafogénesis en una zona semiárida de la provincia de Valladolid. II. Aplicaciones de análisis factorial en componentes principales. Datos analíticos. GARCIA RODRIGUEZ, M. P.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1509-1522, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Perfil suelo, Granulometría, Tratamiento dato, Análisis factorial, Análisis componente principal, Provincia Valladolid.

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO — Año 1988 —

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid, España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía

Doctor Fleming, 7, 2.º

Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid

Suscripción anual (6 números)

España: 3.600 ptas. (IVA incluido)

Demás países: 3.600 ptas.+gastos de envío

Número suelto: 800 ptas.+IVA+gastos de envío

Nombre, Organismo o Empresa .....
Profesión .....
Dirección ..... Teléfono .....
Ciudad (provincia) ..... D. P. ....
País ..... FIRMA
Fecha .....

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA
DATE

FIRMA
SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA  
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid