

En este número:

- Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero.
- El metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Sierras de Rata. Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Teruel).
- Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales.
- Sedimentología y distribución de foraminíferos en medios litorales y de plataforma mixta.
- Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. spelaeus* Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos* Linneo): VI. Dentición inferior.
- La mineralización de sulfuros y sulfosales de plata de La Bodega: Geología, mineralogía y texturas.
- Análisis de minerales y concentrados minerales por espectrometría de emisión plasma DCP: Determinación simultánea de Fe, Pb, Cu, Zn y Ag.
- Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (Cuenca del Tajo).
- Caracterización y posibilidades económicas de las pegmatitas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874 T. XCIX. Sexto Fascículo. Noviembre-Diciembre 1988

boletín geológico y minero

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



Tomo 99
Fascículo VI
Noviembre - Diciembre

Boletín Geológico y Minero



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

SUMARIO

Geología	E. ELIZAGA y J. P. CALVO SORANDO: Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero. ... 3
	A. APARICIO, J. M. BRELL y M. DOVAL: El metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel). ... 13
	A. MARTÍN-SERRANO GARCÍA: Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales ... 21
	A. TEIXELL y J. SERRA-KIEL: Sedimentología y distribución de foraminíferos en medios litorales y de plataforma mixta (Eoceno Medio y Superior, Cuenca del Ebro Oriental) ... 37
	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): VI. Dentición inferior ... 52
Minería	J. MARTÍNEZ FRÍAS, R. LUNAR y E. VINDEL: La mineralización de sulfuros y sulfosales de plata de La Bodega: Geología, mineralogía y texturas (Sistema Central) ... 107
	S. DEL BARRIO, A. VERGARA, Y. BENITO y E. ALONSO: Análisis de minerales y concentrados minerales por espectrometría de emisión plasma DCP: Determinación simultánea de Fe, Pb, Cu, Zn y Ag ... 117
Estudio de minerales y rocas	E. GARCÍA ROMERO, M. DOVAL, J. M. BRELL y A. PERRUCHOT: Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (Cuenca del Tajo) ... 124
	C. RUIZ GARCÍA: Caracterización y posibilidades económicas de las pegmatitas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama (Provincia de Avila) ... 141
Información	Nota Informativa ... 148
	Informative Note ... 148
	E. GARCÍA ALVAREZ: Conferencia en el Club Español de la Minería ... 149
	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Justo Egozcue y Cía. 1833-1900 ... 152
	J. F. FONOLLÁ OCETE: Palinofacies del Pérmico en Europa Occidental y en otras regiones ... 156
	L. M. RÍOS, J. M. GALERA, D. BARETTINO y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIV Campamento para Prácticas de Geología «Pont de Suert 1988» ... 164
	Noticias y Notas bibliográficas ... 166
	Índice de materias ... 176
	Índice de autores ... 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.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Capas slumpizadas en las facies carbonatadas de las cuencas lacustres del
Prebético (Mioceno Superior, Albacete, España).

Por E. Elizaga

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

Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero.

Por E. ELIZAGA (*) y J. P. CALVO SORANDO (**)

RESUMEN

Las cuencas neógenas continentales del Prebético presentan un relleno sedimentario potente que aparece estructurado en dos unidades tectosedimentarias superpuestas, las cuales abarcan una gran parte del Mioceno Superior (Vallesiense Medio-Turolense). Dichas unidades están compuestas esencialmente por sedimentos lacustres, diferenciándose en ellas cinco tramos caracterizados por facies diferentes. En la unidad tectosedimentaria inferior se distinguen: Facies A, constituidas por cuerpos conglomeráticos tabulares que intercalan niveles de lutitas laminadas; Facies B, formadas fundamentalmente por areniscas canalizadas, lutitas y margas; Facies C, caracterizadas por niveles evaporíticos (yesos con nódulos de azufre) que evolucionan en la vertical a margas y carbonatos con presencia creciente de niveles diatomíticos. Por su parte, la unidad tectosedimentaria superior está formada por: Facies D, constituidas por depósitos slumpizados y turbiditas; y Facies E, consistentes en una sucesión monótona de diatomitas y carbonatos con intercalaciones de porcelanitas.

Las dos unidades distinguidas están separadas por una discontinuidad de carácter regional que está en relación con un evento sísmico importante, con manifestaciones volcánicas asociadas de carácter lamproítico. Como resultado del análisis del relleno de las cuencas, se distinguen dos etapas distensivas dentro del contexto extensional general del área bética durante el Mioceno Superior: una primera etapa distensiva que condiciona la formación de estas cuencas durante el Tortonense, y una segunda etapa, intra-Messiniense, que supone una reactivación importante en su relleno, con incidencia de eventos sísmicos y vulcanismo. Dichas etapas, marcadas por discontinuidades mayores, tienen su equivalente correlativo en otras cuencas neógenas de la Península.

ABSTRACT

Continental Neogene basins of the Prebetic zone contain a thick sedimentary fill consisting of two superimposed tectono-sedimentary units, roughly upper Miocene in age. These units are essentially composed of lacustrine sediments, where five different facies levels have been distinguished. In the lower tectono-sedimentary unit the following facies may be discerned: Facies A, formed by tabular conglomeratic bodies in which horizons of laminated lutites are inserted; Facies B, basically constituted by channeled sandstones, lutites and marls; Facies C, characterized by evaporite horizons and sulphur nodules within gypsum, in which marls and carbonates become more abundant to the top of the sequence together with increasing presence of diatomite levels. The upper tectono-sedimentary unit is formed by: Facies D, with turbidites and slump deposits, and Facies E, consisting of a monotonous alternation of diatomites and carbonates.

These two main units are separated by a discontinuity which has been also recognized in other regions. The discontinuity is marked by an important seismic event with associated volcanism of lamproitic character. As a result of the undertaken analysis two distensive stages are distinguished within the general extensive context. The first one took place during the Tortonian and it corresponds to the initial configuration of the basins. During the second stage (intra-Messinian) the filling of this basin was significantly stimulated by seismic activity with associated volcanism. These two stages can be correlated with similar events in other Neogene basins of Iberia.

(*) Instituto Geológico y Minero.

(**) Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense.

Dedicatoria a L. Jerez Mir

Es deseo de los autores dedicar este trabajo al Dr. Luis JEREZ MIR, como homenaje al entrañable recuerdo del que fue maestro, compañero y amigo, además de geólogo clave en el conocimiento de esta región, cuya tesis, realizada en 1973, es obra fundamental y de consulta obligada para todos aquellos que quieran profundizar en el saber geológico y minero de la zona Prebética.

INTRODUCCION

Las cuencas continentales estudiadas se desarrollaron durante el Mioceno Superior, iniciándose con una etapa distensiva generalizada, en la parte más septentrional (externa) de las Cordilleras Béticas (Zona Prebética) (fig. 1). Los límites de estas cuencas están definidos por fallas normales, las cuales siguieron siendo activas durante la sedimentación, favoreciéndose así un régimen netamente subsidente. Las cuencas se ubicaron en la mayor parte de los casos sobre estructuras sinformes, previamente establecidas y reflejo de una paleomorfología más antigua, que afectaba a formaciones de edad Triásico Superior (arcillas y yesos), Jurásico (dolomías, margas y calizas), Cretácico (terrigenos y diferentes materiales carbonatados) y Mioceno en facies marinas (calcarenitas y margas) (fig. 2). El desmantelamiento de parte de estas formaciones contribuyó en mayor o menor medida según los puntos al relleno de terrigenos en las cuencas continentales estudiadas. Jun-

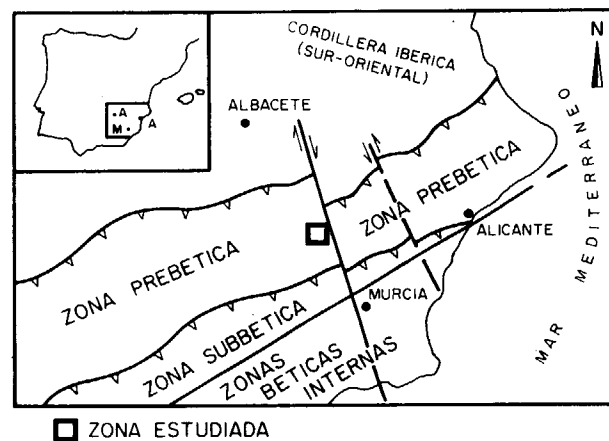


Figura 1.—Esquema de situación de la zona estudiada.

to a estos aportes detríticos procedentes de los relieves circundantes, las litofacies más frecuentes dentro del Mioceno continental están constituidas por carbonatos, depósitos silíceos (diatomitas) y yesos.

ANTECEDENTES

Algunos de los materiales presentes en estas cuencas continentales, como es el caso de los niveles con diatomeas, fueron reconocidos desde antiguo (AREITIO, 1873), siendo recogidos más tarde en otros trabajos de índole esencialmente paleontológica (AZPEITIA, 1911; MARGALEF, 1953). En este último trabajo se hace hincapié, además, en las características sedimentológicas y paleoecológicas de esos niveles. Por otra parte, los depósitos de azufre nativo de Las Minas fueron estudiados desde un punto de vista minero por MESEGUER PARDO (1924).

Los rasgos geológicos del área en que se encuentran ubicadas las cuencas objeto de este estudio han sido analizados por JEREZ MIR (1973, 1980), quien señala el carácter postorogénico de las formaciones lacustres y su indentación hacia el Oeste con facies fluviales. Les atribuye en conjunto una edad Mioceno Superior-Plioceno. Posteriormente, anotaciones similares algo más detalladas se encuentran en la Hoja núm. 868, Isso, del Mapa Geológico Nacional 1/50.000 (IGME, 1984).

La edad de estas cuencas lacustres, tanto las consideradas en el presente trabajo como otras que se extienden en la Zona Prebética, ha sido precisada por CALVO et al. (1978), concluyéndose que la sedimentación en estas cuencas tuvo lugar en un intervalo comprendido entre el Vallesiense Superior y el Turolense Superior. Los datos radiométricos obtenidos a partir de coladas volcánicas intercaladas entre los sedimentos lacustres confirman la edad deducida a partir de las asociaciones de faunas de vertebrados (BELLON et al., 1981).

Los estudios más recientes sobre estas cuencas corresponden a CALVO y ELIZAGA (1985, 1987), quienes definen de forma más detallada las pautas evolutivas mayores del relleno sedimentario. Este aspecto es desarrollado más detenidamente en el presente trabajo.

ESTRATIGRAFIA

Materiales infrayacentes a los depósitos continentales

Tal como se ha señalado anteriormente, los sedimentos continentales estudiados se dispusieron discordantemente sobre materiales de diferentes edades (triásicos, jurásicos, cretácicos y terciarios). De entre éstos, los que más frecuentemente forman el yacente son sedimentos marinos (conglomerados, calcarenitas y margas), cuyos términos más altos tienen una edad Tortonense Inferior (CALVO et al., 1978; BELLON et al., 1981). Esta situación de discordancia de los depósitos miocenos continentales sobre los materiales infrayacentes es particularmente visible en el borde sur de la Cuenca de Las Minas, donde el Mioceno continental se apoya en discordancia angular tanto sobre facies marinas margosas y calcareníticas miocenas como sobre niveles carbonáticos cretácicos (figura 2).

Los materiales correspondientes al Mioceno en facies marina fueron afectados por la última fase de compresión regional del Mioceno Superior (Tortonense), contemporánea al «cierre del Estrecho

Nord-Bético» (CALVO et al., 1978). Con esta etapa de compresión finalizó la sedimentación en un medio con influencia marina neta, iniciándose inmediatamente después una primera etapa distensiva y la sedimentación de los depósitos continentales.

Litoestratigrafía

La máxima potencia reconocida en el conjunto de las cuencas estudiadas (cuenca de Las Minas, Cenajo, Elche de la Sierra), supera los 450 m. Dicha potencia corresponde a una de las secciones levantadas en el borde occidental de la cuenca situada en las proximidades del Embalse del Cerajo (fig. 2). Esta sección, por ser una de las más completas, se ha tomado como modelo general para describir la evolución sedimentaria de las cuencas aludidas. Los rasgos fundamentales de esta sección se han reconocido de forma más o menos completa en todas las otras secciones estudiadas (doce en total, con espesores que oscilan entre los 40 y 460 m.), posibilitando así una neta correlación entre ellas y la que se toma como referencia.

ESQUEMA GEOLOGICO DE LAS CUENCAS TERCIARIAS CONTINENTALES DEL EMBALSE CENAJO Y EMBALSE CAMARIÑAS MODIFICADO DE LAS HOJAS GEOLOGICAS, E. 1:50.000 (ISSO 868 Y CALASPARRA 890) MAGNA. I.G.M.E.

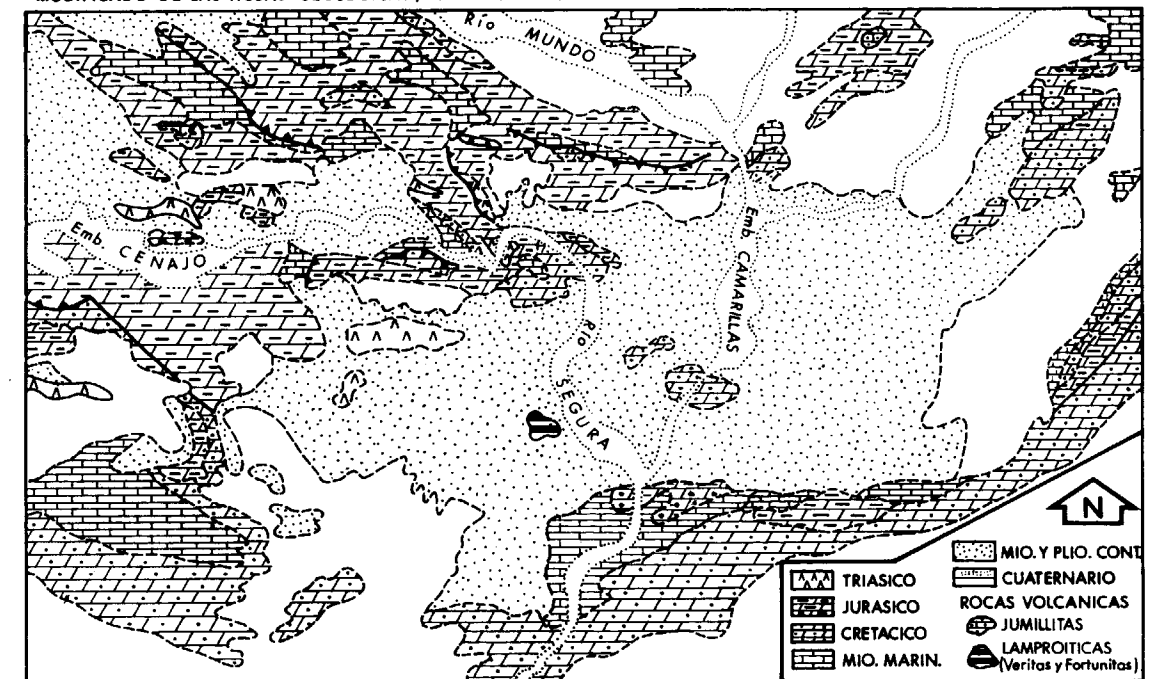


Figura 2.—Esquema geológico de las cuencas de Las Minas y Cenajo (modificado a partir de IGME, 1973, 1984).

La sección del Cenajo (fig. 3) está constituida por dos unidades tectosedimentarias (MEGÍAS, 1973, 1982) o secuencias deposicionales (VAIL et al., 1977). Ambas están separadas por una discontinuidad que está en relación con un evento sísmico importante, con manifestaciones volcánicas asociadas que se reconocen de forma directa en la Cuenca de Las Minas (Cerro del Monagrillo).

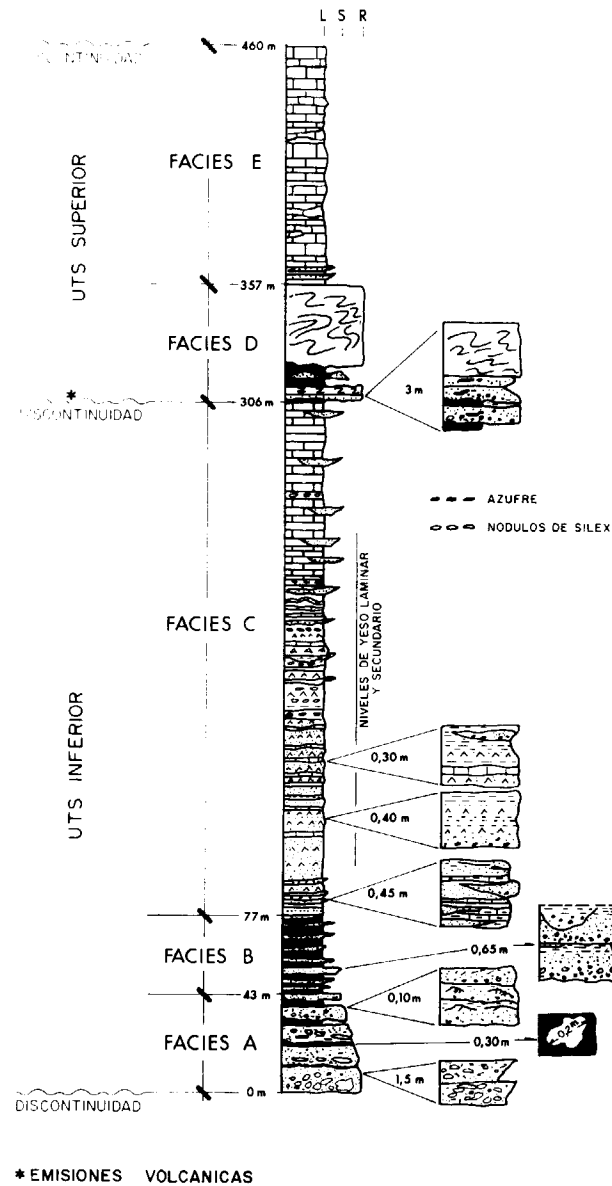


Figura 3.—Columna estratigráfica de la sección situada junto al embalse del Cenajo, con indicación de las unidades tectosedimentarias y facies distinguidas.

La consecuencia general del evento sísmico dentro de la evolución del relleno sedimentario de las cuencas fue el deslizamiento gravitacional de parte de los materiales previamente depositados, dando lugar a un nivel de depósitos «slumpizados» y/o terrigenos que separa las dos unidades tectosedimentarias. Estas, definidas como *inferior* y *superior*, se describen a continuación:

La *unidad tectosedimentaria inferior* está constituida por tres tramos caracterizados por facies diferentes, cuya potencia de capas y granulometría decrecen hacia el techo, dentro de cada tramo y para los tres tramos. Sus características más relevantes son las siguientes:

Facies A

Caracterizan el tramo inferior. Están constituidas por conglomerados en capas, a grandes rasgos tabulares, de potencia y granulometría decreciente hacia el techo. Las capas conglomeráticas, a veces amalgamadas, están comúnmente separadas por capas de lutitas en láminas finas sobre cuyo techo se sitúa en contacto neto la capa conglomerática suprayacente (fig. 4). Dentro de cada capa los cantos son angulosos, sin orientación ni imbricación bien definidas, y la fábrica es de soporte por clasto. Estos corresponden predominantemente a fragmentos carbonáticos jurásicos y, con carácter subordinado, miocenos y cretácicos. La matriz es arenosa. Es frecuente que los techos de las capas conglomeráticas terminen gradualmente en areniscas o materiales más finos, aunque en las capas basales lo usual es encontrar organizaciones granocrecientes.

El conjunto de estas capas se interpreta como depósitos correspondiente a un «fan delta» lacustre.

Facies B

Caracterizan al tramo siguiente (horizontal) o superpuesto (vertical), en transición gradual con el anterior. Están constituidas por cuerpos arenosos en capas canalizadas (fig. 5), lutitas tanto laminadas como masivas, y niveles episódicos de conglomerados cuyos cantos son de pequeño tamaño (2-4 cm.). Hacia el techo del tramo tiene lugar una disminución paulatina de los niveles arenosos, a la vez que aumentan en frecuencia y espesor los lutíticos. Son frecuentes los niveles ricos



Figura 4.—Aspecto de la parte superior del tramo definido por facies A, mostrando la alternancia de cuerpos conglomeráticos groseramente tabulares y lutitas laminadas.

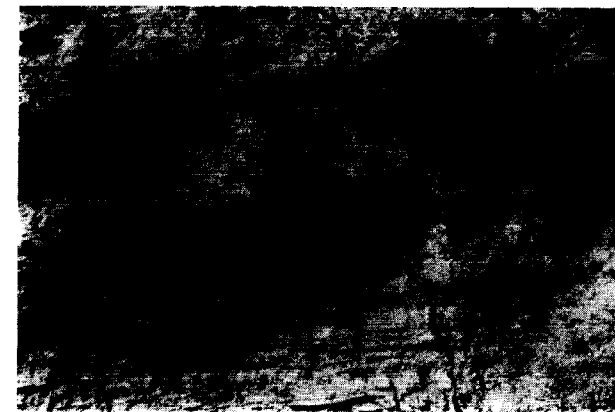


Figura 5.—Facies B. Areniscas en cuerpos canalizados de pequeño espesor intercalados entre lutitas y margas.

en materia orgánica y nódulos silíceos entre las arcillas.

La asociación de facies observada, particularmente la frecuencia de cuerpos arenosos canalizados en la parte inferior del tramo, implica por comparación con las facies A una somerización acusada del ámbito lacustre que, no obstante, siguió sometido a oscilaciones, con depósito de lutitas laminadas en los estadios de ascenso del nivel del agua en el lago. Esta dinámica debe a su vez combinarse con una disminución progresiva de los relieves circundantes. Dicha somerización creó las condiciones ambientales adecuadas para la sedimentación evaporítica que caracteriza la parte inferior de las facies C.

Facies C

Estas facies, que caracterizan el tercer tramo de la UTS inferior (fig. 3), están constituidas por arcillas, limos, niveles de arena, yesos y carbonatos en láminas finas. Los niveles de yesos, con estructura primaria horizontal parcialmente transformada o de carácter netamente diagenético, aparecen situados hacia la parte basal del tramo, con una potencia que supera los 30 m. (en la vecina Cuenca de las Minas el espesor se aproxima a los 100 m. visibles). Asociados a estos niveles se observan abundantes nódulos de azufre epidiagenético.

Hacia la parte superior del tramo los materiales predominantes son los carbonatos y las margas y aumenta considerablemente el contenido en nódulos silíceos y niveles diatomíticos. Este hecho está a nuestro juicio íntimamente relacionado con la presencia de erupciones volcánicas, cuyos fragmentos piroclásticos se pueden reconocer englobados dentro de los sedimentos de estas facies, a techo del tramo, en las zonas cercanas al punto de emisión (alrededores del Volcán del Monagrillo) (fig. 6). Es en esta posición, techo de las facies C, donde se sitúa la discontinuidad que separa las dos Unidades Tectosedimentarias diferenciadas. Dicha discontinuidad queda definida en el contacto del tramo descrito con la base del inmediatamente superior, representado por la facies D.

La *Unidad tectosedimentaria superior* está constituida por dos tramos caracterizados por facies diferentes. Son las siguientes:



Figura 4.—Aspecto de la parte superior del tramo definido por facies A, mostrando la alternancia de cuerpos conglomeráticos groseramente tabulares y lutitas laminadas.

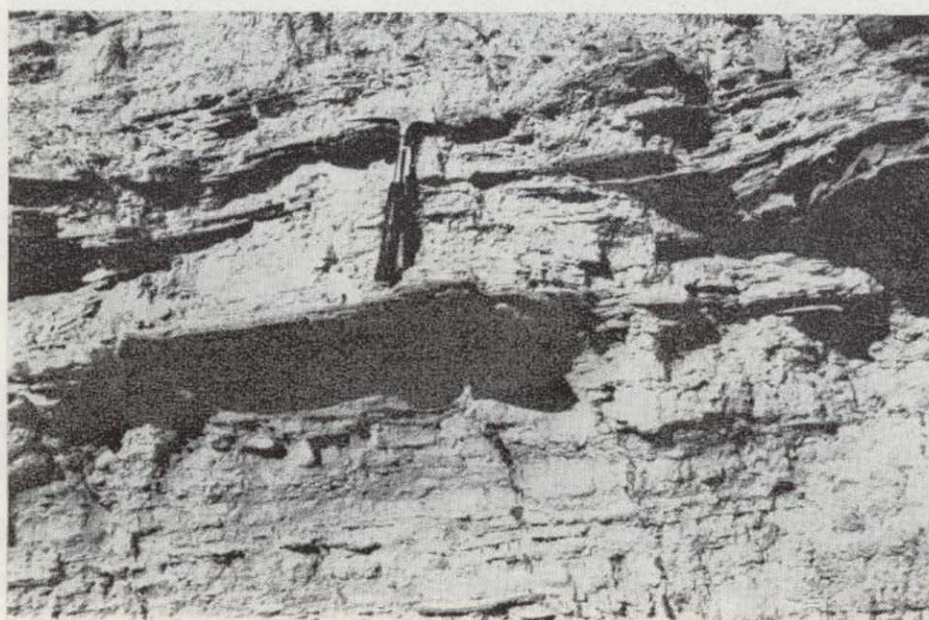


Figura 5.—Facies B. Areniscas en cuerpos canalizados de pequeño espesor intercalados entre lutitas y margas.

en materia orgánica y nódulos silíceos entre las arcillas.

La asociación de facies observada, particularmente la frecuencia de cuerpos arenosos canalizados en la parte inferior del tramo, implica por comparación con las facies A una somerización acusada del ámbito lacustre que, no obstante, siguió sometido a oscilaciones, con depósito de lutitas laminadas en los estadios de ascenso del nivel del agua en el lago. Esta dinámica debe a su vez combinarse con una disminución progresiva de los relieves circundantes. Dicha somerización creó las condiciones ambientales adecuadas para la sedimentación evaporítica que caracteriza la parte inferior de las facies C.

Facies C

Estas facies, que caracterizan el tercer tramo de la UTS inferior (fig. 3), están constituidas por arcillas, limos, niveles de arena, yesos y carbonatos en láminas finas. Los niveles de yesos, con estructura primaria horizontal parcialmente transformada o de carácter netamente diagenético, aparecen situados hacia la parte basal del tramo, con una potencia que supera los 30 m. (en la vecina Cuenca de las Minas el espesor se aproxima a los 100 m. visibles). Asociados a estos niveles se observan abundantes nódulos de azufre epidiagenético.

Hacia la parte superior del tramo los materiales predominantes son los carbonatos y las margas y aumenta considerablemente el contenido en nódulos silíceos y niveles diatomíticos. Este hecho está a nuestro juicio íntimamente relacionado con la presencia de erupciones volcánicas, cuyos fragmentos piroclásticos se pueden reconocer englobados dentro de los sedimentos de estas facies, a techo del tramo, en las zonas cercanas al punto de emisión (alrededores del Volcán del Monagrillo) (fig. 6). Es en esta posición, techo de las facies C, donde se sitúa la discontinuidad que separa las dos Unidades Tectosedimentarias diferenciadas. Dicha discontinuidad queda definida en el contacto del tramo descrito con la base del inmediatamente superior, representado por la facies D.

La *Unidad tectosedimentaria superior* está constituida por dos tramos caracterizados por facies diferentes. Son las siguientes:

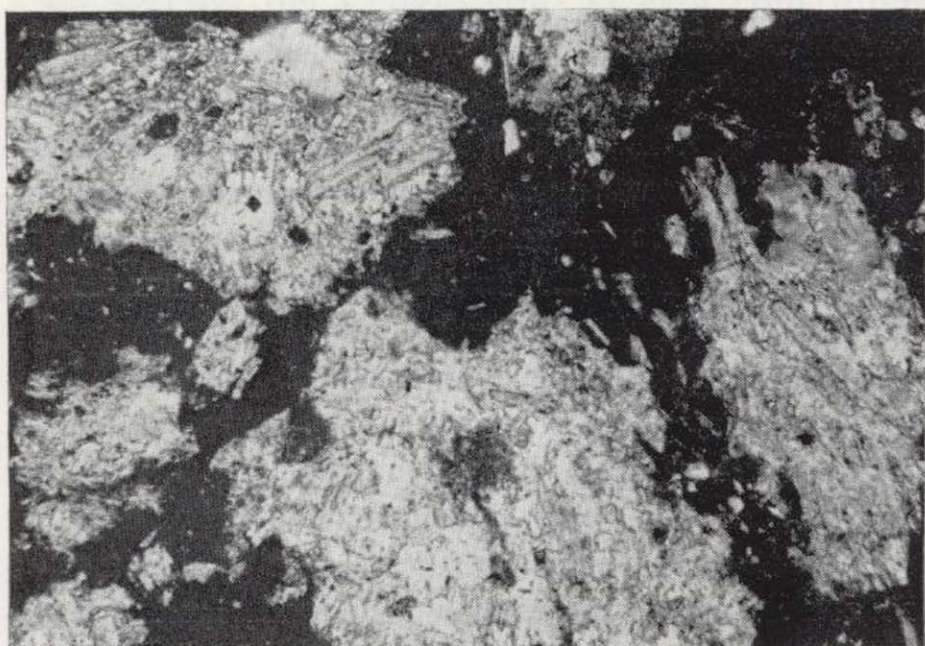


Figura 6.—Microfotografía de fragmentos piroclásticos de naturaleza lamproítica englobados por micrita. N //, $\times 10$.

Facies D

Están formadas por los materiales anteriores (facies C) resedimentados, así como por fragmentos clásticos procedentes de los bordes y zonas marginales de la cuenca. Dentro de estas facies se pueden distinguir dos tipos de depósitos con diferente organización: *a*) cuerpos slumpizados, y *b*) niveles predominantemente terrígenos, estructurados por corrientes de turbidez.

La potencia máxima reconocida en campo de las capas slumpizadas supera los 40 m. (zona occidental de la Cuenca del Cenajo), manteniéndose este espesor muy constante a lo largo de todos los afloramientos observables en dicha cuenca (CALVO y ELIZAGA, 1985). En la Cuenca de las Minas (zona Norte) el espesor de la capa slumpizada equivalente alcanza los 30 m., mientras que en los alrededores del cerro volcánico del Monagrillo las capas slumpizadas tienen una potencia de 4 a 6 m. (fig. 7).

Por su parte, los niveles terrígenos estructurados por corrientes de turbidez se han reconocido en la parte más inferior de las facies D (fig. 3), así como en partes muy centrales de la Cuenca de las Minas o en el borde menos activo de ésta (parte Sur), no asociadas en este caso a capas slumpizadas.

Tanto la sedimentación del tramo caracterizado por la facies D como las manifestaciones volcá-

nicas inmediatamente anteriores se consideran relacionadas con un evento tectónico-distensivo común de carácter regional.

Facies E

Una vez finalizada esta perturbación mayor en las cuencas neógenas tuvo lugar en ellas una notable expansión de las áreas lacustres, desarrollándose un medio ambiente óptimo, dados los altos contenidos en sílice disuelta derivados del vulcanismo, para el desarrollo de diatomeas (BULJAN, 1972; CALVO, 1981) y consiguiente generación de potentes depósitos diatomíticos que caracterizan este tramo. Los materiales que constituyen dicho tramo consisten en una sucesión monótona de margas diatomíticas, en ocasiones muy puras (hasta más de 90% de sílice), carbonatos y niveles silicificados (porcelanitas). La mayoría de estos depósitos presentan geometría tabular a mesoescala (fig. 8) y en detalle se caracterizan por una laminación horizontal paralela muy fina, estructurándose comúnmente en varvas de algunas decenas de milímetros de espesor (fig. 9). Un estudio preliminar de la flora de diatomeas existente en estas facies (SERVANT-VILDARY, 1984) pone de manifiesto la abundancia de *Cyclotella* con diferentes tipos morfológicos. Un último aspecto a señalar son las evidencias de materia orgánica asociada a los depósitos lacustres diatomíticos («oil shales»).

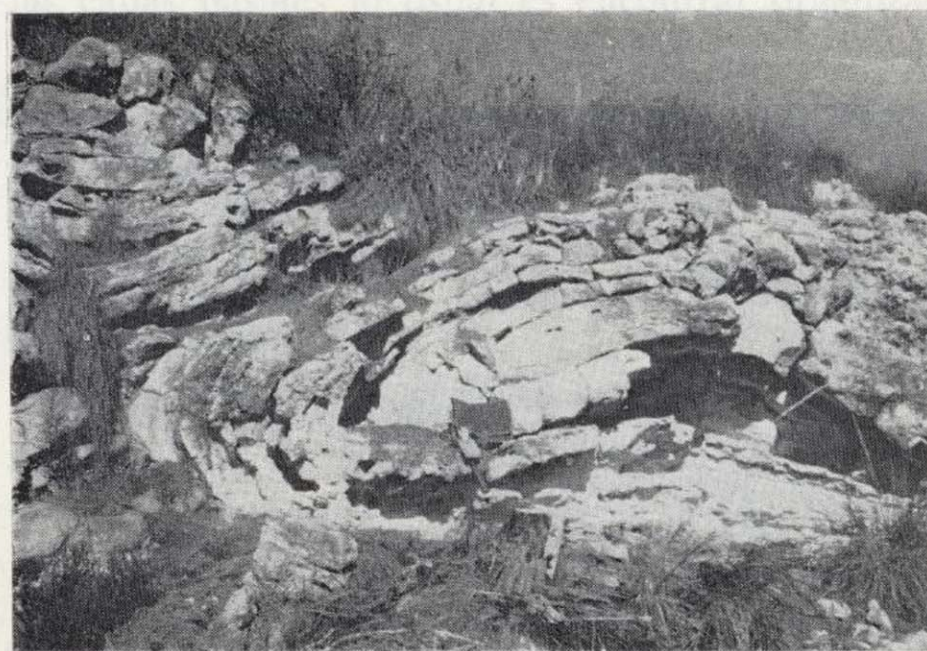


Figura 7.—Capas slumpizadas (facies D) en los alrededores del Cerro del Monagrillo. La escala viene indicada por el martillo y bolsa en la parte central de la fotografía.



Sucesión rítmica de margas diatomíticas (términos más blandos) y niveles tableados de porcelanitas (facies E). Casa de la Mina. Escala en la parte derecha inferior.

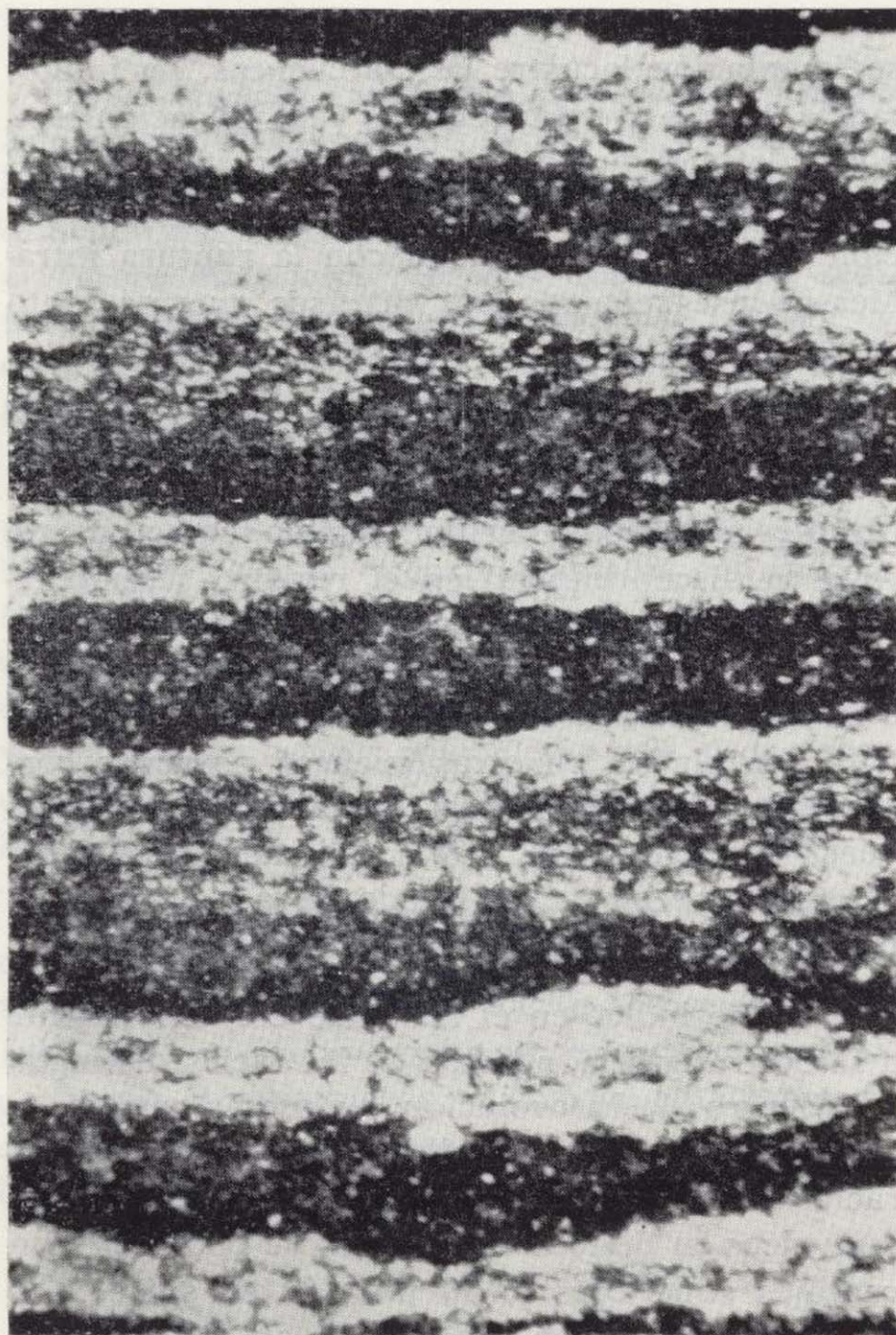


Figura 9.—Laminación varvada en sedimentos diatomíticos. Los pares de láminas tienen un espesor comprendido entre 0,20-0,30 mm. N //, $\times 25$.

El techo de este último tramo reconocible en las cuencas neógenas estudiadas se halla disectado, superponiéndose sobre él una formación conglomerática de carácter fluvial que presenta en ocasiones potencias considerables (20-40 m.). La edad de este depósito puede ser atribuida al Plioceno.

LA TECTONICA DISTENSIVA, EL VULCANISMO Y SU CORRELACION

Como ya se expuso al inicio del apartado de Litoestratigrafía, el «cierre» del Estrecho Nord-Bético, que unía la cuenca atlántica con la mediterránea, tuvo lugar durante el Tortonense Inferior Medio? debido a las últimas fases de compresión («compresiones residuales» de JEREZ MIR, 1980; fase compresiva post-serravalliense de MONTENAT, 1976, o REYES et al., 1984), acaecidas a principios del Mioceno Superior. Estas fases plegaron los depósitos marinos que forman el yacente más moderno de los sedimentos que rellenan las cuencas a que se hace referencia. Inmediatamente después, o incluso durante los últimos esfuerzos de compresión según las zonas, se inicia la primera etapa importante de distensión. Sus consecuencias son una serie de fracturas normales y «grabens» a favor de los cuales se inicia la sedimentación continental y el relleno progresivo de las cuencas.

El proceso de relleno fue interrumpido durante el Turolense Superior (Messiniense) por una nueva reactivación de la distensión en este área. Durante esta segunda etapa distensiva tienen lugar, por un lado, emisiones volcánicas de carácter lamproítico (ver descripción petrológica en BELLON et al., 1981) y, por otro, como respuesta a la actividad sísmica, el deslizamiento y transporte en masa de los últimos sedimentos lacustres depositados hacia zonas de menos gradiente potencial dentro de las cuencas, coincidiendo en general con las zonas más profundas de éstas (fig. 10).

Subrayaremos, en cualquier caso, la nitidez con que en el registro neógeno continental del Prebético aparece señalada la reactivación anteriormente señalada, pudiendo constatarse con mucha claridad la secuencialidad de eventos que acompaña a la reactivación: vulcanismo con emisiones piroclásticas, fosilización de niveles lacustres, conteniendo facies slumpizadas, cuyo origen es-

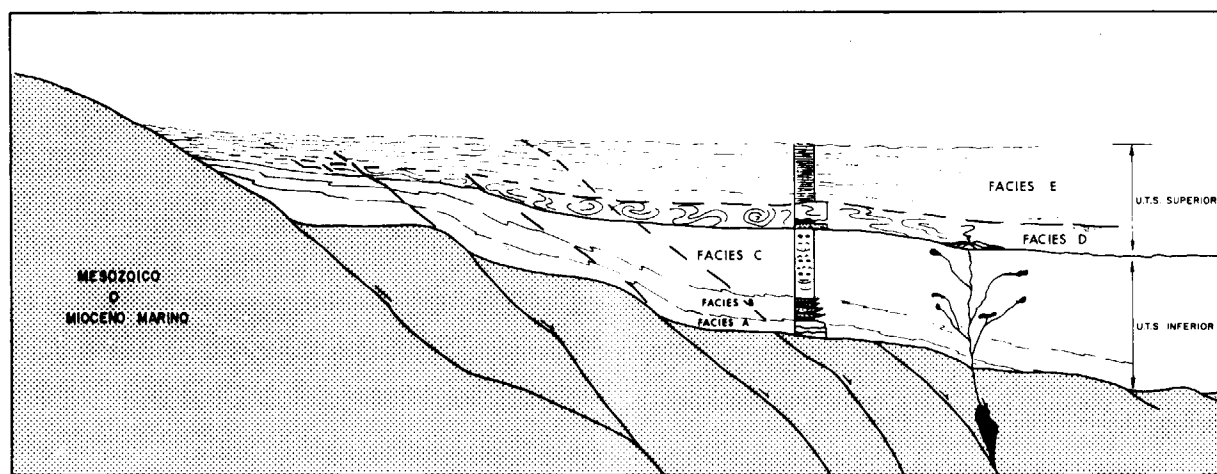


Figura 10.—Esquema interpretativo de la evolución tectosedimentaria de las cuencas estudiadas.

tuvo relacionado con la sismicidad asociada al vulcanismo, y, por último, sedimentación de importantes depósitos de diatomitas.

En resumen, el cuadro estructural de las cuencas neógenas estudiadas y el análisis tectosedimentario de los depósitos contenidos en ellas permite deducir pautas evolutivas mayores que son ampliables al entorno Bético y que también pueden ser contrastables en el marco general de la Península. La *primera fase distensiva*, que condiciona la formación de las cuencas continentales analizadas en este trabajo, se sitúa dentro del contexto extensional generalizado en el área Bética durante el Tortonense Medio, o Vallesiense Superior en la escala biostratigráfica de edades de Mamíferos (MONTENAT, 1976; REYES et al., 1984). Este evento estructural supone un cambio sustancial que se refleja en una discontinuidad de primer orden dentro del registro sedimentario neógeno, las más de las veces marcada por discordancia angular y/o erosiva. Esta discontinuidad ha sido reconocida en gran parte de las cuencas neógenas españolas (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1985).

La *segunda etapa distensiva* se sitúa igualmente en el contexto extensional general señalado más arriba. Supone una reactivación importante relacionada con el vulcanismo ultrapotásico que se manifiesta en el área Bética durante el Messiniense (BELLON et al., 1983; LÓPEZ-RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA, 1984). En las cuencas estudiadas en este trabajo, la reactivación queda bien reflejada en una discontinuidad de orden mayor, producto de

la incidencia de un fuerte «*shock*» sísmico en la sedimentación lacustre de las cuencas. La importancia de este evento tectónico y su ubicación temporal, definida por dataciones radiométricas y faunas de Mamíferos, permiten proponer la correlación de esta discontinuidad con la ruptura intra-Messiniense señalada por diversos autores tanto en las Béticas como en el «*offshore*» mediterráneo (MEGÍAS et al., 1983; SOLER et al., 1983). Ello abre una cierta perspectiva en la correlación de eventos simultáneamente acaecidos en cuencas continentales y marinas, máxime cuando, como en este caso, la discontinuidad en el registro sedimentario marino es fruto de un descenso eustático global (VAIL y HARDENBOL, 1979). Indicaremos también que la citada discontinuidad tiene su equivalente correlativo en otras cuencas neógenas continentales de la Península, tal como se señala en LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1985). El análisis detallado de estos aspectos está siendo llevado a cabo en la actualidad por los autores de este trabajo.

Como se indicó en el apartado correspondiente a Litoestratigrafía, algunas de las facies distinguidas dentro de la evolución tectosedimentaria de las cuencas neógenas del Prebético aparecen caracterizadas por una gran abundancia de niveles muy ricos en diatomeas, algunos de ellos con porcentajes superiores al 90 por 100 en sílice. Ello ha tenido como consecuencia la apertura de numerosas explotaciones de diatomitas en la región, las cuales representan una producción anual superior a las 60.000 Tm., constituyendo así más del

80 por 100 de la producción nacional de diatomita. Los aspectos geológicos y económicos de estos yacimientos han sido tratados por los autores del presente trabajo (CALVO, 1981, 1984; CALVO y ELIZAGA, 1987). Es importante, sin embargo, reiterar que la comprensión del modelo geológico, fundamentalmente en lo que se refiere a la discriminación de las áreas con mayores aportes de terrígenos y a la determinación de los factores que influyen en la máxima eclosión de las diatomitas, son de suma importancia para el control de los yacimientos más puros, por tanto de mayor interés económico. Confiamos en que este trabajo aporte, a través de los resultados e interpretaciones en él expuestos, nuevas perspectivas en la investigación de estos yacimientos.

CONCLUSIONES

En las cuencas continentales de edad Mioceno Superior (Vallesiense-Turoliense) de la zona Prebética se puede diferenciar dos Unidades Tectosedimentarias: una *inferior*, que yace en discordancia sobre materiales plegados que incluyen sedimentos marinos de edad Tortonense Inferior, y otra *superior*, que abarca esencialmente el Turoliense Superior.

Ambas Unidades Tectosedimentarias están separadas por un suceso o evento sísmico constatable a nivel regional y correlacionable con discordancias similares en la mayoría de las cuencas continentales peninsulares. La edad de esta discordancia se sitúa aproximadamente en 6 Ma. y es a grandes rasgos coincidente con el descenso eustático reconocido a escala global dentro del Messiniense.

El evento sísmico está asociado a un vulcanismo de carácter ultrapotásico (lamproítico), cuyo resultado en las cuencas es un fuerte aporte de sílice. Ello creó un medio ambiente adecuado para la profusión de diatomeas y consiguientemente la acumulación de caparzones generando potentes bancos de diatomita.

BIBLIOGRAFÍA

ARETIO, B. (1873): *Descripción de la dusodila de Hellin*. Ann. Soc. Esp. Hist. Nat., 2:385-387, v 3:16-17.

AZPEITIA, F. (1911): *La diatomología española en los comienzos del siglo XX*. Asoc. Esp. Progr. Ciencias, 4, 320 pp.

BELLÓN, H.; BIZÓN, G.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; GAUDANT, J., y LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. (1981): *Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellin (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, Sér. II, 1035-1038.

BELLON, H.; BORDET, P., y MONTENAT, CH. (1983): *Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France (7), 24, 205-217.

BULJAN, M. (1972): *Submarine vulcanism and oceanography*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 14, 5-10.

CALVO, J. P. (1981): *Los yacimientos de diatomita en España*. Bol. Geol. Minero, 92, 274-284.

CALVO, J. P. (1984): *Los yacimientos españoles de diatomita*. II Curso de Rocas Industriales, Apuntes Universidad-Empresa, SICUE, Madrid, 333-347.

CALVO, J. P., y ELIZAGA, E. (1985): *Sedimentology of a neogene lacustrine system, Cenajo Basin, SE Spain*. Abstract 6th European Meeting of Sedimentology, Lleida, 70-73.

CALVO, J. P., y ELIZAGA, E. (1987): *Diatomite deposits in south-eastern Spain: geologic and economic aspects*. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70, 537-543.

CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; ROBLES, F., y USERA, J. (1978): *El Mioceno Superior continental del Prebético externo: Evolución del estrecho nord-bético*. Bol. Geol. Minero, 89, 9-28.

IGME (1973): *Hoja geológica de Calasparra (890)*. Mapa Geológico de España, serie Magna, IGME, Madrid.

IGME (1984): *Hoja Geológica de Isso (868)*. Mapa Geológico de España, serie Magna, IGME, Madrid.

JEREZ MIR, L. (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 750 pp.

JEREZ MIR, L. (1980): *Hoja Geológica de Elche de la Sierra (867)*. Mapa Geológico de España, serie Magna, IGME, Madrid.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTÍ, J.; CABRERA, L.; CALVO, J. P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DÍAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍNEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C., y TORRES, T. (1985): *Approach to the spanish continental neogene synthesis and paleoclimatic interpretation*. Proceedings VIII RCMNS Congress. Budapest, 1985, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70, 383-391 (1987).

LÓPEZ RUIZ, J., y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1984): *El vulcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español*. En: *El Borde Mediterráneo español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas*. Informe Proyecto CAICYT-CSIC, pp. 115-122.

- MARGALEF, R. (1953): *Observaciones paleoecológicas y geocronológicas sobre los sedimentos lacustres miocénicos de Hellín (Albacete)*. Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona, 10, 53-72.
- MEGIAS, A. G. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada.
- MEGIAS, A. G. (1982): *Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas*. V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas, I, 385-402.
- MEGIAS, A. G.; LERET, G.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W., y SOLER, R. (1983): *La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario*. Mediterránea, ser. Geol., 1, 83-103.
- MESEGUER, PARDO, J. (1924): *Estudio de los yacimientos de azufre de las provincias de Murcia y Albacete*. Bol. Inst. Geol. Min., XLV, 3 Ser., 1-84.
- MONTENAT, CH. (1976): *Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques orientales, Espagne)*. Stratigraphie, Paléogéographie et Evolution dynamique. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 69, 345 pp.
- REYES, J. L.; CRESPO, V.; FEIXAS, J. C., y ZAPATA, M. J. (1984): *La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular*. I Congreso Español de Geología, t. II, 803-815.
- SERVANT-VILDARY, S. (1984): *Fossil Cyclotella Species from Miocene lacustrine deposit of Spain*, en M. RICARD (Ed.), Proc. 8th. Diatom Symposium, Koeltz, Koenigstein, 495-511.
- SOLER, R.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; MEGÍAS, A. G., y ABERGER, J. A. (1983): *Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español*. Mediterránea, ser. Geol., 1, 71-82.
- VAIL, P. R., y HARDENBOL, J. (1979): *Sea-level changes during the Tertiary*. Oceanus, 22, 71-79.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M., y THOMPSON, III, S. (1977): *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap*. En C. E. PAYTON (Ed.), *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*, Am. Ass. Petr. Geol., Mem., 26, 83-97.

Recibido: Enero de 1988.

El metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel)

Por A. APARICIO (1), J. M. BRELL (2) y M. DOVAL (3)

RESUMEN

Se hace un análisis de las características metamórficas de una serie de macizos del Paleozoico Inferior, en el dominio de la Cordillera Ibérica. Se estudian las paragénesis y condiciones, así como una evolución espacial, del metamorfismo hercínico en este sector.

ABSTRACT

This paper describes the metamorphic characteristics of a Lower Paleozoic outcrops in the Iberica Range. The paragenesis, physical conditions and their evolution are studied.

INTRODUCCION

La terminación del Sistema Central en su sector oriental se realiza sobre materiales de bajo grado metamórfico (APARICIO y GALÁN, 1980), que son enterrados bajo los potentes sedimentos mesozoicos del inicio de la Cordillera Ibérica.

Dentro ya de la Cordillera Ibérica, son escasos y reducidos los afloramientos de rocas paleozoicas metamorfizadas de bajo grado, afloramientos que hasta época relativamente reciente eran mal conocidos en sus aspectos estratigráficos y metamórficos, pero que por otro lado tienen gran importancia en cuanto a las características del metamorfismo del basamento ibérico y sus relaciones con el Sistema Central.

El estudio aquí realizado tiene por objeto el determinar la intensidad y condiciones de este metamorfismo hercínico en los afloramientos paleozoicos existentes entre Atienza (provincia de Guadalajara) y Sierra de Menera (provincia de

Teruel), estableciéndose las relaciones entre los materiales que los caracterizan y sus paragénesis.

De este a oeste (fig. 1) los hemos denominado con los nombres de Serrezuela de Rata (Hoja 488 MGN), Sierra Mojón Alto (Hoja 489 MGN) y Ventosa (Hoja 489 MGN), en las proximidades de Molina de Aragón, todos ellos en la provincia de Guadalajara, y, finalmente, Sierra de Albarracín (Hojas 540-565 MGN) y Sierra Menera (Hoja 515 MGN), ambas en la provincia de Teruel.

El afloramiento de Rata, en el que incluimos también los materiales pizarrosos existentes a la altura del kilómetro 14 de la carretera de Ciruelos a Saelices, corresponde a una alternancia de pizarras negras y cuarcitas de espesor variable rodeado por sedimentos detríticos, brechas y arenas de edades Pérmica y Triásica, mientras que a la propia roca metamórfica se le asigna una edad Ordovícica (O₃) (Mapa Geológico. Hoja 488), y las pizarras del kilómetro 14 pertenecen al Silúrico (S_{1.2}^{A-B}).

Al norte de Molina de Aragón (Hoja 489 MGN), la Sierra de Mojón Alto la constituye un macizo paleozoico de cuarcitas y pizarras pertenecientes fundamentalmente al Ordovícico, mientras que al Sur se localiza el otro afloramiento paleozoico-

(1) Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. C. S. I. C. 28006 Madrid.

(2) Departamento de Estratigrafía. Instituto de Geología Económica. C. S. I. C. 28040 Madrid.

(3) Departamento de Mineralogía y Cristalografía. Facultad de Ciencias Geológicas. 28040 Madrid.

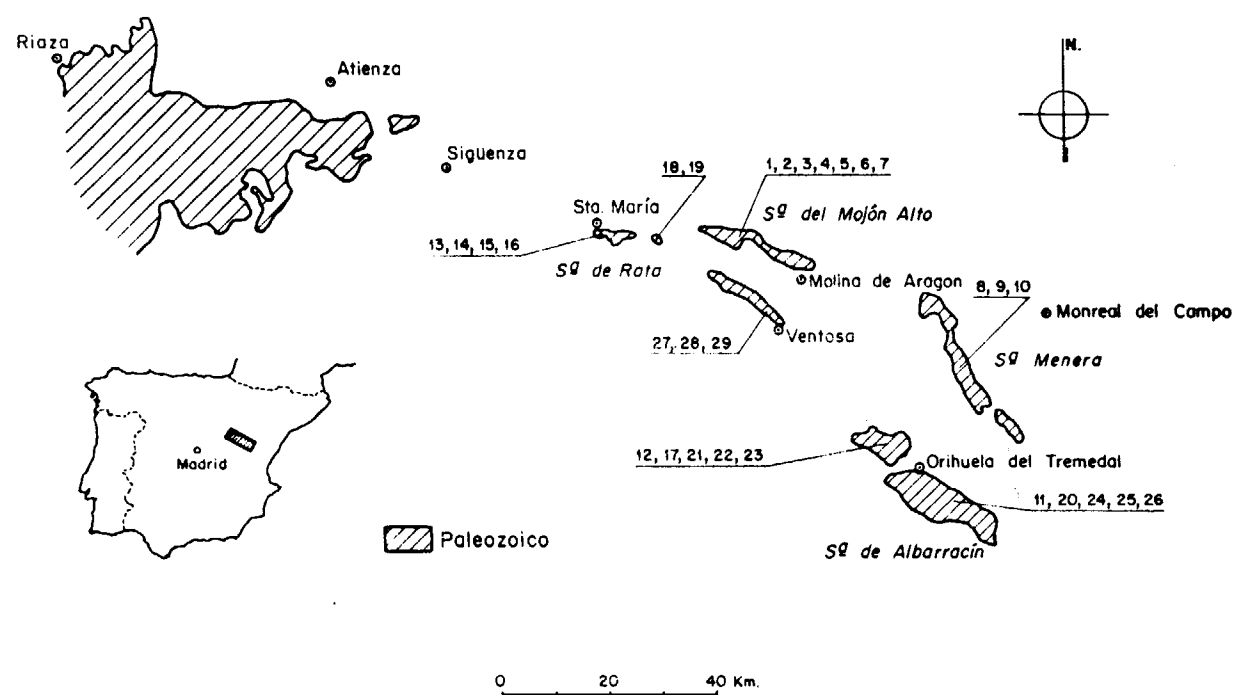


Figura 1.—Localización geográfica de los afloramientos metamórficos paleozoicos estudiados y muestras correspondientes.

metamórfico que hemos llamado de Ventosa, que está formado por pizarras silúricas (S_{A-B}). Las características estratigráficas y litológicas de estos núcleos paleozoicos han sido descritas por: Mapa Geológico Hoja 489 (1981), SACHER (1966), VILLENA (1976), LOTZE (1929), etc. El tercer afloramiento corresponde al macizo de la Sierra de Albarracín (Hoja 540, Hoja 565), el más extenso de todos ellos, en donde se encuentran materiales ordovícicos ($O_{31,32}$) y silúricos (S_1^A , $S_{1,2}^{A-B}$), enmarcados por series mesozoicas triásicas [Mapa Geológico Hoja 540 (1981), Mapa Geológico Hoja 565 (1983), VILLENA (1976), LOTZE (1929) y RIBA (1959)].

El más oriental de los macizos metamórficos corresponde a Sierra Menera (Hoja 515), en donde predominan las rocas silúricas (metacuarcitas) con niveles pizarrosos más escasos y edades correspondientes al Ordovícico (O_1-O_2) (Mapa Geológico, Hoja 515, 1979).

TECNICAS EMPLEADAS

El estudio mineralógico se ha realizado mediante microscopía de luz transmitida y de difracción

de rayos X, empleando un equipo Philips 1130/90 equipado con monocromador de cristal curvo de grafito y utilizando la radiación $Cu, K\alpha$. La velocidad de exploración empleada ha sido de $2^\circ/\text{minuto}$ para el estudio de la caracterización mineralógica y de $0.5^\circ/\text{minuto}$ para el estudio cristaloquímico de los filosilicatos. En todas las muestras se realizaron difractogramas de polvo de la muestra global y de agregados orientados de la fracción inferior a las 20 micras, separada por suspensión.

Sobre los agregados orientados se realizaron sistemáticamente tratamientos térmicos a $300^\circ C$ y $550^\circ C$, de solvatación con etilen-glicol, y además con dimetil-sulfóxido en las muestras que presentaban reflexiones a 7 \AA .

Las estimaciones cuantitativas de las distintas fases cristalinas se realizaron mediante el método de los poderes reflectantes y en base a los criterios propuestos por POZZUOLI et al. (1972), GONZÁLEZ et al. (1970) y GALÁN y MARTÍN VIVALDI (1973).

La determinación de la composición química de las cloritas se realizó mediante métodos difrac-

tométricos, siguiendo el método descrito por BAILEY (1972). Se han utilizado las ecuaciones de BRINDLEY (1961) para la determinación del número de átomos de aluminio en posición tetraédrica y de ALBEE (1962) para la determinación del aluminio total. El contenido en átomos pesados de la capa octaédrica se determinó mediante el método de SHIROZU (1958).

El politipo de las moscovitas se ha deducido por el método de VELDE y HOWER (1963), utilizando la relación de intensidades de los efectos a 3.74 \AA y 2.58 \AA o por el método de MAXWELL y HOWER (1967) en el caso de muestras que contienen feldspatos.

El índice de cristalinidad de las micas se ha determinado mediante el método de KUBLER (1968) utilizando la reflexión a 10 \AA , y el de agudeza de WEAVER (1960), mediante la relación de intensidades de los efectos a 10 \AA y 10.5 \AA en las muestras exentas de biotita (comprobado por microscopía) para relacionarla con la proporción $Al/Fe+Mg$ de la capa octaédrica, según el método de KLINGEBIEL y LATOUCHE (1962) y ESQUEVIN (1969) y teniendo en cuenta las recomendaciones de MARTÍN RAMOS (1976).

El «grado de paragonitización» de las moscovitas se ha determinado a partir de la reflexión a 10 \AA según las ecuaciones de ZEN y ALBEE (1964) o de GUIDOTTI (1966), teniendo en cuenta previamente que el «grado de fengitización» no fuera apreciable, con el fin de que no afectara el espaciado de la reflexión basal, como indica MARTÍN RAMOS (1976).

En todos los afloramientos se hizo un muestreo de las formaciones ordovícicas-silúricas, fundamentalmente en facies pizarrosas (pelíticas), aunque en algunos tramos los materiales seleccionados fueron algo más silíceos.

En el cuadro 1 se ha representado la situación de las muestras y la posición estratigráfica asignada a las mismas, por macizos, de acuerdo con la bibliografía y la nomenclatura utilizada en los mapas geológicos realizados sobre el área.

PARAGENESIS

En las paragénesis de los distintos afloramientos se encuentra una cierta uniformidad, a excep-

ción de la correspondiente a Sierra Menera (cuadro 1).

En el macizo de Albarracín la paragénesis característica para el Ordovícico es $Qz+Ilita \pm Caolinita \pm Clorita$, mientras que en el Silúrico se encuentran además pirofilita e interestratificado ($I-Sm, I-Verm, Cl-Sm$). En ambos niveles estratigráficos se pueden encontrar accesorariamente zircón y turmalina. La clorita tiene composiciones tipo ripidolita-clinocloro para ambas formaciones.

En el afloramiento de la Sierra de Rata, tanto el Ordovícico como el Silúrico incluyen las mismas paragénesis $Qz+Ilita+Caol \pm Cl$, destacando la ausencia de cualquier tipo de interestratificados. Las cloritas determinadas en el Ordovícico son ripidolitas.

En la Sierra de Mojón Alto, con todas las muestras pertenecientes al Ordovícico, la asociación típica es $Qz+Ili \pm Caol \pm Interestratificados (I-Cl, I-Sm, I-Cl)$, mientras que en el Silúrico de zonas próximas (área de Ventosa) se encuentra $Qz+Ili \pm Caol \pm Cl+Py+Interestratificados (Cl-Sm, Cl-Sm, Sm)$. En ambos afloramientos la composición de las cloritas corresponde al tipo chamosita-ripidolita.

En el afloramiento de Sierra Menera encontramos una paragénesis más reducida con $Qz+Ili \pm Inter (I-Sm, I-Ver)$. En una de las muestras se localizan microclina y biotita detríticas.

El índice de paragonitización de la mica resulta bajo en todas las formaciones y afloramientos, no guardando aparentemente correspondencia con la intensidad del metamorfismo.

En un tratamiento conjunto se aprecian como significativas las paragénesis Silúricas de Albarracín y Ventosa que incluyen Pirofilita, presentándose como las más evolucionadas las del macizo de Rata (Ord+Sil) y como rocas menos evolucionadas metamórficamente el núcleo de Sierra Menera.

INTENSIDAD DEL METAMORFISMO

La máxima intensidad metamórfica está reflejada por las paragénesis Ordovícicas del Macizo de Rata (conjuntamente con el Silúrico) y el Ordovícico de la Sierra de Albarracín, aunque como veremos más adelante difieren en cuanto al

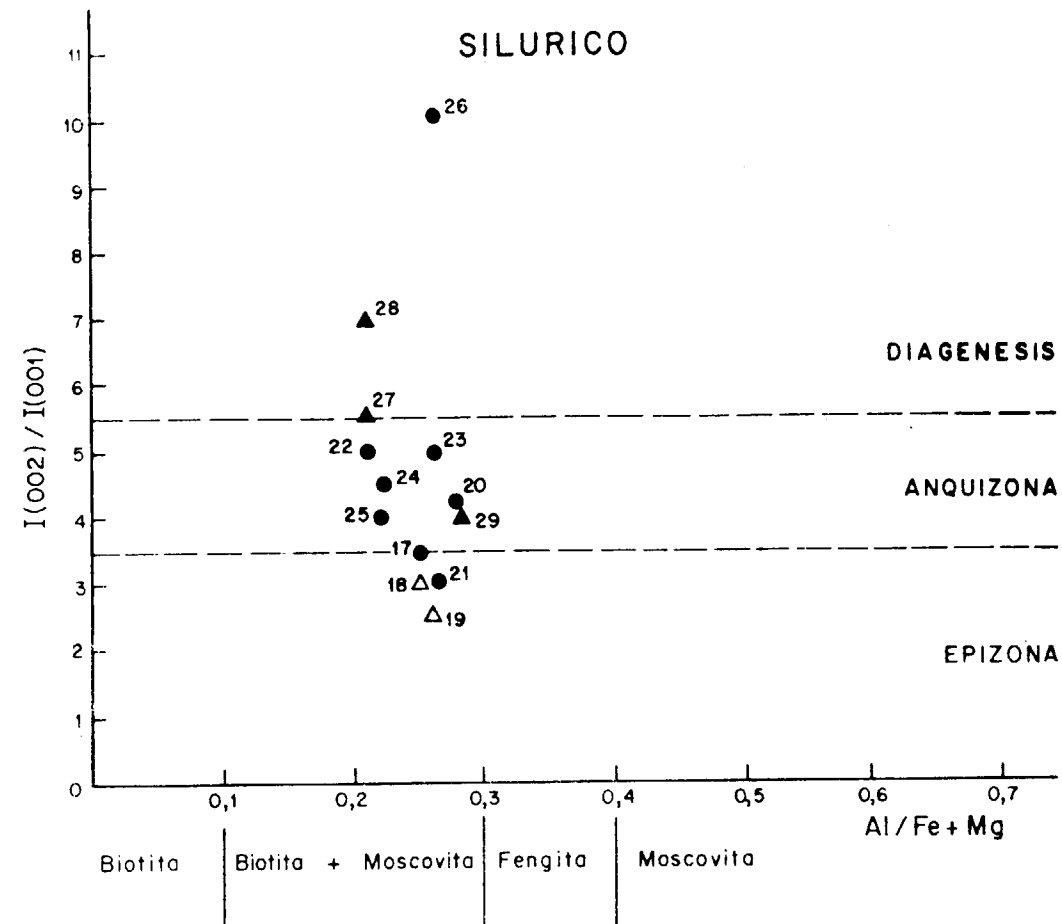


Figura 2.—Diagramas de ESQUEVIN (1969) para los niveles Ordovícicos y Silúrico de las muestras analizadas. Los campos utilizados son los definidos por DUNOYER (1969) y KUBLER (1968).

- Sierra Albarracín
- Sierra Mojón Alto
- △ Sierra Rata
- ▲ Ventosa
- Sierra Menera

globalmente, el aumento, para el Ordovícico y Silúrico, de la intensidad metamórfica de Este a Oeste, apreciándose desde el sector oriental del Sistema Central una pequeña inflexión en estos valores en los afloramientos de Sierra Mojón Alto y Ventosa.

Algunas muestras como 27 y 28 de Ventosa y 26 de Albarracín se localizan en el campo de la diagénesis, por el contrario el politipo estructural de las micas es 2M que caracteriza a la anchizona (DUNOYER DE SEGONÇAZ, 1970) y sólo se ve modificada (en proporción del 100 por 100) en algunas muestras, por entrada del politipo 1Md, lo que no se corresponde con unos Índices de Cristalinidad más bajos para estas muestras (cuadro 1). Sin embargo, las relaciones $2M_2/2M_1+Md$ no se muestran especialmente significativas en relación con la intensidad del metamorfismo ni con las paragénesis encontradas, aunque la conversión total a $2M_1$ de la mica sólo se realizaría en temperaturas próximas a los 400° como señalan ESLINGER y SAVIN (1973).

CONCLUSIONES

La distribución de las paragénesis y las intensidades del metamorfismo hercínico de los afloramientos aquí estudiados y del sector oriental del Sistema Central (APARICIO y GALÁN, 1980) confirma que para el Paleozoico Inferior existe una importante disminución de su intensidad hacia el Oeste.

Para los niveles Ordovícicos el metamorfismo más bajo se refleja en la Sierra Menera con tendencia a un ligero aumento en la Sierra de Albarracín. En el Silúrico la menor intensidad metamórfica se refleja en los afloramientos de Ventosa con un ligero aumento en la Sierra de Albarracín.

Un mínimo metamórfico queda así definido por estos afloramientos (Ventosa, Sierra Menera), proponiéndose como una de las posibles causas la mayor profundidad de la capa crustal granítica.

Desde el punto de vista paragenético es significativo, con respecto al sector oriental, la ausencia de albita, allevardita, paragonita y cloritoide, destacando el bajo grado de paragonitización

de la mica achacable probablemente a la ausencia de plagioclasas como únicos minerales con capacidad para ceder Na.

La falta de materiales devónicos en el sector estudiado nos impide hacer una correlación con el Devónico del sector de Atienza y determinar el tipo de gradientes existentes hacia el Oeste, aunque en un futuro próximo el estudio de nuevos afloramientos permitirá valorar la situación de este metamorfismo hercínico en el contexto de la Cordillera Ibérica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto 608/467, del CSIC.

Al Dr. V. Sánchez Cela (Univ. de Zaragoza), por su inestimable colaboración en los trabajos de campo.

J. L. Casaseca, J. Arroyo, A. Viloria y M. Castillejo realizaron los trabajos de mecanografía, delineación y preparación de muestras.

BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A. L. (1962): *Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series*. Amer. Min., 47:851-870.
- APARICIO, A., y GALÁN, E. (1980): *Las características del metamorfismo Hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central*. Estudios Geol., 36: 75-84.
- BAILEY, S. W. (1972): *Determination of chlorite compositions by X-ray spacings and intensities*. Clays Clay Miner., 20: 381-388.
- BRINDLEY, G. W. (1961): *Chlorite minerals*. In: *The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay minerals*. Ed. G. Brown 242-296. Mineral Soc. London.
- DAY, H. W. (1976): *A working model of some equilibria in the system alumina-silica-water*. Am. J. Sci., 276:1254-1284.
- DUNOYER DE SEGONÇAZ (1970): *The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review*. Sedimentology, 15:281-346.
- ESLINGER, E. & SAVIN, S. M. (1973): *Mineralogy and oxygen isotope geochemistry of the hydrothermally altered rocks of the Ohaki-Broadlands, New Zealand geothermal area*. Am. J. Sci., 273:240-267.

- ESQUEVIN, J. (1969): *Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité*. Bull. Centre Rech. Pau SNPA 3, 147-154.
- GALÁN, E., y MARTÍN VIVALDI, J. L. (1973): *Caolines españoles. Geología, mineralogía y génesis*. Parte I. Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr., 12:79-80.
- GONZÁLEZ, J.; FENOLL, P., y MARTÍN VIVALDI, J. L. (1970): *Estudio mineralógico de niveles arcillosos del Trias alpujarride*. Bol. Geol. Min., 81:620-629.
- GUIDOTTI, CH. V. (1966): *Variations of the basal spacing of muscovite in sillimanite-bearing pelitic schists of north-western Maine*. Amer. Min., 51:1778-1786.
- KLINGEBIEL, A. & LATOUCHE, C. (1962): *Etude cristallographique des illite dans les series eocenes du Bordelais*. C. R. Ac. Sc., 255:142-144.
- KUBLER, B. (1968): *Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progres realises ces dernieres annees*. Bull. Centre Rech. Pau. SNPA. 2, 385-397.
- LOTZE, F. (1929): *Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. Publ. Extr. Geol. Esp. Inst. Lucas Mallada, 8:315 pp.
- IGME (1983): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria 565. Tragacete*, 89 pp.
- IGME (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria 540. Checa*, 63 pp.
- IGME (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria 489. Molina de Aragón*, 55 pp.
- IGME (1979): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria 515. El Pobo de Dueñas*, 59 pp.
- IGME (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria 488. Ablanque*, 45 pp.
- MARTÍN RAMOS, J. D. (1976): *Las micas de las cordilleras Béticas. Zonas internas*. Tesis doctoral. Univ. Granada, 245 pp.
- MAXWELL, D. T. & HOWER, J. (1967): *High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian belt series*. Amer. Min., 52:843-857.
- NORRIS, R. J. (1986): *Development of slate cleavage in a mudstone unit from the Cantabrian Mountains, Northern Spain*. Journal of Structural Geology, 8:871-878.
- POZZUOLI, A.; MATTIAS, P. P. & GALÁN, E. (1972): *Mineralogia di sedimenti abruzzesi*. Periodico Mineral, 41:611-655.
- REED, B. L. & HEMLEY, J. J. (1966): *Occurrence of pyrophyllite in the kekituk conglomerate, Brooks Range, north-eastern Alaska*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 550-C:162-166.
- RIBA, O. (1959): *Estudio geológico de la Sierra de Albarracin*. Monografía Inst. Lucas Mallada, CSIC, 16:283 pp.
- SACHER, L. (1966): *Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón Spanien. Teil I (Palaeozoikum)*. N.-Jb. Geol. Palaont. Abh., 124:151-167.
- SHIROZU, H. (1958): *X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colors*. Miner., 5:209-223.
- THOMPSON, A. B. (1970): *A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium*. Amer. J. Sci., 268:454-458.
- VELDE, B. (1977): *Clays and clay minerals in natural and synthetic systems*. Developments in Sedimentology, 21:218 pp. Elsevier Sci. Publ. Co.
- VELDE, B. & HOWER, J. (1963): *Petrological significance of illite polymorphism in paleozoic sedimentary rocks*. Amer. Min., 48:1239-1254.
- VELDE, B. & KORNPROBST, J. (1969): *Stabilité des silicates d'alumine hydratés*. Contr. Min. Petr., 21:63-74.
- VILLENA, J. (1976): *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel)*. Paleozoico. Bol. Geol. Min., 87.4:1-26.
- WEAVER, CH. W. (1960): *Possible uses of minerals in search for oil*. Bull. Amer. Asso. Petrol. Geol., 44.
- ZEN, E. A. & ALBEE, A. L. (1964): *Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists*. Amer. Min., 49:904-925.

Recibido: Diciembre 1987

Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales.

Por A. MARTIN-SERRANO GARCIA (*)

RESUMEN

En la actualidad se llama raña a formaciones sedimentarias situadas en posiciones morfológicamente diferenciadas. Mediante análisis bibliográfico se señala que los autores antiguos, de forma más o menos explícita, atribuyen a las rañas de Montes de Toledo y Extremadura un carácter culminante, y que la posterior generalización del término a otros lugares de la Meseta conlleva no pocos problemas de identificación.

Las investigaciones recientes tienen enfoques distintos. Por un lado se utiliza como criterio de correlación fundamental el hecho morfológico de ser culminación de los piedemontes, lo que implica que la raña debería ser incluida en el paisaje de colmatación de las cuencas. Por otro, la pérdida de ese carácter morfológico al no considerarlo fundamental en su definición, conlleva a la separación del episodio de la raña del relleno neógeno y a su ubicación morfológica diferenciada entre éste y las terrazas cuaternarias.

ABSTRACT

«Rañas» are sedimentary deposits placed in different morphographic positions. As an inference from bibliographic analysis it is pointed out that authors described formerly the «rañas» in Montes de Toledo and Extremadura as flat-lying bodies at the top of tablelands. The use of the term «raña» became subsequently more generalised to describe «raña»-like deposits from other places in La Meseta and this brought in to confusion about the right use of them.

In recent research works the term «raña» is used in different ways. On one hand element at the top of piedemont deposits and this is a basic correlation evidence. Thus, «raña» is considered as a part of basin fill landscape. On the other hand the morphographic character would be no more essential for «raña» definition and consequently the «raña» episode is distinguished from neogene basin fill but also is morphologically differentiated from quaternary terraces.

INTRODUCCION

La raña, tan frecuente en la literatura geológica de la Meseta, es en realidad un topónimo de los Montes de Toledo. Su definición geológica se asienta sobre dos aspectos fundamentales: el estrictamente morfológico que implica su carácter de altiplanicie, y el puramente estratigráfico que marcan sus rasgos sedimentarios, en especial los cantos cuarcíticos. Desde esta perspectiva general se ha planteado el conocimiento científico de la Raña.

Obviamente la investigación geológica incide en la problemática señalada por las acumulaciones

del sedimento conglomerático y su resolución se ha cimentado sobre todo en el estudio del depósito. Por este motivo los rasgos estratigráficos, sedimentológicos, mineralógicos y edafológicos de la Raña son bastante conocidos en gran parte de la Meseta, en especial en Extremadura, Montes de Toledo, Sistema Central y borde septentrional de la Cuenca del Duero.

En la mayoría de las investigaciones se trató de dar preferentemente una explicación genética. El interés por el conocimiento de los mecanismos sedimentarios se desvió pronto hacia aspectos paleoclimáticos razón por la cual las relaciones clima/sedimentación han sido las más debatidas, sin duda bastante más que las referidas al contexto tectónico.

(*) Instituto Geológico y Minero de España.

El tratamiento morfológico de que ha sido objeto la Raña fue con frecuencia excesivamente morfológico y circunscrito a un contexto sedimentológico concreto, ya que esos rasgos morfológicos se utilizaron para definir algún o algunos elementos morfosedimentarios tales como un abanico aluvial, un glacis o una llanura aluvial, y casi nunca se pretendió rebasar sus límites.

Sin embargo, la espectacularidad de la Raña radica en su conjunto, en su generalidad, pues constituye uno de los elementos más importantes del paisaje del Macizo Hespérico. Es desde esta perspectiva donde alcanza su mayor significación geológica, ya que ocupa una posición morfológica clave para entender la historia reciente de la Meseta que es, en definitiva, la que ha permitido situar este fenómeno en la escala cronoestratigráfica.

No obstante, el término Raña es utilizado indistintamente para denominar elementos morfosedimentarios en posiciones que varían según el criterio utilizado por cada autor. Lo que se intenta en este artículo es la clarificación y síntesis de esas ideas mediante un breve análisis bibliográfico.

CONCEPTO Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS

Se ha escrito mucho sobre estos depósitos, tan generalizados en toda la Península Ibérica, y posiblemente debido a ello, a veces se aplica equivocadamente a formaciones que nada tienen que ver con ellos. Es así un término que ha sufrido una gran devaluación por un excesivo e indiscriminado uso (PÉREZ GARCÍA, 1977). El hecho es que la Raña, fenómeno morfosedimentario de la Meseta y más concretamente del Macizo Hespérico, ha sido objeto de variadas definiciones y numerosas interpretaciones.

Casi todas las hipótesis que se barajan para explicar estas acumulaciones conglomeráticas de carácter cuarcítico y matriz arenosa rojizo-amarillenta, giran en torno a una génesis fluvial s.l. En principio se interpretaron como aluvionamientos antiguos (PRADO, 1864; GÓMEZ DE LLARENA, 1916; HERNÁNDEZ PACHECO, 1912, 1928). Después se impuso la idea, persistente en algunos trabajos relativamente recientes, de atribuirlos a «sheet-floods» en base a un pretendido carácter fanolítico del

depósito (VIDAL BOX, 1944; HERNÁNDEZ PACHECO, 1949; RIBEIRO y FEIO, 1949; SOLÉ, 1952 y 1964; MABESONE, 1961; PLANS, 1970; MARTÍN ESCORZA, 1977; SANZ, 1979). En el momento actual la Raña es considerada más estrictamente fluvial, lo que de alguna forma es volver a las interpretaciones iniciales. MUÑOZ y ASENSIO (1975) y MUÑOZ (1976) asignan a las rañas del borde septentrional de los Montes de Toledo una condición fluvio-torrencial, y MOLINA (1975), en Ciudad Real, señala además que están definidas por un sistema de canales tipo «braided». En términos parecidos se expresan otros artículos más recientes (VAUDOUR, 1977; OLIVE et al., 1982; PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO, 1987).

Los rasgos edáficos de la Raña son especialmente interesantes, ya que se desarrollan unos perfiles muy lavados (plano-suelos) descritos detalladamente en numerosos trabajos (VAUDOUR, 1969, 1977; PÉREZ MATEOS et al., 1970; ESPEJO, 1978; GALLARDO et al., en prensa).

Las ideas de PRADO (1864), que piensa en unas condiciones climáticas áridas o semiáridas para la Raña son posteriormente corroboradas por otros autores (VIDAL BOX, 1944; HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949; SOLÉ, 1952...), insistiéndose además en que el tránsito Plioceno Superior-Cuaternario se caracteriza por un acentuamiento de la aridez (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1966). MENSCHING (1958), MABESONE (1961) y HOCQUARD (1975) se inclinan por una climatología de savana, con lluvias estacionales fuertes y escasas, y perfilan una etapa pre-raña más húmeda y otra etapa simultánea al depósito más árida. Otro grupo (LAUTENSACH y MAYER, 1961; VAUDOUR, 1977; MUÑOZ y ASENSIO, 1975; MUÑOZ, 1976) opina que el emplazamiento de la Raña corresponde a una ruptura climática coincidente con el primer pluvial villafranquiense y correlacionable con la primera crisis climática fresca, que es incluso rigurosamente fría en las montañas.

Se relaciona a la Raña con fenómenos tectónicos finialpídicos, y en concreto, con el basculamiento de la Meseta hacia el Oeste y con los levantamientos regionales de los Montes de Toledo y de la Cordillera Ibérica (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949; SOLÉ, 1952; MABESONE, 1961...). Existe la opinión generalizada de que estos paroxismos, debidos a fases pliocenas (miopliocenas, post-astien-ses o villafranquienses), se concretan en el levantamiento de bloques y por consiguiente en un acentuamiento del relieve. MARTÍN ESCORZA (1977)

señala que la presencia de las rañas está en estricta dependencia de la tectónica pliocena, pues los afloramientos se definen según bordes tectónicos muy especialmente ligados a la «Bóveda Castellano-Extremeña» de ALIA (1976).

LA ESTIMACION CRONOLOGICA DE LA RAÑA, CONSECUENCIA DE SU EMPLAZAMIENTO MORFOLOGICO

A pesar de su carácter azoico, la Raña se ha atribuido al Cuaternario (GÓMEZ DE LLARENA, 1916), al Plioceno (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1932), al tránsito Mioceno-Plioceno (VIDAL BOX, 1944), al Mioceno Medio (OEHME, 1935; SOS BAYNAT, 1957), al límite Plioceno-Pleistoceno (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1966; AGUIRRE et al., 1976; PÉREZ GONZÁLEZ, 1979...), e incluso a las primeras fluctuaciones climáticas de Pleistoceno (MUÑOZ y ASENSIO, 1975) y en concreto al primer pluvial villafranquiense (VAUDOUR, 1977).

Las precisiones cronoestratigráficas anteriores se deben obviamente a la situación morfológica de la Raña, ya que es inmediata a la que ocupan los sistemas de terrazas de los ríos meseteños. Estas observaciones fueron realizadas ya en principio por GÓMEZ DE LLARENA (1916), y el resto de los autores antiguos, que las generalizaron geológicamente en la Meseta meridional, situándola entre los sedimentos miocenos de las depresiones interiores y las terrazas fluviales de los cursos actuales. Tan sólo OEHME (1942) admite que estos depósitos puedan ser miocenos y comparables con las facies detríticas de los bordes de las cuencas. Donde sí hay acuerdo general es en que el límite cronológico superior es anterior al establecimiento de la actual red fluvial.

VIDAL BOX (1944), aunque reconoce lo sugestiva que es la hipótesis de OEHME (1942), señala que es preciso tener en cuenta las opiniones de otros autores que han distinguido la Raña montando sobre calizas del Mioceno Superior. En concreto se refiere a E. HERNÁNDEZ-PACHECO (1932), que atribuyó edad pliocena a las rañas al compararlas con otros depósitos semejantes en el área de Rilea (Palencia), donde se «superponen a los niveles pontienses del Mioceno continental y quedan a alturas superiores a la cuarta terraza fluvial». Esta opinión es reforzada por F. HERNÁNDEZ-PACHECO (1949), que señala que si las rañas fueran mioce-

nas ya no quedaría vestigio alguno de ellas al haber desaparecido totalmente erosionadas durante el Plioceno.

La afirmación anterior es consecuencia de que las rañas descansan directamente sobre la penillanura general y a veces sobre las formaciones terciarias, como ocurre en la Cuenca del Guadiana, donde se observan reposando «sobre el Vindoboniense y el Ponticense» (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949). Y es que desde los trabajos más antiguos esa relación se considera como discordancia erosiva (GÓMEZ DE LLARENA, 1916).

Esta inicial situación cronoestratigráfica de la Raña que constituye en cierto modo el punto de partida de mucha de la literatura vertida en torno a esta problemática, es sin duda consecuencia inmediata de su posición morfológica dentro del contexto neógeno-cuaternario de la Meseta.

EL EMPLAZAMIENTO MORFOLOGICO DE LA RAÑA SEGUN SUS DESCUBRIDORES

Los pioneros del estudio de esta problemática realizan sus observaciones en Extremadura y Montes de Toledo, pues es allí donde las llanuras que se interponen entre las alineaciones montañosas y las plataformas de sus bordes son conocidos por el nombre de «rañas» (GÓMEZ DE LLARENA, 1916). Todos ellos son muy concretos cuando señalan la relación de la Raña con los depósitos de terrazas asociados a los ríos actuales, pues es obvio que el encajamiento comienza a partir de dichas plataformas, ya que éstas «quedan colgadas a gran altura sobre los valles inmediatos» (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949). Antes, GÓMEZ DE LLARENA (1916) y HERNÁNDEZ-PACHECO (1928), que hacen alusión a los enormes desniveles que alcanzan las rañas en relación al «talweg» de los ríos señalan que las plataformas de las mismas se presentan más arriba que las terrazas fluviales (fig. 1).

No suelen ser tan explícitos a la hora de establecer las relaciones morfológicas de las rañas con los depósitos neógenos que las preceden. Sin embargo, es de suponer que cuando GÓMEZ DE LLARENA (1916) indica que las rañas colmatan los antiguos valles pliocenos y dan lugar a zonas llanas que presentan la actual topografía de plataformas, y cuando HERNÁNDEZ-PACHECO (1932) cita llanuras aluviales testigos del estado final de evolu-

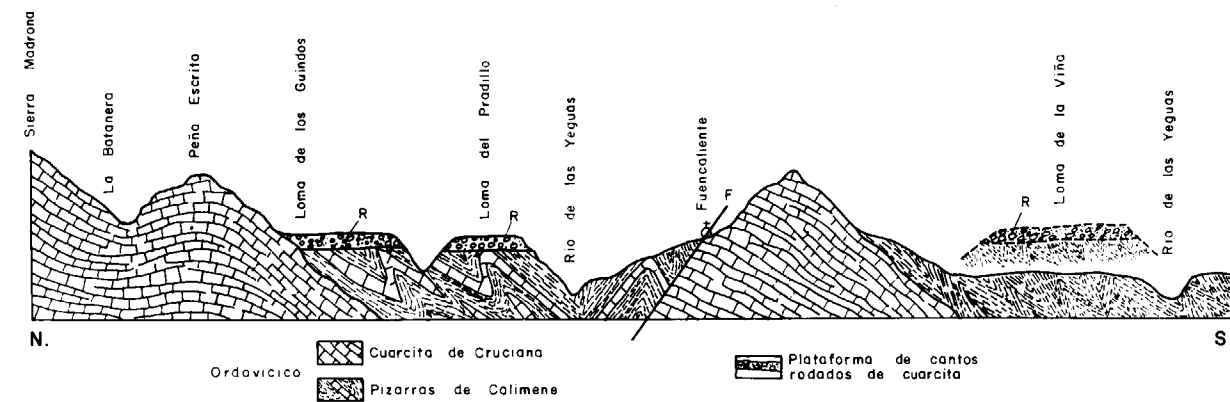


Figura 1.—Perfil geológico en los alrededores de Fuencaiente (Ciudad Real) con la localización de las plataformas de las rañas según F. HERNÁNDEZ PACHECO (1932).

ción plioceno y no de un comienzo de encajamiento, no están sino ubicando morfológicamente la Raña a techo de la planicie general sobre la que se levantan los Montes. Las extensas plataformas en la base de los relieves que rodean a las cuencas terciarias y se introducen en el paisaje montañoso constituyendo planicies y/o altos valles de fondo plano a los que se refiere el último de los autores citados, puede interpretarse como la construcción final del piedemonte general.

VIDAL BOX (1944), que habla de «mesetas y planicies de fanglomerados», indica que la nivelación de la Raña se corresponde con la muy generalizada superficie de erosión del plioceno antiguo. No obstante, el problema queda planteado desde el momento que señala que «otros niveles de Raña que puedan existir a mayores altitudes deben admitirse sin dificultad como de edad más antigua», pues está considerando que existen otras superficies más elevadas. El hecho de que añada «que por su mayor antigüedad estén destruidas o sean poco caracterizables» parece significar que pretende devolver el carácter exclusivo de raña a las dilatadas plataformas donde se define el término. Estas afirmaciones son a tener en cuenta, ya que se admite que en cierto modo la Raña no es un proceso morfológico único.

Según HERNÁNDEZ-PACHECO (1949), que es el autor más preciso, las extensas llanuras de erosión extremeñas están cubiertas por rañas. Imagina un

emplazamiento brusco, ya que «cubren sin transición al arrasamiento del país paleozoico que queda hoy situado sobre un llano inferior». Otra observación importante es que las rañas cubren las zonas de articulación entre la sierra y el llano; y estas zonas no son consecuencia de un contacto anormal o por falla sino que es el paso natural entre dichos dominios. Siempre se refiere a una única superficie de aluvionamiento, es decir, a una generalizada superficie estructural, sin mencionar algún otro relicto de superficie precedente tal y como hace el autor anterior. En este sentido se entiende cuando señala que «los derrubios que dieron origen a masas muy importantes de sedimentos habrían contribuido a embotar el relieve de las zonas bajas de los valles allí donde salen a la llanura». No parece dispuesto a admitir, como VIDAL BOX, la existencia de vestigio alguno de otras superficies residuales anteriores, ya que después de vaticinar el asombro que causará la extensión ocupada por tales formaciones cuando estén cartografiadas en el conjunto de la Meseta, tajantemente afirma que quedan situados a altitudes que no varían mucho pero que «siempre forman los rellanos más altos de las comarcas en que se localizan». Para ratificar aún más esta precisión morfológica, matiza el significado de las plataformas intermedias entre los depósitos clásicos de la Raña y las acumulaciones de aluviones del valle del Guadiana, a las que llama «rañas regeneradas» y que constituyen así el «terreno rañizo».

PROBLEMAS DERIVADOS POR LA GENERALIZACIÓN DEL TERMINO A OTROS LUGARES DEL MACIZO HESPERICO

Resulta curioso que en su trabajo sobre la cuenca del Sil, VIDAL BOX (1941) no se refiere ni una sola vez a la raña a pesar de hablar repetidas veces de el «páramo mioceno» y de la «superficie postmiocena de Astorga» y su tránsito a dicho páramo. Sin embargo, es explicable dado que su reconocimiento es difícil como consecuencia de las analogías existentes entre varios de los depósitos existentes en su región. Según BIROT y SOLÉ (1954) los glaciares superiores están estratigráficamente mal definidos, pues no se distinguen claramente de los depósitos miocenos subyacentes (fig. 2). Reconocen la individualidad de ese depósito en la conservación de la superficie superior de un glacis aluvial tipo raña pero con material mejor rodado.

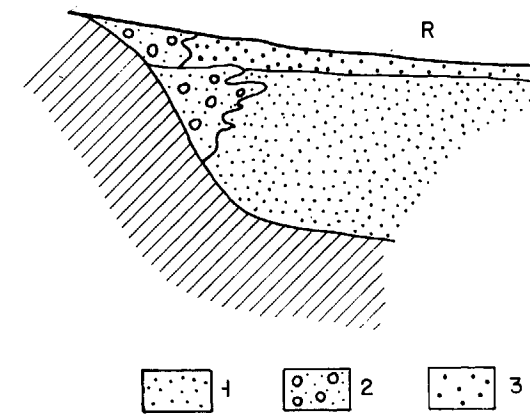


Figura 2.—Esquema litostratigráfico de la cuenca de Monforte según BIROT y SOLÉ (1954).

1. Formación arcósica fina.
2. Formación de Bóveda.
3. Canturreal «tipo raña».

La dificultad que se presenta es tal que se hacen la siguiente pregunta: ¿el episodio de las rañas corresponde a la culminación de la serie de Las Médulas o a la alta terraza constituida igualmente por gruesos cantos de cuarcita bastante mal rodados?

En el mismo trabajo de BIROT y SOLÉ (1954) todos los glaciares superiores tipo raña que presentan materiales análogos a los de las terrazas son reconocibles en los páramos de León, en el reverso oriental de los Montes Aquilianos, en la fosa de Ponferrada y en las Cuencas de Sarriá y de Monforte de Lemos. En esos dos últimos lugares constituyen una superficie de aluvionamiento perfectamente plana que cubre grandes extensiones coronando materiales miocenos (fig. 3).

En el borde palentino de la Cordillera Cantábrica MABESONE (1961) describe un amplio «pediment postpontense» encima del terciario y de las calizas cretácicas. Sobre ese arrasamiento sitúa a las rañas, a partir de las cuales construye la evolución cuaternaria. Todas las columnas estratigráficas del terciario, a excepción de la más marginal de ellas, donde representa Oligoceno y Mioceno Inferior, están coronadas por los depósitos de la Raña.

Según RIBEIRO (1949) los canturreales tipo raña de Portugal se emplazan después de la transgresión pliocena y antes que las terrazas cuaternarias; por eso, en opinión de BIROT (1946) la construcción de la superficie de la Meseta no finaliza hasta el Plioceno. Esta afirmación podría implicar que considera a las rañas la última etapa de su elaboración (fig. 4).

Sobre áreas de cobertera terciaria, Cuenca de Lousa, Beira Baja o el Alentejo, el propio BIROT (1949) constata la superposición a las series arcó-

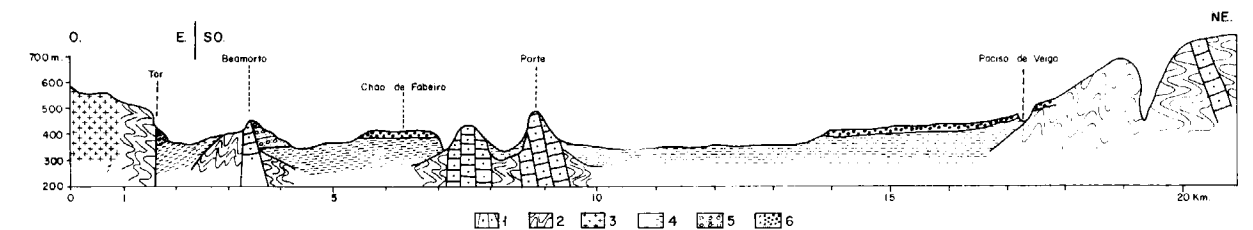


Figura 3.—Corte de la Cuenca de Monforte según BIROT y SOLÉ (1954). 1. Cuarcitas. 2. Esquistos. 3. Granitos. 4. Arcosas y arcillas. 5. Formación Bóveda. 6. Rañas.

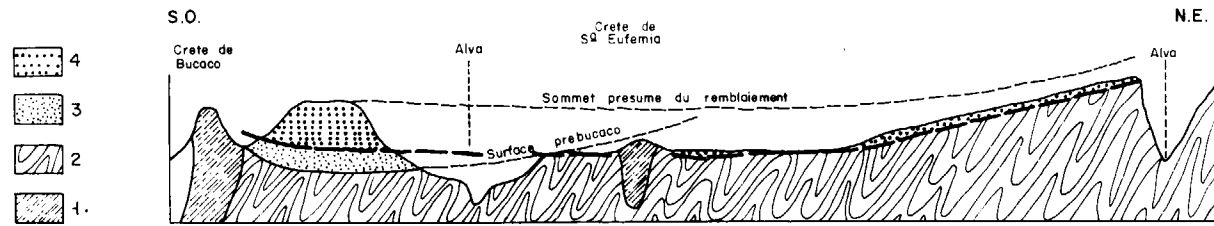


Figura 4.—Corte esquemático del sector oriental de la fosa del Mondego según BIROT (1949).

1. Cuarzita silúrica.
2. Esquistos antiguos.
3. Arenisca de Bucaco.
4. Canturreal «plioceno».

sicas de formaciones típicas de rañas. Sin embargo, en los trabajos realizados esos años en Portugal, el concepto raña no está muy perfilado. Una idea del confucionismo existente está en la referencia de RIBEIRO (1949) a «la raña granítica que fosiliza el escarpe de falla marginal en Guadarrama». No obstante, se incide en el carácter culminante de la raña. Como ejemplo valgan las citas del propio RIBEIRO (1949): «Mas na parte superior dos sedimentos das bacías de Seia e de Lago no vale do Cavado (villafranquianos?) sem duvida anteriores do Quaternario...»; y FEIO (1951), en su trabajo sobre la Sierra de Portel: «Por cima ocorrem arkosas bastante grosseiras; finalmente, nas «Mesas», depósito de raña culminan por una superficie de enchimento, abaixo da qual está embutida a serie de terraços quaternarios do Guadiana».

CONTINUACION DE LAS VIEJAS IDEAS MORFOLOGICAS EN MUCHAS DE LAS INVESTIGACIONES MODERNAS

Las aportaciones a la situación morfológica de la raña de algunos trabajos recientes no son más precisas que las realizadas por los autores antiguos. Mientras que DELMAYRE-BRAY (1977) continúa, como sus antecesores, planteándose el reconocimiento de la raña en El Bierzo, en Portugal se la sigue describiendo con bastante ambigüedad. Allí se las suele señalar como formas planas que dominan las entalladuras fluviales rodeando los macizos de montañas o bien como pedestal junto con la plataforma litoral de los grandes sistemas orográficos. También se las ignora, como es el caso de la región de Lousa, donde el paisaje montañoso se construye a partir de las superficies

culminantes terciarias (DAVEAU, 1976) y en relación a esas superficies no se hace ninguna referencia a la raña. Más explícitos son BIROT et al. (1979) al señalar la sucesión estratigráfica del área de Mortagua, que «se termina con un depósito muy grueso cuyas características recuerdan a las rañas», que traducido morfológicamente deberá significar que se sitúan en las altas plataformas (fig. 5). Conclusiones idénticas pueden extraerse de BRUM FERREIRA (1978, 1980), que identifica depósitos tipo raña sobre la superficie de la Meseta en torno a la Sierra de Marofa.

Gran parte de los autores que han vuelto a tratar la problemática de la Raña en Extremadura y Montes de Toledo realizan las mismas precisiones morfológicas que sus antecesores. MUÑOZ (1976) destaca la existencia de una «morfología fluvial al pie de las elevaciones montañosas que cubre la casi totalidad de las llanuras sinclinales del Alto Bullaque, de Alcoba»... señala que fuera de esas zonas montañosas «las rañas constituyen mesas de espectacular planitud que sellan indistintamente los niveles altos, medios y bajos del Terciario». Considera a la Raña como postmiocena y erosiva, por lo que eliminó gran parte del Mioceno de los Montes de Toledo. Como cita que se originó a partir de la «superficie estructural pontiense» fosilizando un nivel erosivo inferior, es de suponer que cualquier resto de dicha superficie fue erosionado.

ESPEJO (1978) señala una «unidad detrítica superior» para referirse a la Raña, mientras que llama «unidad detrítica inferior» a los depósitos neógenos infrayacentes con los que relaciona mediante discordancia. No especifica su posición morfológica aunque sí señala que las rañas se sitúan por

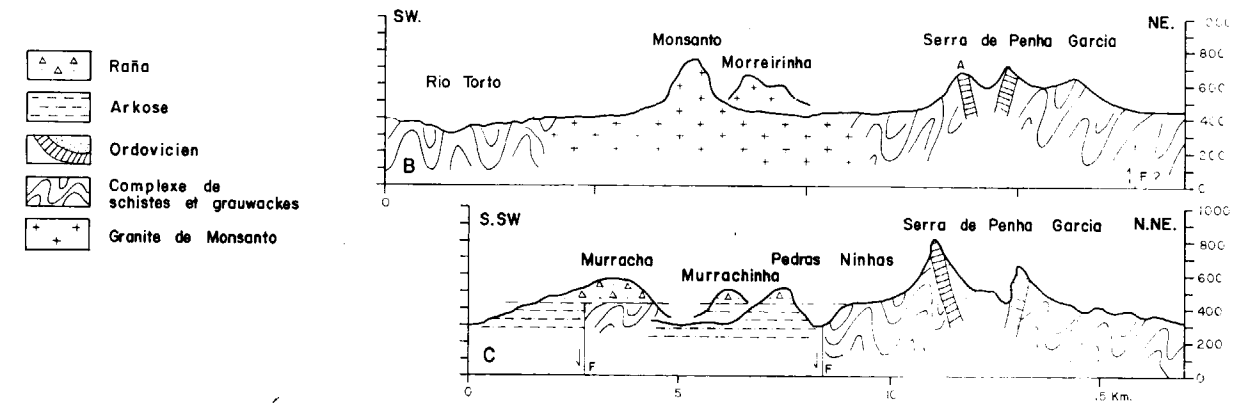


Figura 5.—Cortes a través de la región de Monsanto según BIROT et al. (1979).

encima de los niveles de terraza fluvial y que hacen en muchos casos de divisoria de aguas entre cuencas diferentes.

GÓMEZ AMELIA (1985) tiene pocas posibilidades de relacionar la Raña con otros depósitos terciarios, ya que ellas son prácticamente el único sedimento reciente que se encuentra sobre la penillanura cacereña. Sin embargo, es de resaltar el que señale que «tan sólo la línea de cumbres cuarcíticas sobresalía escasamente en algunos puntos de la superficie superior de las rañas», lo que supone que deben ser plataformas culminantes.

La Raña que debió ocupar la casi totalidad de las Omañas (León) domina todas las elevaciones apoyándose en discordancia erosiva e indistintamente sobre el Paleozoico, el Paleógeno y el Neógeno. PÉREZ GARCÍA (1977), que es quien hace esas afirmaciones es rotundo al señalar que «la Raña constituye el nivel horizontal más alto en la zona de piedemonte lo que la hace inconfundible». Esta es, junto, con la de HERNÁNDEZ-PACHECO (1949), la definición morfológica más precisa realizada hasta esas fechas. Además puntualiza que, «hay que tener cuidado con no confundir la Raña con las terrazas cuaternarias, ya que sobre todo en partes distales el aspecto es idéntico», y que los únicos criterios válidos para su identificación son «su enraizamiento en la zona montañosa por medio de un glacis de erosión» y precisamente su carácter de superficie culminante.

De todas formas lo más frecuente es que las investigaciones más recientes perfilen con mucha mayor precisión la ubicación morfológica de la Raña intentando además darles un sentido mor-

fodinámico concreto. Esta circunstancia conlleva actualmente a un cierto confucionismo, debido a que obviamente las posiciones adoptadas no son coincidentes. No obstante, todas las interpretaciones se pueden resumir según dos líneas fundamentales que son las que se describen a continuación.

LA RAÑA, ELEMENTO PRINCIPAL DEL PAISAJE DE COLMATACION

En el borde meridional de la Cordillera Cantábrica todas las rocas blandas han sido arrasadas y aplanadas durante el emplazamiento de las rañas. BERTRAND (1971) que observa que esa superficie, profundamente enraizada en el interior de la masa montañosa, trunca indistintamente los conglomerados de piedemonte, los pliegues de cobertura cretácica y ciertos afloramientos blandos del zócalo, se cuestiona si hay en este conjunto continuidad topográfica entre esos vaciados intramontañosos y los páramos castellanos. Este sugerente planteamiento del autor citado es en cierto modo ratificado en investigaciones más modernas realizadas en otros puntos del Macizo Hespérico.

RAYNAL (1979) es de la opinión de que la superficie finiterciaria en el Alentejo portugués presenta unas formaciones superficiales correlativas que por su naturaleza y facies identifica como rañas. Se trata, según los casos, de rañas truncadas, superficialmente removidas o bien de un depósito pelicular coluvio-aluvial con matriz arcillosa de color ocre-amarillento, que lleva intercalaciones de cantos de cuarzo y cuarcita. Los altos replanos se presentan de igual modo como un equivalente a

la superficie con rañas y corazas que se extiende sobre la vertiente meridional de la Cordillera Central portuguesa, pero en este último caso la continuidad topográfica del aplanamiento finiterciario no ha sido notablemente perturbado por la tectónica ulterior. Este autor, que termina señalando que estos niveles culminantes dominan los valles de la Cuenca de Lousa, indica claramente una correlación entre las rañas y la superficie finineógena del centro, S y SO de Portugal. En un gráfico que adjunta en su publicación las acumulaciones de canturrales que llama «primera generación de rañas» corresponden a las altas superficies de aplanamiento del paisaje.

Definitivamente, HERAIL (1976, 1979), en el Bierzo, indica explícitamente que las altas superficies, testigos de las últimas fases de edificación del piedemonte, representan el episodio de la raña y que las terrazas se sitúan encajadas en esa alta superficie aluvial que es la que determina los puntos culminantes del valle. Con posterioridad, este mismo autor probablemente consciente de la polémica que suscita la utilización del término raña en su interpretación, lo evita. A los altos testigos del aplanamiento asociado al último período de relleno de El Bierzo y de la construcción del piedemonte del Teleno en León, llama ahora «conglomerats de plateau» (1984) (fig. 6). Todo este paisaje que sella un relleno aluvial y se prolonga por los pediments que muerden los relieves circundantes se caracteriza por una topografía poco diferenciada

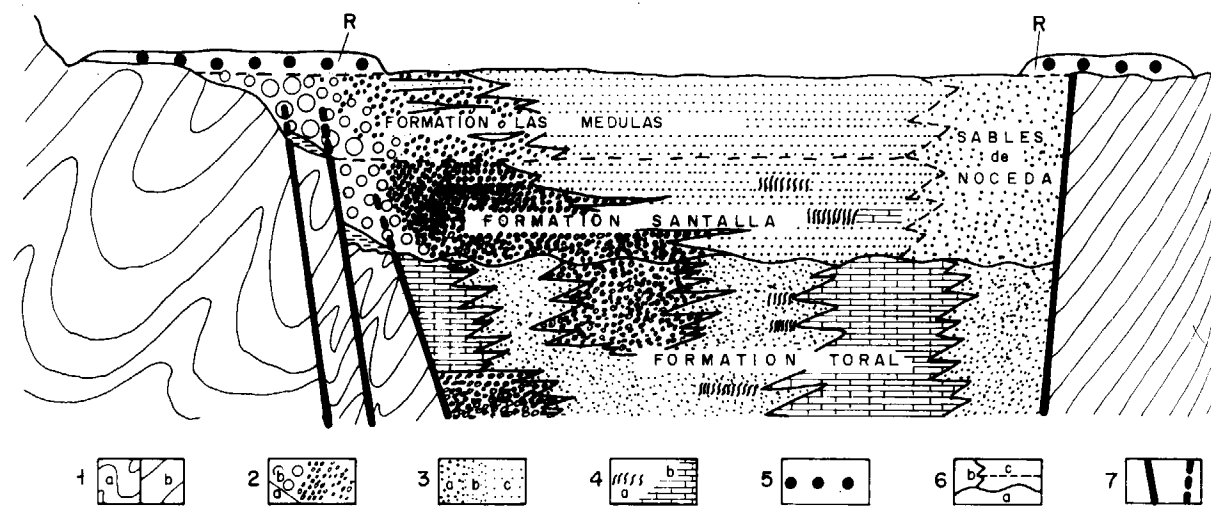


Figura 6.—Esquema litostratigráfico del relleno sedimentario del Bierzo según HERAIL (1984) en la que la Raña ocupa una posición culminante. (R).

de conos muy planos separados por valles anchos y poco profundos. HERAIL correlaciona morfológicamente a la raña con un paisaje fin de colmatación. Las ideas de VERNOLLE (1985) relativas a las Cuencas de Monforte y Sarriá en Galicia está en la misma línea anterior tanto en la interpretación de las mismas, como en que evita totalmente cualquier referencia a la Raña. La descripción del tercer conjunto sedimentario que sella el relleno de las cubetas y aflora en la periferia de las mismas, es idéntica a la que HERAIL realiza en los «conglomerats de plateau» de El Bierzo. Resulta curioso que las rañas de otros autores (BIROT y SOLÉ, 1954; DE GROOT, 1974) en esos mismos lugares son interpretadas por VERNOLLE como altas terrazas cuaternarias (fig. 7).

Recientemente, las conclusiones del autor de este artículo en el Macizo Hespérico zamorano, son semejantes (MARTÍN-SERRANO, 1986). En dicho trabajo se ha señalado como raña al techo del relleno neógeno que aflora en los bordes occidentales de la Cuenca del Duero, donde constituye su etapa terminal. Es el último eslabón de la cadena de abanicos aluviales neógenos que construyen ese borde sedimentario, pues no existen criterios estratigráficos suficientes para su individualización. Tan sólo en que el último de ellos, el superior, se diferencia porque posee expresión morfológica. Allí no es posible la separación del paisaje finineógeno y la raña como en otros lugares, puesto que ella es una parte de ese paisaje. Tampoco se

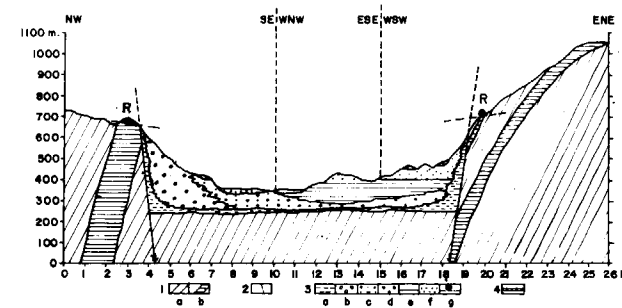
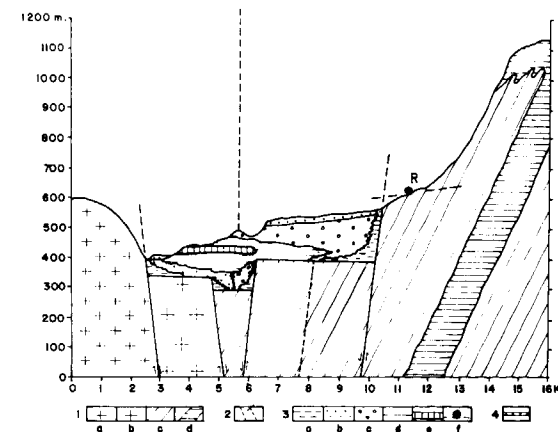


Figura 7.—Esquema litostratigráfico del relleno de las Cuencas de Sarriá (A) y Monforte (cubeta de Bóveda) (B) según VERNOLLE (1985).

- A) 1. Zócalo: a y b. Granitos; c y d. Esquistos y cuarcitas.—2. Fallas.—3. Depósitos terciarios: a. Brecha; b. Arcosa; c. Depósitos interconos; d. Arcilla; e. Carbonatos; f. Conglomerados culminantes.—4. Manto aluvial cuaternario.
- B) 1. Zócalo: esquistos y cuarcitas.—2. Fallas.—3. Depósitos terciarios: a. Brechas; b. Conglomerados; c. Arenas; d. Depósitos interconos; e. Arcillas; f. Arcosa; g. Conglomerados culminantes.—4. Manto aluvial cuaternario.

por grandes extensiones planas como «el páramo», «las rampas» y «las rañas». Estas últimas son definidas por el autor anterior en la zona septentrional de dicha cuenca, concretamente en Mesones, donde reposa erosionando ligeramente la formación de bloques de la región de Madrid. Aunque no se refiere específicamente al carácter de su posición morfológica relativa, señala que no obstante existen «otras acumulaciones groseras, con matriz rubefactada y suelos lavados, más antiguos o más recientes» que el nivel por él estudiado. Es en cierto modo no admitir el carácter exclusivo de la plataforma de Mesones.

Recientemente (PÉREZ-GONZÁLEZ y GALLARDO, 1987; GALLARDO et al., 1987), se señala que la Raña en esos lugares no forma un único plano sino varios niveles. Esta extensa superficie de arrasamiento escalonada que soporta depósitos detríticos de origen fluvial, se diferencia mediante criterios geomorfológicos de las Superficies Divisorias y de las altas terrazas. La Raña se encaja en una alta plataforma más antigua (fig. 8), la «Superficie de la Mierla», que es posiblemente una superficie de sustitución del sedi plano de colmatación de la Cuenca de Madrid que corta el techo de la secuencia neógena constituida por un nivel fluvial de carácter conglomerático (PÉREZ-GONZÁLEZ y GALLARDO, 1987). En todos estos trabajos se definen con precisión las altas terrazas, la Raña en varios niveles, y el último episodio neógeno cuya superficie estructural se interpreta retocada erosivamente.

En el borde sur de la Fosa del Tajo, PÉREZ GONZÁLEZ (1979) considera a la Raña como un elemento más de la plataforma externa de los Montes de Toledo o Meseta Toledana, y que, según se deduce, en ningún caso adquiere carácter culminante, ya que se encaja en un piedemonte superior.

puede pretender que la raña constituye un episodio independiente a caballo entre el relleno de las cuencas meseteñas y la gliptogénesis cuaternaria.

INDEPENDENCIA DE LA RAÑA RESPECTO AL NEOGENO MESETEÑO. LA PERDIDA DE SU CARACTER CULMINANTE

Según VAUDOUR (1977), al finalizar el Mioceno el paisaje de la Cuenca del Tajo estuvo dominado

Para el mismo autor (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1981) una de las mayones incógnitas planteadas en las cuencas terciarias del interior de la Meseta es el significado del límite Plio-pleistoceno y señala que, aunque ALFÉREZ (1979) sitúa este paso entre las altas terrazas de los valles principales, la mayoría de los autores considera que el límite podría coincidir con la Raña. Por su parte, diferencia claramente el final de la colmatación en La Mancha, coincidente con la «costra laminar multiacintada» que data de hace 2.5 m.a., del episodio de la Raña, al que estima una antigüedad de unos 2 m.a. Esta-

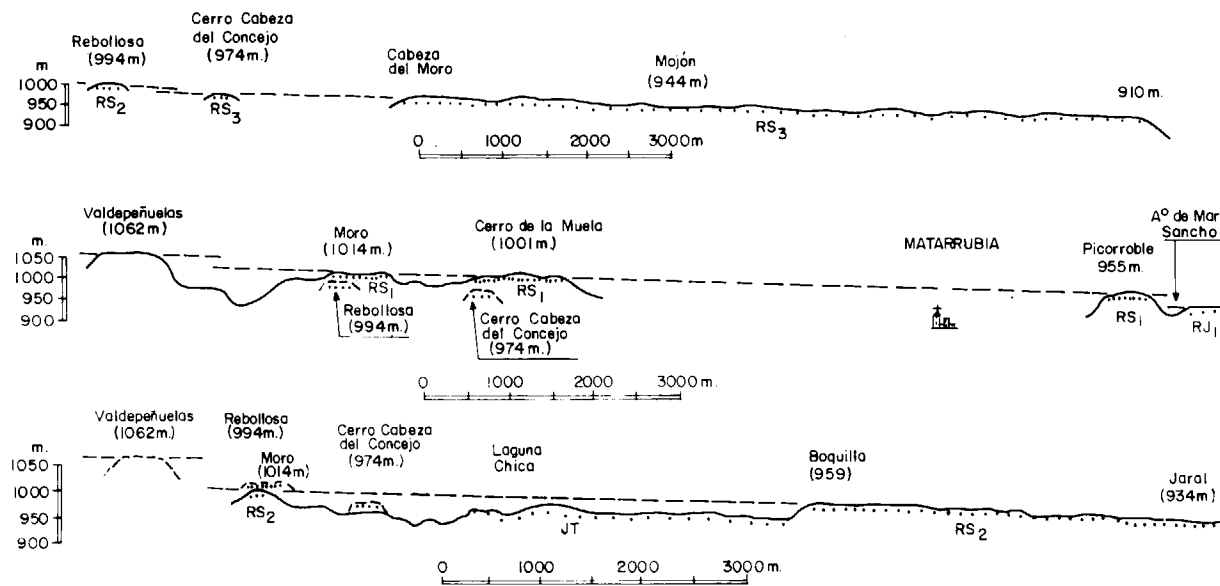


Figura 8.—Relaciones geomorfológicas entre las diferentes plataformas aluviales de la Raña al S de la Somosierra y Sierra de Ayllón según PÉREZ-GONZÁLEZ y GALLARDO (1987).

blece, pues, una neta *separación* entre tres hechos fundamentales: *paso Plio-pleistoceno, colmatación de las cuencas y episodio de la Raña.*

También en el borde septentrional de los Montes de Toledo, MOLINA (1980) separa la superficie de la Raña de otras que denomina «rampas pliocenas» y en las que se encaja suavemente (fig. 9). En esas rampas que fosilizan un zócalo alterado y afectado por carbonataciones secundarias, encuentra restos de caliza que interpreta como de «facies páramo», por lo que supone que dicha facies ocupó gran extensión sobre el zócalo cristalino de Toledo.

Algo más al S, REDONDO y MOLINA (1980) también separan las plataformas de la Raña de los restos de otra superficie antigua con depósitos similares a ella, y localizada en la cabecera del río Bullaque y las inmediaciones de Porzuna. Suponen, por tanto, que se trataría de una superficie extendida a ambos lados de los Montes de Toledo e inclinada hacia los actuales cursos del Tajo y del Guadiana, y la atribuyen al Plioceno, ya que la sitúan entre el Páramo y la Raña. Utilizan morfológicamente por vez primera la denominación

pre-Raña, tan generalizada en otros trabajos (*). Obviamente, la Raña se encajaría en ella.

Las investigaciones realizadas en la fosa de Ciudad Rodrigo describen un piedemonte complejo en el que señalan dos sistemas de rañas diferenciadas en su zona distal y convergentes en su cabecera (GALLARDO y MOLINA, 1982; MOLINA et al., 1982; CANTANO y MOLINA, 1987). Se define una superficie más alta con canturral y otros replanos más bajos relacionados con la red fluvial (fig. 10). El arrasamiento más antiguo que se elabora tanto sobre las pizarras del basamento como sobre los conglomerados miocenos, es denominado también «superficie pre-raña» (JORDA, 1983). Dicho aplanamiento, que parece representar el techo del piedemonte y suele estar cubierto por rañas, es atribuida por MOLINA et al. (1982) al Plioceno. Aunque se señala que la raña I erosiona y cubre el arrasamiento superior, pocas veces hay referencias a encajamientos, por lo que es de suponer que esa relación haya que entenderla más como una superposición. Quizás desde esta perspectiva se comprende mejor la afirmación de JORDA (1983) de

(*) El término pre-Raña es utilizado por el propio MOLINA (1975), pero con un sentido diferente, ya que es para señalar la superficie fosilizada por la Raña.

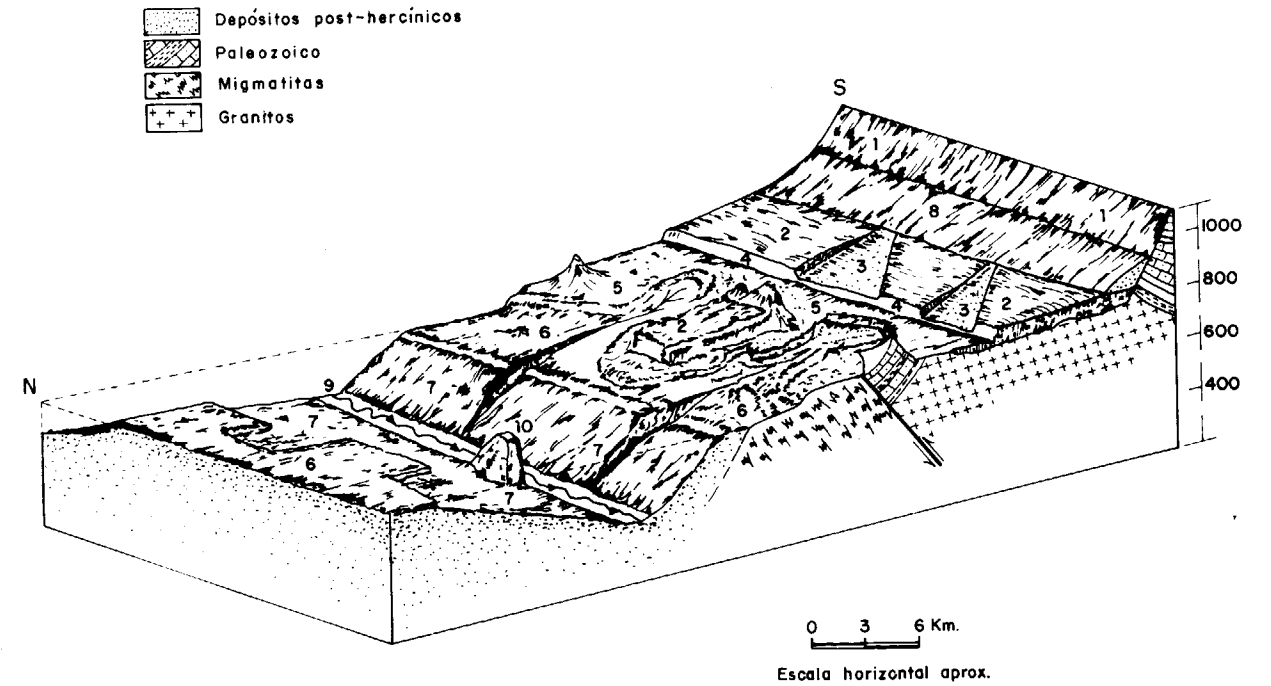


Figura 9.—Esquema morfológico del Macizo Cristalino de Toledo según MOLINA (1980).

- | | |
|--|--------------------------------|
| 1. Frente N de los Montes de Toledo. | 6. Superficie de Bargas-Olías. |
| 2. Restos de Rampas pliocenas. | 7. Terrazas. |
| 3. Formaciones de Raña. | 8. Glacis cuaternarios. |
| 4. Rotura morfológica de las rampas pliocenas. | 9. Llanura aluvial. |
| 5. Area de bolos graníticos. | 10. Toledo. |

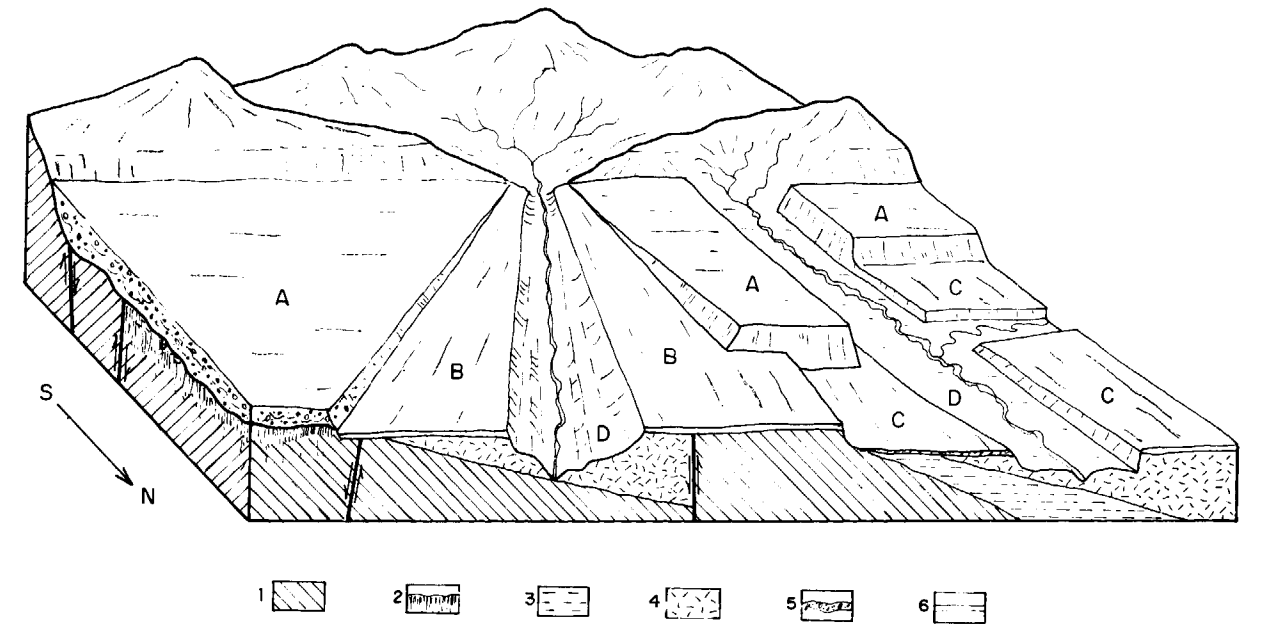


Figura 10.—Bloque diagrama de los procesos geológicos y geomorfológicos del borde S de la fosa de Ciudad Rodrigo según CANTANO y MOLINA (1987).

- | | |
|-----------------------------|-----------------------------|
| 1. Zócalo. | 6. Rañas: |
| 2. Alteración relict. | A. Superficie pliocena. |
| 3. Serie de Ciudad Rodrigo. | B. Superficie Raña I. |
| 4. Arcosas superiores. | C. Superficie Raña II. |
| 5. Conglomerados neógenos. | D. Terrazas y Valle actual. |

que con la raña I finaliza el ciclo post-arcósico de GARZÓN et al. (1982) y comienza el ciclo que conducirá al establecimiento del sistema fluvial actual. Por el contrario, la Raña II que se orienta hacia el drenaje actual es considerada el primer depósito relacionado con el encajamiento.

En el piedemonte del ángulo NO de la cuenca del Duero, VARGAS et al. (1981, 1982) diferencian con claridad dos superficies culminantes fundamentales, cada una de ellas con sus depósitos asociados. La superior y más antigua atribuida al Plioceno, es denominada «superficie pre-raña». Enlaza con las vertientes serranas, donde se constituye una superficie erosiva. Se señala, además, que el glacis se labra también sobre los depósitos terciarios, donde conservan restos de una cobertera muy delgada, arenosa y con cantos cuarcíticos rubefactados. Es, pues, de suponer que tiene un carácter erosivo general. La otra plataforma de pendiente más suave, que se encaja en la superficie anterior y erosiona claramente al Mioceno, es considerada como una raña, y por tanto

atribuida al Pliocuaternario. Para los autores anteriores el predominio morfológico de la raña sobre el terciario de la Depresión en la que se encaja la red fluvial, tiene uno de sus ejemplos más destacados la alta plataforma de Cubo de Benavente. Por el contrario, esta plataforma es considerada por otros autores (HERAIL, 1979; MARTÍN-SERRANO, 1986) como la alta terraza del Eria, ya que identifican con la raña otras altas plataformas marginales más elevadas («pre-raña» para otros).

La Raña recubre erosivamente los depósitos miocenos del borde palentino de la Cuenca del Duero (figura 11), según un abanico muy plano en el que se encaja la red fluvial (OLIVÉ et al. (1982). Sin embargo, anteriormente, COLMENERO et al. (1978), describían allí dos planos de Raña con un desnivel que desaparece hacia el centro de la depresión, aunque también admiten que podría tratarse de la terraza más antigua del río Carrión. Asimismo separan cartográficamente las rañas de restos de otras superficies miocenas de carácter estructural, que atribuyen al Vallesiense.

En los alrededores de Atapuerca (Burgos), ZAZO et al. (1983) consideran como Raña s.str. la plataforma superior de la ribera meridional del río Arlanzón, mientras que al N diferencian varios niveles. El más alto (S_1) se interpreta correlacionable con la superficie estructural desarrollada sobre la «facies Páramo», y los otros tres (S_2 , S_3 y S_4), sucesivamente escalonados y separados netamente de las terrazas, comparables a la raña, pues todos ellos, S_1 incluida, se caracterizan por la presencia de una cobertera tipo raña.

En el ángulo SE de esta misma cuenca, MOLINA y ARMENTEROS (1986) señalan la existencia de dos sistemas de abanicos aluviales procedentes de los relieves meridionales: uno superior de gran desarrollo, y encajado en él, otro más pequeño. Ambos son correlacionados con sendas superficies erosivas detectadas en el Páramo, a las que atribuyen edades pliocena y plio-pleistocena. El segundo nivel de esos abanicos se señala que es correlacionable con la Raña de otras zonas peninsulares.

y generalizada plataforma claramente diferenciada de planos inmediatamente próximos cuya conexión con los cauces fluviales aún es dudosa. De esa necesidad surge el término «terrenos rañizos» o «rañas regeneradas» (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949).

La proliferación de secuencias sucesivas de plataformas con características análogas y en tránsito gradual desde el techo de la sedimentación neógena a las terrazas de los cursos fluviales plantea graves problemas de identificación a los investigadores que intentan el reconocimiento de la Raña fuera del ámbito de los Montes de Toledo o Extremadura, donde fue definida. Esta y otras circunstancias, entre ellas el gran avance cartográfico de los últimos años como consecuencia del proyecto MAGNA, dan lugar a las actuales controversias entorno a la Raña, que no son sino consecuencia directa del avance experimentado en su conocimiento científico, porque los lugares de observación son diferentes y los planteamientos distintos. Sin embargo, el enfoque del problema se ha planteado tan sólo desde perspectivas basadas más en puntos de vista científicos que derivados de circunstancias geográficas, aunque bien es verdad que en principio las zonas elegidas por unos y otros se inscriben en áreas diferentes de la Meseta y ajenas también a donde inicialmente las estudiaron los autores antiguos. La demostración de que en su raíz estas divergencias son de criterio está en que existen recientes coincidencias geográficas y, sin embargo, se llegan a conclusiones diferentes.

Uno de los planteamientos utilizados tiene en el carácter morfológico de *plataforma culminante* señalado por la mayoría de las investigaciones antiguas, su punto de referencia y correlación fundamental, ya que el resto de sus rasgos litoestratigráficos, edáficos y geoquímicos, aunque importantes, no son definitivos. Este enfoque conlleva a la interpretación de la Raña como un episodio sedimentario que culmina el relleno de las cuencas terciarias, un manto aluvial con el que se sella el paisaje neógeno o finineógeno de la Meseta. Por eso, dentro de esta interpretación, cabe inmediatamente preguntarse sobre la continuidad morfológica entre esas altas plataformas marginales de carácter conglomerático y los páramos castellanos, incuestionables testigos de la colmatación de las grandes cuencas castellanas.

La definición morfológica de la Raña de los autores antiguos como plataforma culminante del

CONCLUSION

La situación morfodinámica de la raña suele estar implícita en muchas de las publicaciones antiguas relativas a ella. Aunque no de forma expresa, cada uno de esos autores suele dar una idea sobre la posición morfológica que creen que ocupa en relación con sedimentos inmediatamente próximos. En los trabajos antiguos parece generalizada la opinión de que en Extremadura y Montes de Toledo «las rañas», que es el término utilizado, culminan el piedemonte sobre el que se levantan las sierras. Para ellos, ese carácter culminante no implica correlatividad con las superficies de colmatación finineógenas de las cuencas interiores, llamadas entonces pontienses o finipontienses, ya que consideran que entre unas y otras plataformas media un importante período de erosión que ha borrado por completo la superficie estructural entonces definida. En ninguna ocasión se cita relicto alguno de esos planos culminantes en áreas marginales de las cuencas, que es donde prolifera la raña articulándose perfectamente con las laderas montañosas.

Aunque la utilización del término «rañas», en plural, está prácticamente generalizado en esos viejos trabajos, la mayoría de ellos suelen precisarla geomorfológicamente, concretándola a una única

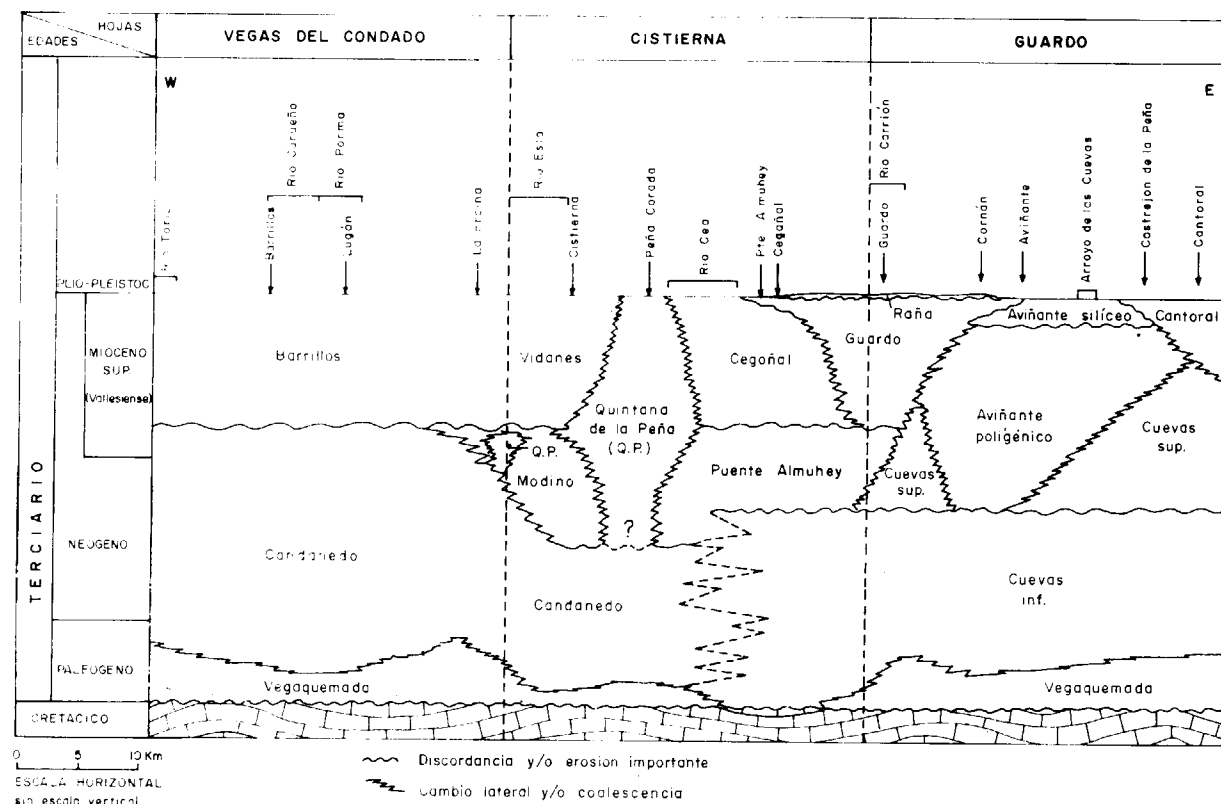


Figura 11.—Relación lateral y temporal entre los diferentes sistemas de abanicos del N de la Cuenca del Duero (COLMENERO et al., 1978).

pedemonte de las sierras del Macizo Hespérico no constituye el principal punto de apoyo en la descripción que hace de la misma otro grupo de investigadores. Por el contrario, se consideran las interpretaciones iniciales en las que se admite a la Raña como consecuencia de un episodio generalizado e independiente de la etapa de colmatación neógena y también del período de encajamiento cuaternario. En consecuencia la raña, frecuentemente escalonado, en varios planos, queda inmersa en la morfodinámica de disección que rebaja la superficie estructural finineógena. Sin embargo, está bien diferenciada de las terrazas fluviales en base a su desconexión con los cursos fluviales actuales. Desde este punto de vista existe una neta separación entre la superficie culminante del piedemonte representada por el nivel de colmatación (más o menos retocada por erosión) que suele ser denominado «pre-raña» y la raña encajada en él.

Para unos la raña es un episodio cronoestratigráfico que se establece después de la colmatación de las cuencas terciarias mientras que para otros está totalmente relacionada con los episodios de relleno y puede representar su culminación, es decir, la raña de unos es la pre-raña de otros.

BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. Trab. sobre Neógeno-Cuaternario, CSIC, 5, 7-29.
- ALFÉREZ, F. (1979): Una aproximación del límite Neógeno-Cuaternario en los depósitos de las terrazas del río Tajo. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. CSIC, 9, 9-16.
- ALIA MEDINA, M. (1976): Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La Bóveda Castellano-Extremeña. Est. Geol., 32, 229-238.
- BERTRAND, G. (1971): Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de León et Palencia (Espagne du nord-ouest). Revue géographique des Pyrénées et du Sud-ouest, 42, 1, 49-70.
- BIROT, P. (1946): Contribution a l'étude morphologique de la région de Guarda. Bull. Stud. Part. Inst. Franc. an Port., 147.
- BIROT, P. (1949): Les surfaces d'érosion du Portugal Central et septentrional. Rapp. com. Cartogr. des surfaces d'aplanissement. Congr. Intern. Geogr. Lisbonne, 9-116.
- BIROT, P.; DAVEAU, S.; FERREIRA, A.; GODARD, A.; GRELOU-ORSINI, C., y RIBEIRO, O. (1979): Compte rendu d'une excursion de geomorphologie dans le Portugal central (mai 1976). Méditerranée, 3, 59-70.
- BIROT, P., y SOLE, L. (1954): Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Iberique. Mem. et Doc. Centr. de Doc. Cartogr. et Geogr., 4, 11-61.
- BRUM FERREIRA, A. (1978): Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfologia. Memorias do Centro de Estudos Geográficos, 4, 1-374.
- BRUM FERREIRA, A. (1980): Surfaces d'aplanissement et tectonique recente dans le Nord de la Beira (Portugal). Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique, 22, 1, 51-62.
- CANTANO, M., y MOLINA, E. (1987): Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo Salamanca. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 82 (1-4), 87-101.
- COLMENERO, JR.; VARGAS, I.; GARCÍA-RAMOS, J. C.; MANJÓN, M.; CRESPO, A., y MATAS, J. (1978): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Memoria de la Hoja núm. 132, Guardo. IGME.
- DAVEAU, S. (1976): Evolution sedimentologique, tectonique et morphologique du bassin de Lousa. Mem. et Not., 82, 95-115.
- DAVEAU, S. (1970): L'évolution geomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problèmes posés par son étude. Recherches françaises sur le Quaternaire. Bull. AFEQ, 50, INQUA, 11-21.
- DE GROOT, R. (1974): Quantitative analysis of pediments and fluvial terraces applied to the Basin of Monforte de Lemos, Galicia, Spain. Public Fysisch. Geografischem Bodem Kundig Laboratorium. Univ. van Amsterdam, 22.
- DELMAYRE-BRAY, M. M. (1977): Les grandes étapes de l'individualisation du bassin du Bierzo (León, Espagne) a partir du Neogene. Méditerranée, 1, 19-34.
- ESPEJO, R. (1978): Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes. Tesis E. T. S. I. A., 1-469.
- FEIO, M. (1951): Notas geomorfológicas. Com. Serv. Geol. Portugal, 32, 181-222.
- GALLARDO, J.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A., y BENAYAS, J. (1987): Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle de Henares-Alto Jarama. Bol. Geol. y Min., 98, 1, 27-39.
- GARZÓN, M. G.; PEDRAZA, J., y UBANELL, A. G. (1982): Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sector de Gredos y Guadarrama). Rev. Real Acad. Cienc. E. F. y Nat., 76, 2, 475-496.
- GÓMEZ AMELIA, D. (1985): La penillanura cacereña. Estudio geomorfológico. Dpto. de Geografía, Fac. Filosofía y Letras. Publ. Univ. de Extremadura, 1-397.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916): Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo. Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geológica, 15, 1-74.
- GALLARDO, J., y MOLINA, E. (1982): Relaciones entre procesos edáficos y superficies morfológicas (vertiente noroeste de la Sierra de Francia). I Reunión de Geología de la Cuenca. Salamanca, 1979. Temas geológico-mineros. IGME, 6, 211-223.
- HERAIL, G. (1976): Geomorphologie des placers auriferes de la moyenne valle du Duerma (Province de Léon, Espagne). These de 3eme cycle Institut de Geographie. Univ. de Toulouse-Le Mirail, 1-193.
- HERAIL, G. (1979): Les faciés d'altération des terrasses alluviales de la moyenne vallée du Duerma (prov. de León): un exemple de l'évolution des nappes alluviales silicienses du nord-ouest de la Vieille Castille. Acta Geol. Hisp. Hom. a L. Sole i Sabaris, 14, 466-473.
- HERAIL, G. (1984): Geomorphologie et géologie de l'or detritique. Piemonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne. C. N. R. S., 1-456.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1912): Itinerario geológico de Toledo a Urda. Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geol., 13, 1-46.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1928): Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geología, 36, 5-149.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932): Síntesis fisiográfica y geológica de España. Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geológica, 38, 1-584.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1949): Las Rañas de las sierras centrales de Extremadura. Comp. Rendu du 26 Congrès International de Geographie. Lisbonne, 87-109.
- HOCQUARD, C. (1975): Etude sedimentologique des formations rouges miocenes du Nord-Ouest de l'Espagne. Application a la prospection des placers auriferes associés. These Univ. Nancy, 1-165.
- JORDA, J. (1983): Evolución morfogenética de la vertiente NO de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad-Rodrigo. Revista provincial de Estudios (Salamanca), 8, 129-168.
- LAUTENSACH, H., y MAYER, E. (1961): Iberische Meseta und Iberische masse. Zeitsch. Geomorph., 5, 3, 161-181.
- MABESONE, J. M. (1961): La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (prov. de Palencia). Estud. Geol., 27, 101-130.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977): Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la raña y tectónica pliocena en la Meseta Central española. Tecniterrae, 20, 8-22.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1986): El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde Hespérico. Tesis Univ. Complutense de Madrid, 1-517.
- MENSCHING, H. (1958): Glacis-Fussflache-Pediment. Zeit für Geomorph., 2, 165-186.
- MOLINA, E. (1975): Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trab. sobre Neog. y Cuat., 3, 1-106.
- MOLINA, E. (1980): Alteración relictas y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo. Studia Geológica, 16, 15-25.
- MOLINA, E., y ARMENTEROS, I. (1986): Los arrasamientos Plioceno y Plio-Pleistoceno en el sector suroriental de la cuenca del Duero. Studia Geológica, 22, 293-307.
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A., y MARTÍNEZ, F. J. (1982): Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). I Reunión sobre geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas geológico-mineros. IGME, 6, 2, 433-448.
- MUÑOZ, J. (1976): Los Montes de Toledo. Instituto de Geografía Juan Sebastián Elcano. CSIC, 1-500.
- MUÑOZ, J., y ASENSIO, I. (1975): Los depósitos de raña en el borde nordoccidental de los Montes de Toledo. Est. Geogr., 36, 779-806.
- OEHME, R. (1935): Die Rañas Eine Spanische Schuttlandschafts Hutschiff. Zeits für Geomorphologie, Bol. IX, H. I, 25-42.
- OEHME, R. (1942): Beitrage zur Morphologie des mittleren Extremadura (Spanien). Sonderabdruck aus den Berichten der Natur forschung Gesellschaft zu Freiburg i. Br. Band 38.
- OLIVE, A.; PORTERO, J. M.; DEL OLMO, P.; ARAGONÉS, E.; CARRERAS, F.; MOLINA, E., y GUTIÉRREZ ELORZA (1982): El sistema de terrazas del río Carrión. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico-Mineros, 2, 451-459.
- PÉREZ GARCÍA, L. C. (1977): Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (provincia de León) y su prospección. Tesis Univ. Oviedo, 1-403.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1979): El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. Trab. Neógeno Cuaternario, CSIC, 9, 23-26.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982): Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. Ed. Univ. Complut. de Madrid, 1-787.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A., y GALLARDO, J. (1987): La Raña al S de la Somosierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. Geogaceta, 2, 29-32.
- PÉREZ-MATEOS, J.; MONTURIOL, F., y BENAYAS, J. (1970): Estudio morfológico y microscópico de los planosuelos sobre la Raña de Guadalajara. Anales Edafología y Agrobiología, 29, 11-12, 865-883.
- PLANS, P. (1970): La tierra de Campos. Inst. de Geogr. Aplic. Patr. «Alonso Herrera». CSIC, 1-289.
- PRADO, C. DE (1864): Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta General de Estadística.
- RAYNAL, R. (1979): Observations sur le Quaternaire continental et morphogenese dans le Sud et dans le Centre de Portugal. Finisterra, 14, 189-217.
- REDONDO, E., y MOLINA, E. (1980): Bosquejo morfológico de la cuenca del río Bullaque. Bol. Geol. y Min., 41-3, 472-480.

- RIBEIRO, O. (1949): *Le Portugal Central (Livre-Guide de l'excursion C)*. 26 Congrès Int. Geogr. Lisboa, 1-180.
- RIBEIRO, O. (1949): *A Cova da Beira. Controversia de geomorfología*. Com. Serv. Geol. Portugal, 30, 23-41.
- RIBEIRO, O., y FEIO, M. (1949): *Les dépôts de type raña au Portugal*. C. R. Congrès Int. Geogr., 2, 152-159.
- SANZ, J. (1977): *El corredor de Béjar*. Inst. de Geografía aplicada, CSIC, 1-195.
- SOLÉ, L. (1952): *Geografía de España y Portugal*. Geografía Física, I. Ed. Montaner y Simón, 1-497.
- SOLÉ, L. (1964): *Las rampas o glaciares de erosión de la Península Ibérica*. Aportación esp. al XX Congr. Geogr. Intern. Inst. Est. Pirenaicos, 13-18.
- SOS BAYNAT, V. (1957): *Observaciones sobre la formación y la edad de las rañas*. Cursos y conferencias del Inst. Lucas Mallada, 4, 33-35.
- VARGAS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; MANJÓN, M.; POL, C.; DÍAZ GARCÍA, F.; FERNÁNDEZ RUIZ, J., y PÉREZ ESTAUN, A. (1981): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Memoria de la Hoja núm. 160, Benavides de Orbigo*, IGME.
- VARGAS, I.; MANJÓN, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; DÍAZ, F., y FERNÁNDEZ, I. (1982): *Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Memoria de la Hoja núm. 231, La Bañeza*. IGME.
- VAUDOUR, J. (1969): *Donnes nouvelles et hypothèses sur le Quaternaire de la region de Madrid*. Mediterranée, 8, 79-92.
- VAUDOUR, J. (1977): *Contribution a l'étude geomorphologique d'une region mediterraneenne semiaride. La region de Madrid: alterations, sols et paleosols*. These. Ed. Ophrys, 1979, 1-389.
- VERNOILLE, C. (1985): *Geometrie du remplissage sedimentaire des bassins de Sarria et de Monforte (Galice, Espagne) et evolution geomorphologique regionale*. Melanges de la Casa de Velázquez, 21, 331-346.
- VIDAL BOX, C. (1941): *Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 39, 121-160.
- VIDAL BOX, C. (1944): *La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Islands*. Las Ciencias, 9, 82-111.
- ZAZO, C.; GOY, J. L., y HOYOS, M. (1983): *Estudio geomorfológico de los alrededores de la sierra de Atapuerca (Burgos)*. Estudios Geol., 39, 179-185.

Recibido: Diciembre de 1987.

Sedimentología y distribución de foraminíferos en medios litorales y de plataforma mixta (Eoceno Medio y Superior, Cuenca del Ebro Oriental)

Por A. TEIXELL (*) y J. SERRA-KIEL (**)

RESUMEN

Se describen los depósitos litorales y de plataforma marina del Eoceno Medio y Superior del área de Igualada, en el margen oriental de la Cuenca del Ebro. Estos materiales, en los que se incluye la parte superior del Grupo Pontils y el Grupo Santa María, constituyen un ciclo transgresivo-regresivo que representa un área interdeltaica mixta terrígeno-carbonática, en la que se desarrolló una fauna marina muy abundante y diversificada.

Los niveles inferiores corresponden a facies de *lagoon* siliciclástico, con equivalentes laterales lacustres y palustres. El conjunto contiene una fauna pobre e indicadora de salinidad anormal. A estos niveles les siguen depósitos de *washover fan* superpuestos, progradantes sobre el *lagoon* en la zona de *backbarrier*. Sobre ellos se disponen, de forma abrupta, las facies de plataforma del Grupo Santa María, faltando en general las facies de playa debido a la erosión ligada a la transgresión, que originó una discontinuidad intrasecuencial. En la parte interna de la plataforma se localizaban barras arenosas y bioclásticas sublitorales, bancos mono-específicos de *Nummulites* de crecimiento *in situ*, y parches arrecifales. En estas facies existen abundantes foraminíferos aporcelanados, rotalidos y aglutinados (en los términos más cercanos a la costa), además de hialinos adaptados a fondos energéticos y microbentónicos en general. Las facies de plataforma media y externa, predominantemente fangosas, están caracterizadas por discociclinidos, operculinidos y planctónicos.

La fracción terrígena de los sedimentos considerados fue suministrada por las áreas de desembocadura adyacentes, mientras que la carbonática tiene origen interno y está ligada a la producción orgánica.

ABSTRACT

Littoral and shelf deposits of middle and upper Eocene age in the Igualada area (western margin of the Ebro Basin) are described. The studied materials include the upper part of the Pontils Group and the entire Santa María Group, and constitute a transgressive-regressive cycle which represents an interdeltaic area dominated by mixed terrigenous and carbonate sedimentation. A very abundant and diversified marine fauna developed in this area.

The lower part of the studied sequence corresponds to siliciclastic lagoon facies, with lateral lacustrine and palustrine equivalents. These materials contain an impoverished fauna representative of abnormal salinities. They are overlain by washover fan deposits, prograding into the lagoon in the backbarrier zone. Platform facies of the Santa María Group abruptly overlie the backbarrier facies, and beach deposits are generally not present. This absence is a result of erosion during marine transgression, creating an intrasequential discontinuity. In the inner part of the platform there were sublittoral bars, composed of sandy and bioclastic material, patch reefs, and unworked banks of *Nummulites*. This facies association is characterized by Rotalids, Miliolina and Textulariina foraminifera (especially in the shallower areas closer to the coast), and Rotaliina and small benthics in general. The middle and outer platform facies, which are dominantly muddy, are characterized by discociclinids, operculinids and planktonics. The terrigenous fraction of the sediments was supplied by nearby rivers debouching into the sea, whereas the carbonates originated *in-situ* on the platform, as a result of organic productivity.

INTRODUCCION

El trabajo presente documenta, en el Eoceno Medio y Superior del borde oriental de la Cuenca del Ebro (área de Igualada), una plataforma ma-

rina de tipo mixto ubicada en un área interdeltaica, en la que coexistió la sedimentación terrígena (predominantemente fangosa) con la sedimentación carbonática (de origen orgánico). Se dedica especial atención al contenido faunístico (principalmente foraminíferos) de las facies, como componentes de la fracción carbonática y como indicadores de los diferentes subambientes sedimen-

(*) IGME. Mayor, 20. 22700 Jaca (Huesca).

(**) Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona.

tarios reconocidos. Los materiales estudiados proporcionan un modelo de plataforma mixta, en la que han sido caracterizados, además de depósitos litorales, depósitos de su parte interna con barras sublitorales, bancos y parches arrecifales, y de su parte externa, dentro de la zona fótica, con sedimentación casi exclusivamente margosa.

MARCO GEOLOGICO Y CONTEXTO ESTRATIGRAFICO

Este trabajo concierne a los materiales marinos y transicionales del Eoceno-Medio-Superior que afloran en la parte central del margen oriental de la Cuenca del Ebro. Esta constituye durante el Paleógeno la cuenca de antepaís meridional de la Cordillera Pirenaica, estando su evolución sedimentaria ligada al desarrollo del sistema de cabalgamientos surpirenaicos (PUIGDEFÁBREGAS et al., 1986).

El borde oriental de la Cuenca del Ebro está constituido por la Cadena Costera Catalana, la cual está integrada por un zócalo hercínico y una cobertera mesozoica y terciaria deformada durante el ciclo Alpino. La estructura básica de la Cadena Costera Catalana consiste en un sistema de grandes fallas de zócalo, orientadas aproximadamente NE-SO, en disposición escalonada (fig. 1 b). Durante la compresión paleógena, estas fallas tuvieron un movimiento direccional sinistro-inverso de carácter transpresivo (GUIMERA, 1984; ANADÓN et al., 1985). Asociadas a estas deformaciones se formaron pequeñas escamas cabalgantes vergentes hacia la Cuenca del Ebro, que involucran al zócalo hercínico, y pliegues o flexiones localizados en la cobertera mesozoica y terciaria; contemporáneamente se emplazaron olistostromas en el borde de la cuenca (ANADÓN, 1978). Por tanto, en la zona de estudio, el margen de la Cuenca del Ebro fue activo, aunque la actividad tectónica tuvo menor importancia relativa que en el margen pirenaico. En conjunto corresponde a un área donde se depositaron sedimentos marinos poco profundos y continentales, cuya evolución está relacionada con la de la actividad tectónica en el margen de la cuenca.

El área de Igualada en concreto corresponde durante el Eoceno a una zona relativamente estable donde se se acumulan predominantemente materiales detríticos finos, carbonáticos y evaporíticos, en contraste con otras áreas adyacentes, tec-

tónicamente más activas, en las que se depositaron imponentes masas conglomeráticas (p. e. Montserrat), de borde de cuenca. El espesor de la sucesión eocena del área de Igualada varía entre 750 m. en Vallespinosa y aproximadamente 2.000 metros en Igualada-La Poblade Claramunt. En esta sucesión pueden distinguirse dos ciclos marinos transgresivo-regresivos, separados por una potente unidad continental (FERRER, 1971; ANADÓN, 1978).

El objeto del presente trabajo es la caracterización del segundo de los ciclos marinos, registrado en el Grupo Santa María, y que representa el último episodio marino de la Cuenca del Ebro. Este está culminado por un depósito extensivo de evaporitas y materiales continentales del Eoceno terminal y del Oligoceno (fig. 1 a).

Esquemáticamente, la estratigrafía del conjunto de los materiales eocenos en la zona estudiada es, de base a techo, la siguiente:

— *Formación Orpi*: definida por FERRER (1971), está formada por calizas y dolomías de plataforma marina somera, representando el primer episodio marino. Contiene la asociación *Alveolina (Glomalveolina) lepidula*, *A. mousolensis*, *A. decipiens* y *A. corbarica*, que caracteriza el Ilerdiense Inferior y Medio.

— *Grupo Pontils*: conjunto de depósitos continentales y de transición definido como Formación por FERRER (1971) y elevado al rango de Grupo por ANADÓN (1978), que lo subdividió en varias Formaciones. De acuerdo con este autor, la base consta de margas y carbonatos palustres y lacustres (Fm. Santa Cándia, seguidos de una potente serie de lutitas rojas con intercalaciones arenosas de llanura aluvial (Fm. Carme). La parte superior del Grupo Pontils comprende una asociación de diversas unidades, en parte lateralmente equivalentes, de sedimentos distales de sistemas aluviales y de ambientes de transición. Consisten en calizas y dolomías con intercalaciones evaporíticas (Fms. Valldeperes, Fontanelles y Bosc d'En Borràs), lutitas y conglomerados (Fm. Poblade Claramunt) y lutitas y areniscas gris-verdosas de lagoon (Formación La Portella). La edad del Grupo Pontils va del Ilerdiense Superior al Bartonense Medio, como indica la existencia, en la parte superior, de carófitas de la zona de Robiac

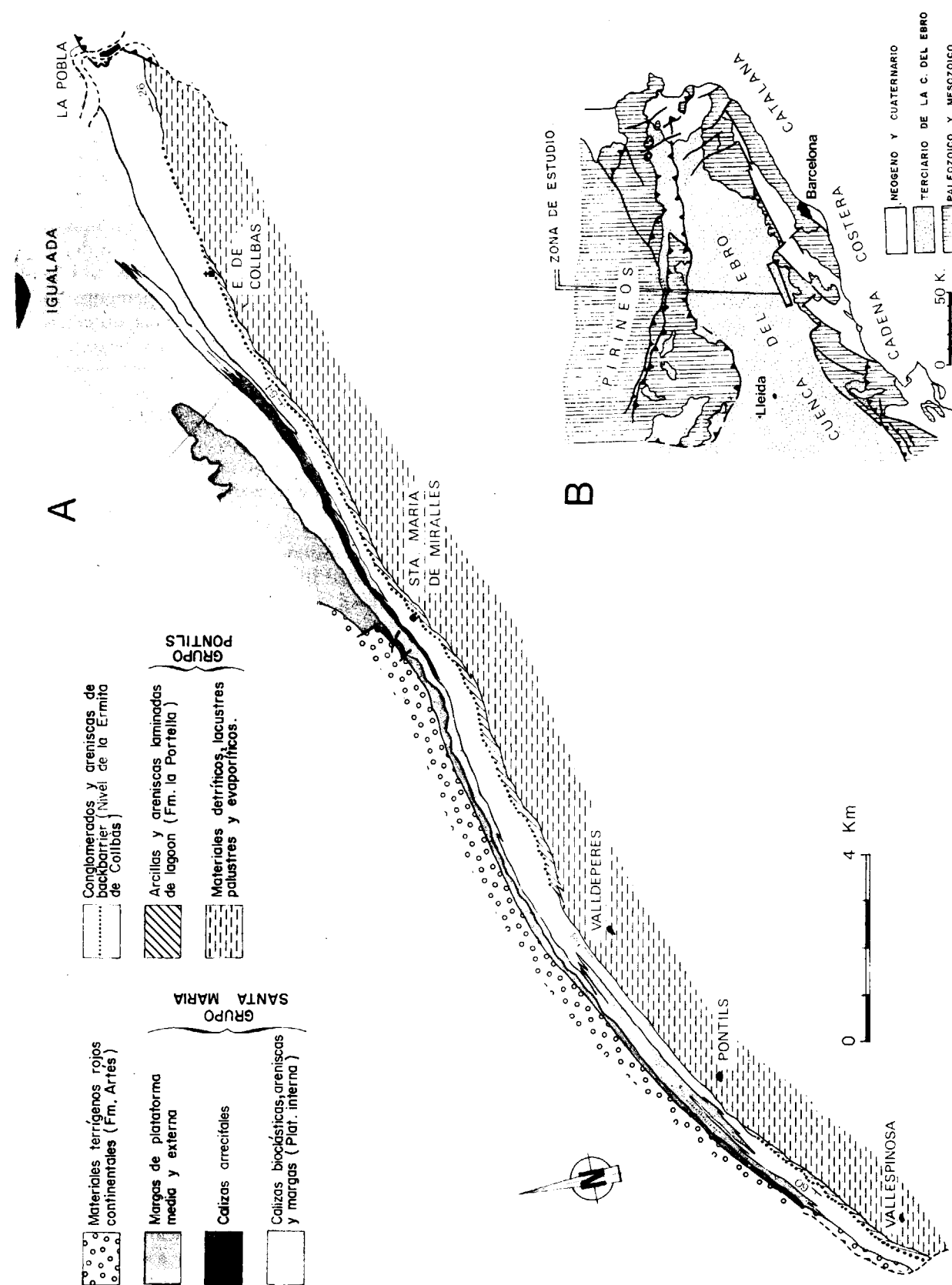


Figura 1
A.—Mapa geológico de la zona de estudio.
B.—Situación del área de Igualada en el marco geológico de la Cuenca del Ebro oriental.

[*Raskyella vadaszi*, *Nitellopsis (Tectochara) major*, etc.] y de mamíferos (en especial roedores) de la zona de La Livinière II (ANADÓN y FEIST, 1981; ANADÓN et al., 1983).

- **Grupo Santa María:** comprende los Miembros Collbàs, Igualada y Tossa, DE FERRER (1971), elevados al rango de Formaciones, al ser el conjunto transferido del rango de Formación al de Grupo por PALLI (1972). Está formado por la asociación de sedimentos terrígenos (margas) y carbonáticos (predominantemente facies bioclásticas y arrecifales) de origen marino que constituyen el segundo episodio marino anteriormente referido. Su edad es Bartonense Medio-Priabonense Inferior en base a la existencia de *Nummulites perforatus*, *Alveolina fragilis*, *A. fusiformis* y *Truncarotaloides Rohri* (FERRER, 1971) en la parte inferior y de *Globigerinatheka semivoluta* (FERRER, 1971) en la parte superior.
- **Formación Salina de Cardona** (RIBA, 1975): conocida en la zona con la denominación de Yesos de Odena, es de edad Priabonense Inferior, presenta un carácter discontinuo y está constituida por materiales evaporíticos.
- **Formación Artés:** definida por FERRER (1971), está constituida por materiales terrígenos rojos de origen aluvial. Se atribuye al Priabonense Medio y al Oligoceno, en base a la existencia de carófitas de las zonas de Bembridge Inferior (*Stephanochara lychnothamnoides*, *Rhabdochara aff. altilis*, etc.) y Superior [*Nitellopsis (Tectochara) meriani*] (CHOI, 1984).

Los sedimentos del Grupo Santa María corresponden a la Secuencia Depositional de Milany definida por PUIGDEFÁBREGAS et al. (1986). Según estos autores, la Secuencia de Milany presenta un carácter transgresivo en el borde oriental de la Cuenca del Ebro y en el área de Igualada sitúan su límite inferior en la base del Grupo Santa María (base Mb. Collbàs, FERRER, 1971). Como se verá más adelante, las facies de *lagoon* y marismas de la parte superior del Grupo Pontils están genéticamente relacionadas con las facies costeras de la base del Grupo Santa María e indicarían el inicio de la transgresión. La base del Grupo Santa María representaría tan sólo el paso de la línea de costa en avance por la zona de afloramiento actual. Por ello nos parece más adecuado incluir en la

Secuencia de Milany las facies de *lagoon* y marismas de la Fm. La Portella y sus equivalentes laterales.

Así, en la zona de Igualada esta secuencia comienza con un cambio generalizado de las condiciones de sedimentación, donde se implanta un conjunto de ambientes lacustres, palustres y de *lagoon* siliciclástico (parte superior del Grupo Pontils), en los cuales se reconoce cierta influencia marina; como excepción, en la parte NE se depositan lutitas y conglomerados (Fm. Pobla de Claramunt), de manera continua probablemente ya desde la parte superior de la secuencia anterior, reflejando la proximidad de una zona tectónicamente activa a este sector. Paralelamente a estos acontecimientos la actividad tectónica en el borde de la Cadena Costera Catalana cobra mayor importancia. Se desarrollan abanicos aluviales localizados, que con la subida relativa del nivel del mar se transforman en abanicos deltaicos (ANADÓN et al., 1986).

La Secuencia de Milany finaliza con la retirada definitiva del mar al final del Eoceno que produce una discontinuidad, a la que le sigue un depósito extensivo de evaporitas correspondiente a la Formación Salina de Cardona (Secuencia de Cardona, PUIGDEFÁBREGAS et al., 1986).

DISTRIBUCION Y ASOCIACIONES DE FACIES

La distribución de litofacies del Grupo Santa María está esquematizada en la figura 2. Entre los materiales de esta unidad y la parte superior del Grupo Pontils se encuentra, en gran parte de la zona estudiada, un tramo poco potente de areniscas y conglomerados (Nivel de la Ermita de Collbàs, ANADÓN, 1978), de gran continuidad lateral (figura 1 a). Este nivel ha sido clásicamente incluido en el Grupo Santa María, aunque sedimentológicamente está más relacionado con las facies de *lagoon* de la Formación La Portella del Grupo Pontils. Por tanto, consideramos conveniente individualizar este nivel de la Ermita de Collbàs y separarlo del Grupo de Santa María.

El Grupo Santa María comprende un conjunto de litofacies margosas volumétricamente dominantes, con areniscas, calizas bioclásticas y calizas arrecifales. El conjunto contiene una fauna ma-

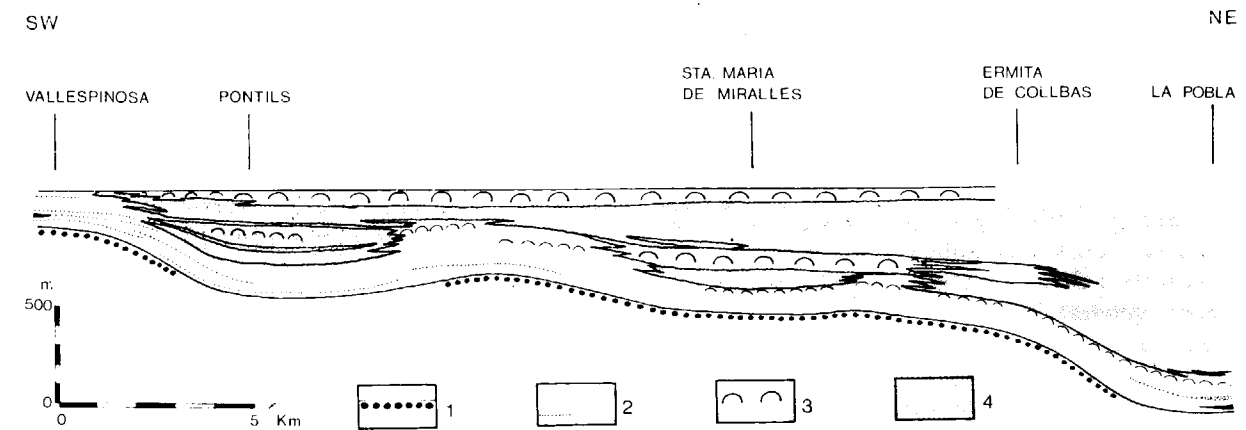


Figura 2.—Distribución de litofacies del Grupo de Santa María y del Nivel de la Ermita de Collbàs en la zona estudiada.

- | | |
|---|-------------------------|
| 1.—Areniscas y conglomerados (Nivel de la Ermita de Collbàs). | 3.—Calizas arrecifales. |
| 2.—Calizas bioclásticas, areniscas y margas. | 4.—Margas. |

rina muy abundante y diversificada. Su potencia incrementa de SO a NE (fig. 2). En efecto, de 200 m. en Vallespinosa se pasa a más de 1.000 m. en el sector de La Pobla de Claramunt e Igualada, donde los materiales margosos adquieren una gran potencia. En el SO esta unidad desaparece erosionada y recubierta discordantemente por los conglomerados de Sant Miquel de Montclar (Priabonense-Oligoceno). En este sector el grupo de Santa María tiene un fuerte carácter siliciclástico y presenta intercalaciones rojas, que indican la proximidad de un área de desembocadura, actualmente erosionada. En el NE es cabalgado por el Paleozoico de la escama de Els Brucs, y pasa a materiales de carácter deltaico relacionados con el complejo de Montserrat (Area de Castellolí, ANADÓN y MARZO, 1986).

En el área de Santa María de Miralles (ver figura 1 a) pueden distinguirse con facilidad tres tramos en el Grupo Santa María, lo que ha llevado a la definición de otras tantas unidades litostratigráficas: Miembros de Collbàs (calizas, areniscas y margas), Igualada (margas) y Tossa (calizas arrecifales) (FERRER, 1971). Esta subdivisión no puede extenderse a otros sectores de la zona estudiada, donde las facies se asocian de modo más complejo, por lo que es conveniente abandonarla y considerar únicamente el Grupo Santa María como conjunto.

El análisis sedimentológico del Grupo Santa María se realiza conjuntamente con el Nivel de la Er-

mita de Collbàs y la parte superior del Grupo Pontils. Los estudios sedimentológicos previos que hacen referencia a los materiales estudiados fueron realizados por ANADÓN (1978) (Grupo Pontils), SALAS (1979) (Calizas arrecifales de la Tossa), SERRA-KIEL (1982) y TEIXELL (1985) (Nivel de la Ermita de Collbàs y Grupo Santa María) y ANADÓN y MARZO (1986) (Area de Montserrat-Castellolí). En el presente trabajo hemos diferenciado, con base en la litología, el contenido faunístico y la interpretación sedimentológica, una serie de asociaciones de facies que representan cada una medios deposicionales bien caracterizados:

- Complejo basal transgresivo de *lagoon*-isla barrera y marismas costeras.
- Plataforma interna fangosa con barras litorales, parches arrecifales y bancos de grandes *Nummulites*.
- Plataforma media y externa dominada por la sedimentación fangosa.

Complejo basal de lagoon-isla barrera y marismas costeras

Esta asociación de facies está integrada por los materiales de la parte superior del Grupo Pontils, en especial la Formación La Portella, y por el Nivel de la Ermita de Collbàs. Está recubierta por las facies ya netamente marinas de Santa María, representando el conjunto una secuencia transgresiva, con el paso en vertical de materiales conti-

mentales a transicionales, y de éstos a marinos. Este contexto debe ser tenido en cuenta en su interpretación sedimentológica detallada.

— Formación La Portella:

Consiste en lutitas gris verdosas y parduzcas con intercalaciones de limos y areniscas laminadas en lechos delgados (fig. 3). Estos sedimentos están en general intensamente bioturbados, aunque son frecuentes tramos con *ripples* de oleaje preservados y estratificación de tipo *flaser*. El conjunto ha sido interpretado como depositado en un ambiente de *lagoon siliciclástico* (ANADÓN, 1978).

Las lutitas corresponden a depósitos de suspensión en partes subacuáticas del *lagoon*, mientras que los delgados niveles arenosos pueden representar partes distales de cuerpos deposicionales procedentes de los márgenes del *lagoon*, tales como *washover fans* (REINSON, 1984). El carácter episódico de esta sedimentación viene indicado por la existencia de bases erosivas con abundantes marcas de base. Dichos materiales experimentaron además un cierto retrabajamiento por el oleaje, como indican los *ripples* simétricos. Asimismo, existen intercaladas acumulaciones de ostreidos y cantos, dispuestas en secuencias positivas centimétricas, que interpretamos como transportadas desde la costa al interior del *lagoon* durante episodios de tormenta. Cabe destacar por último la presencia de intercalaciones de lutitas y areniscas rojas que sugieren deposición subaérea en áreas relacionadas con pequeñas desembocaduras fluviales en el *lagoon*.

Con respecto al contenido faunístico de estas facies, se encuentran ocasionalmente escasos rotálidos, discórbidos y foraminíferos microbentónicos hialinos indeterminables con crecimientos aberrantes, que caracterizan medios probablemente hiposalinos (CAUS y SERRA-KIEL, 1984).

Los sistemas de *lagoon* descritos estaban conectados lateralmente con áreas lacustres y palustres, a veces con marcada influencia fluvial, como testifican las facies de calizas lacustres y margas, con niveles detríticos y carbonosos, que se interdigitan con la formación La Portella (ANADÓN, 1978) (fig. 1 a).

— Nivel de la Ermita de Collbàs:

Está formada por uno o varios cuerpos conglo-

meráticos y arenosos tabulares de gran continuidad lateral. La potencia del nivel varía entre 3 y 8 m., y excepcionalmente se registran 20 m. en Santa María de Miralles (figs. 3 y 4 a).

Los cuerpos individuales presentan bases erosivas planares, a veces tapizadas por cantos blandos, y un espesor que se sitúa entre 0.8 y 3 m. Su estructura interna es masiva o de laminación planar subhorizontal. Los componentes de estos materiales terrigenos tienen una elevada madurez textural y mineralógica, siendo el cuarzo muy abundante. Es frecuente que los cantos estén perforados, y los bioclastos son prácticamente inexistentes.

Interpretamos estas facies como sedimentos erosionados de una isla barrera y transferidos al *lagoon* durante tormentas o *washover fans* (ELLIOT, 1978; TEIXELL, 1985). El conjunto del Nivel de la Ermita de Collbàs fue originado por la coalescencia de abanicos de *washover* individuales, representando cada cuerpo individual un correlativo acontecimiento de *overwash*. Paleogeográficamente, estas facies debieron constituir un cinturón extensivo situado tras la barrera (*backbarrier washover flats*, REINSON, 1984).

La madurez de estos sedimentos es debida probablemente al retrabajamiento que experimentaron en la zona de playa de la isla barrera, antes de ser incorporados en el *lagoon*. Originalmente debieron proceder de las desembocaduras fluviales adyacentes al área de Igualada, y fueron transportados al sistema por procesos de deriva litoral.

No se han reconocido depósitos atribuibles a *tidal inlets* y deltas mareales, hecho que sugiere que el rango de mareas durante el tiempo de deposición de estos materiales en la zona estudiada era bajo. En estas condiciones micromareales, al no haber pasajes que canalicen las oleadas de tormenta, las islas barrera son inundadas y el sedimento erosionado es transportado al *lagoon* de forma laminar, originando los referidos abanicos de *washover* (ELLIOT, 1978).

Por encima de estas facies, se disponen abruptamente materiales ya netamente marinos, de *sho-reface* inferior o plataforma interna. Faltan, por tanto, en general, los depósitos de isla barrera o playa propiamente dichos, y en su lugar hay una superficie de erosión o transición abrupta (figuras 3 a y b). Teniendo en cuenta el contexto trans-

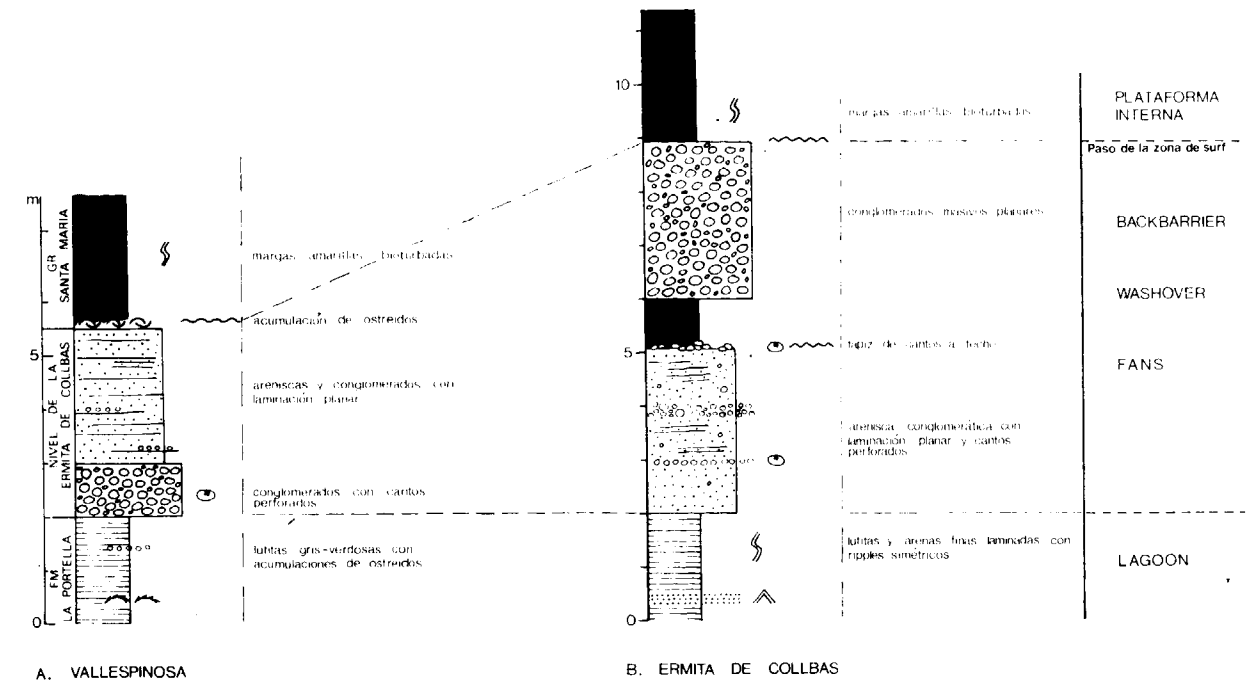


Figura 3.—Ejemplos de secuencias transgresivas de tránsito *lagoon*-área de *backbarrier* a plataforma marina interna.

A.—Área de Vallespinosa.

B.—Área de la Ermita de Collbàs, donde se reconocen dos episodios de progradación de *washover* con retrabajamiento subsiguiente por la zona de *surf* en avance.

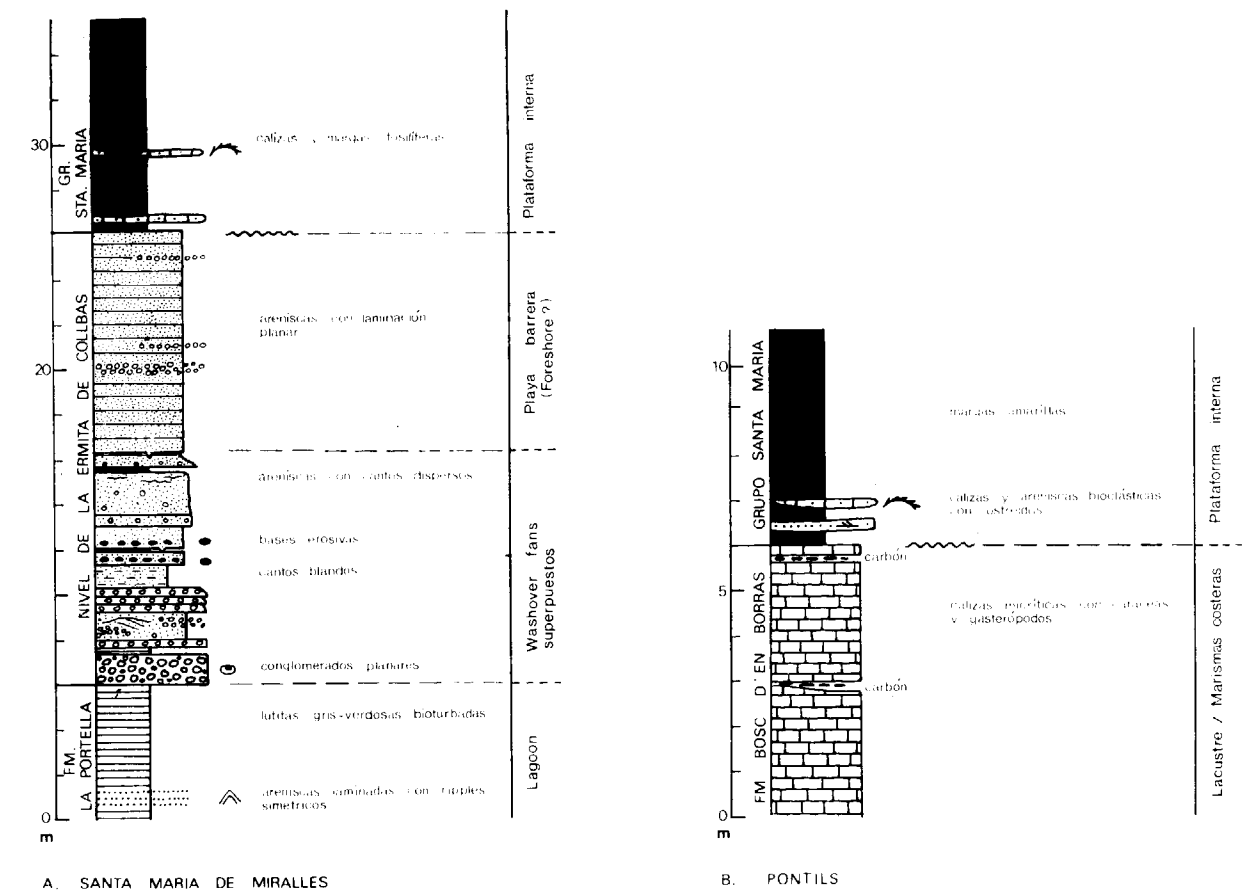


Figura 4.—Otros tipos de secuencias transgresivas basales presentes en la zona estudiada. A.—Área de Santa María de Miralles, con posible preservación de facies de playa. B.—Área de Pontils, sin las facies detríticas costeras que se observan en la mayor parte de la zona.

gresivo imperante, estos hechos se interpretan como ligados a la erosión producida por la zona de *surf* (*shoreface* superior) en avance. La corriente de *surf* retrabajó los sedimentos infrayacentes, y pudo hacer desaparecer los depósitos de playa (FISCHER, 1961; SWIFT, 1968).

Hay, por tanto, una disconformidad estratigráfica entre los sedimentos transicionales y los marinos. Esta tiene un carácter intrasecuencial, ya que es inherente al proceso sedimentario ligado al avance de la línea de costa. Este tipo de discontinuidades es muy típico en secuencias transgresivas, y existen referencias a ejemplos actuales en la costa este norteamericana (FISCHER, 1961 y SWIFT, 1968). Por otra parte, según DILLON (1970) es característico que en un contexto transgresivo la migración de una isla barrera se realice mediante *washovers*, como hemos interpretado en el Nivel de la Ermita de Collbàs.

Existen escasas descripciones de secuencias similares en el registro antiguo, a destacar el estudio de BRIDGES (1976) en el Silúrico de Gales. Este autor cita la existencia de niveles de cantos retrabajados a techo de los cuerpos de *washover*, interpretándolos como reflejo del paso de la zona de *surf* a través de ellos. Caracteres similares han sido también encontrados por nosotros en algunas localidades (fig. 3 b).

El sector situado en las inmediaciones de Santa María de Miralles representa en cierto modo condiciones atípicas: superpuesto a las facies características de *washover* se encuentra un paquete arenoso masivo organizado en *sets* planares decimétricos (fig. 4 a), que posiblemente corresponde a restos de la isla barrera transgredida, en facies de *foreshore*. La preservación de estas facies puede estar debida a un bajo topográfico preexistente o a un avance rápido de la línea de costa en este sector (KRAFT y CHRZASTOWSKY, 1985).

Cabe destacar la estrecha asociación entre las facies de *lagoon* de La Portella y las de *backbarrier* de la Ermita de Collbàs: en efecto, cuando faltan unas, las otras hacen lo propio. Esto sucede en dos sectores: en los alrededores de Pontils (figura 4 b) y al SO de La Poble de Claramunt. En situaciones de este tipo, facies netamente marinas se superponen directamente sobre facies de carácter continental, habiendo sido erosionados totalmente los depósitos de línea de costa por la zona de *surf* en avance. La costa de estos sectores de-

bería ser de tipo playa adosada a un cinturón costero de marismas con carbones parálcos (área de Pontils), con barras de desembocadura locales (área de La Poble de Claramunt). En ambos casos es probable que no existiera una isla barrera protegiendo un *lagoon* del mar abierto.

En las facies de marisma asociadas a los lechos carbonosos del área de Pontils se encuentra *Rotalia armata* y *Orbitolites* cf. *complanatus*, que caracterizan condiciones restringidas (CHAPRONIERE, 1975; CAUS y SERRA-KIEL, 1984; HALLOCK y GLENN, 1986).

Plataforma interna con barras y bancos de grandes Nummulites

Esta asociación de facies se dispone por encima de la anteriormente descrita. Consta de lutitas calcáreas o margas con intercalaciones arenosas, bioclásticas y arrecifales. Estas facies han sido interpretadas como pertenecientes a un medio de plataforma interna fangosa donde se ubicaban una serie de barras o bajíos (*shoals*) sublitorales y bancos de carácter arrecifal o paraarrecifal.

El dominio de sedimentos de grano fino y la ausencia de testigos de acción mareal, tanto en los depósitos costeros como en los de mar abierto, sugiere que la plataforma debía ser del tipo dominado por el oleaje y las tormentas (JOHNSON, 1978). El fango procedería en parte de las áreas de desembocadura adyacentes, depositándose por suspensión en fondos tranquilos. Los componentes de tamaño más grueso derivan de la degradación de restos de organismos y, en el caso de las arenas silicícolas, fueron asimismo suministradas por las desembocaduras fluviales en épocas de crecida, con un probable retrabajamiento intermedio en la zona costera. Se han diferenciado las siguientes facies:

— Barras arenosas y bioclásticas sublitorales

Están representadas por capas de areniscas silíceas o carbonáticas y calizas bioclásticas intercaladas en margas. Constituyen cuerpos elongados de geometría discontinua, de varios metros de espesor y extensión lateral hectométrica-kilométrica. En general estas facies están muy bioturbadas, lo que dificulta el reconocimiento de las estructuras sedimentarias internas. Los tramos más calcáreos

presentan frecuentemente un aspecto noduloso. Entre los bioclastos más comunes se encuentran restos de bivalvos, gasterópodos, equínidos y macroforaminíferos.

Las barras de carácter más arenoso y silicícolas están restringidas a la parte SO de la zona estudiada: son abundantes en el área de Vallespinosa-Pontils. Típicamente presentan una ordenación interna en secuencias negativas, con los siguientes términos de base a techo (fig. 5):

- margas de plataforma somera
- margas y areniscas en capas tabulares con marcas de base e intensa bioturbación
- areniscas masivas bioturbadas donde se intuyen superficies de erosión internas y estratificación de bajo ángulo a gran escala.

Esta secuencia culmina con una superficie muy bioturbada a techo.

El dominio del fango en los sedimentos donde se intercalan estas barras indica que su localización corresponde a la zona situada por debajo del límite inferior de acción del oleaje en condiciones normales. Por tanto, la construcción y actividad de estas barras debe ser asociada a períodos de energía del oleaje o corrientes excepcional, de tipo estacional o tormentoso. La existencia de secuencias negativas caracterizando barras arenosas (*sand bars*) es frecuente en depósitos de platafor-

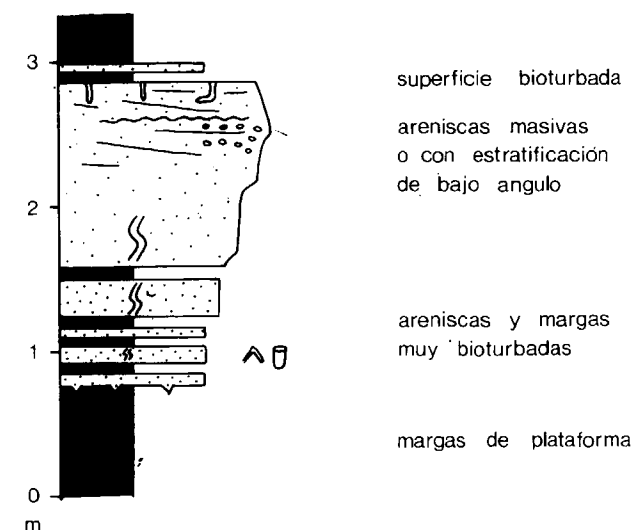


Figura 5.—Secuencia grano y estratocreciente de barra arenosa sublitoral (Área de Pontils).

ma en el registro fósil (HOBDA y READING, 1972; DE RAAF et al., 1977). Mientras que los primeros autores las relacionan con corrientes oceánicas semipermanentes, DE RAAF et al. (1977) proponen, de modo más asimilable para las barras del Grupo Santa María, que están formadas por el oleaje, especialmente en episodios de tormenta.

Por lo que respecta a las barras bioclásticas, aunque presentan una ordenación secuencial peor definida, puede suponerse que su origen es parecido, si bien en este caso los componentes dominantes son restos de organismos procedentes de la propia plataforma.

Las barras descritas estaban dispuestas aproximadamente paralelas a la costa (*longshore bars*), con un ligero relieve positivo en algunos casos, tal como indican las secuencias negativas y geometrías planoconvexas que se reconocen en barras calcareníticas con equínidos en las proximidades de La Poble de Claramunt.

Los foraminíferos presentes en estas facies permiten caracterizar con mayor precisión las condiciones ambientales existentes; así, por ejemplo, en las partes más someras, con fondos fangosos y de baja energía son especialmente abundantes los aglutinados simples (*Valvulina robusta*, *V. solei*, *V. catalana*, *Clavulina parisiensis*, etc...), rotólidos (*Rotalia armata*, *Pararotalia inermis*, *P. rimosa*) y miliólidos. La presencia de *Carpenteria* sp., *Linderina brugeri*, *Planopulvinulina* sp., *Queraltina* sp., *Planorbulina* sp., *Sherbornina* sp., *Fabiania cassis*, más gipsínidos y homotremátidos, considerados por COLOM (1971) como epifitos e incrustantes, nos indica la existencia de vegetación abundante (*sea grass*).

La asociación de alveolínidos (*Alveolina fusiformis*, *Alveolina fragilis*) y sorítidos (*Orbitolites* sp.) se ubica en fondos de baja energía no fangosos, con vegetación dispersa sin llegar a formar praderas (HOTTINGER, 1977 a, 1977 b). Esta biofacies es característica de las partes traseras de las barras y bancos de *Nummulites* de grandes dimensiones.

Los fondos sometidos a alta energía, tanto de zonas arrecifales como en relación con las barras bioclásticas y arenosas, están caracterizados por la presencia de formas pustulosas (*Calcarina lecalvezae*, *Baculogypsinoidea tetraedra*) y esféricas (*Sphaerogypsina globula*) la morfología pustulosa de *Calcarina* sp., respondería a una estrategia de

fijación, mientras que la esférica sería otra respuesta más hidrodinámica a las condiciones de agitación de fondo. Formas semejantes han sido reconocidas en facies similares por CHAPRONIERE (1975) y HALLOCK & GLENN (1986).

En esta parte de la plataforma los nummulítidos presentan una distribución irregular: salvo en los bancos de *Nummulites* sp. de grandes dimensiones donde son extraordinariamente abundantes, son raros y las formas presentes (*N. beaumonti*, *N. praegarnieri*, *Operculina schwageri*) estarían localizados en las zonas más abiertas de la plataforma interna.

Se encuentran también en esta asociación de facies otros microforaminíferos bentónicos (*Heterolepa* sp., *Asterigerina* sp., *Stomatorbina* sp., *Schlosserina* sp., *Crancis* sp., *Cibicides* sp., *Almaena* sp., *Florilus* sp., *Discorbis* sp., etc...) y es característica de dichas facies la ausencia de foraminíferos planctónicos.

— Bancos de *Nummulites*:

Dentro de la asociación de facies de plataforma interna y previamente al desarrollo arrecifal extensivo destaca, en la parte central de la zona estudiada, la presencia de un nivel monoespecífico de *Nummulites* de grandes dimensiones (*N. perforatus*). Este nivel, de espesor de hasta varias decenas de metros y continuidad lateral kilométrica, ha sido interpretado por SERRA-KIEL (1982) y SERRA-KIEL y REGUANT (1984) como un banco de crecimiento *in situ*. Dichos autores se basan en criterios sedimentológicos como son la presencia de fango entre los especímenes, la horizontalidad de éstos y la ausencia de estructuras internas que denoten retrabajamiento (AIGNER, 1982), y en la seriación de la variabilidad de las formas microféricas que asimismo indicaría que los especímenes no han sido retrabajados. La extrema variabilidad morfológica que presentan las formas microféricas (de esféricas a planas) se debe a cambios en el grosor de la lámina espiral y fue interpretada por los autores citados como respuesta a las condiciones hidrodinámicas de fondo. Sin embargo, estudios efectuados en especies actuales del género *Amphistegina* (LARSEN, 1976; LARSEN y DROGER, 1977; HALLOCK y HANSEN, 1979; HALLOCK, 1981), han mostrado un incremento del grosor de la lámina, y por tanto una tendencia a la morfología ovalada en sentido axial, para las especies

que viven con más intensidad de luz y energía en el fondo respecto a las especies de morfología más aplanada, que presentan un grosor de la lámina más delgada y se desarrollan en medios de menor incidencia luminosa y menor turbulencia de las aguas. Esta reducción del grosor de la lámina se debería a una disminución de la actividad de los simbiontes al aumentar la profundidad (HALLOCK y HANSEN, 1979). No descartamos, por lo tanto, que la variabilidad morfológica en los niveles monoespecíficos de *N. perforatus* esté controlada tanto por las condiciones hidrodinámicas del fondo como por la luminosidad y la profundidad.

Niveles monoespecíficos de grandes *Nummulites*, semejantes al observado en la zona estudiada, han sido caracterizados como bancos por ARNI (1963), ARNI y LANTERNO (1972, 1976) y BIGNOT (1972). Todos ellos se asemejan en la gran cantidad de especímenes *in situ* que presentan, por su gran continuidad lateral y por su situación en el contexto sedimentológico. Este tipo de banco debería tener una disposición en planta paralela a la línea de costa. Del núcleo del banco pueden diferenciarse dos subfacies, una situada en la parte trasera (proximal respecto a la línea de costa, *back bank*), caracterizada por el incremento de la diversidad de especies de *Nummulites* sp. (*N. beaumonti*, *N. praegarnieri*, *N. perforatus*) y por la presencia de alveolínidos y sorítidos. La otra subfacies, originada en la parte delantera del banco, se diferencia de la anterior por la ausencia de los foraminíferos aporcelanados (alveolínidos y sorítidos). Por último, cabe señalar que variaciones de potencia registradas en diversas transversales del banco sugieren que constituía un relieve positivo en el fondo marino.

— Parches arrecifales:

En el Grupo Santa María son frecuentes los niveles de calizas coralinas y algales, que se encuentran aislados en las margas con barras arenosas y bioclásticas, o concentrados en la parte alta del Grupo (fig. 2).

Estas facies corresponden a construcciones arrecifales de tipo parche arrecifal (*patch reef*). La secuencia básica de un parche arrecifal individual refleja la colonización progresiva de un sustrato fangoso y consta de los siguientes términos, de base a techo (TEIXELL, 1985) (fig. 6 a):

- margas con colonias aisladas de corales y algas rodofíceas
- calizas y margas interestratificadas, con algas rodofíceas dominantes y corales aislados
- calizas masivas coral-algales correspondientes a la construcción arrecifal bien desarrollada.

Una secuencia similar reflejando diferentes estadios de crecimiento arrecifal ha sido sintetizada por JAMES (1984). Los tramos iniciales representan el estadio de estabilización y fijación del sustrato, al mismo tiempo que se crea un pequeño relieve positivo. A veces este estadio puede ser reemplazado con la imposición del arrecife bien desarrollado sobre una barra bioclástica, aprovechando el relieve positivo proporcionado por ésta (fig. 6 b).

Estas secuencias son recubiertas de forma más o menos abrupta por margas en las que los corales desaparecen, reflejando pulsaciones de ascenso del nivel del mar con el consiguiente ahogamiento del arrecife al pasar a condiciones de excesiva profundidad para su normal desarrollo.

Asociadas a estas facies arrecifales pueden encontrarse acumulaciones bioclásticas con *Nummulites hottingeri* y *Discocyclusina* sp. con estructuras tractivas, además de fragmentos de algas y corales, que probablemente representan zonas interarrecifales. Los niveles margosos relacionados con los parches arrecifales presentan *Nummulites ptukhiani* (especie del grupo *N. fabianii*), típico de facies arrecifales, *N. hottingeri*, *sphaerogypsina globula*, *Calcarina* sp., etc., como se ha apuntado anteriormente.

Los arrecifes del complejo superior corresponden a la denominada Formación Tossa (FERRER, 1971), estudiada por SALAS (1979). En áreas situadas al SO (Pontils) los niveles arrecifales están interestratificados con las margas de plataforma interna. El volumen de margas disminuye hacia el NE de forma que los niveles de parche arrecifal se amalgaman y forman un potente tramo calizo, bien caracterizado en la Tossa de Montbui.

Plataforma media y externa dominada por la sedimentación fangosa

Esta asociación está integrada por facies casi

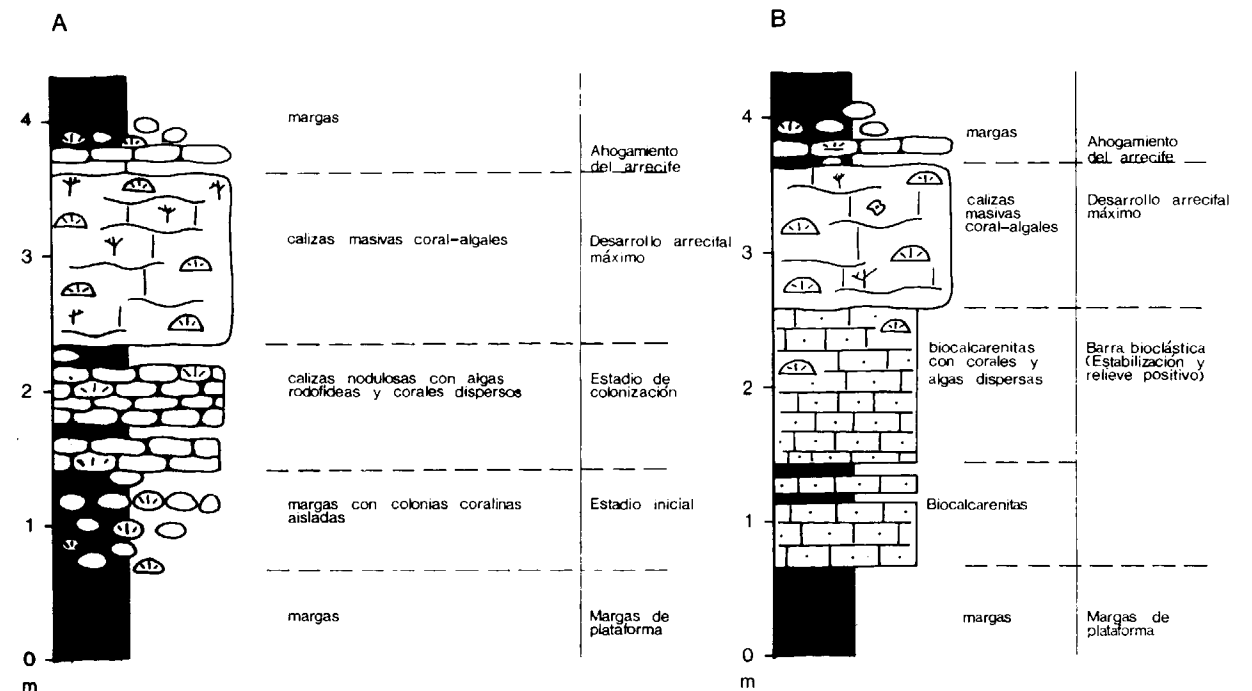


Figura 6.—Secuencias de desarrollo de parches arrecifales.

A.—Secuencia de colonización directa de un sustrato fangoso.

B.—Secuencia de colonización encima de una barra bioclástica preexistente, aprovechando la fijación y el relieve positivo por ésta proporcionado.

exclusivamente margosas, que constituyen potentes tramos en diversas partes del Grupo Santa María (fig. 2), sobre todo en la parte superior en las proximidades de Igualada. Representan los sedimentos de mayor profundidad de toda la unidad marina. En base a su contenido faunístico se puede establecer una zonación de esta parte de la plataforma. Así, se reconocen:

— *Términos de plataforma media caracterizados por margas amarillentas con corales solitarios (Pattalophyllia)*

Su distribución puede observarse en la figura 7. Presentan *Nummulites* de dimensiones medias y de morfología plana (*N. hottingeri*), así como los primeros discociclínidos relativamente abundantes. El conjunto se puede caracterizar por la abundancia de *Nummulites* de morfología lenticular (*N. striatus*) junto con *Operculina schwageri* y *N. beaumonti*. En estos sedimentos margosos se reduce el contenido de foraminíferos aglutinados, en especial de valvulinidos, así como de rotálidos, respecto a las facies de plataforma interna anteriormente descritas. Aumenta por otra parte el número de géneros de microbentónicos (*Discorbis* sp., *Reusella* sp., *Fursenkoina* sp., *Cibicides* sp., *Bolivinospis* sp., *Pseudonodosaria* sp., *Eponides*

sp., *Pullenia* sp., *Alabamina* sp., *Guttulina* sp., *Florilus* sp., ...) y se encuentran representados los primeros foraminíferos planctónicos, lo que en conjunto indica un incremento de las condiciones marinas de carácter abierto.

En Santa María de Miralles estas facies contienen abundantísimos corales solitarios de dimensiones reducidas (*Pattalophyllia*). En el área de Pontils la asociación de foraminíferos existentes indica unas condiciones algo más restringidas de los demás sectores donde se reconocen estas facies, caracterizadas por la ausencia de planctónicos y discociclínidos y la mayor abundancia de aglutinados tipo valvulinidos (*V. limbata*, *V. robusta*, *C. parisiensis*, ...) y de rotálidos (*R. armata*, *Pararotalia inermis*, *Cuvillerina* sp., *Asterigerina campanella*, *Calcarina* sp.). Sin embargo, la abundancia de microbentónicos, de *Nummulites striatus*, *N. beaumonti*, *N. praegarnieri* y *Operculina schwageri* nos indica todavía unas condiciones marinas más abiertas que las representadas en las margas correspondientes a la asociación de plataforma interna con barras y bancos.

— *Términos de plataforma externa*

Su distribución puede verse en la figura 7. Están caracterizados por la pobreza en nummulíti-

dos, la abundancia de *Discocyclina* sp., la diversidad de los microbentónicos (alrededor de veinte géneros diferentes) y un incremento notable en el contenido y la diversidad de los foraminíferos planctónicos.

Estas facies, que no se desarrollan en el sector suroccidental de la zona estudiada, representan las zonas más profundas de la plataforma (máximo transgresivo), aunque siempre por encima de la zona afótica. Localmente presentan niveles aislados calcareníticos o de acumulación de foraminíferos (de espesor inferior a 1 m.), que se interpretan como depósitos de tormenta.

En el sector de Santa María de Miralles e Igualada, esta asociación de facies está culminada por el complejo arrecifal anteriormente referido o directamente por materiales continentales, registrando la regresión rápida y retirada definitiva del mar de esta parte de la Cuenca del Ebro a finales del Eoceno.

CONCLUSIONES

Los materiales estudiados constituyen un ejemplo de la sedimentación y distribución de foraminíferos en medios litorales y de plataforma marina en un área mixta terrígena y carbonática. La distribución de las diferentes asociaciones de facies está condicionada por el contexto transgresivo predominante en la mayor parte de la sucesión, que culmina en una secuencia regresiva.

De acuerdo con las características litológicas y faunísticas se han caracterizado los siguientes subambientes:

— Medios transicionales de *lagoon* siliciclástico, representados por areniscas y lutitas en las que se reconoce cierta influencia marina por la presencia de rotálidos, discórbidos y foraminíferos con crecimientos aberrantes, de acumulaciones de ostreidos y estructuras de oleaje. Estos medios estaban protegidos del mar abier-

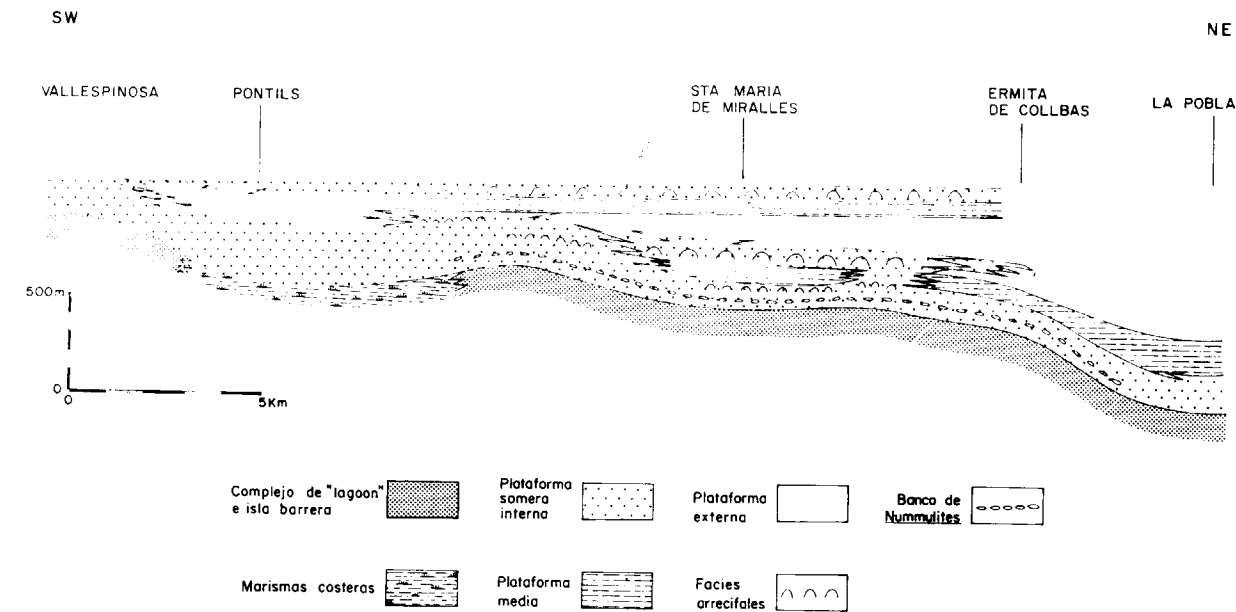


Figura 7.—Distribución en corte de las asociaciones de facies caracterizadas por la litología y el contenido faunístico (principalmente foraminíferos) que definen los ambientes sedimentarios de la parte superior del Grupo Pontils, del Nivel de la Ermita de Collbàs y del Grupo de Santa María.

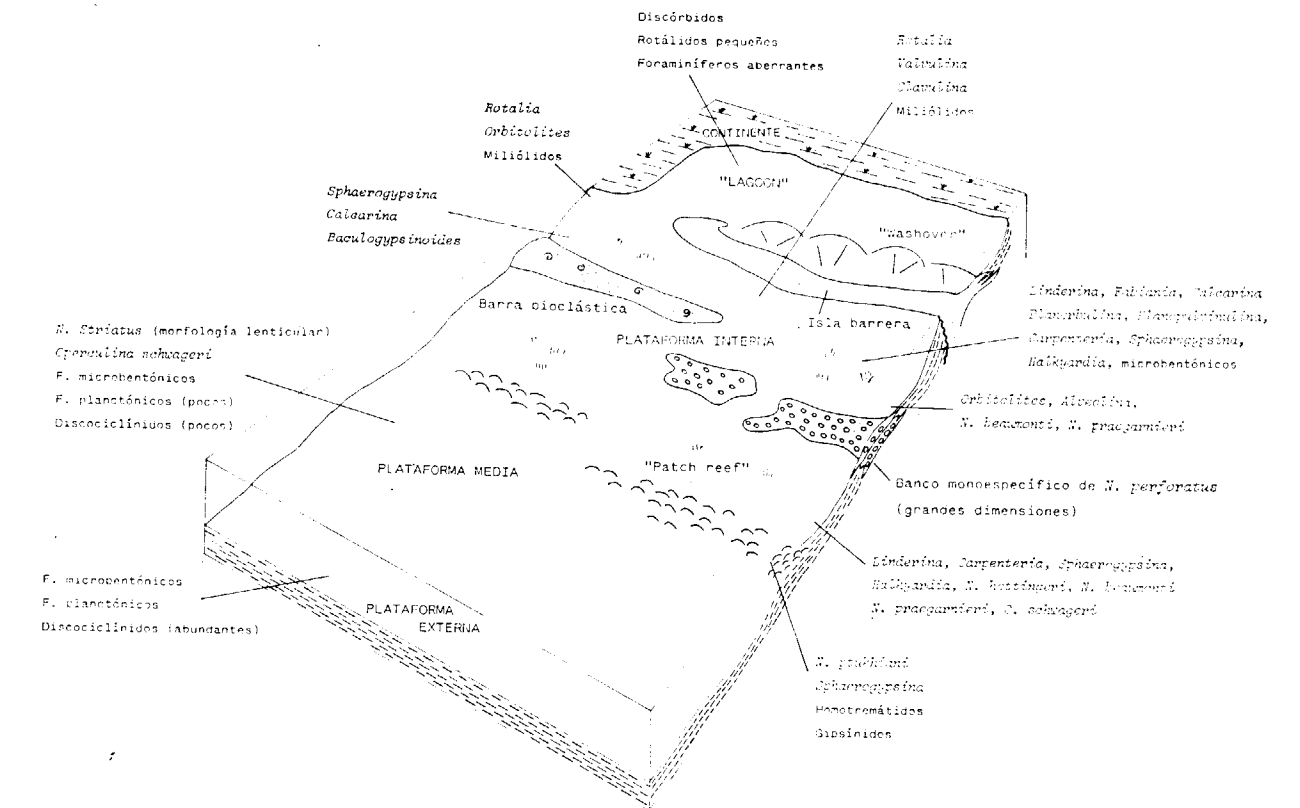


Figura 8.—Bloque diagrama mostrando la reconstrucción hipotética de la plataforma marina del Eoceno Superior del área de Igualada con las asociaciones faunísticas (foraminíferos) características de cada subambiente.

to por islas barrera, de las que sólo se preservan facies clásticas de *backbarrier washover fan* representadas por conglomerados y areniscas en capas tabulares de continuidad lateral kilométrica. Lateralmente existían zonas costeras de tipo marisma en las que se depositaban calizas y margas palustres y lacustres con carbonos parálcos. En general no se han reconocido facies de playa propiamente dichas, que han sido erosionadas durante el proceso de transgresión.

- Medios de plataforma interna fangosa con barras arenosas y bioclásticas sublitorales, bancos de *Nummulites* sp. de geometría positiva y parches arrecifales. La distribución de los foraminíferos en estas facies está esquematizada en la figura 8. Los aglutinados simples (*Valvulina* sp., *Clavulina* sp.), rotálidos y miliólidos caracterizan los fondos fangosos más cercanos a la costa. Los fondos sometidos a cierta energía presentan muy abundantes formas esféricas (*Sphaerogypsina* sp.) y pustulosas (*Calcarina* sp.). Las partes traseras de los bancos mono-específicos de *Nummulites perforatus* se caracterizan por la abundancia de alveolínidos y sorítidos *Alveolina* sp., *Orbitolites* sp.). Asociaciones locales de gipsínidos, homotremátidos y epifitos testifican la existencia de zonas con vegetación abundante, y los nummulítidos de morfologías aplanadas (*Operculina* sp., *N. hottingeri*) nos indicarían las partes más profundas dentro de la plataforma interna. En los parches arrecifales se encuentran foraminíferos incrustantes y *Nummulites* del grupo *N. fabianii* (*N. ptukhiani*).

- Medios de plataforma media y externa, dominados por sedimentación fangosa, sin barras; la diferenciación entre plataforma media y externa se efectúa a partir del contenido en foraminíferos: así la primera contiene *N. striatus*, *Operculina* sp. muy abundantes, microbentónicos, escasos foraminíferos planctónicos y discociclínidos junto con corales solitarios, mientras que la segunda carece de nummulítidos y presenta mayor contenido en foraminíferos planctónicos y abundantes discociclínidos.

El material terrígeno fue aportado al sistema por las áreas de desembocadura adyacentes (área de Castellolí-Montserrat al NE, y de St. Miquel de Montclar, actualmente erosionada, al SO). La frac-

ción más grosera se concentraba en la zona de isla barrera y en algunas barras sublitorales, mientras que los materiales finos se acumulaban en el *lagoon* y en la plataforma. Es en ésta donde tiene lugar la producción de carbonatos, de origen orgánico, que le dan el carácter de plataforma mixta.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Mariano Marzo y Antonio Barnolas por los comentarios y la revisión del manuscrito original.

BIBLIOGRAFIA

- AIGNER, T. (1982): *Event-stratification in Nummulites accumulations and in shell beds from the Eocene of Egypt*. In: *Cyclic and event stratification* (Einsele, G. y Seilacher, A., Eds.), Springer, Berlín, 248-262.
- ANADÓN, P. (1978): *El Paleógeno continental anterior a la transgresión biarrizense (Eoceno Medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Provincias de Tarragona y Barcelona)*. Estudios Geol., 34:431-440.
- ANADÓN, P.; CABRERA, LL.; GUIMERÀ, J., y SANTANACH, P. (1985): *Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin*. In: *Strike-slip deformation, Basin formation and sedimentation*. (K. T. Biddle y N. Christie-Blick, Eds.). Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 37:303-318.
- ANADÓN, P., y FEIST, M. (1981): *Charophytes et biostratigraphie du Paléogène inférieur du bassin de l'Ebre oriental*. Paleontographica, 178 (Sér. B):143-268.
- ANADÓN, P.; FEIST, M.; HARTENBERGER, J. L.; MULLER, C., y VILLALTA-COMELLA, J. (1983): *Un exemple de corrélation biostratigraphique entre échelles marines et continentales dans l'Eocène: la coupe de Pontils (Bassin de l'Ebre, Espagne)*. Bull. Soc. Géol. France, 5:747-755.
- ANADÓN, P., y MARZO, M. (1986): *Sistemas deposicionales eocenos del margen oriental de la Cuenca del Ebro: Sector de Igualada-Montserrat*. Guía Escurs. XI Congr. Esp. Sedimentología, Barcelona, 1986, pp. 4.1-4.59.
- ARNI, P. (1963): *L'évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux*. Col. Int. Micropal., Dakar, 7-20.
- ARNI, P. & LANTERNO, E. (1972): *Considérations paléocologiques et interprétation des calcaires de l'Eocène du Véronais*. Arch. Sc. Genève, 25 (2):251-283.
- ARNI, P. & LANTERNO, E. (1976): *Observations paléocologiques dans l'Eocène de Gargano (Italie Méridionale)*. Arch. Sc. Genève, 29 (3): 287-317.
- BIGNOT, G. (1972): *Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines*. Trav. Lab. Micropal., 2:1-353.
- BRIDGES, P. H. (1976): *Lower Silurian transgressive barrier islands, southwest Wales*. Sedimentology, 23:347-362.
- CAUS, E., y SERRA-KIEL, J. (1984): *Distribución ambiental de los macroforaminíferos: Cretácico Superior y Eoceno*. I Congreso Español de Geología, t. I:399-406.
- CHAPRONIERE, G. C. H. (1975): *Paleoecology of Oligo-Miocene larger Foraminiferida, Australia*. Alcheringa, 1:37-58.
- CHOI, S. J. (1984): *Les charophytes du bassin potassique catalan nord-est de l'Espagne) à la limite Eocène-Oligocène*. Thèse 3ème cycle, USTL, Montpellier, 111 pp.
- COLOM, G. (1971): *Micropaleontología de las series eocénicas de Santa Coloma de Queralt*. Mem. Real Acad. Ciencias y Artes de Barcelona, XLI (4):1-65.
- DILLON, W. P. (1970): *Submergence effects on a Rhode Island barrier and lagoon and inferences on migration of barriers*. J. Geol., 78:94-106.
- ELLIOT, T. (1978): *Clastic Shorelines*. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H. G. Reading, Ed.), Blackwell, Oxford:143-177.
- FERRER, J. (1971): *El Paleoceno y el Eoceno del borde sur-oriental de la Depresión del Ebro*. Mém. Suiss. Paléont., 90:1-70.
- FISCHER, A. G. (1961): *Stratigraphic record of transgressing seas in the light of sedimentation on Atlantic coast of New Jersey*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 45:1656-1666.
- GUIMERÀ, J. (1984): *Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula*. Geol. Mag., 121:413-420.
- HALLOCK, P. (1981): *Light Dependence in Amphistegina*. Journal of Foraminiferal Research, 11 (1):40-46.
- HALLOCK, P. & HANSEN, H. J. (1979): *Depth adaptation in Amphistegina: change in lamellar thickness*. Bull. Geol. Soc. Denmark, 27:99-104.
- HALLOCK, P. & GLENN, E. C. (1986): *Larger Foraminifera: A Tool for Paleoenvironmental Analysis of Cenozoic Carbonate Depositional Facies*. Palaios, 1:55-64.
- HOBDAV, D. K. & READING, H. G. (1972): *Fairweather versus storm processes in shallow marine sandbar sequences in the late Precambrian of Finmark, North Norway*. J. Sediment. Petrol., 42:318-324.
- HOTTINGER, L. (1977a): *Distribution of larger Peneroplidae, Borelis and Nummulitidae in the Gulf of Elat, Red Sea*. Utrecht Micropal. Bull., 15:35-109.
- HOTTINGER, L. (1977b): *Foraminifères Operculiniformes*. Mém. Mus. nat. Hist. Nat., Paris, sér. C, vol. 40:1-159.
- JAMES, N. P. (1984): *Reefs*. In: *Facies Models* (R. G. Walker, Ed.), Geosci. Canada, Reprint Sér. 1 (2nd. Ed.), 229-244.
- JOHNSON, H. D. (1978): *Shallow Siliciclastic Seas*. In: *Sedimentary Environments and Facies* (H. G. Reading, Ed.), Blackwell, Oxford, 207-258.
- KRAFT, J. C. & CHRZASTOWSKY, J. C. (1985): *Coastal stratigraphic sequences*. In: *Coastal Sedimentary Environments* (R. A. Davis Jr., Ed.). Springer, New York, 626-663.
- LARSEN, A. R. (1976): *Studies of recent Amphistegina, Taxonomy and some ecological aspects*. Israel Jour. Earth Sci., 25:1-26.
- LARSEN, A. R. & DROOGER, C. W. (1977): *Relative thickness of the test in the Amphistegina species of the Gulf of Elat*. Utrecht Micropal. Bull., 15:225-240.
- PALLI, LL. (1972): *Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes*. Publ. de Geol. Univ. Autònoma de Barcelona, 1:1-338.
- PUIGDEFABREGAS, C.; MUÑOZ, J. A., y MARZO, M. (1986): *Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin*. In: *Foreland Basins* (P. A. Allen y P. Homewood, Eds.), Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 8:229-246.
- RAAF, J. F. M. DE; BOERSMA, J. R. & GELDER, A. VAN (1977): *Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, lower Carboniferous, County Cork, Ireland*. Sedimentology, 24:451-483.
- REINSON, G. E. (1984): *Barrier Island and Associated Strand-Plain Systems*. In: *Facies Models* (R. G. Walker, Ed.), Geosci. Canada, Reprint, Ser. 1 (2nd Ed.), 119-140.
- RIBA, O. (1975): *Le bassin Tertiaire Catalan Espagnol et les gisements de Potasse*. IX Congr. Int. Sedimentologie, Livret-Guide de l'excursion, núm. 20, 9-13.
- SALAS, R. (1979): *El sistema arrecifal del Eoceno Superior de la cuenca de Igualada*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 119 pp.
- SERRA-KIEL, J. (1982): *Contribució a la Paleobiología dels Nummulites*. But. Inst. Cat. Hist. Nat., 48:19-29.
- SERRA-KIEL, J. & REGUANT, S. (1984): *Paleoecological conditions and morphological variation in monospecific banks of Nummulites: an example*. Benthos'83, 2nd. Int. Symp. Bentic Foraminifera, Pau, 557-563.
- SWIFT, D. J. P. (1968): *Coastal erosion and transgressive stratigraphy*. J. Geol., 76:444-456.
- TEIXELL, A. (1985): *Mixed carbonate and terrigenous near-shore deposits in an interdeltic transgressive depositional setting, Upper Eocene, Igualada Area (Ebro Basin, Spain)*. 6th Europ. Reg. Meeting I.A.S. Abstr., vol., Lleida, pp. 461-462.

Recibido: Mayo de 1988.

GEOLOGIA

Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. spelaeus* Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos* Linneo): VI. Dentición inferior.

Por T. DE TORRES PEREZ HIDALGO (*)

RESUMEN

En este trabajo se realiza un estudio métrico y morfológico de la dentición inferior de *U. etruscus* Cuv., *U. deningeri* V. REICH., *U. spelaeus* ROS.-HEIN., y *U. arctos* LIN.

El cuarto premolar inferior de las especies espéleas desarrolla formas progresivamente más anchas y con el paracónido cada vez más complejo. En *U. arctos* el premolar recuerda al de *U. etruscus*, aunque es más ancho y el protocónido no tiene aristas. La población de morfologías correspondiente a *U. deningeri* oscila entre las formas arcaicas, etruscoides, hasta las hiperspéleas.

En el primer y segundo premolares de la línea evolutiva espeloide hay una verticalización progresiva de las cúspides (paracónido-protocónido), que además se hacen cada vez más complicadas (metacónido y entocónido). En la línea arctoide (*U. etruscus* - *U. arctos*) aparece un fenómeno similar, aunque no tan marcado.

Como ocurre en los molariformes superiores es imposible establecer *a priori* la existencia de dimorfismo sexual, pero si se estudia una amplia serie de molares todavía implantados en mandíbulas, susceptibles de ser sexados, se puede concluir que existe un dimorfismo sexual incompleto, pudiendo afirmarse que los dientes más pequeños pertenecen a hembras y los más robustos a machos, siendo imposible establecer el sexado de los más frecuentes tamaños intermedios.

El análisis métrico muestra un aumento progresivo, en ambas líneas evolutivas, con abundantes medidas que permiten separar las diversas especies.

Tal y como se vio en los molariformes superiores, aparece una alometría negativa en la anchura, en *U. deningeri* y *U. spelaeus*, y el aumento de anchura se centra en la zona del talónido, mientras que se acorta el trigónido.

ABSTRACT

Metrical and morphological characteristics of the lower dentition of *U. etruscus* G. CUV., *U. deningeri* V. REICH., *U. spelaeus* ROS.-HEIN., and *U. arctos* LIN, are the subject of this paper.

The fourth lower premolar develops larger shapes and the paraconid become mor complex. *U. arctos* shows a etruscus-like premolar, but larger, and its protoconid without edges. Morphological data population of *U. deningeri* oscillate between archaic, etruscus-like, and modern, hiperspeleous, forms.

At the first and second lower molars of the speloid evolutive line there are a progressive cusps arrangement (paraconid-protocónid), and there appear more and more complicated cusps morphologies (metaconid-entocónid). At the arctoid evolutive line (*U. etruscus* - *U. arctos*) a similar phoenomena do appear, although not so strongly as in the first evolutive line.

As in the upper cheek teeth it is not possible to stablish sexual dimorphism but studiing teeth still implanted in mandibles, been possible to stablish its sex, this allows us to infer an uncomplete sexual dimorphism in the lower premolar and molars: the smaller belonging to females and the larger to males, sex determination being not feasible for intermediate sizes. Metrical analysis show a progressive size augmentation in both evolutive lines and there are many measurements that, when plotted, sort the different species.

As seen with upper molars the first and second ones show a width negative allometry and in the *U. spelaeus* and *U. deningeri* first and second lower molars, the width growth was focused on the talonid region, while the trigonid become shorter.

INTRODUCCION

En este trabajo, último de un total de seis que recogen la versión acortada de la tesis doctoral del autor, TORRES (1984), se tratan los aspectos morfológicos y métricos de la dentición inferior.

El análisis métrico permitirá poner de manifiesto la existencia de un dimorfismo sexual incipiente en los premolares inferiores, así como la aparición de dientes de dimensiones crecientes y cúspides más verticalizadas en las dos líneas evolutivas: arctoide (*U. arctos*) y espeloide (*U. deningeri* y *U. spelaeus*). Se insistirá de manera especial en la evolución métrica de la carnífera inferior, sobre la que permanecen algunas de las características morfológicas de las carníferas de los fisípedos.

El análisis morfológico, basado en la separación de morfotipos, permitirá evaluar el peso estadístico con el que se presentan en las distintas especies antecitadas, así como en su ancestro común, *U. etruscus* G. CUV.

Publicaciones de carácter general sobre la dentición inferior de los ursidos, generalmente basadas en material no europeo, pueden citarse las de CRUSAFONT y TRUYOLS (1953), CRUSAFONT y TRUYOLS (1957), ERDBRINK (1953), KURTEN (1954), KURTEN (1955), MUSIL (1959), MUSIL (1964) y TORRES (1978).

6. DENTICION INFERIOR

Primer incisivo inferior (fig. 6.1)

Es un diente muy pequeño. Visto por su cara labial muestra una diminuta corona, lisa y suave-

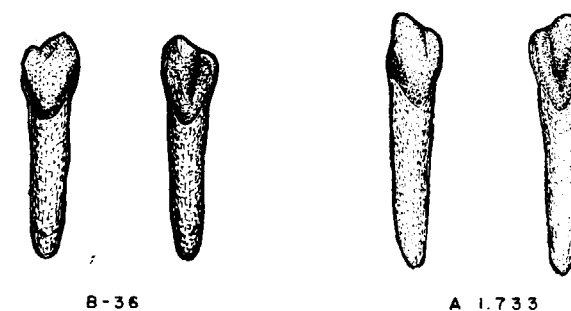


Figura 6.1.—Primer incisivo inferior: B-29, *Ursus deningeri* (dex.) de Cueva Mayor; A-1733, *Ursus spelaeus* (sin.), procedente de la Cueva de Arrikrutz.

mente convexa, más alta que ancha. Cerca de su borde externo aparece un finísimo surco que individualiza el lóbulo. Visto por su cara oclusal, que se dirige hacia abajo y hacia atrás, muestra un lóbulo central bien desarrollado y un lóbulo distal muy pequeño, que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* pasa casi desapercibido.

En *Ursus deningeri*, y de forma más marcada en *Ursus spelaeus*, se aprecia un esbozo de lóbulo mesial que se une con el externo, formando un reborde con forma de «uve», que contournea la parte superior de la superficie oclusal.

Un cuello poco diferenciado une la corona con la raíz, bastante recta (sólo se incurva en el apex), lateralmente aplastada; sus caras mesial y distal se aplanan en su centro, siendo el borde anterior un poco más grueso que el posterior.

Sobre el primer incisivo inferior se midió el diámetro transversal de la corona (1) y el diámetro anteroposterior; tablas 6.1 (*Ursus arctos*), 6.2 (*Ursus etruscus*), 6.3 (*Ursus deningeri*) y 6.4 (*Ursus spelaeus*).

	TV	TR	D	GU	GF	Muestra total				
	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1	μ	σ	N	V ₁ -V ₂	
1	4,3	4,6	4,2	3,7 5,2	6,0	4,6	0,76	8	3,7 - 6,0	
2	6,5	7,5	5,8	6,3 7,7	8,6	6,9	0,96	7	5,8 - 8,6	

TABLA 6.1.—Medidas del primer incisivo inferior de *Ursus arctos*

	V	
	n=2	
1	4,5	5,3
2	6,9	8,3

TABLA 6.2.—Medidas del primer incisivo inferior de *Ursus etruscus*

	B			
	μ	σ	N	V ₁ -V ₂
1	6,1	0,45	6	5,4 - 6,4
2	8,5	0,74	5	7,7 - 9,6

TABLA 6.3.—Medidas del primer incisivo inferior de *Ursus deningeri*

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

	S				TR		K				GZ	A				RV	AR	X	CC				
	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	n=2		μ	σ	N	$V_1 - V_2$	n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	n=1	n=3	n=2	n=1				
1	6,7	1,23	7	5,2 - 8,9	8,3	8,4	6,7	1,06	35	5,8	10,1	7,2	7,1	0,88	10	6,0	8,6	6,5	5,1	7,4	6,8	8,0	6,6
2	9,3	0,57	7	8,5 - 10,0	10,3	10,4	9,2	0,84	43	7,7	10,6	10,5	9,5	0,50	8	8,7	10,0	8,0	7,7	9,6	9,6	9,9	9,6

	T				Muestra total			
	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	μ	σ	N	$V_1 - V_2$
1	6,6	0,53	18	5,5 - 7,3	6,8	0,91	77	5,1 - 10,1
2	8,7	0,85	18	7,0 - 10,2	9,1	0,78	83	7,0 - 10,6

TABLA 6.4.—Medidas del primer incisivo inferior de *Ursus spelaeus*

Segundo incisivo inferior (fig. 6. 2)

Se encuentra situado más hacia el interior de la mandíbula que los otros dos que lo flanquean. Morfológicamente es muy similar al primer incisivo, aunque es mucho más robusto y los dos lóbulos se distinguen con mucha nitidez, sobre todo en *Ursus spelaeus*. El distal posee un relieve mucho menor que el mesial, aunque es más robusto, destacándose ambos más netamente del central.

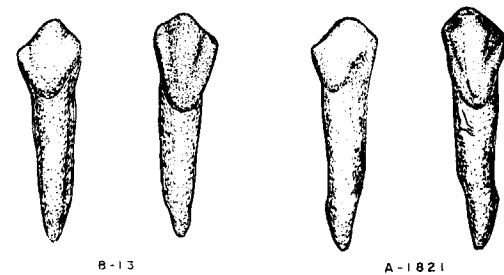


Figura 6.2.—Segundo incisivo inferior: B-13, *Ursus deningeri* (dex.) de Cueva Mayor; A-1821 (dex.), *Ursus spelaeus* de la Cueva de Arrikrutz.

En *Ursus deningeri* el lóbulo mesial está diferenciado, muestra menos relieve que en *Ursus spelaeus*. En *Ursus etruscus* como en *Ursus arctos* pasa totalmente desapercibido. El esmalte forma, en la cara anterior del diente, una línea convexa con su vértice desviado hacia la zona externa, dando una línea fuertemente convexa en la cara oclusal y dos líneas fuertemente cóncavas,

tanto en la cara mesial como en la distal. La superficie oclusal es prácticamente plana, excepto en el tercio superior del lóbulo central, donde se hace convexa y en su borde inferior, donde se unen los lóbulos mesial y distal, dando un pequeño reborde redondeado. La raíz es recta, aplana transversalmente, más ancha en el borde distal que en el proximal y con un pequeño surco a lo largo de toda su cara externa.

Sobre el segundo incisivo inferior se midió el diámetro transversal de la corona (1) y el diámetro anteroposterior (2): tabla 6.5 (*Ursus arctos*), tabla 6.6 (*Ursus deningeri*) y tabla 6.7 (*Ursus spelaeus*). En ellas se observa el ya conocido escalonamiento métrico: *Ursus arctos* - *Ursus deningeri* - *Ursus spelaeus*, siendo menores las diferencias existentes entre los valores medios del diámetro anteroposterior de la corona (2) que las que aparecen entre los diámetros transversales (1).

	TV	TR	D	FU	GF	Muestra total			
	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_2$
1	5,6 - 5,8	6,4	5,2	10,2	9,0	7,0	2,06	6	5,2 - 10,2
2	7,8 - 8,1	8,5	7,6		9,3	8,3	0,67	5	7,6 - 9,3

TABLA 6.5.—Medidas del segundo incisivo inferior de *Ursus arctos*

	SI	B			
	n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_2$
1	9,3	8,6	0,57	9	8,0 - 9,5
2	10,1	9,7	0,29	9	9,0 - 11,4

TABLA 6.6.—Medidas del segundo incisivo inferior de *Ursus deningeri*

	S				TR		K				A				AR			
	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	n=2		μ	σ	N	$V_1 - V_2$	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	μ	σ	N	$V_1 - V_2$
1			1	- 10,2	8,4 - 11,0	10,1	0,73	48	8,8 - 12,6	10,4	0,50	5	10,0 - 11,1	9,6	1,56	5	7,1 - 11,0	
2	10,9	0,46	7	10,5 - 11,6	10,6 - 12,2	11,5	1,02	54	9,2 - 15,1	11,8	0,63	16	10,9 - 12,7	11,1	1,03	5	10,1 - 12,3	

	X				T				Muestra total			
	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	μ	σ	N	$V_1 - V_2$
1	10,3	0,92	9	8,6 - 11,9	10,0	0,71	27	8,5 - 11,5	10,1	0,78	97	7,1 - 12,6
2	11,7	0,70	9	10,5 - 12,6	10,7	0,99	27	8,4 - 12,0	11,3	0,90	119	8,4 - 15,1

TABLA 6.7.—Medidas del segundo incisivo inferior de *Ursus spelaeus*

Tercer incisivo inferior (fig. 6.3)

Es el incisivo inferior más robusto, con una morfología muy significativa, marcada por su lóbulo distal que se proyecta marcadamente hacia arriba y hacia fuera, independizado por un surco. El cuerpo de la corona lo forma el lóbulo central, que también está muy desarrollado. El lóbulo mesial en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* es muy poco visible, aunque se observa un fino surco que lo independiza. Es también muy poco visible en *Ursus deningeri*; en muchas ocasiones sólo se observa una fina adherencia longitudinal, a lo largo de toda la arista mesial del lóbulo central. Por el contrario, en *Ursus spelaeus*, aunque de pequeñas dimensiones, se aprecia claramente. Al igual que en los otros incisivos, el esmalte forma en la cara anterior una línea convexa con su vé-

tice desviado hacia la región externa. En la cara mesial forma una «uve» invertida, mostrando unos bordes inferiores cóncavos. En las caras interna y distal, el borde labial de la corona es suavemente convexo, mientras que el borde lingual es cóncavo.

La raíz, bien separada de la corona por un cuello, es de sección triangular, con una cara anterior plana y una arista posterior. La cara distal de la raíz es casi plana y la mesial convexa, por lo que la raíz aparenta una curvatura hacia fuera.

Sobre el tercer incisivo inferior, se tomaron dos medidas: (1) diámetro transversal de la corona y (2) diámetro anteroposterior de la corona: tabla 6.8 (*Ursus arctos*), tabla 6.9 (*Ursus deningeri*), y tabla 6.10 (*Ursus spelaeus*). Desgraciadamente, los datos de *Ursus arctos* son demasiado escasos, tampoco son muy abundantes para *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B), estando bien representado *Ursus spelaeus*, a nivel de especie. Las dimensiones de estos dientes están claramente escalonadas,

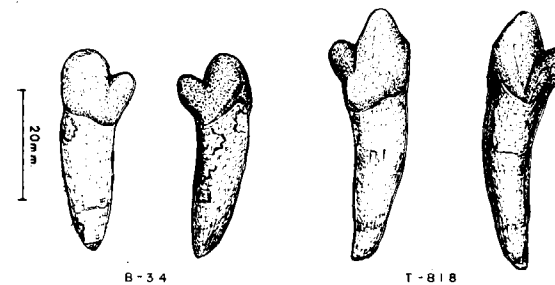


Figura 6.3.—Tercer incisivo inferior: B-34, *Ursus deningeri* (sin.) de Cueva Mayor; T-818, *Ursus spelaeus* (dex.) de la Cueva del Reguerillo.

	TV	TR	D	P
	n=2	n=1	n=1	n=2
1	7,9 - 8,2	9,5		
2	8,5 - 8,5	8,0	8,0	9,0 - 9,2

TABLA 6.8.—Medidas del tercer incisivo inferior de *Ursus arctos*

		B			
		μ	σ	N	$V_i - V_s$
1		11,7	0,73	9	10,4 - 12,6
2		10,8	0,66	11	9,5 - 11,7

TABLA 6.9.—Medidas del tercer incisivo inferior de *Ursus deningeri*

siendo notablemente más pequeño en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus*. El de *Ursus deningeri* se sitúa entre los valores de estas dos especies, aunque se aproxima más a la del oso de las cavernas; lo cual no es de extrañar, ya que es característico en las especies espéleas, el sobre desarrollo del lóbulo distal; fenómeno que ya se inicia con *Ursus deningeri*.

		S				AT				TR				K				GZ				A				
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	
1		12,6	0,59	8	11,5 - 13,6	11,8	12,3	1,32	7	10,2 - 13,6	13,2	0,87	50	11,8 - 15,6	12,6	0,93	5	12,0 - 14,0	13,8	0,92	13	12,6 - 15,7				
2		10,3	0,87	10	10,2 - 12,6	11,6	11,6	0,62	7	10,7 - 12,3	12,4	0,80	64	11,0 - 14,8	12,1	0,94	5	11,2 - 13,6	12,9	0,61	27	11,2 - 14,6				

		AZ				AR				X				GU				T				Muestra total				
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	
1		12,8	12,9	0,58	6	11,8 - 13,6	13,6	4	12,2 - 14,8	10,4	13,1	0,80	27	11,9 - 14,8	13,1	0,85	123	10,2 - 15,7								
2		12,2	12,0	0,67	6	11,1 - 13,1	13,0	4	11,4 - 14,3	9,5	12,3	0,78	35	11,0 - 13,7	12,4	0,78	160	9,5 - 14,8								

TABLA 6.10.—Medidas del tercer incisivo inferior de *Ursus spelaeus*

Canino inferior (fig. 6.4)

En comparación, son algo menos robustos que los superiores, a los que se parecen notablemente, excepto en que la corona se incurva fuertemente hacia arriba, haciéndose casi vertical. En conjunto, los caninos inferiores se dirigen suavemente hacia fuera. Aparecen en la corona las mismas crestas que se citaron en el canino superior: una en el centro de la cara distal, y otra en el límite entre las caras lingual y proximal. La cara lingual de la raíz del canino inferior es aplanada y la labial convexa.

En el canino inferior sólo se midió el diámetro transversal de la corona y de un sexado previo, mediante el empleo de histogramas: Figura 6.5 A (*Ursus arctos*), figura 6.5 D (*Ursus etruscus*), figura 6.5 C (*Ursus deningeri*), figura 6.5 B (*Ursus spelaeus*). La separación entre machos y hembras está en la clase de 15.5 mm. para *Ursus arctos*; en la de 14 mm. para *Ursus etruscus*; en los 17 mm. para *Ursus deningeri*, y en la de 18-19 mm. para el oso de las cavernas. Las modas espec-

tivas son: *Ursus arctos* (hembras), 13,5 mm.; *Ursus arctos* (machos), no determinada; *Ursus etruscus* (machos), 15 mm.; *Ursus deningeri* (hembras), 14 ó 16 mm.; *Ursus deningeri* (machos), 19 mm.; *Ursus spelaeus* (hembras), 16 mm.; *Ursus spelaeus* (machos), 20-21 mm.

La diferencia entre los valores medios de los diámetros transversales de los caninos de machos y hembras de cada especie, es mayor en *Ursus spelaeus* (24%) y *Ursus deningeri* (21%), que en *Ursus arctos* (19%) y *Ursus etruscus* (17%). En otras palabras: el dimorfismo sexual está más marcado en los caninos inferiores de las especies «espéleas» que en las de las especies «arctoides».

Primer premolar inferior

Este diente siempre aparece en *Ursus etruscus*, y casi siempre en *Ursus arctos*. En *Ursus deningeri* a veces está presente y falta otras. En *Ursus spelaeus* falta.

		LB ?				NO ?				CO ?				MN ?				LF ?				ST ?				TR ?				MK ?				PU ?				D ?			
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$								
1		13,3	0,61	6	12,3 - 13,8	13,2	13,4	16,1	4	15,0 - 17,4	16,2	16,3	13,2	13,8	16,4	12,3 - 12,7	16,8 - 18,3	13,8	12,0	15,5 - 16,5																					
2				3	17,9 - 19,0	19,1	19,3	2	24,5 - 25,3																																

		D ?				P ?				GU ?				FU ?				FU ?				GF ?				Muestra total				Muestra total ?			
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$				
1		11,3 - 14,0	14,7 - 14,7	12,3	16,4 - 17,4	13,4 - 14,9	17,4 - 17,6	16,3	1,14	20	14,7 - 18,3	13,2	0,81	22	12,0 - 14,9																		
2		- 18,6	16,1				25,6 - 26,4	24,0	2,30	6	20,5 - 26,4	18,3	1,04	12	16,1 - 19,0																		

TABLA 6.11.—Medidas del canino inferior de *Ursus arctos*

		V ?				V ?			
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$
1		15,0	0,78	9	13,8 - 16,4	12,4	0,55	10	11,7 - 13,6
2		20,7	2,56	6	20,0 - 24,4			3	17,6 - 18,3

		B				B ?			
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$
1		19,4	0,77	16	18,0 - 20,1	15,3	0,90	26	13,6 - 16,6
2		24,7	1,68	14	22,8 - 28,9	20,3	1,50	23	18,3 - 22,5

TABLA 6.12.—Medidas del canino inferior de *Ursus etruscus*

TABLA 6.13.—Medidas del canino inferior de *Ursus deningeri*

		LL ?				S ?				CA ?				CA ?				MO ?				AM ?				AT ?				UR ?				LZ ?				LZ ?				TR ?			
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$												
1		16,6	17,4	19,2 - 21,2	19,1	19,8 - 22,0	24,5	17,5 - 19,4	14,7	20,6	0,86	7	19,1 - 21,8	16,3	1,73	9	13,2 - 18,7	20,8 - 23,0																											
2			22,3	24,6 - 26,7	25,4		30,3			26,0	1,90	5	24,3 - 28,3	22,3	1,97	5	20,1 - 24,2	22,4 - 24,8																											

		K ?				K ?				GZ ?				GZ ?				A ?				A ?				ER ?					
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$		
1		21,3	0,99	17	20,0 - 23,0	16,8	1,02	21	14,6 - 19,3	20,5	16,3	22,4	1,18	70	20,3 - 24,7	16,6	1,13	23	15,5 - 19,1	23,5											
2		26,2	1,97	16	23,7 - 30,7	21,6	1,96	10	19,1 - 26,2			26,8	2,13	11	21,5 - 27,3	21,0	1,27	12	20,4 - 23,6	32,7											

		ER ?				AR ?				X ?				X ?				EY ?				T ?				T ?				
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$	
1		15,8 - 17,2	22,8	21,0	1,27	32	20,1 - 25,2	16,3	1,31	39	14,0 - 19,5	18,8	21,3	1,15	40	19,2 - 24,6	16,4	1,20	26	15,4 - 19,1	23,5									
2		20,7 - 21,1		29,0	2,69	26	24,2 - 34,6	22,2	2,70	39	18,6 - 20,2	24,1	25,3	1,97	21	22,1 - 30,0	19,5	2,00	20	17,0 - 23,5										

		Muestra total				Muestra total ?			
		μ	σ	N	$V_i - V_s$	μ	σ	N	$V_i - V_s$
1		21,8	1,33	178	19,1 - 25,2	16,5	1,27	130	13,2 - 19,5
2		27,1	2,77	82	21,5 - 34,6	21,5	2,19	85	18,6 - 34,6

TABLA 6.14.—Medidas del canino inferior de *Ursus spelaeus*

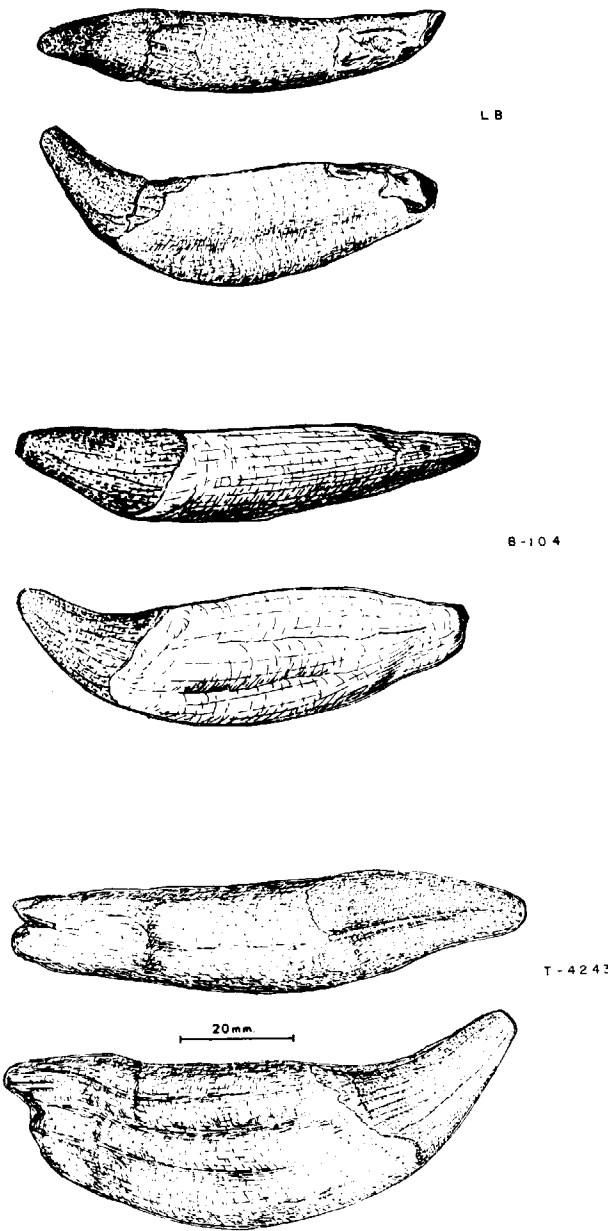


Figura 6.4.—Canino inferior: LB, *Ursus arctos* hembra (sin.) de la Cueva de la Bodega; T-4243, *Ursus spelaeus* (dex.) macho de la Cueva del Reguerillo; B-104, *Ursus deningeri* (sin.) hembra de Cueva Mayor.

Oclusalmente presenta un perfil elíptico, relativamente ancho en *Ursus etruscus*; a veces más estrecho en *Ursus arctos*. Está compuesto por una sola cúspide muy roma, aunque en un ejemplar de *Ursus arctos* procedente de Cueva Noruega (NO), esta cúspide está dividida en dos iguales

por un surco vertical, situado hacia la mitad del diente. De forma similar a como ocurre en los premolares superiores, la corona consta de una mitad externa convexa, y otra interna casi vertical o inclinada hacia dentro, rodeada en su base por un fino reborde redondeado. Posee una única raíz de tamaño respetable, transversalmente aplanada y que se inserta oblicuamente, se inclina fuertemente hacia delante.

Debido al poco material que he podido estudiar, no he encontrado diferencias de importancia, entre los primeros premolares de las diferentes especies.

En el primer premolar inferior sólo se tomaron dos medidas: diámetro anteroposterior de la corona (1) y diámetro transversal de la misma (2). Los datos de estas medidas aparecen en la tabla 6.15 (*Ursus arctos*) y tabla 6.16 (*Ursus etruscus*). El mayor tamaño de este diente en el oso de Val d'Arno, confirma la pérdida progresiva de funcionalidad.

	TR	G	NO	Muestra total		
	n=1	n=1	n=2	μ	N	$V_1 - V_5$
1	6,0	7,5	6,7 - 7,1	6,8	4	6,0 - 7,5
2	3,7	5,0	3,8 - 3,6	4,0	4	3,6 - 5,0

TABLA 6.15.—Medidas del primer premolar inferior de *Ursus arctos*

	V			
	μ	σ	N	$V_1 - V_5$
1	7,6	1,33	5	5,7 - 9,3
2	5,2	0,63	5	4,2 - 5,8

TABLA 6.16.—Medidas del primer premolar inferior de *Ursus etruscus*

	V	
	n=2	
1	5,3 -	6,3
2	4,3 -	4,6

TABLA 6.17.—Medidas del segundo premolar inferior de *Ursus etruscus*

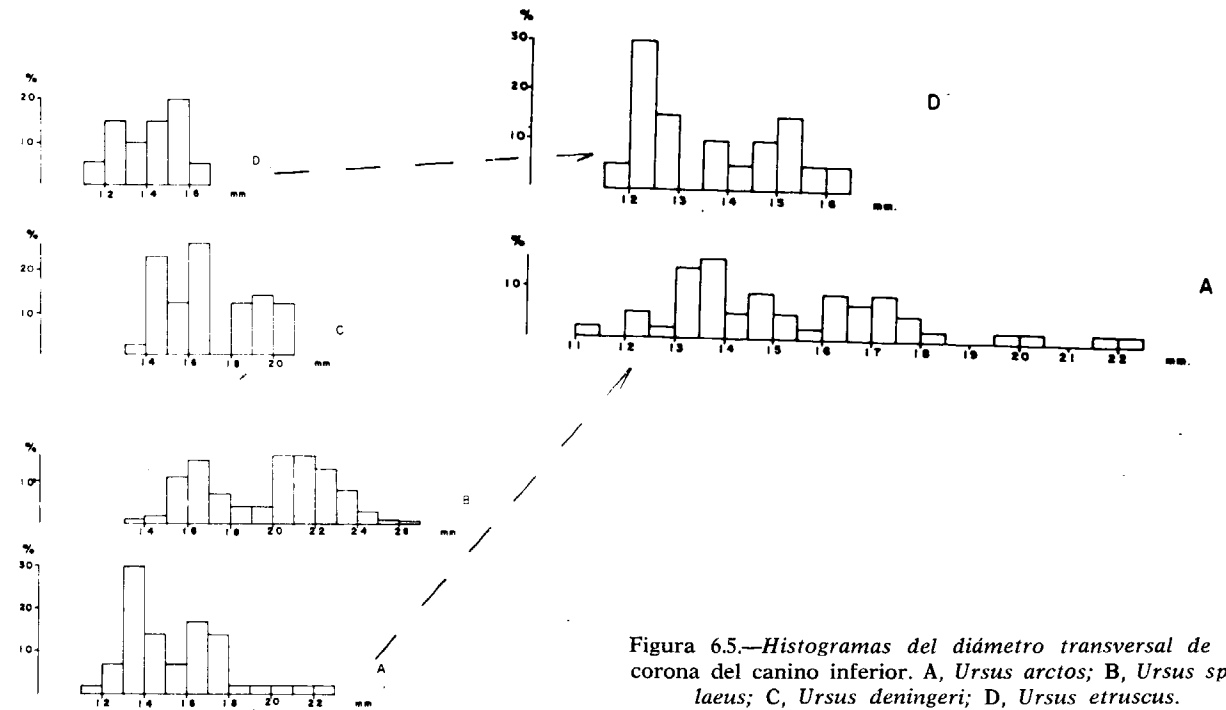


Figura 6.5.—Histogramas del diámetro transversal de la corona del canino inferior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

Segundo premolar inferior

Es un diente diminuto, de corona casi circular o algo ovalada. Su morfología es muy simple, ya que la corona desde la base se va estrechando progresivamente hacia arriba, para dar luego a una pequeña punta roma, que se sitúa casi en la parte anterior del diente. Un cuello, perfectamente marcado, separa la corona de una raíz de sección circular y corta, que se inserta verticalmente en la mandíbula.

En el segundo premolar inferior se midieron el diámetro anteroposterior (1) y el diámetro transversal de la corona (2). Sólo está presente en la mandíbula de *Ursus etruscus*, tabla 6.18.

Tercer premolar inferior

Este diente está siempre presente en *Ursus etruscus*, apareciendo raramente en las otras tres especies, algo más frecuentemente en *Ursus arctos*. En ciertas poblaciones de *Ursus spelaeus*, como la de Troskaeta (TR), parece tener cierta incidencia.

Se trata de un diente de pequeñas dimensiones, morfológica y métricamente muy similar al segundo premolar. Posee una corona que vista oclusalmente es circular o levemente ovalada, estrechándose progresivamente hacia arriba, para dar una pequeña cúspide muy roma que se sitúa un poco adelantada. La raíz es más estrecha que la corona, corta, de sección circular, aunque algo aplastada transversalmente. Se implanta verticalmente, y está separada de la corona por un cuello relativamente bien marcado.

Sobre el tercer premolar inferior se midieron el diámetro anteroposterior (1) y el transversal (2) de la corona, tabla 6.18 y tabla 6.19.

	TV	
	n=2	
1	4,6 -	5,0
2	5,8 -	6,3

TABLA 6.18.—Medidas del tercer premolar inferior de *Ursus arctos*

	v		
	μ	N	$V_1 - V_2$
1	5,8	4	4,7 - 7,0
2	4,3	4	3,9 - 4,5

TABLA 6.19.—Medidas del tercer premolar inferior de *Ursus etruscus*

El dimorfismo sexual en los molariformes

Algún autor (SPAHNI, 1955), que se ocupó del tema, concluyó en la inexistencia de dimorfismo sexual en los molariformes. A la vista de las diferentes manifestaciones ya citadas, se decidió investigar este extremo estudiando la variación de las dos medidas más tradicionales, longitud y anchura máximas, de los molariformes que pudieron ser sexados con certeza a partir del diámetro transversal del canino.

Los histogramas de la longitud del cuarto premolar inferior (fig. 6.6), revelan la marcada diferencia existente entre distribución de longitudes de premolares y de mandíbulas sexadas como machos y la de las que lo fueron como hembras. La moda de los machos se coloca en la clase de 16 mm. y la de las hembras lo hace en la de los 15 mm. El solapamiento entre las distribuciones es muy bajo: un 4 por 100 de los machos se solapan con la distribución correspondiente a hembras, y se detecta un 10 por 100 de solapamiento en la distribución de los machos respecto a la de las hembras.

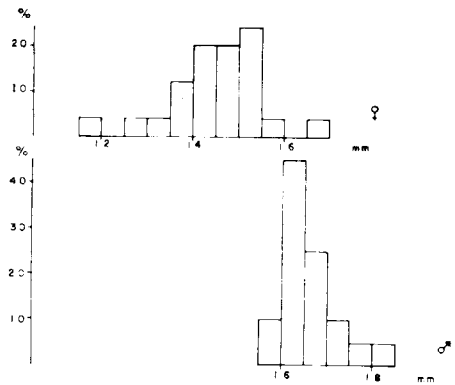


Figura 6.6.—Histograma de la longitud del cuarto premolar inferior de *Ursus spelaeus*, separado por sexos.

Los solapamientos son muy importantes: un 68 por 100 de los M_1 correspondientes a hembras, se solapan con la distribución de los M_1 pertenecientes a machos, y un 62 por 100 de los machos se solapan con la distribución correspondiente a las hembras.

En los histogramas (fig. 6.7) de la anchura del primer molar inferior se aprecia un solapamiento mayor que el que se observó en los de la longitud; de hecho, el 93 por 100 de las hembras quedan comprendidas en el rango de variación de los machos, y el 91 por 100 de las anchuras del M_1 de los machos queda comprendido en el rango de variación correspondiente a las hembras. La moda de las anchuras del M_1 , correspondiente a hembras, está en la clase de 14 mm., estando en la de los 14,5 mm. para los machos. Los parámetros estadísticos (tabla 6.20), indican una notable diferencia métrica entre los valores medios de la longitud y anchura del M_1 , que, supuesto que sigan una distribución normal, poseen significación a nivel de .01.

En el histograma de las longitudes del M_2 (figura 6.8), la moda de las longitudes de los M_2 correspondientes a hembras, está en las clases 28 y 28.5 mm.; la de los machos correspondería a las clases 30 y 30.5 mm. Un 64 por 100 de las hembras se solapan con la distribución correspondiente a los machos, y un 68 por 100 de los machos se solapan con la distribución correspondiente a las hembras.

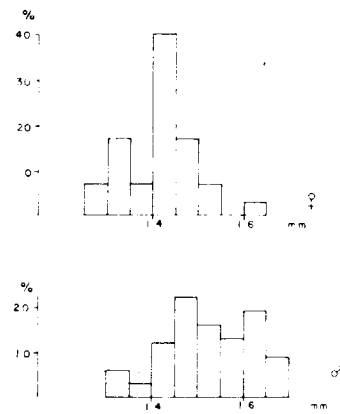


Figura 6.7.—Histograma de la anchura del talónido del primer molar inferior de *Ursus spelaeus*, separado por sexo.

		Machos			
		μ	σ	N	$V_1 - V_2$
P_4	Long.	16.5	0.67	18	15.8-18.3
	Anch.	11.4	0.63	18	10.0-12.6
M_1	Long.	30.9	1.30	34	28.0-33.9
	Anch.	15.3	1.27	33	13.0-19.9
M_2	Long.	30.7	1.33	59	27.9-33.2
	Anch.	19.5	1.19	58	17.4-21.8
M_3	Long.	27.0	2.03	52	21.4-30.8
	Anch.	20.3	1.08	51	18.0-21.8

		Hembras			
		μ	σ	N	$V_1 - V_2$
P_4	Long.	14.4	0.98	25	11.8-16.6
	Anch.	9.9	0.87	25	8.1-11.7
M_1	Long.	28.5	1.34	32	24.1-30.3
	Anch.	14.1	0.82	29	12.6-16.1
M_2	Long.	28.0	1.87	39	25.2-31.4
	Anch.	17.7	1.54	33	14.3-20.5
M_3	Long.	24.7	1.55	32	20.6-24.8
	Anch.	18.3	1.25	32	14.6-20.0

TABLA 6.20.—Parámetros estadísticos de la longitud y anchura de los molariformes inferiores, separados por sexo según el diámetro transversal del canino de las mandíbulas en las que permanecen implantados

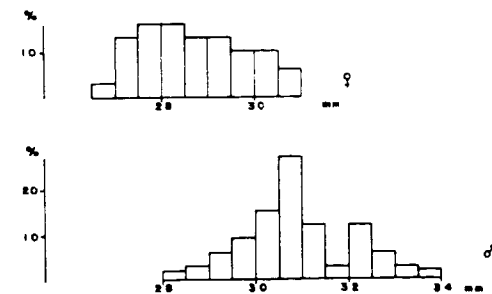


Figura 6.8.—Histograma de la longitud absoluta del segundo molar de *Ursus spelaeus*, separado por sexos.

En los histogramas de las anchuras del M_3 (fig. 6.9), las distribuciones de las anchuras del M_3 son muy platikúrticas, siendo difícil establecer las modas. Los cálculos estadísticos (tabla 6.20) permiten establecer que las diferencias entre los valores medios de la longitud y anchura del M_3 , poseen una significación a nivel de .01 como siempre supuesta una distribución normal.

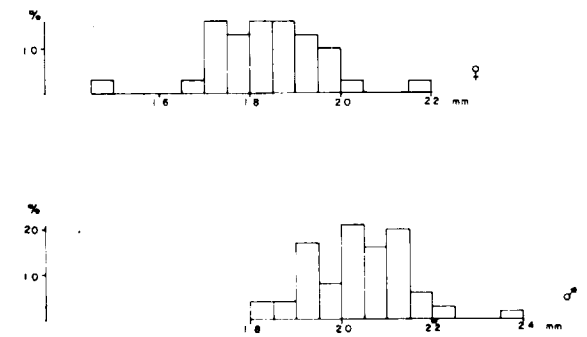


Figura 6.9.—Histograma y anchura (B) de los terceros molares inferiores de *Ursus spelaeus*, separados por sexos.

En conclusión: puede afirmarse que los valores medios de la longitud y anchura de los molariformes de los machos de oso de las cavernas son netamente mayores que los de las hembras, poseyendo estas diferencias niveles de significación elevados (.01). Esto no quiere decir que individualmente pueda procederse al sexado de los dientes aislados. Si se exceptúa el P_4 , que muestra un número de casos indeterminados aceptablemente bajo, un 7 por 100 medio de casos indeterminados. En los restantes dientes, molares, el solapamiento medio es muy alto, oscila entre el 59 por 100 en la anchura del M_3 y el 90 por 100 de la anchura del M_1 , lo que en definitiva viene a indicar que los dientes extraordinariamente pequeños y gráciles (estrechos) pertenecerán, sin duda, a hembras, y, por el contrario, los dientes muy grandes y robustos deberán pertenecer a machos. Pero la mayoría de la población estadística considerada no podrá ser sexada en función del tamaño de los molares.

Cuarto premolar inferior

(figs. 6.24, 6.25, 6.26 y 6.27)

En un diente muy interesante, clave en la distribución entre las diferentes especies, constituyendo un registro evolutivo de gran valor.

Está básicamente compuesto por una sola cúspide: el protocónido, prominente, y con un aspecto cónico, con un esbozo de talónido. Según las diferentes especies su morfología cambia, apareciendo cúspides accesorias. Posee dos raíces que

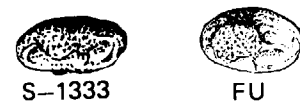


Figura 6.10.—Cuarto premolar inferior de *Ursus arctos*; S-1333 (dex.), Cueva de la Fuente Llaguno; FU-5 (dex.), Cueva Furninha.

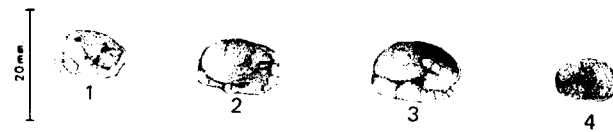


Figura 6.11.—Cuarto premolar inferior de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor. B-107 (dex.); 2-B-118 (dex.); 3-B-123 (dex.); 4-B-136 (sin.).

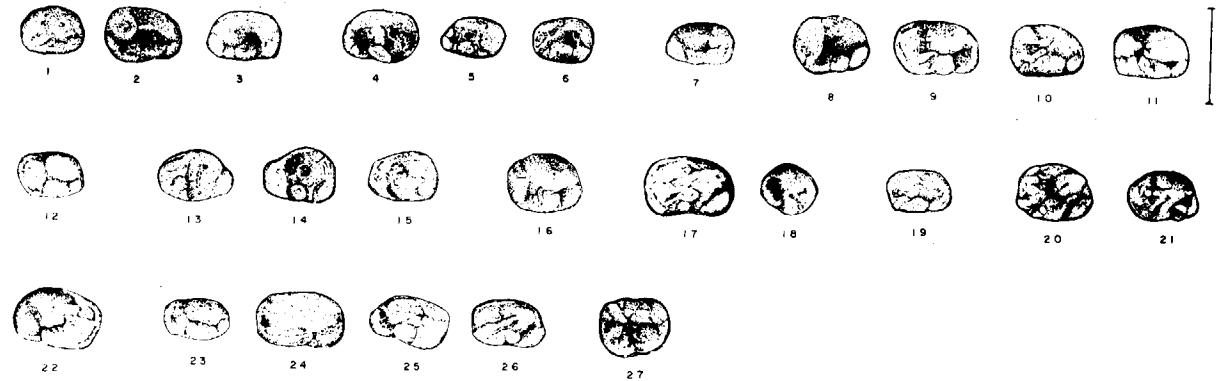


Figura 6.12.—Cuarto premolar inferior de *Ursus spelaeus*. 1-S-1311 (sin.); 2-S-1314 (sin.); 3-S-1336 (dex.); 4-LZ-34 (sin.); 5-LZ-67 (dex.); 6-LZ-69 (sin.); 7-TR-533 (dex.); 8-K-580 (sin.); 9-K-588 (sin.); 10-K-598 (sin.); 11-K-787 (sin.); 12-G1A (sin.); 13-A (sin.); 14-A (sin.); 15-A-159 (sin.); 16-AZ (sin.); 17-E-13 (sin.); 18-E-17 (sin.); 19-AR (sin.); 20-X-1213 (sin.); 21-X-3104 (sin.); 22-TU-1051 (dex.); 23-T-58 (sin.); 24-T-4145 (sin.); 25-T-4164 (dex.); 26-T-4602 (sin.); 27-K-238 (dex.). S, Cueva de La Pasada; LZ, Cueva de Lezetxiki; TR, Cueva de Troskaeta; K, Cueva de Ekain; G, Cueva de Gaztelu; A, Cueva de Arrikruz; AZ, Cueva de Artzen; E, Cueva de los Ermitons; AR, Cueva de Arbreda; X, Cueva del Toll; TU, Cueva de las Tuxoneras; T, Cueva del Reguerillo.

muestra en todos los casos una pequeña cúspula adherida a su cara interna, en una ocasión dos, esbozo del paracónido que alcanzará gran desarrollo en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. El borde interno de la corona suele ser liso, aunque en las cercanías del ángulo postero-interno, en dos de los casos, posee una diminuta cúspula que produce un suave, aunque perceptible ensanchamiento del diente.

En *Ursus etruscus* el talónido carece de complicaciones, ya que sólo está recorrido por la prolongación de la arista posterior del protocónido,

son casi iguales, algo arqueadas y cilíndricas, convergentes entre sí. Los apex se marcan por un engrosamiento, estando dirigidos hacia el eje transversal del diente.

El cuarto premolar inferior de *Ursus etruscus* es un diente típicamente carnívoro, con un aspecto cortante. Los trece ejemplares del Val d'Arno son extraordinariamente esbeltos; van dotados de un protocónido muy estrecho, que termina en un vértice agudo con una arista anterior bastante marcada, y otra posterior que va a morir al talónido. La arista anterior se levanta bruscamente, mientras que la posterior desciende suavemente hacia el talónido. El protocónido

que a veces se engrosa y levanta levisísimamente en el borde posterior del diente dando una pequeña cúspula. Todos los cuartos premolares que se han estudiado poseen dos raíces.

En los numerosos ejemplares del P₄ de *Ursus deningeri*, casi todos procedentes de Cueva Mayor (B), se observan numerosos cambios morfológicos. En primer lugar la forma general del diente ha cambiado: las formas de corona más ahusado han desaparecido prácticamente, a excepción de los dos ejemplares procedentes de la Cueva de Pardaki (PA); en general, predominan

formas elipsoidales anchas (81%); incluso se produce la aparición de morfologías de corona especialmente hipocarnívoras de contorno circular (14%).

El protocónido se hace mucho más ancho, perdiendo altura en relación con el tamaño del diente; además su arista anterior desaparece, la posterior aparece en un 85 por 100 de los casos. Es importante el gran desarrollo relativo que adquiere el paracónido, que en vez de ser una diminuta cúspula adherida a la cara interna del protocónido, aumenta de tamaño, tanto que a veces casi se equipara al protocónido, además se coloca en la base de la corona. Un indicio de la rápida evolución sufrida por esta cúspide es que en un 14 por 100 de los casos falta o está presente en forma muy rudimentaria; en un 17 por 100 de los casos aparece como una cúspide muy desarrollada, y en el 69 por 100 aparecen dos o más. Esta cúspide, que se ha asimilado al paracónido, ocupa posiciones muy variables: a veces lo hace en el ángulo anterior de la corona, en la posición teórica del paracónido; otras lo hace en una posición más retrásada, que podría corresponder al metacónido. Debido a la falta de constancia de este carácter, se prefiere conservar la denominación del paracónido, sea cual sea su posición.

El borde interno de la corona, en el 60 por 100 de los casos, muestra un fino reborde que lo recorre en toda su longitud, coalesciendo con la base de la cúspide del paracónido. A veces en vez de ser liso aparece crenulado; en general posee mucha mayor entidad que en *Ursus etruscus*. En muchos casos también en el borde externo del diente aparece un finísimo reborde. El esmalte sigue una línea regular alrededor de la corona, excepto bajo el protocónido donde se levanta levemente, dando lugar a un entrante agudo.

El talónido en los P₄ de *Ursus deningeri* se complica mucho más que en *Ursus etruscus*; sólo se ha encontrado un 4 por 100 de ejemplares que muestran un talónido liso, que debido a la mayor anchura del diente presenta una superficie oclusal mucho mayor. En un 63 por 100 de los casos, en el vértice posterior del talónido se ha desarrollado una cúspula notablemente mayor, dentro de su pequeñez, que la que aparece en el cuarto premolar inferior de *Ursus etruscus*. En los casos, ya citados, en los que existe una arista posterior en el protocónido, va a unirse con la cúspula termi-

nal del talónido que en casos (6%) adquiere gran tamaño.

La pequeña cúspula que se individualizaba en el ángulo postero-interno de la corona, sólo aparece en un 15 por 100, aunque esto se explica por la mayor importancia que adquiere el reborde que recorre el lado interno de la corona y que, en cierta manera, la engloba.

En *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B), se ha podido constatar la existencia de numerosos premolares, once de un total de veinticinco, que presentan la peculiaridad de poseer una sola raíz; fusión de las dos que generalmente aparecen en este diente. Esta fusión está mucho más marcada en el lado interno, conservándose un profundo surco en el externo, lo que permite adivinar el par original. Se desconoce el origen de este fenómeno (taurodontismo). En el hombre va ligado a fenómenos de enanismo, fenómeno que desde luego no se ha detectado en *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B).

Se ha tenido ocasión de estudiar gran número de cuartos premolares inferiores de *Ursus spelaeus*. Son dientes que pueden calificarse como robustos, si se comparan con el *Ursus etruscus* o incluso con el de *Ursus deningeri*. En *Ursus spelaeus* no están presentes las formas de protocónido poco elevado. El contorno general de la corona es elipsoidal ancho (93%), las formas circulares, que eran algo frecuentes en *Ursus deningeri*, son bastante raras (5%) y, en su mayoría, proceden de la Cueva de Ekain (K); las formas elipsoidales agudas, típicamente etruscoideas, son muy raras (2%) y sólo están presentes en la Cueva de Lezetxiki (LZ), donde existen restos de *Ursus deningeri* en los niveles estratigráficos inferiores.

El borde externo de la corona suele mostrar un pequeño reborde que generalmente no se extiende más allá de la mitad posterior del diente, aunque en ocasiones lo hace a lo largo de toda su longitud. Puede existir un pequeño reborde, a lo largo de la mitad posterior del borde interno de la corona (6%), a veces compuesto por una serie de diminutas cúspulas coalescentes. Cuando existe, va a unirse con la última cúspide del paracónido. En bastantes ocasiones (57%) se detecta una cúspula, ya existente en *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri*, que se localiza en el ángulo postero-interno de la corona, dando un pequeño ensanchamiento muy típico.

El protocónido es alto, robusto, cónico y muy ancho, con vértice romo. Al igual que en *Ursus deningeri*, la arista anterior se ha perdido en casi todos los ejemplares, excepto en tres procedentes de la Cueva de Troskaeta (TR) (1%). La arista posterior que va, tras cruzar el talónido, a morir en el borde posterior del diente, se conserva sólo en un 57 por 100 de los casos. No es raro detectar algunas aristas accesorias en la cara interna del protocónido, que salen casi del vértice de la cúspide y poseen muy poco relieve y menor continuidad, aunque quizás sean más frecuentes de lo que parece, ya que desaparecen en cuanto comienza el desgaste del diente.

El paracónido sufre un proceso importante de sobredesarrollo, los ejemplares en los que falta son muy raros; en Lezetxiki (LZ) hay dos y otro en la Cueva de la Arbreda (AR), y deben de interpretarse como atavismos, que tan frecuentes son en el oso de las cavernas. Un paracónido representado por una cúspide es poco frecuente (5%), lo más normal es que esté formado por dos cúspides (78%) o más de dos (18%). Estas cúspides, que se implantan sobre el borde inferior de la corona del diente, suelen ser altas, estrechas, casi siempre separadas por un surco profundo y estrecho, que alcanza la base de las propias cúspides. La primera, aunque no es regla fija, se coloca bastante cerca del borde anterior del diente, con su arista anterior a nivel o más adelantada que la arista anterior del protocónido. Las posteriores se colocan adosadas a la arista interna del protocónido. A veces, por medio de algunas pequeñas cúspulas, se unen con el borde interno de la corona, si es que existe.

El talónido es bastante ancho, debido al mayor desarrollo transversal del diente y a la aparición en el vértice posterior del lado interno de la base de la corona; a veces (23%) es liso, aunque normalmente posee un relieve, que en buena parte se origina por la arista que desciende por detrás del protocónido, hasta alcanzar el borde posterior del diente, donde se levanta una diminuta cúspula que puede alcanzar un desarrollo mayor (16%). En ocasiones se transforma en una verdadera cúspide (29%). El reparto de esta morfología del talónido no es uniforme ya que, por ejemplo, en la Cueva de Ekain (K) de un total de 113 ejemplares, cincuenta y seis muestran esta gran cúspide en el talónido; lo mismo ocurre en la Cueva de La Pasada (S) donde aparece en 13 ejemplares de 16;

en la Cueva de Arrikruz (A) está prácticamente ausente, dos casos en treinta y cuatro; en la Cueva del Reguerillo (T) se han detectado cinco casos entre cuarenta y dos. Esta fenomenología viene a insinuar un hecho, que se irá viendo y confirmando conforme avanza el estudio morfológico de las restantes piezas dentarias: la aparición de endemismos a nivel de población.

Las raíces, aunque morfológicamente similares, son más robustas que en *Ursus arctos* y *Ursus deningeri*, y la incidencia de taurodontismo es francamente baja (2%), habiéndose detectado algún caso en las Cuevas de: Ekain (K), Arrikruz (A) y Astigarriaga (AS).

Se ha estudiado un número apreciable de cuartos premolares inferiores de *Ursus arctos* (40) con morfología suficientemente intacta. El citar en último lugar las piezas dentarias de oso pardo, pese a su mayor «primitivismo» morfológico, obedece a que constituye el representante actual de una línea evolutiva diferente a la de *Ursus spelaeus*. De una manera general cabe citar que la forma de la corona del cuarto premolar inferior del oso pardo está equitativamente repartida entre las formas elipsoidales agudas, bastante similares a las que aparecen en *Ursus etruscus*, y las formas subcirculares ovaladas, comunes en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. El protocónido posee una morfología de cono transversalmente aplanado, no tanto como en *Ursus etruscus*. En el cuarenta por ciento de los casos esta cúspide muestra una arista anterior y otra posterior; en el treinta y ocho por ciento es algo más redondeada, faltando totalmente tanto la arista anterior como la posterior. Finalmente, en el veintidós por ciento de los casos está presente sólo la arista posterior que va a morir, atravesando el talónido, en el borde posterior del diente.

Normalmente (73%) no existe ningún relieve, que pueda asimilarse al paracónido. Está representado por una sola cúspide (más propiamente cúspula) en un 27 por 100 de los casos estudiados, pero en ocho ejemplares esta cúspide es casi microscópica; en realidad sólo está desarrollada en los P₄ de las poblaciones Cueva Furninha (FU) y Cueva de Saldarrañao (D). COUTURIER (41) cita, que ha estudiado casos en los que se puede constatar un paso de diente sectorial, sin paracónido, a tubérculo sectorial con paracónido desarrollado en varias cúspides, que asimila al metacónido, ob-

servando una pérdida de altura del protocónido conforme se desarrollan estas cúspides accesorias. Sólo se ha encontrado un P₄ con características sectoriales, aunque estos datos no harían más que confirmar la existencia de una variabilidad geográfica en *Ursus arctos*, ya constatada para *Ursus spelaeus*.

Del talónido basta citar que es muy simple, que ocupa la posición más deprimida del diente. En el 62 por 100 de los casos está atravesado por una arista, que recorre también la parte posterior del protocónido. A veces (15%) esta arista termina en una pequeña cúspula; que se levanta en el vértice posterior del diente. Existe, ocasionalmente, un reborde interno muy poco importante, sobre el que se desarrolla la pequeña cúspide del ángulo postero-interno del diente (5%).

El esmalte se abulta a lo largo de todo el borde externo de la corona, aunque no llega a independizarse como un cíngulo, algo parecido viene ocurriendo en el resto de la corona.

Un cuello neto separa la corona de las raíces, siempre dos, son finas y su morfología y orientación es idéntica a la descrita para las otras especies, aunque son menos robustas que en *Ursus deningeri*, y sobre todo *Ursus spelaeus*.

Sobre el cuarto premolar inferior se tomaron las medidas siguientes: 1) longitud absoluta; 2) anchura absoluta; 3) altura del protocónido; 4) altura del paracónido; se calcularon los índices siguientes: 5) relación porcentual de la anchura respecto de la longitud absoluta (2/1%); 6) relación porcentual de la altura del protocónido respecto a la longitud absoluta (3/1%) y 7) relación porcentual de la altura del paracónido respecto a la longitud absoluta (4/1%). Las medidas e índices de las distintas especies y yacimientos, así como los parámetros estadísticos calculados, figuran en: Tabla 6.21 (*Ursus arctos*); 6.22 (*Ursus etruscus*); 6.23 (*Ursus deningeri*) y 6.24 (*Ursus spelaeus*).

Para visualizar las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del P₄ de

	LB	ND	TV	ST	CO	MN				GR	LZ	G	TR	UB	AK	FU	UK
	n=1	n=2	n=2	n=2	n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	n=1	n=2	n=2	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1
1	14,4	12,2 - 12,4	14,3 - 14,5	12,0 - 13,0	14,3	10,7	0,87	6	9,6 - 11,7	12,0	14,8 - 15,9	11,4 - 13,6	11,0 - 12,0	11,4	11,8	12,0	11,8
2	8,2	6,7 - 7,1	7,7 - 7,9	7,2 - 7,4	8,1	6,5	0,68	6	5,8 - 7,4	6,4	9,7 - 9,2	6,1 - 7,8	7,2 - 7,7	6,5	7,2	6,9	6,9
3	8,0		8,0 - 8,8	7,5 - 7,6						8,2	10,3 - 9,8		6,8 - 8,7		7,9	8,1	8,1
4				4,5 - 5,0							6,8 - 8,1					4,1	
5	57,0		54,0 - 54,0	55,0 - 62,0					57,0 - 63,0	53,0	66,0 - 58,0	54,0 - 57,0	64,0 - 65,0	57,0	61,0	57,0	57,0
6	55,0		56,0 - 61,0	58,0 - 63,0						68,0	70,0 - 67,0		59,0 - 72,0		67,0	67,0	67,0
7				38,0 - 38,0							46,0 - 51,0				34,0	34,0	

	BA	AR	D				FU				GF	Muestra total			
	n=2	n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_2$
1	11,7 - 12,2	12,3	12,8	0,43	6	12,2 - 13,2	13,7	0,98	6	12,0 - 14,8	15,0	12,6	1,51	41	9,6 - 15,9
2	6,5 - 6,6	6,9	7,7	0,41	6	6,9 - 8,0	8,4	0,88	6	7,4 - 9,4	8,7	7,3	0,88	38	5,8 - 9,7
3	7,2 - 7,4		8,0	0,55	6	7,5 - 9,0			2	8,4 - 8,5		8,0	0,60	20	6,8 - 10,3
4														2	6,8 - 8,1
5	54,0 - 56,0				6	56,0 - 62,0			4	51,0 - 67,0	58,0	58,0		30	51,0 - 67,0
6	61,0 - 62,0				6	61,0 - 68,0			2	61,0 - 63,0		63,0		22	55,0 - 72,0
7														5	34,0 - 51,0

TABLA 6.21.—Medidas e índices del cuarto premolar inferior de *Ursus arctos*

	V			
	μ	σ	N	$V_1 - V_2$
4	13,1	1,42	15	10,8 - 16,3
2	7,3	0,70	15	6,3 - 8,6
3	7,4	0,89	11	6,0 - 8,9
4				
5	56,0		15	51,0 - 71,0
6	56,0		11	47,0 - 60,0
7				



TABLA 6.22.—Medidas e índices del cuarto premolar inferior de *Ursus etruscus*

	PA		SI		LZ		B			
	n=2		n=2		n=2		μ	σ	N	$V_1 - V_5$
1	14.4 - 14.5		11.6 - 12.5		12.7 - 13.8		12.8	1.36	35	11.2 - 17.6
2	8.1 - 8.3		8.6 - 8.1		10.2 - 8.3		9.1	1.20	35	7.4 - 13.5
3			7.3 - 8.4		9.3 - 8.3		8.1	1.12	34	5.4 - 10.1
4					5.5 - 5.1		4.5	0.83	34	0.0 - 6.1
5	56.0 - 58.0		74.0 - 65.0		80.0 - 60.0		66.0		35	58.0 - 103.0
6			63.0 - 67.0		73.0 - 60.0		59.0		34	51.0 - 72.0
7					43.0 - 38.0		37.0		34	21.0 - 44.0

TABLA 6.23.—Medidas e índices del cuarto premolar inferior de *Ursus deningeri*

	LL		S				CA		AT		UR		LZ				TR			
	n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_5$	n=2		n=4		n=3	μ	σ	N	$V_1 - V_5$	μ	σ	N	$V_1 - V_5$		
1	15.2	15.2	0.94	16	13.0 - 16.5	14.3 - 15.6	13.1 - 17.3	14.6 - 15.2	14.6	1.50	15	12.8 - 17.0	14.5	1.16	17	12.8 - 16.2				
2	10.2	10.5	0.80	16	9.4 - 12.5	11.0 - 10.5	10.7 - 11.2	9.0 - 9.9	9.3	1.12	16	6.8 - 11.7	9.6	0.91	17	8.1 - 11.0				
3	9.7	8.7	1.54	16	7.1 - 10.2	10.0 - 9.5	9.0 - 10.4		8.4	0.88	11	7.2 - 10.8	8.7	1.17	11	6.9 - 10.0				
4	6.1	5.8	1.49	16	4.1 - 6.7		5.2 - 6.8	5.4 - 5.5	5.2	0.68	12	4.2 - 6.4	5.6	0.86	12	4.8 - 9.2				
5	67.0	63.0		16	61.0 - 82.0	67.0 - 77.0	65.0 - 82.0	61.0 - 63.0	64.0		15	57.0 - 71.0	66.0		11	61.0 - 76.0				
6	64.0	58.0		16	53.0 - 67.0	61.0 - 70.0	59.0 - 70.0	55.0	61.0		15	50.0 - 68.0	60.0		11	51.0 - 74.0				
7	40.0	38.0		16	26.0 - 44.0		40.0 - 49.0	36.0 - 37.0	36.0		90	39.0 - 47.0	40.0		11	35.0 - 47.0				

	K				GZ		GC		A				AZ		ER				AR	
	μ	σ	N	$V_1 - V_5$	n=2		n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_5$	n=2	μ	σ	N	$V_1 - V_5$	n=4			
1	15.6	1.34	117	12.2 - 18.2	12.5 - 14.5	15.3	15.9	0.98	32	13.5 - 17.6	16.0 - 16.3	15.6	2.10	6	12.2 - 18.9	14.3 - 15.7				
2	11.4	1.08	119	9.6 - 14.2	8.8 - 9.5	10.3	10.7	0.89	32	9.0 - 12.9	12.0 - 12.7	11.3	1.01	6	9.9 - 12.7	9.4 - 11.8				
3	9.7	0.77	103	8.1 - 11.4	7.6 - 8.9	8.3	10.1	0.96	26	8.1 - 12.0	10.3 - 10.4	10.2	1.41	5	9.5 - 12.2	9.3 - 10.7				
4	6.5	0.70	113	5.1 - 9.7	5.5 - 5.8	6.8	6.1	1.01	32	3.4 - 7.5	6.0 - 6.6	6.5	0.31	5	5.8 - 6.7	5.4 - 6.1				
5	73.0		117	58.0 - 97.0	70.0 - 67.0	67.0	67.0		32	58.0 - 75.0	75.0 - 78.0	73.0		6	65.0 - 103.0	64.0 - 79.0				
6	62.0		103	53.0 - 81.0	61.0 - 61.0	54.0	64.0		32	57.0 - 73.0	64.0 - 64.0	69.0		5	61.0 - 84.0	52.0 - 58.0				
7	42.0		112	34.0 - 54.0	44.0 - 40.0	44.0	39.0		36	30.0 - 46.0	38.0 - 40.0	42.0		5	39.0 - 50.0	34.0 - 40.0				

	X				TU		CC		T				Muestra total			
	μ	σ	N	$V_1 - V_5$	n=3		n=3	μ	σ	N	$V_1 - V_5$	μ	σ	N	$V_1 - V_5$	
1	15.3	1.44	45	11.8 - 18.9	13.1 - 16.9	13.0 - 17.0	15.9	1.06	40	13.5 - 18.0	15.5	1.27	313	11.8 - 18.9		
2	10.7	1.14	44	8.0 - 14.6	8.0 - 11.0	9.3 - 11.0	10.7	1.11	40	8.6 - 14.2	10.8	1.05	315	6.8 - 14.6		
3	9.3	1.31	40	7.0 - 12.2	9.7 - 10.9	9.7 - 8.0	10.3	1.02	39	7.4 - 11.6	9.7	1.01	274	6.9 - 12.0		
4	7.0	1.72	40	5.2 - 7.5	6.8 - 7.0	5.8 - 6.1	6.6	0.87	39	5.1 - 7.0	6.4	1.00	292	0.0 - 9.7		
5	70.0		44	56.0 - 103.0	61.0 - 71.0	63.0 - 72.0	67.0		40	56.0 - 95.0	70.0		306	56.0 - 103.0		
6	60.0		40	39.0 - 71.0	64.0 - 65.0	54.0 - 75.0	65.0		37	58.0 - 80.0	62.0		282	39.0 - 84.0		
7	41.0		40	34.0 - 46.0	41.0 - 45.0	41.0 - 45.0	41.0		37	35.0 - 47.0	41.0		282	26.0 - 54.0		

TABLA 6.24.—Medidas e índices del cuarto premolar inferior de *Ursus spelaeus*

las diversas especies, se ha realizado un gráfico en coordenadas semilogarítmicas (fig. 6.27), con las diferencias entre los valores medios, calculados para las muestras totales de cada especie, tomando como referencia los valores medios de *Ursus spelaeus*, que es la especie con mejor representación estadística. Se deduce rápidamente que *Ursus deningeri* ocupa una posición métrica netamente intermedia entre *Ursus arctos-Ursus etruscus* y *Ursus spelaeus*, tanto en medidas como en

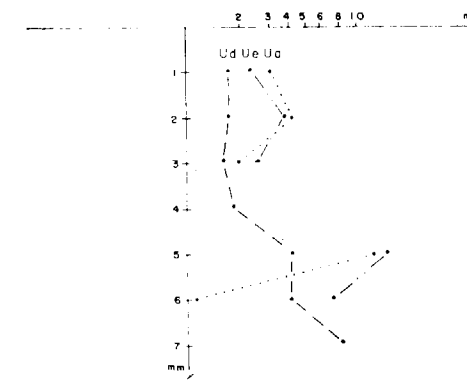


Figura 6.13.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del cuarto premolar inferior, tomando los de *Ursus spelaeus* como referencia.

índices. La longitud media del P₄ (1) de *Ursus etruscus* es netamente mayor que la de *Ursus arctos*, mientras que la anchura (2) es prácticamente equivalente. Las diferencias de los valores medios de las medidas de *Ursus deningeri*, *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, respecto a las de *Ursus spelaeus*, poseen significación a nivel de .01, supuesta normalidad de las distribuciones. Lo mismo ocurre con *Ursus deningeri* en relación a *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*; separándose con significación a nivel de .01 la longitud (1) y altura del protoconido (3) de *Ursus etruscus* respecto a *Ursus arctos*. Las diferencias de sus anchuras medias no son significativas.

En los histogramas de la longitud absoluta del P₄ (1) (fig. 6.14), se aprecia que existe un importante salto métrico desde *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri* hasta *Ursus spelaeus*, ya que las modas de las dos primeras especies se colocan en las clases de 12.5 y 13.5 mm. y en el P₄ del oso de las cavernas aparece en las clases de 15 y 15.5 mm. Existe un solapamiento total entre las longitudes de los cuartos premolares inferiores de *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri*, mientras que el 34 por 100 de los valores de *Ursus spelaeus*, se colocan por encima del valor máximo del recorrido de la longitud en *Ursus deningeri*. El histograma de la longitud absoluta del P₄ de *Ursus arctos* posee una moda netamente definida sobre la clase de 12 milímetros, inferior a la de *Ursus etruscus*, existiendo algunos valores por debajo del límite inferior del recorrido de la longitud del P₄ en *Ursus etruscus*.

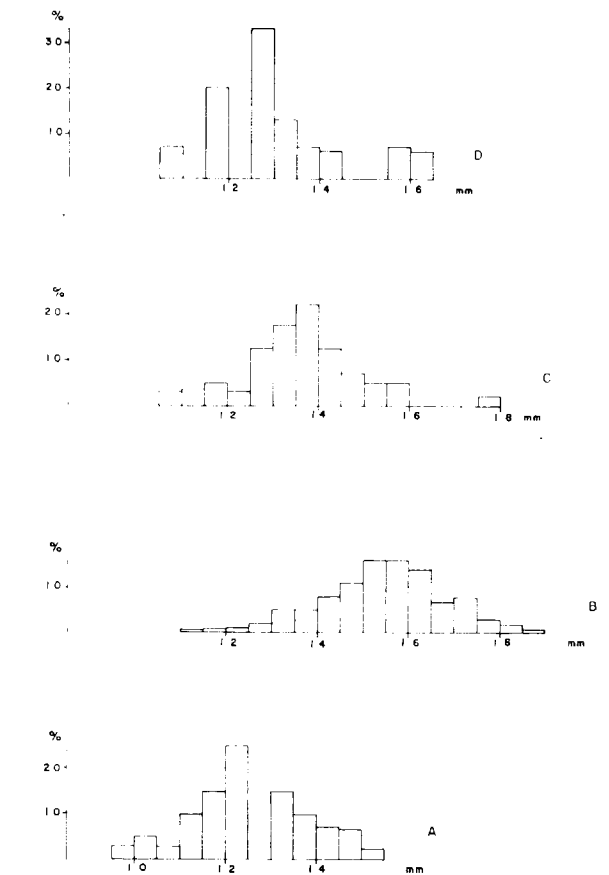


Figura 6.14.—Histogramas de la longitud (1) del cuarto premolar inferior 1). A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

En la representación de la anchura (2) en función de la longitud (1) (fig. 6.15), atribuyendo a las líneas de regresión la representación de las características de la especie, se aprecia que no sólo existe un escalonamiento creciente de tamaño *Ursus etruscus-Ursus deningeri-Ursus spelaeus*, sino que además, la anchura también es proporcionalmente mayor en el mismo sentido. En definitiva: el aumento de tamaño no sólo es absoluto, sino que la anchura aumenta proporcionalmente más, conforme se van desarrollando las características hipocarnívoras. La línea de regresión de *Ursus arctos* se coloca en posición intermedia, entre las de *Ursus etruscus* y de *Ursus deningeri*, terminando por cruzarse con la de *Ursus spelaeus*, prácticamente fuera de su campo de existencia métrica.

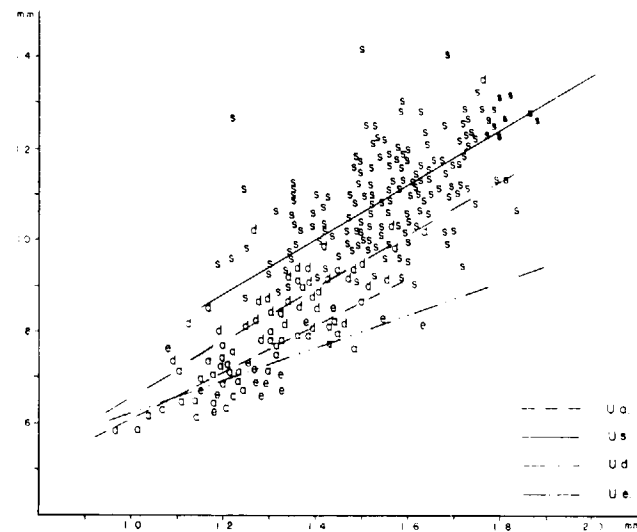


Figura 6.15.—Cuarto premolar inferior: representación bivariable de la anchura (2) en función de la longitud (1). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

La representación de la altura del protocónido (3) en función de la longitud total (1), aparece en la figura 6.16. La correlación es alta para *Ursus etruscus* (.74), sólo mediocre para *Ursus spelaeus* (.58), *Ursus arctos* (.63) y para *Ursus deningeri* (.59); lo que indica que un porcentaje elevado de la altura del protocónido del P₄ depende de una serie de factores desconocidos (azar). No obstante, se observa una cierta gradación casi similar a la descrita por la representación bivariable de la anchura y la longitud del diente: *Ursus spelaeus* posee el P₄ con mayor altura relativa, siguiéndole los de *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, siendo en consecuencia el cuarto premolar inferior de *Ursus etruscus* el que posee menor altura relativa del protocónido. Esta representación no es especialmente útil, ya que las nubes de puntos se solapan bastante: los P₄ de *Ursus spelaeus* más pequeños, estrechos y cortos, se superponen a la nube de puntos de *Ursus deningeri* e inclusive con los de *Ursus arctos*; sólo se destacan, por su pequeña altura relativa, los P₄ de *Ursus etruscus*.

Comparando entre sí varios yacimientos y empleando como referencia el yacimiento de Ekain (K), datos de la tabla 6.25, donde se especifica la significación o no de las diferencias entre valores medios de las medidas (niv. .01), supuesta normalidad de la muestra.

Destacan los yacimientos de Troskaeta (TR) y Lezetxiki (LZ), cuyos valores medios siempre aparecen netamente inferiores; aunque sólo poseen significación estadística las diferencias de los valores medios de la longitud (1) y anchura (2) de los P₄ de los dos yacimientos.

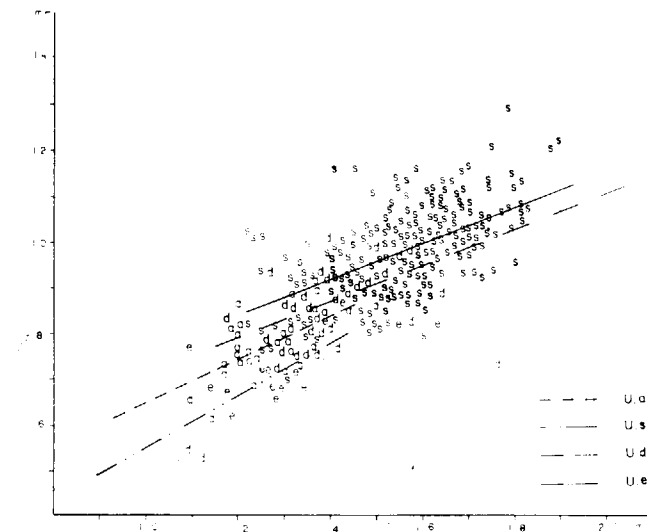


Figura 6.16.—Cuarto premolar inferior: representación bivariable de la altura del protocónido (3) en función de la longitud (1). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

TABLA 6.25.—Significación de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas del cuarto premolar inferior de *Ursus spelaeus*, según yacimientos

P ₄		1	2	3	4
LZ	<	<	<	<	<
TR	<	<			
A	<				
S	<	<	<		
X	<				
T	<	<			

Respecto a la anchura del diente (2), resulta claro que los premolares procedentes de los restantes yacimientos son más estrechos que los del yacimiento de la Cueva de Ekain (K); aparece significación estadística en los yacimientos de Arrikrutz (A), La Pasada (S), El Toll (X) y el Requerrillo (T), que forman entre sí un conjunto muy homogéneo.

En los valores medios de la altura del protocónido (3) se aprecia que el cuarto premolar inferior del oso de las cavernas de la Cueva del Requerrillo (T), es más alto que el de Ekain (K), y esta diferencia posee significación estadística (nivel .01); los de Arrikrutz (A) poseen un valor medio mayor, pero esta diferencia no es significativa. El cuarto premolar inferior de la Cueva de La Pasada (S) posee un protocónido de dimensiones medias, inferiores a las de sus homónimos de Ekain (K), diferencia notable y con significación estadística (niv. .01); el valor medio de la altura del protocónido del P₄ de la Cueva de El Toll coincide bien con el de Ekain (K).

Finalmente: de los valores medios de la altura del paracónido (4), sólo cabe citar que aunque todos los valores medios son menores que el calculado para el yacimiento de referencia, sólo posee significación estadística la diferencia del valor medio de esta medida del yacimiento de la Cueva de La Pasada (1), (niv. .01); lo cual coincide con la menor altura media del protocónido en este yacimiento.

En relación porcentual de la anchura a la longitud (5) el valor obtenido en el yacimiento de referencia (K) es netamente superior a los de los restantes, aunque estas diferencias sólo aparecen marcadas en los yacimientos de Arrikrutz (A), El Requerrillo (T), Lezetxiki (LZ) y Troskaeta (TR). En la relación porcentual de la altura del protocónido (3) a la longitud total del P₄ (6), los valores medios de la Cueva de Arrikrutz (A) y del Toll (X) son levemente mayores que los de Ekain (K), siendo levemente más bajos en los restantes yacimientos.

Finalmente, en los valores medios de la relación porcentual de la altura del paracónido referida a la longitud total del diente (7), se aprecia que el máximo valor medio se alcanza en el yacimiento de referencia (K); siendo los valores medios de los yacimientos restantes claramente menores, aunque sólo lo son de forma más marcada los de la

Cueva de La Pasada (S), que posee cuartos premolares inferiores con un paracónido de altura significativamente menor y el del yacimiento de Lezetxiki (LZ).

En los histogramas de la longitud absoluta (1) (fig. 6.17) existe una coincidencia en la moda (15.5

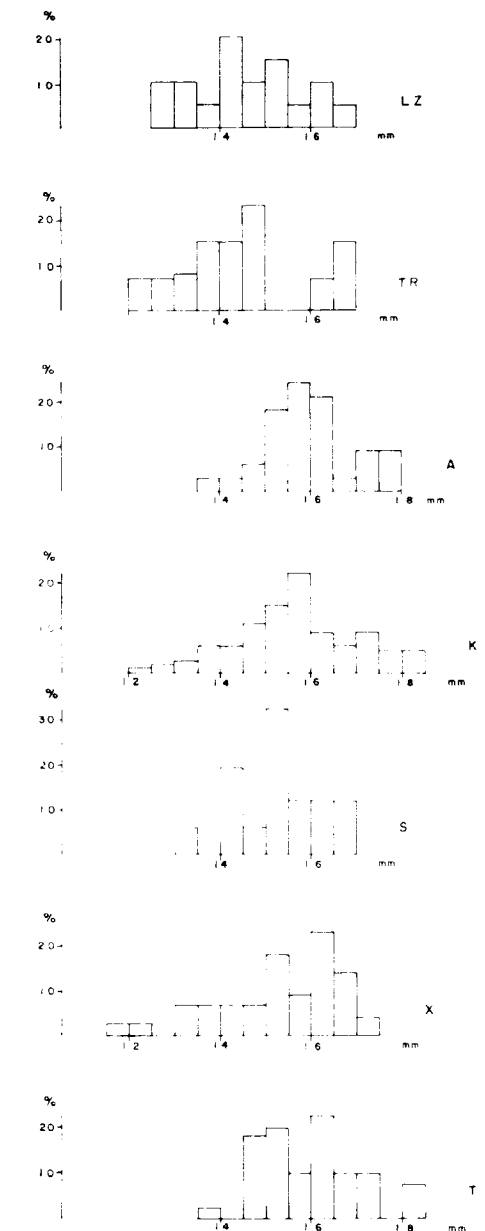


Figura 6.17.—Histogramas de la longitud absoluta del cuarto premolar inferior de *Ursus spelaeus* (1). T, Cueva del Requerrillo; X, Cueva del Toll; S, Cueva de La Pasada; K, Cueva de Ekain; A, Cueva de Arrikrutz; TR, Cueva de Troskaeta; LZ, Cueva de Lezetxiki.

milímetros) de los yacimientos de Arrikruz (A) y Ekain (K), situándose en valores más elevados 16 mm. en los de El Toll (X) y El Reguerillo (T). El yacimiento de La Pasada (S) posee tan pocos datos que la moda (15 mm.) difícilmente será significativa; algo similar ocurre en los de Troskaeta (TR) y Lezetxiki (LZ), pero en ellos se detecta una acumulación de las medidas en las clases inferiores y centrales del recorrido de la medida en los otros yacimientos.

Primer molar inferior

(figs. 6.18, 6.19, 6.20 y 6.21)

Es el diente que conserva de forma más manifiesta los caracteres carnívoros, se suele denominar también carnífera inferior y constituye una pieza clave en el estudio de la evolución de la dentición de los *Ursidos*.

Morfológicamente es un diente tubérculo sectorial, especialmente esbelto, mucho más largo que

ancho, dividido en dos zonas netas por un estrechamiento central. La parte anterior se denomina trigónido, la posterior constituye el talónido.

El trigónido está formado por tres cúspides. El paracónido ocupa todo el vértice anterior del diente. Se trata de una cúspide que vista oclusalmente posee un contorno triangular más largo que ancho, compuesto por un grueso lóbulo central flanqueado por dos aristas redondeadas, que van de la base al vértice de la cúspide; a veces esta cúspide se dirige algo hacia la región interna. Si se observa externa o internamente es una cúspide aguda que, según las especies, se dirige directamente hacia arriba o hacia arriba y hacia delante; separada del paracónido por un surco en «v» aguda aunque amplia. El protocónido, ya en el lado interno del trigónido, constituye la cúspide más robusta del primer molar inferior. Visto lateralmente, presenta un marcado perfil triangular con un vértice agudo; el lado anterior se levanta más bruscamente que el posterior que desciende paulatinamente y con suavidad hacia el estrechamiento que separa trigónido y talónido. El metacónido se sitúa en el lado interno del trigónido, donde se eleva bruscamente en forma de conjunto de cúspides, es de menor altura y dimensiones que el protocónido. Generalmente, su tránsito a la zona del paracónido viene definido por la arista anterior del metacónido que se levanta bruscamente,



Figura 6.18.—Primer molar inferior (sin.) de *Ursus etruscus* de Val d'Arno (V.30).

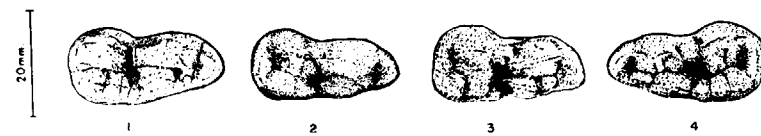


Figura 6.19.—Primer molar inferior de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B). 1-B-822 (sin.); 2-B-829 (sin.); 3-B-844 (sin.); 4-B-881 (dex.).



Figura 6.20.—Primer molar inferior de *Ursus arctos*. 1-S-1322 (sin.); 2-LZ-108 (sin.); 3-LZ-106 (sin.); 4-D (sin.); 5-FU (dex.); 6-FU-2 (dex.); 7-T-4147 (sin.). S, Cueva de la Fuente; LZ, Cueva de Lezetxiki; D, Cueva de Saldarraño; FU, Cueva Furninha; T, Cueva del Reguerillo.

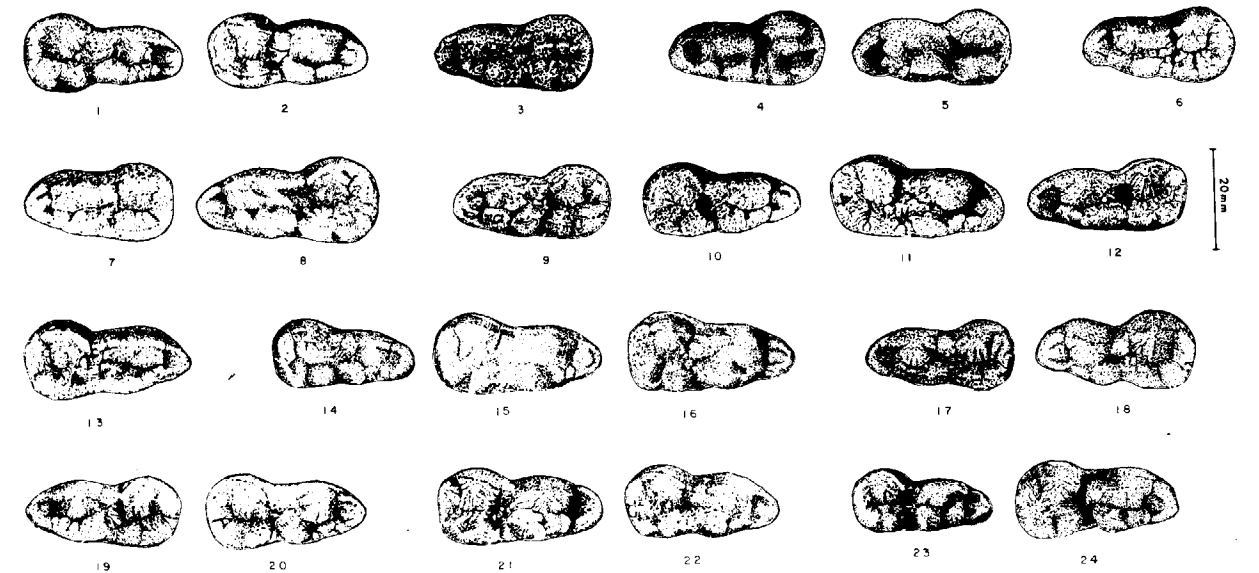
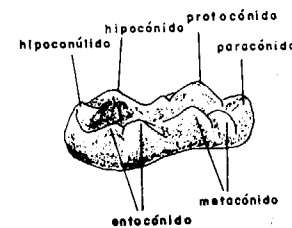


Figura 6.21.—Primer molar inferior de *Ursus spelaeus*. 1-S-1047 (sin.); 2-S-1050 (sin.); 3-AB (dex.); 4-LZ-11 (dex.); 5-LZ-48 (dex.); 6-TR-433 (dex.); 7-TR-437 (dex.); 8-TR-1118 (dex.); 9-K-299 (dex.); 10-K-545 (sin.); 11-K-592 (sin.); 12-K-525 (dex.); 13-G (sin.); 14-A-327 (sin.); 15-A-339 (sin.); 16-A-430 (sin.); 17-AZ (dex.); 18-AZ-2 (dex.); 19-AR (dex.); 20-AR-18619 (sin.); 21-X-1049 (sin.); 22-X-3181 (sin.); 23-4141 (sin.); 24-T-4573 (sin.). S, Cueva de la Pasada; AB, Cueva de Aizbitarte; LZ, Cueva de Lezetxiki; TR, Cueva de Troskaeta; K, Cueva de Ekain; G, Cueva de Gaztelu; A, Cueva de Arrikruz; AZ, Cueva de Artzen; AR, Cueva de Abreda; X, Cueva del Toll; T, Cueva del Reguerillo.

luego, en un plano ya más inferior, se encuentra el borde interno del paracónido, o una pequeña arista horizontal lisa que une ambas cúspides. Las formas más sencillas de morfología del metacónido están compuestas por dos cúspides: la anterior, que es la menor, según COUTURIER (4) se podría asimilar a un metastílido o metaconúlido. El metacónido en su parte posterior muestra una fina arista descendente, que se dirige hacia la zona del surco transversal que separa trigónido y talónido. Metacónido y protocónido están separados por un estrecho surco que se pierde en la zona del paracónido.

La región posterior del primer molar inferior, talónido, destaca con nitidez ya que el borde externo se estrangula levemente al inicio de esta zona, luego se hace fuertemente convexo; el borde interno es prácticamente recto. El talónido es más corto que el trigónido y en él se pierden las características cortantes del diente. Como ya se puso de manifiesto al hablar de las regiones en las que se divide la dentición, la parte cortante de la dentición acaba en el protocónido del primer molar y el talónido forma parte de la zona triturante.

En el borde externo del talónido se coloca una cúspide baja y roma, que vista lateralmente presenta un perfil triangular achatado; se trata del hipocónido, que puede poseer una cúspide accesoria, ya en el borde posterior del diente: el hipocónúlido.

En las especies espéleas en la parte interna del hipocónido aparece una cúspide accesoria que se apoya en la externa, compuesta por una serie de rímulas de fuerte relieve fundidas en una o más voluminosas, aunque relativamente informes. Separado del hipocónido por el surco anteroposterior, y sobre el borde interno del talónido, aparece el entocónido, generalmente formado por dos cúspides relativamente agudas aunque muy angostas, algo más altas que el hipocónido, separadas entre sí por un surco vertical, a veces bien marcado, que otras veces aparece como una fina línea indicando una separación teórica entre dos cúspides soldadas.

El borde interno de la corona es liso y se levanta suavemente bajo el metacónido. El borde externo, a veces, tiene un esbozo de cingulo en toda su

longitud, aunque sólo bien marcado en la zona del estrechamiento que separa trigónido y talónido. La línea inferior del esmalte se levanta fuertemente bajo el protocónido, más o menos bajo su mitad posterior. En el vértice anterior y borde posterior del diente, el esmalte forma una línea prácticamente recta.

El primer molar inferior posee dos raíces. La anterior, correspondiente al trigónido, es cilíndrica y vertical, se adelgaza progresivamente hacia abajo; es menor que la posterior, que corresponde al talónido, mucho más robusta, transversalmente comprimida, con su borde posterior vertical, mientras que el anterior posee una marcada oblicuidad de arriba a abajo; está hundida en su centro con un surco muy angosto, que algunas veces no se observa. Su apex es romo y se dirige levemente hacia abajo y hacia delante.

El paracónido del primer molar inferior de *Ursus etruscus* es un cúspide importante, alta, posiblemente tanto, o un poco más, que el metacónido. Es cónica y se levanta verticalmente con un vértice muy agudo; un surco transversal la separa del protocónido y metacónido. En *Ursus arctos*, especie que conserva un mayor parecido con la precedente, el paracónido se sigue levantando verticalmente en su borde anterior, pero se hace más ancho y más bajo, ya no se puede comparar su tamaño con el del metacónido y, por lo tanto, el surco que lo separa del protocónido y metacónido es menos profundo. A veces aparece alguna pequeña cúspula entre la base del paracónido y el metacónido.

En el paracónido del primer molar inferior de *Ursus deningeri*, aparece ya un cierto cambio: la cúspide se dirige oblicuamente hacia arriba y hacia delante. Su cara superior (oclusal) posee un lóbulo central convexo, separado por finos surcos de las aristas que la limitan externa e internamente, transversalmente es bastante ancha. Raramente aparecen cúspulas accesorias.

En *Ursus spelaeus* se exagera la degradación del paracónido como cúspide cortante: posee un relieve menor que en *Ursus deningeri*. Tiende a hacerse mucho más ancha aumentando su carácter triturante, al llevar unas gruesas aristas, que limitan externa e internamente un lóbulo central bien desarrollado. Las cúspulas accesorias no son raras.

El protocónido en el primer molar inferior de *Ursus etruscus* es una cúspide aguda y cortante

con una fuerte arista anterior que desciende abruptamente; la arista posterior, muy robusta, corre marcadamente hacia el interior del diente, corriendo al borde externo ya en el surco transversal que separa trigónido y talónido.

En *Ursus arctos* el protocónido es morfológicamente muy parecido al de *Ursus etruscus*, aunque la arista posterior es menos robusta y se sitúa en una posición más externa a como lo hace en *Ursus etruscus*. En *Ursus deningeri* ya se observa una importante variación, puesto que aunque la arista anterior del protocónido no difiere de como aparece en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*; la posterior desciende mucho más suavemente y casi sobre borde externo de la superficie oclusal. Todavía persisten ejemplares con morfologías en las que se conservan tendencias «etruscoides», con la arista posterior del protocónido bastante en el interior; estos casos no superan un cinco por ciento del total. En esta cúspide del primer molar inferior de *Ursus deningeri* comienza a aparecer una morfología probablemente poco funcional, común en el protocónido de *Ursus spelaeus*: sobre el tercio final de la arista posterior del protocónido se instalan unas pequeñas cúspulas, cuyo número oscila entre uno y tres; esta morfología aparece en un 10 por 100 de los casos estudiados.

El protocónido de *Ursus spelaeus* es una cúspide enorme, vertical, con una arista anterior que desciende abruptamente, mientras que la posterior lo hace mucho más suavemente y siempre sobre el borde externo de la superficie oclusiva del diente. Se observa que existen cúspulas en su tercio inferior en un 73 por 100, aunque puede que su frecuencia de aparición sea mayor, ya que se trata de una morfología que se pierde rápidamente aunque casi no exista desgaste.

El metacónido de *Ursus etruscus* es una cúspide que comienza a mostrar cierta complicación: siempre está duplicada con una pequeña cúspide que precede a la principal. En un caso se ha podido detectar una pequeña cúspula entre las dos cúspides principales. Todo el conjunto del metacónido se inclina hacia el interior del diente, con una arista anterior casi vertical. La posterior, algo menos abrupta, desciende mucho más rápidamente que lo hace su homóloga en el protocónido; esto, en parte, se debe a que la cúspide principal del metacónido se desarrolla bastante más retrasada que la del protocónido. En *Ursus arctos* el metacónido es más puntiagudo que en *Ursus etrus-*

cus; posee una arista anterior abrupta, la posterior desciende más suavemente que en *Ursus etruscus*. Todo el conjunto del metacónido se inclina, pero poco marcadamente, hacia el eje anteroposterior. Predominan las formas con una cúspide menor que precede a la principal (48%); no son raras las morfologías que indican que ha comenzado una cierta multiplicación de las cúspides, existiendo un 40 por 100 de casos de dos cúspides menores, que preceden a la principal del metacónido; sólo se han detectado dos casos en los que hay atisbos de cúspide accesorias, y uno sólo con hiperdesarrollo de cúspides accesorias, más de dos, procedente de la Cueva de los Molinos (ML).

En *Ursus deningeri* las formas simples, dos cúspides, son poco frecuentes (12%); son más abundantes las formas de dos cúspides accesorias precediendo a la principal (45%), no siendo raros los dientes en los que se produce un agran multiplicación de cúspides accesorias que acompañan a las dos que son habituales (33%), o sustituyen a la cúspide menor anterior por una amalgama de pequeñas cúspulas (10%). La morfología general del metacónido puede definirse como una cúspide alta, con un vértice relativamente romo, prácticamente vertical, con una arista anterior menos vertical que la que se observa en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*; la arista posterior es abrupta, pero en vez de ser recta se suele hacer algo convexa.

El metacónido del primer molar inferior de *Ursus spelaeus* es una cúspide muy grande vertical, alta y larga, con la cara labial más convexa que en las de las especies precedentes, de forma que casi se incrustan entre sí paracónido y metacónido. Posee una arista anterior abrupta, al igual que la posterior que desciende casi verticalmente hacia el surco transversal que separa trigónido y talónido. Las formas simples, una sola cúspide, son muy raras (1%); las formas en las que aparece la morfología doble, una cúspide menor antecediendo la cúspide principal, son frecuentes (40%); las más complicadas son dominantes (59%), aunque aquí se engloba las formadas por: dos cúspides principales y varias cúspulas accesorias (12 por 100); tres cúspides, dos accesorias antecediendo la principal (35%). En el resto de los casos (12%), una amalgama de cúspulas, sustituye a la cúspide accesorias que antecede a la principal.

De todo lo citado anteriormente, respecto a las morfologías del protocónido y metacónido de las

diversas especies se aprecia que la forma y dimensiones del surco anteroposterior que recorre todo el trigónido será distinta en las diversas especies: en *Ursus etruscus*, en el que las cúspides son convergentes y poseen aristas posteriores robustas que tienden a situarse hacia el centro del diente, el surco será muy angosto, incluso en las cercanías del surco transversal que separa trigónido y talónido. En *Ursus arctos* se ha perdido parte de la convergencia de las cúspides: el surco es algo más amplio aunque puede ser todavía definido como angosto. En *Ursus deningeri* se produce el primer cambio morfológico de importancia, ya que se ensancha el surco al verticalizarse las cúspides: se hace más amplio en la zona comprendida entre sus aristas posteriores. En *Ursus spelaeus* el surco anteroposterior se hace todavía más amplio, apareciendo algunas cúspulas que tapizan su fondo.

En *Ursus etruscus* el hipocónido es una cúspide muy sencilla y única, ocupando todo el lado externo del talónido. No existe hipoconúlido ni la serie de ríduladas internas que aparecen en otras especies; posee una forma triangular achatada. En *Ursus arctos* se produce una variación morfológica sustancial: se ensancha, perdiendo el resto de carácter punzante y ocupa, prácticamente, todo el lado externo del talónido. En general se presenta como una cúspide única (82%), insinuándose en algunos casos el hipoconúlido, aunque siempre muy reducido. Otras veces he detectado la presencia de fuertes ríduladas que tapizan la cara interna de la cúspide, preludiando la amalgama de ríduladas que refuerza, en forma de una cúspide interna accesorias, el hipocónido de las especies espéleas.

En *Ursus deningeri*, aunque la morfología de la cúspide principal no ha sufrido alteración respecto a la descrita para *Ursus arctos*, son muy raros los casos en los que sólo aparece una sola cúspide principal (6%). Normalmente está la cúspide principal acompañada por el hipoconúlido, que se coloca en el ángulo postero-externo de la corona. Es de pequeño tamaño y perfil triangular aplanado, visto desde detrás. Además, siempre suele estar presente un refuerzo interno de la cúspide lateral, formado por una serie de ríduladas muy desarrolladas, que se unen en una masa de la que sobresale un equivalente a un vértice, que se suele desgastar rápidamente. Esta morfología existe en un 66 por 100 de los casos, pudiendo existir todo tipo de combinaciones intermedias.

En el hipocónido de *Ursus spelaeus* la morfolo-

gía dominante (73%) se compone de una cúspide principal que ocupa prácticamente todo el borde externo del talónido, un hipoconúlido en el ángulo postero-externo de la corona y una cúspide accesoria interna formada por rídul. Es relativamente frecuente que falte la cúspide accesoria y/o el hipoconúlido (25%); formas más sencillas son poco frecuentes.

El entocónido del M_1 de *Ursus etruscus* es una cúspide bastante estrecha, tanto en sentido transversal como anteroposterior, que se sitúa muy retrasada, prácticamente en el ángulo postero-interno del talónido, lo que origina que el surco transversal sea desusadamente ancho.

En *Ursus arctos*, el entocónido se coloca en posición mucho más adelantada. Generalmente no se trata de una cúspide aislada, morfología que sólo está presente en un 11 por 100 de los casos; suele aparecer una cúspide precedida de una cúspula (15%), o más normalmente de otra cúspide menor (70%); los casos más complejos son raros. Las cúspides del entocónido se hacen transversalmente más estrechas que en *Ursus etruscus*.

En el entocónido de *Ursus deningeri* se produce una verdadera explosión morfológica, predominan formas complejas, en «escalera», consistentes en una o dos cúspides, prácticamente en el surco transversal que separa talónido y trigónido, a las que les sigue una cúspide menor y finalmente la cúspide principal del entocónido, bastante estrecha y ya en el ángulo postero-interno del talónido, esta morfología aparece en un 88 por 100 de los casos. Otros casos consisten en dos cúspides, bien aisladas o con alguna cúspula entre ellas, pero nunca precediéndolas. No se han detectado casos de entocónido único, aunque sí dos casos en las que está precedido de una simple cúspula.

En el entocónido de *Ursus spelaeus* se observa una predominancia de formas en «escalera» (55 por 100), aunque no se suele conservar la jerarquización de las cúspides que lo componen; las dos cúspides son prácticamente iguales, aunque la posterior es levemente más alta, son frecuentes las formas de dos cúspides, a veces asociadas a una cúspula que se desarrolla entre ambas (40%). Las formas de entocónido formado por una sola cúspide son francamente raras (5%).

De lo citado anteriormente respecto a la morfología de las cúspides del talónido, se pueden deducir las características del surco que corre a

lo largo de su superficie oclusiva hasta el borde posterior: es muy angosto en *Ursus etruscus*; algo menos en *Ursus arctos*, siendo ancho en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. Mientras que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* el surco longitudinal del talónido alcanza el borde posterior del diente, que está abierto, en *Ursus arctos* está cerrado por una pequeña muralla de esmalte, ocurriendo algo similar en *Ursus etruscus*, en el que está prácticamente estrangulado, ya que el hipoconúlido y el entocónido se tocan.

El primer molar inferior de *Ursus etruscus* está prácticamente desprovisto de cingulo, todo lo más se insinúa un leve reborde bajo el surco trigónido-talónido y el hipoconúlido. Algo muy similar se observa en el primer molar inferior de *Ursus arctos*. En *Ursus deningeri* puede faltar o estar muy pobremente representado en las mismas zonas que en las especies ya citadas; cuando está bien desarrollado puede alcanzar mayor relieve. En *Ursus spelaeus* está longitudinalmente poco desarrollado, pero es relativamente grueso y muestra microcúspulas en su borde superior, exento respecto de la superficie general de la corona.

Sobre el primer molar inferior se tomaron las siguientes medidas: 1) longitud absoluta; 2) longitud del lóbulo anterior, medida por su borde labial; 3) longitud del talónido, medida sobre su borde labial; 4) longitud del protocónido; 5) longitud del metacónido; c) longitud del entocónido; 7) longitud del hipoconúlido; 8) anchura del lóbulo anterior, trigónido; 9) anchura del lóbulo posterior, talónido; 10) anchura del estrechamiento central del diente; 11) distancia entre hipoconúlido y entocónido; 12) distancia entre metacónido y protocónido; 13) distancia entre protocónido y paracónido; 14) distancia entre protocónido e hipoconúlido; 15) distancia del surco que separa paracónido y protocónido al borde anterior del diente; 16) distancia entre la cúspide principal del protocónido y el borde anterior del diente; 17) distancia entre la cúspide principal del metacónido y el borde anterior del diente; 18) altura del paracónido; 19) altura del protocónido; 20) altura del metacónido; 21) altura del entocónido; 22) altura del hipoconúlido; 23) ángulo de la carnicera inferior; tangente a los vértices del protocónido-hipoconúlido-tangente al borde inferior de la corona. También se calcularon índices: 24) relación porcentual entre la anchura del trigónido y la longitud absoluta (8/1%); 25) relación porcentual en-

tre la anchura del talónido y la longitud absoluta (9/1%; 26) relación porcentual entre las anchuras del talónido y del trigónido (9/8%; 27) relación porcentual de la longitud del trigónido y la longitud absoluta (2/1%); 28) relación porcentual entre la distancia entre entocónido e hipoconúlido y la anchura del talónido (11/9%); 29) relación porcentual entre la distancia protocónido-metacónido y la anchura del trigónido (13/8%).

El histograma de la longitud absoluta del primer molar inferior (1) (fig. 6.22) evidencia el gran espacio métrico que separa *Ursus etruscus* de *Ursus spelaeus*, aunque algunos de los tamaños máximos, tres casos, quedarían solapados con los valores mínimos medidos en el M_1 del oso de las cavernas. Como era de esperar, *Ursus deningeri* ocupa una posición intermedia entre *Ursus etruscus* y *Ursus spelaeus*; se solapa casi totalmente con la distribución de *Ursus etruscus*; haciéndolo un 78 por 100 con la de *Ursus spelaeus*. *Ursus spelaeus* se solapa notablemente con la distribución de *Ursus deningeri* (69%) y muy poco con la de *Ursus arctos* (5%). Aunque existen superposiciones importantes entre las distribuciones de las tres especies, las modas son netamente diferentes: en el de *Ursus deningeri* aparece una moda neta sobre las clases de 26 y 27 mm.; que en *Ursus spelaeus* se desplaza hasta la de 30 mm.; en *Ursus arctos* aparece bimodalidad, probablemente originada por el tamaño de la muestra y su procedencia desigual, la moda principal se sitúa sobre la clase correspondiente a los 24 mm.

En los histogramas de la longitud del trigónido medida sobre su borde externo (2) (fig. 6.23), no hay grandes diferencias respecto a los anteriores, aunque los solapamientos han aumentado ligeramente: hay un solapamiento casi total entre la distribución de *Ursus etruscus* y la de *Ursus deningeri* (98%). Entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* es muy importante (79%), siendo idéntico el porcentaje de la muestra de *Ursus spelaeus* con dimensiones comprendidas en el recorrido de la muestra de *Ursus deningeri*. Ha aumentado el solapamiento de *Ursus arctos* con *Ursus deningeri* y con *Ursus spelaeus* (16%). Recíprocamente, el 74 por 100 de la muestra de *Ursus deningeri* y el 25 por 100 de la de *Ursus spelaeus*, quedan comprendidos en el recorrido de la distribución de *Ursus arctos*. Este aumento de los solapamientos de las distribuciones de la longitud del trigónido del M_1 de *Ursus arctos*, con las de *Ursus deningeri*

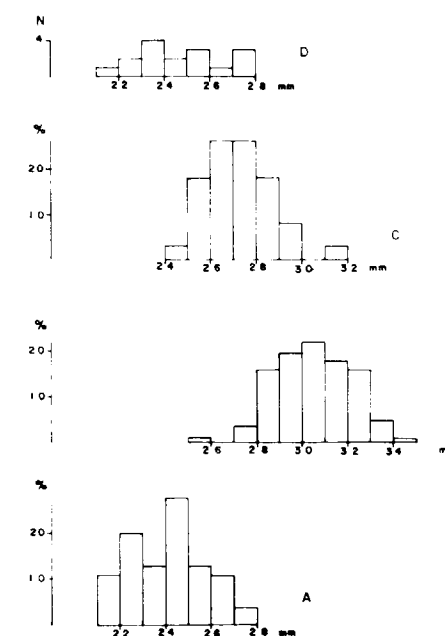


Figura 6.22.—Histogramas de la longitud absoluta (1) del primer molar inferior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

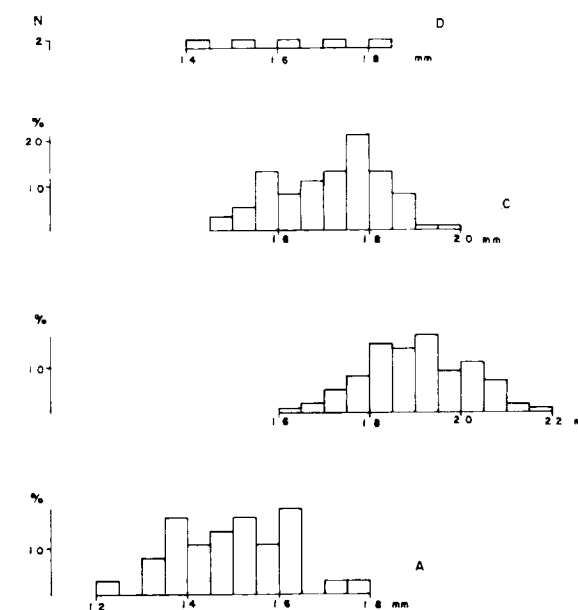


Figura 6.23.—Histogramas de la longitud del borde externo del trigónido (2) del primer molar inferior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

y *Ursus spelaeus*, sugiere que el aumento de la longitud absoluta del M₁ en las dos especies «espeleas» no es homogéneo, tendiendo a centrarse en el talónido. En la distribución del *Ursus deningeri* aparece una moda muy neta sobre la clase correspondiente a los 17.5 mm.; en *Ursus spelaeus* aparecen dos: la principal sobre la clase correspondiente a los 19 mm. y la menor sobre los 18 milímetros; en *Ursus arctos* se observa polimodalidad, la moda con frecuencia más alta se correspondería con la clase de los 16 mm.

Los histogramas de la anchura del trigónido (8) (fig. 6.24) indican que esta región del diente es notablemente estrecha en el M₁ del *Ursus etruscus*, aunque dimensionalmente se solapa con los valores inferiores de las distribuciones correspondientes a *Ursus deningeri*, *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos*. La distribución de medidas de *Ursus deningeri* se superpone, casi en su totalidad, con la de *Ursus spelaeus* (98%) y, en igual grado con la

de *Ursus arctos*. La de *Ursus spelaeus* se solapa mucho con la de *Ursus deningeri* (94%) y notablemente menos, como era de esperar, con la de *Ursus arctos* (66%). Las modas quedan muy desplazadas: en *Ursus deningeri* se coloca sobre la clase de 10.5 mm., mientras que en *Ursus spelaeus* aparece mucho más desplazada, 12 mm.

En *Ursus arctos* aparece una moda sobre la clase de los 9 mm., pero lo poco representativo de la muestra hace dudar de su significación real.

Los histogramas de la anchura del talónido (9) (fig. 6.25), muestran diferencias interesantes en comparación con los de la anchura del trigónido, analizados en el apartado precedente: entre *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* sigue existiendo un solapamiento total, pero el 34 por 100 de la muestra en *Ursus spelaeus* supera al límite de tamaño máximo de esta medida en el M₁ de *Ursus deningeri*, proporción que era notablemente inferior en la

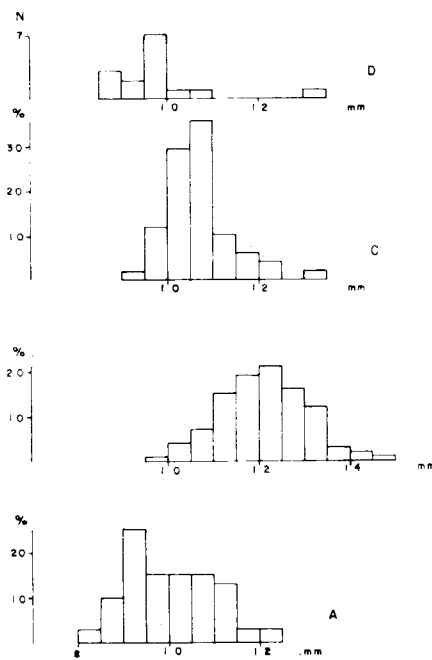


Figura 6.24.—Histogramas de la anchura del trigónido (8) del primer molar inferior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

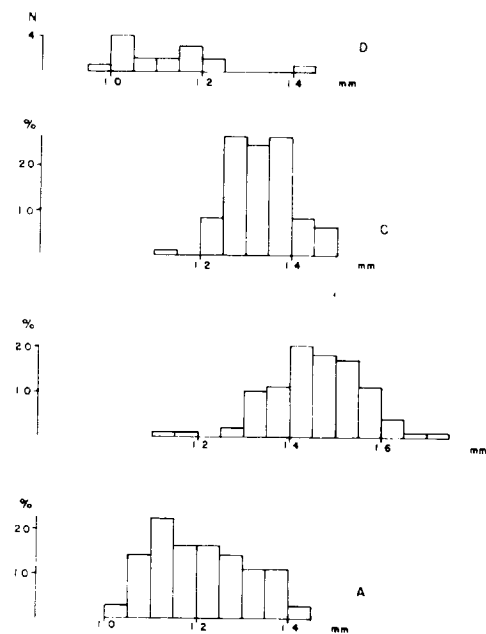


Figura 6.25.—Histogramas de la anchura del talónido (9) del primer molar inferior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

anchura del trigónido (6%). Este fenómeno se repite también entre *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos*, ya que el 52 por 100 de la muestra de *Ursus spelaeus* supera el valor máximo representado en la distribución de la anchura del talónido del M₁ de *Ursus arctos*, lo que ocurría en un 34 por 100 en la anchura del trigónido; el 83 por 100 de la muestra de *Ursus arctos* queda incluida en el recorrido de la de *Ursus spelaeus*. En cuanto a las modas de las distribuciones, cabe precisar lo siguiente: en *Ursus deningeri* hay moda doble, 12.5 y 13.5 milímetros; en *Ursus spelaeus* existe una moda clara sobre la clase de los 14 mm.; en *Ursus arctos* la moda se coloca sobre una clase inferior, 11 mm. En *Ursus etruscus* los valores medidos, que son muy pocos, tienden a colocarse sobre valores inferiores, o por debajo de la distribución de *Ursus arctos*. De este histograma y del anterior se deduce que tanto en *Ursus deningeri* como en *Ursus*

spelaeus el aumento de anchuras del primer molar inferior se centra especialmente en la zona del talónido, y aunque el trigónido también engrosa, lo hace en menor proporción.

Las medidas tomadas para los primeros molares inferiores y los parámetros estadísticos obtenidos a partir de ellas, figuran en: Tabla 6.26 (*Ursus arctos*), tabla 6.27 (*Ursus etruscus*), tabla 6.28 (*Ursus deningeri*) y tabla 6.29 (*Ursus spelaeus*). De una manera resumida se pueden contemplar las diferencias entre las cuatro especies a partir de la figura 6.26, donde se han representado en coordenadas semilogarítmicas las diferencias entre los valores medios de las medidas e índices de cada especie, tomando como referencia los valores del M₁ de *Ursus spelaeus*. Se comprueba que normalmente los valores medios de las distintas medidas tomadas sobre el primer molar inferior de *Ursus spelaeus*, superan a las de las otras tres especies,

	LB	NO	LF	TV	ST	MN	GR	LZ	G	TR	UB	AK	PU
	n=1	n=2	n=1	n=2	n=1	n=2	n=1	n=2	n=2	n=2	n=1	n=2	n=1
1	25.6	23.3 24.6	23.8	22.8 - 23.0	21.5	22.9 - 24.3	23.6	22.6 - 24.9	27.0 26.5	24.6 - 24.8	27.3	22.0 22.0	23.6
2		14.7 - 14.6	15.2	12.2 - 13.0	13.8	- 15.8	14.8	14.9 15.6		16.0 - 16.4		14.0 - 14.0	14.2
3		8.6 - 10.0	8.6	10.6 10.0	7.7	- 8.5	8.8	7.8 - 8.8		8.6 - 8.4		8.0 - 8.0	9.4
4			10.2		11.3	- 11.7	11.3	11.1 - 11.4		12.0 - 12.0		10.8 11.0	12.0
5			10.3		8.5	- 10.2	8.3	8.4 - 8.4		9.3 - 8.8		8.4 8.5	9.7
6			7.0		6.8		7.5	7.5 - 6.6		9.7 - 7.0		6.6 - 6.7	7.9
7			7.0		7.1		7.2	6.0 - 6.6		9.2 - 8.4		7.0 - 7.3	7.2
8	10.5	9.3 - 9.3	9.0	10.2 - 9.9	8.8	10.8 - 10.3	9.0	8.5 - 9.6	8.1 - 11.0	10.0 - 10.9	9.0	9.4 - 9.4	9.5
9	12.7	12.3 12.5	11.0	11.5 - 12.0	11.2	11.7 - 11.7	11.2	10.7 - 11.2	10.4 - 11.3	11.3 - 11.9	11.4	12.0 - 10.5	11.2
10	10.7	9.4 - 9.8	8.7	9.5 - 10.0	9.0	10.0 - 10.1	8.6	8.0 - 9.4	7.6 - 11.1	9.9 - 9.0	9.3	9.4 9.2	9.4
11			6.0		6.8		6.3	5.6 - 6.4		- 6.4		6.6 - 6.0	6.6
12			4.1		4.6		4.0	4.3 - 4.0		4.6 - 4.1		4.8 - 4.0	4.7
13			7.0		7.8		6.8	6.0 - 8.2		6.9 - 8.1		6.7 - 7.3	8.3
14			10.3		11.6		10.2	9.7 - 9.8		- 11.8		11.0 - 10.0	11.6
15			4.7		4.1		4.0	4.1 - 4.3		4.5 - 4.5		4.0 4.2	3.5
16			8.2		8.1		9.6	7.2 - 9.5		8.3 - 9.7		7.6 - 7.5	7.7
17			10.8		10.0		10.8	9.3 - 10.0		10.3 - 11.4		10.2 - 9.3	9.7
18			6.4		6.2		7.0	6.6 - 6.7		- 9.2		8.7 - 7.9	5.8
19			9.0		8.6		10.6	8.1 - 8.8		- 9.6		9.0 9.0	9.5
20			6.5		5.8		7.0	5.8 - 5.9		- 7.5		7.5 - 7.2	7.1
21			7.0		8.1		7.4	6.8 - 6.2		- 8.2		6.0 7.5	7.6
22			8.3		7.6		8.8	7.7 - 7.3		- 8.4		8.4 8.4	9.0
23					8.0		12.0	6.0 - 10.0		- 12.0		10.0 8.0	9.0
24	41.0	40.0 38.0	38.0	45.0 - 43.0	41.0	42.0 - 47.0	38.0	38.0 39.0		44.0	40.0	43.0 - 43.0	40.0
25	50.0	53.0 - 51.0	46.0	50.0 - 52.0	52.0	48.0 - 51.0	47.0	47.0 45.0		48.0	51.0	55.0 58.0	47.0
26	121.0	132.0 - 134.0	122.0	113.0 - 121.0	127.0	114.0 - 108.0	124.0	126.0 117.0			127.0	128.0 - 112.0	118.0
27		63.0 - 59.0	64.0	54.0 - 57.0	64.0	- 65.0	63.0	66.0 - 63.0		66.0		64.0 64.0	60.0
28			59.0		61.0		56.0	52.0 - 57.0		- 54.0		55.0 57.0	59.0
29			46.0		52.0		44.0	51.0 - 42.0		- 38.0		51.0 43.0	49.0

TABLA 6.26.—Medidas e índices del primer molar inferior de *Ursus arctos*

	BA	D	P	FF	FU	GF	ML	Muestra total				
	n=1	n=2	n=1	n=2	n=2	n=2	n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_s$	
1	21,0	22,0 - 26,7	25,0		25,3 27,8		24,6	24,3	1,60	34	21,0 - 27,8	
2	13,8	13,8 - 17,7	15,5		14,8 - 17,4		13,7	15,2	0,58	30	12,2 - 17,7	
3	7,2	8,2 10,5	9,5		10,2 12,0		10,9	9,2	1,06	30	7,2 - 12,0	
4	10,3	10,3 - 13,0			11,6 13,8		9,1	11,6	0,86	25	10,2 - 13,8	
5	9,3	8,7 10,2	10,4		10,6 - 13,2		10,2	9,7	1,14	26	8,3 - 13,2	
6	7,0	8,0 - 9,7	9,4		8,9 9,7		8,6	8,2	1,08	25	6,6 - 9,7	
7	6,0	6,6 - 9,0	9,0		8,0 9,2		7,8	0,82	25	6,0 - 9,2		
8	8,8	8,4 - 11,1	10,2	9,5	9,6 12,0	10,6	9,0	9,7	1,20	39	8,1 - 12,0	
9	10,4	11,3 - 13,5	12,2	10,7 - 11,9	12,2 14,2	13,2 - 13,5	10,5	12,4	0,98	39	10,4 - 14,2	
10	9,0	9,4 - 10,8	9,7	8,7 - 9,5	9,6 12,5	12,8 - 11,2	9,4	9,9	0,93	40	7,6 - 12,8	
11	5,0	6,3 - 7,3		6,3	6,6 8,4		6,6	0,59	21	5,0 - 8,4		
12	4,3	4,6 - 5,1		4,8	3,5 5,8		3,6	4,5	0,40	22	3,6 - 5,8	
13	6,8	8,7 - 9,2		6,7	7,3 8,9		8,0	7,8	0,87	22	6,0 9,2	
14	10,0	10,8 12,2		10,8	11,3 12,8		11,1	1,01	11	9,7 12,8		
15	4,6	4,7 6,5		4,4	4,5 6,5		4,6	4,5	0,55	22	3,5 - 6,5	
16	7,5	7,2 - 10,8		9,3	8,8 10,5		9,1	8,5	0,92	23	7,2 - 10,8	
17	9,0	9,3 12,8		11,4	11,0 12,6		10,0	10,7	0,87	23	9,3 - 12,8	
18	6,2	7,2 7,8		7,8	6,6 7,4		7,3	7,2	0,72	22	5,8 9,2	
19	8,0	10,5 - 11,0		10,1	7,3 10,2		7,8	9,5	0,93	20	7,3 - 11,0	
20	6,2	6,6 8,2		7,6	7,0 7,8		6,6	7,1	0,81	21	5,8 - 7,8	
21	7,2	6,8 - 8,3		7,7	9,6		7,0	7,7	0,81	22	6,0 - 9,6	
22	7,7	8,2 - 9,6		9,0	9,3 10,3		8,8	0,74	21	7,3 - 10,3		
23	13,5	9,0		7,5	8,0 9,0		8,7	2,25	14	6,0 13,5		
24	42,0	37,0 - 42,0	41,0		38,0 43,0		37,0	41,0	2,40	33	37,0 - 47,0	
25	50,0	49,0 - 55,0	49,0		48,0 51,0		43,0	49,0	6,00	36	43,0 55,0	
26	118,0	114,0 135,0	120,0	125,0	117,0 127,0		117,0	121,0	6,00	36	108,0 135,0	
27	66,0	60,0 - 66,0	62,0		59,0 - 63,0		56,0	61,0	5,20	31	54,0 - 66,0	
28		47,0 - 57,0		53,0	50,0 61,0		54,0	2,88	18	47,0 - 61,0		
29	48,0	45,0 - 48,0		51,0	32,0 - 53,0		40,0	47,0	4,20	22	32,0 - 52,0	

TABLA 6.26.—Medidas e índices del primer molar inferior de *Ursus arctos*

	S					AT	UR	LZ					TR					K					KS
	μ	σ	N	$V_1 - V_s$	n	n=4	n=2	μ	σ	N	$V_1 - V_s$	μ	σ	N	$V_1 - V_s$	μ	σ	N	$V_1 - V_s$	μ	σ	N	$V_1 - V_s$
1	30,9	1,25	21	28,4 - 37,4	30,0	31,5	29,5 - 30,5	28,3	2,02	27	27,0 - 31,2	29,2	1,60	26	28,2 32,4	30,8	2,58	196	27,1 34,7	31,3			
2	18,7	1,50	14	17,4 - 20,0	18,5	19,4	- 18,5	17,9	1,31	23	16,5 19,8	18,1	1,09	18	17,4 20,0	19,2	1,98	180	16,5 21,8	19,6			
3	11,9	0,23	13	10,1 13,5	11,3	13,0	- 12,0	10,5	1,13	23	9,9 12,5	11,0	0,81	18	10,1 13,5	11,9	1,00	178	9,5 14,2	11,7			
4	14,0	0,65	9	13,3 - 15,1	12,3	14,3	- 13,8	13,3	1,06	20	11,5 - 15,0	13,2	0,86	18	11,3 15,1	13,8	0,95	157	10,4 15,2	15,2			
5	12,0	0,79	9	10,8 13,0	10,7	12,8	- 11,2	10,5	1,05	22	8,8 11,8	11,3	1,37	19	10,8 - 13,0	11,7	1,25	153	9,2 16,0	12,5			
6	11,1	0,82	9	10,2 - 12,7	9,3	10,5	- 10,2	1,34	22	8,8 12,2	10,2	1,27	21	8,3 13,2	11,5	1,21	155	9,3 14,6	11,4				
7	9,5	0,88	9	8,4 - 12,0	8,2	9,1	- 9,8	8,8	1,62	19	7,8 10,5	8,6	0,71	20	8,4 - 12,0	9,1	0,87	153	7,8 - 13,9	9,3			
8	12,3	0,91	21	10,7 - 13,7	10,8	14,3	- 11,3	11,3	1,02	27	9,4 - 13,1	12,6	1,15	24	10,7 - 13,7	12,4	0,80	203	10,6 14,7	11,3			
9	14,9	0,70	21	12,5 - 16,2	13,7	15,5	- 15,2	13,7	1,06	27	12,7 - 15,2	14,6	1,24	28	12,6 - 16,2	14,8	1,11	208	13,0 17,9	14,8			
10	11,4	1,08	20	10,5 13,0	11,2	13,4	- 9,9	10,8	1,15	26	8,5 - 12,5	12,4	0,76	22	10,5 - 13,0	11,8	0,86	193	10,0 14,3	11,7			
11	10,2	0,34	9	8,0 - 11,6	9,4	11,0	- 8,4	1,58	18	7,2 11,5	9,2	0,89	22	8,0 - 11,6	10,0	0,93	199	8,3 13,0	9,6				
12	6,8	0,77	9	6,3 7,3	6,0	7,7	- 6,0	0,90	16	5,3 - 7,6	6,4	0,85	19	6,3 7,3	6,9	0,61	144	5,4 8,5	6,6				
13	9,0	0,89	9	8,0 - 10,0	8,7	10,0	- 8,5	1,05	17	7,0 10,0	8,4	0,74	18	8,0 11,1	9,5	1,05	145	7,4 - 11,1	8,1				
14	13,7	0,56	9	11,7 - 14,4	12,4	14,8	- 13,7	1,80	19	12,6 - 15,5	13,5	1,12	17	11,7 - 14,4	13,8	1,07	138	10,8 16,8	15,6				
15	6,0	0,96	9	4,8 6,5	5,4	6,5	- 5,2	0,88	20	4,5 - 6,7	5,2	0,58	16	4,8 - 6,5	6,0	0,72	141	3,4 7,8	5,4				
16	11,3	1,05	9	10,0 - 13,4	10,0	11,5	- 9,6	1,12	21	8,7 - 11,6	11,7	0,65	16	10,0 13,4	10,7	0,86	140	9,3 13,8	10,5				
17	13,6	0,74	9	10,8 - 14,0	13,4	14,6	- 12,1	1,25	21	14,5 12,8	12,8	0,85	17	10,8 14,0	13,7	0,96	139	10,1 16,4	13,3				
18	9,3	0,72	9	9,0 - 9,8	8,0	9,9	- 7,8	0,85	24	7,0 - 9,2	9,4	0,72	15	9,0 - 9,8	9,1	0,54	150	7,9 - 10,5	7,7				
19	11,5	0,60	9	10,7 - 13,0	11,0	13,6	- 10,4	1,12	25	9,1 - 12,8	11,6	0,98	15	10,7 13,0	11,8	0,83	143	9,7 14,6	12,0				
20	9,2	0,54	9	8,3 - 10,0	7,7	9,7	- 7,4	0,90	26	6,4 9,3	8,9	0,65	17	8,3 10,0	9,1	0,69	148	7,0 - 12,3	8,2				
21	9,0	0,73	9	8,3 9,7	9,0	9,6	- 7,7	0,63	27	6,8 - 8,7	8,4	0,76	18	8,3 - 9,7	9,2	0,66	144	7,0 11,6	8,4				
22	10,2	0	9	8,5 - 11,0	9,4	11,3	- 8,7	0,84	19	7,7 - 10,0	9,2	0,76	18	8,5 - 11,0	10,1	1,80	140	8,6 - 11,8	9,7				
23	9,0	0	9	9,0 9,0	7,0 - 11,0		- 8,4	1,90	19	5,0 - 10,0	10,1	0,95	11	7,0 12,5	10,0		129	6,0 15,0	8,0				
24	41,0	21	37,0 - 45,0	36,0 - 42,0		37,0	40,0	25	37,0 43,0	43,0		23	37,0 - 45,0	40,0		191	36,0 - 44,0	36,0					
25	49,0	21	44,0 53,0	46,0 - 49,0		- 50,0	49,0	25	47,0 52,0	50,0		24	44,0 - 53,0	48,0		191	43,0 - 53,0	47,0					
26	121,0	21	108,0 136,0	108,0 127,0		- 135,0	122,0	27	114,0 - 134,0	117,0		24	108,0 136,0	119,0		193	108,0 130,0	137,0					
27	62,0	14	53,0 - 65,0	59,0 - 62,0		- 61,0	63,0	23	59,0 - 66,0	62,0		18	59,0 65,0	62,0		177	57,0 66,0	63,0					
28	70,0	14	63,0 77,0	63,0 - 75,0			61,0	18	52,0 - 76,0	65,0		18	63,0 77,0	66,0		138	58,0 82,0	65,0					
29	55,0	4,00	9	52,0 61,0	54,0 - 58,0		52,0	18	49,0 60,0	52,0		15	41,0 61,0	55,0		144	44,0 - 71,0	58,0					

	V			
	μ	σ	N	$V_1 - V_s$
1	24,8	1,86	17	21,2 - 27,6
2			3	14,2 - 18,3
3			4	7,0 - 9,5
4			2	12,3 - 12,5
5			2	9,3 - 12,6
6			2	6,8 - 6,8
7			2	6,3 - 8,0
8	9,8	1,07	15	8,8 - 10,6
9	11,2	1,14	15	9,5 - 14,2
10	9,6	0,56	13	8,6 - 10,7
11				
12			2	5,3 - 5,6
13			2	6,9 - 8,3
14			7	11,7 - 12,6
15			1	4,8
16			2	9,8 - 10,8
17			2	11,7 - 12,7
18			1	6,7
19			2	8,0 - 10,3
20			2	6,5 - 8,0
21			2	6,3 - 8,0
22			2	7,2 - 9,2
23				
24	40,0		14	35,0 - 48,0
25	45,0		13	37,0 - 50,0
26	113,0		14	105,0 - 123,0
27			4	63,0 - 68,0
28			2	46,0 - 52,0
29			2	55,0 - 58,0

TABLA 6.27.—Medidas e índices del primer molar inferior de *Ursus etruscus*

	PA	SI	LZ	B			
	n=1	n=2	n=2	μ	σ	N	$V_1 - V_s$
1	25,8	25,5 - 25,5	25,5 - 26,5	26,6	3,40	41	24,8 - 29,5
2		15,9 - 16,2	16,6 17,8	17,0	1,53	39	14,7 - 19,0
3		9,6 9,3	8,9 8,7	10,5	1,40	63	8,5 - 12,0
4		12,4 12,2	11,6 - 13,3	12,9	1,45	24	9,9 - 14,6
5		10,7 10,3	10,4 - 10,3	9,7	1,14	23	8,1 - 11,5
6		9,7 10,6	10,2 - 9,8	10,1	1,50	32	8,5 - 12,8
7		9,0 9,0	7,3 8,6	8,4	0,83	36	6,7 10,2
8	9,5	10,5 10,6	10,6 10,3	10,4	1,62	52	9,4 12,3
9	12,0	13,0 - 12,5	12,4 - 12,8	12,3	0,84	81	11,3 - 16,0
10		9,8 - 10,0	10,9 - 10,8	10,7	0,91	71	9,0 - 12,7
11		5,8 5,1	8,0 7,8	0,68	33	6,4 - 9,2	
12		5,2 - 4,3	5,4 5,4	0,47	29	4,6 - 6,3	
13		7,3 - 6,6	8,2 7,8	0,71	23	6,7 - 9,3	
14		12,8 - 12,6	14,3 14,1	1,02	27	12,7 - 15,7	
15		5,3 - 4,6	4,5 5,1	0,99	37	3,7 - 6,2	
16							

	TU		EY		1				Muestra total				
	n	2	n	1	μ	σ	N	V_1	V_2	μ	σ	N	V_1
1	26.4	28.5	28.1	30.1	1.50	43	28.2	33.5	30.3	2.06	484	24.6	34.7
2	18.0			18.2	1.38	42	16.4	20.6	19.0	1.56	410	16.4	21.8
3	10.5			12.0	0.98	42	10.3	13.5	11.7	1.01	418	9.1	14.2
4	12.6			13.3	1.17	42	7.9	14.5	13.7	0.99	337	7.9	15.5
5	12.4			10.6	1.14	42	8.0	12.1	11.3	1.17	336	8.0	16.0
6	10.7			10.9	0.98	42	8.5	12.6	11.0	1.13	344	8.3	14.6
7	8.4			8.9	1.17	42	7.0	12.2	9.0	0.89	335	6.8	13.9
8	11.2	10.5	12.7	11.6	0.85	43	10.5	13.4	12.2	0.87	493	9.4	15.7
9	14.4	13.3	14.0	14.0	1.14	42	11.0	16.3	14.6	0.84	504	11.0	17.9
10	11.2	9.7	11.3	10.8	0.72	43	9.5	12.4	11.4	0.83	485	8.5	14.3
11	9.9			9.4	0.84	42	8.0	11.1	9.6	0.88	315	7.2	13.0
12	6.0			6.7	0.53	42	5.3	7.6	6.8	0.60	314	5.2	8.5
13	9.3			9.4	0.76	43	7.7	10.5	9.3	0.90	313	7.0	11.1
14	12.8			14.0	0.81	42	12.7	16.1	13.9	1.06	305	10.8	16.8
15	4.5			6.5	0.83	42	5.0	8.0	6.0	0.73	296	3.4	8.0
16	10.7			10.4	1.11	42	8.7	12.7	10.6	0.87	307	8.2	13.4
17	13.0			13.0	1.08	42	9.6	15.3	13.4	0.98	309	9.6	16.4
18	7.2			8.7	0.76	42	5.8	10.1	9.0	0.72	324	5.8	10.6
19	10.0			12.0	0.92	42	10.5	13.8	11.8	0.86	314	9.0	14.6
20	7.3			8.9	0.63	42	7.6	10.2	8.8	0.70	329	6.4	12.3
21	8.9			8.7	0.58	42	7.6	10.0	8.8	0.67	329	6.8	11.6
22	9.0			10.0	0.83	42	8.6	12.1	10.0	0.71	307	7.7	12.1
23				10.2	1.67	43	8.1	14.0	9.9	1.60	275	5.0	15.0
24	42.0	37.0	45.0	39.0		43	35.0	46.0	41.0		469	35.0	47.0
25	53.0	47.0	50.0	47.0		42	42.0	51.0	48.0		466	42.0	53.0
26	125.0	127.0	110.0	121.0		42	107.0	141.0	116.0		473	107.0	141.0
27		63.0		61.0		42	42.0	64.0	62.0		405	42.0	67.0
28		74.0		69.0		42	58.0	89.0	67.0		332	57.0	89.0
29		57.0		58.0		42	40.0	69.0	55.0		314	44.0	71.0

TABLA 6.29.—Medidas e índices del primer molar inferior de *Ursus spelaeus*

ocupando los de *Ursus deningeri* una posición intermedia. Las mayores diferencias suelen darse en las pocas medidas conocidas de *Ursus etruscus*. Llama la atención que existe un valor medio, la distancia entre el vértice del protocónido y el borde anterior del diente (15), que aparece algo mayor en *Ursus deningeri* que en *Ursus spelaeus*. Analizada esta anomalía, resultó no ser significativa, suponiendo normalidad en las dos distribuciones. En los índices se observan comportamientos dispares: en la relación porcentual entre la anchura del trigónido y la longitud absoluta (24), los valores medios resultan menores que los del oso de las cavernas, aunque la diferencia es inapreciable para *Ursus arctos*, lo cual refleja un hecho ya conocido al tratar de los molares superiores: es tan importante el alargamiento de los

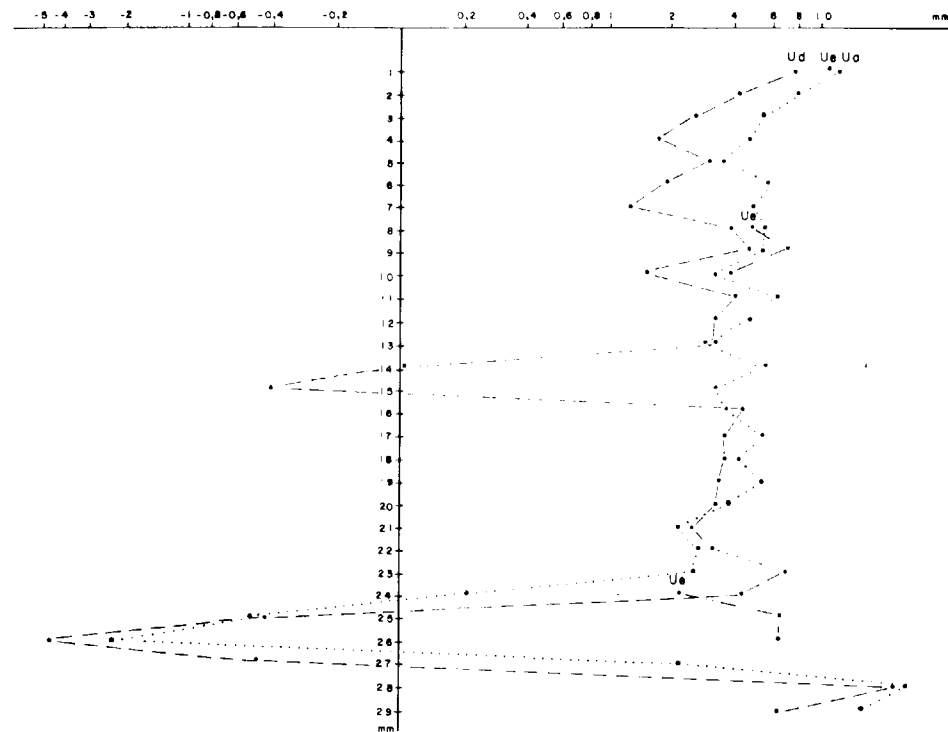


Figura 6.26.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del primer molar inferior, tomando como referencia los de *Ursus spelaeus*.

dientes de oso de las cavernas que sus dimensiones transversales no se desarrollan en igual grado. Esto se subraya en la relación porcentual de la anchura del talónido y la longitud (25), mayor en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus*. En estos dos índices el valor medio de *Ursus etruscus* se mantiene constantemente por debajo del valor calculado para *Ursus spelaeus*. En consecuencia: el índice relación porcentual entre la anchura del trigónido respecto a la del talónido (26), aparece con valores medios algo más elevados que los de *Ursus spelaeus* en los primeros molares de *Ursus arctos* y *Ursus deningeri*. En el índice relación porcentual entre la longitud externa del trigónido y la longitud absoluta (27), se observa que el valor medio correspondiente a *Ursus deningeri* aparece con un valor algo más elevado que el calculado para *Ursus spelaeus*; esto es reflejo del mayor valor medio de la longitud externa del trigónido del M_1 (2) de *Ursus deningeri*. Las relaciones porcentuales entre la distancia entocónido metacónido y la anchura del trigónido (30), aparecen en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* con valores medios claramente inferiores, lo que en definitiva confirma la mayor convergencia de las cúspides en estas dos especies.

A continuación se pasará a estudiar las relaciones métricas en el primer molar inferior mediante el análisis bivariado de algunas de las medidas más significativas.

Entre la longitud del borde externo del trigónido (2) y la longitud absoluta (1), existe una correlación discreta para *Ursus spelaeus* (.61), algo más alta (.76) para *Ursus arctos* y francamente elevada para *Ursus deningeri* (.86) y para *Ursus etruscus* (.93). Si se observa la representación de estas dos variables (fig. 6.27) se aprecia una clara gradación hacia valores más bajos de longitud del trigónido, en el sentido *Ursus etruscus-Ursus deningeri-Ursus spelaeus*. En definitiva, si ésta es la línea evolutiva del oso de las cavernas, parece ser que el alargamiento total del diente se centra en la zona del talónido, que albergará un entocónido complejo, que conlleva una pérdida de la importancia relativa de la zona cortante del diente, el trigónido, mientras que se prima el desarrollo de su porción triturante, el talónido. La línea de regresión correspondiente a *Ursus arctos* se sitúa incluso por debajo de la de *Ursus spelaeus*, lo que implica que en esta especie se desarrolla un trigónido proporcionalmente más corto, lo que sugiere

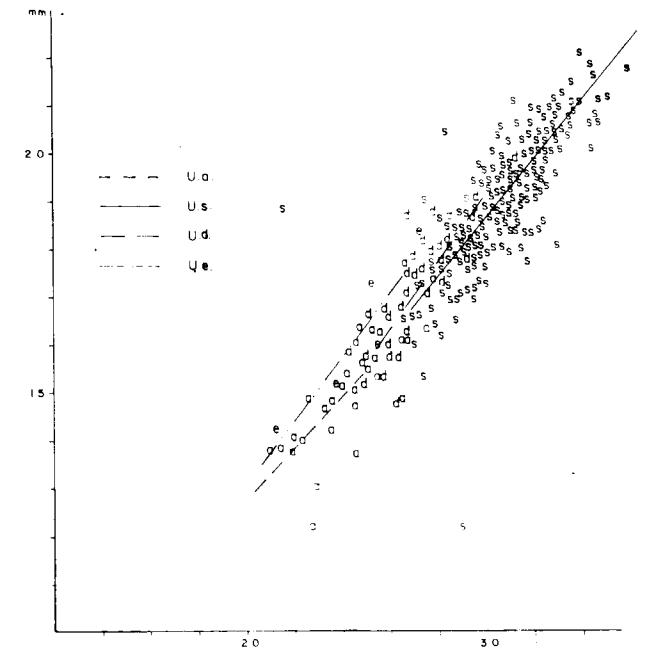


Figura 6.27.—Primer molar inferior: representación bivariada de la longitud del borde externo del trigónido (2) en función de la longitud absoluta (1). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

un cierto paralelismo evolutivo, con el desarrollo de un molar con tendencias hipocarnívoras no tan visibles como en las especies espéleas.

Entre la distancia comprendida desde el vértice del protocónido y el borde anterior del diente (17) y la longitud absoluta (1) existe una correlación discreta (.61) en *Ursus spelaeus*, baja (.43) en *Ursus deningeri* y alta (.81) para *Ursus arctos*. Se repiten (fig. 6.28) las observaciones que se realizaban al estudiar la longitud del borde externo del trigónido (2), ya que al ser menor la longitud de esta zona en las carnívoras inferiores de *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, la cúspide que alberga, protocónido, tenderá a acortarse adelantándose su vértice, y aumentará la longitud de la porción triturante de la mandíbula que, según CRUSAFONT (43) va de la cúspide del protocónido de la carnívora al borde posterior del tercer molar. Por falta de datos no se pueden comparar estas medidas de *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* con las de *Ursus etruscus*; aunque las dos únicas medidas que se han podido tomar, destacan netamente de las de las dos especies citadas. Según este gráfico, hay una buena separación entre *Ursus arctos*

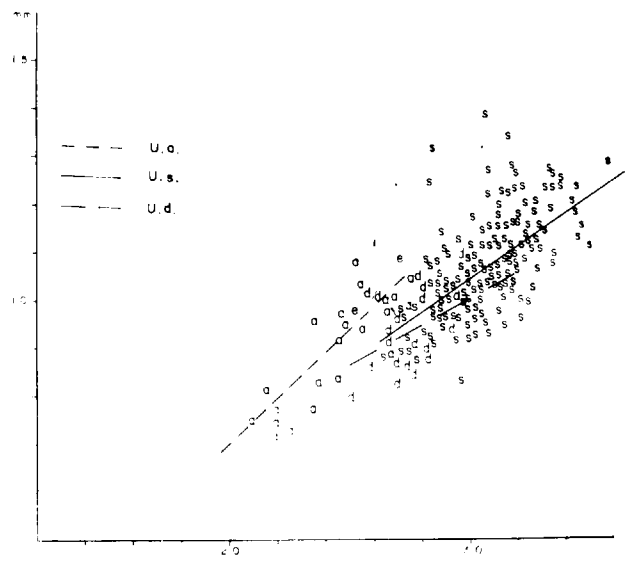


Figura 6.28.—Primer molar inferior: representación bivariada de la distancia del vértice del protocónido al borde anterior del diente (16) en función de la longitud absoluta (1). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

y *Ursus deningeri-Ursus spelaeus*, existiendo cierto solapamiento entre las nubes de puntos de estas dos especies, aunque *Ursus deningeri* posee un protocónido proporcionalmente más corto.

Entre la altura del entocónido (2) y la longitud absoluta de la carniceira inferior (1) existen corre-

laciones medias (.69) *Ursus spelaeus* (.68), *Ursus deningeri* y (.66) *Ursus arctos*. La representación de stas dos variables (fig. 6.29) y permite observar que la altura del entocónido es proporcionalmente mucho mayor en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus* y, en éste, más que en *Ursus deningeri*. La duplicación del entocónido en las especies espéleas, en las que aparecen dos cúspides casi idénticas con alguna cúspula accesoria, produce una merma en su altura: aumenta la superficie de trituración a expensas de la altura de la cúspide.

La representación de la distancia comprendida entre el entocónido e hipocónido (11) en función de la anchura del talónido (9) es muy importante, ya que permite visualizar el grado de convergencia de las cúspides en la porción netamente trituradora de la carniceira inferior. Entre estas dos variables existe una correlación simplemente discreta para *Ursus spelaeus* (.63) y *Ursus deningeri* (.53) y baja para *Ursus arctos* (.42). En la figura 6.30 se observa que la anchura de la superficie oclusiva del talónido, en relación a la anchura total de la corona, es proporcionalmente mayor en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*; lo que indica una verticalización de sus cúspides. Los dos puntos que representan los datos de *Ursus etruscus* se solapan con la nube de puntos de *Ursus arctos*. La línea de regresión correspondiente a *Ursus deningeri* se coloca en una posición intermedia, algo más próxima a la de *Ursus spelaeus*, aunque los puntos tienden a repartirse entre las nubes de pun-

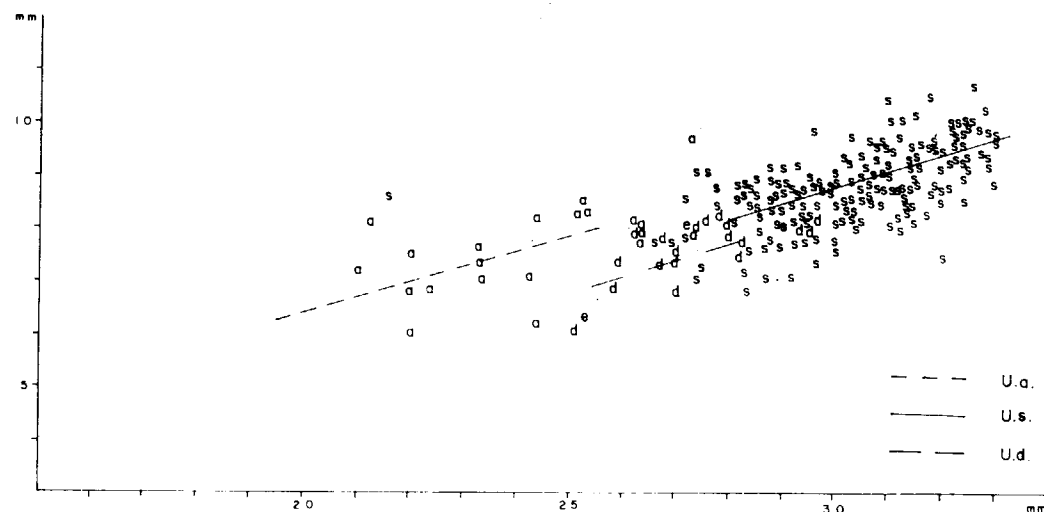


Figura 6.29.—Primer molar inferior: representación bivariada de la altura del entocónido (21) en función de la longitud absoluta (1). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

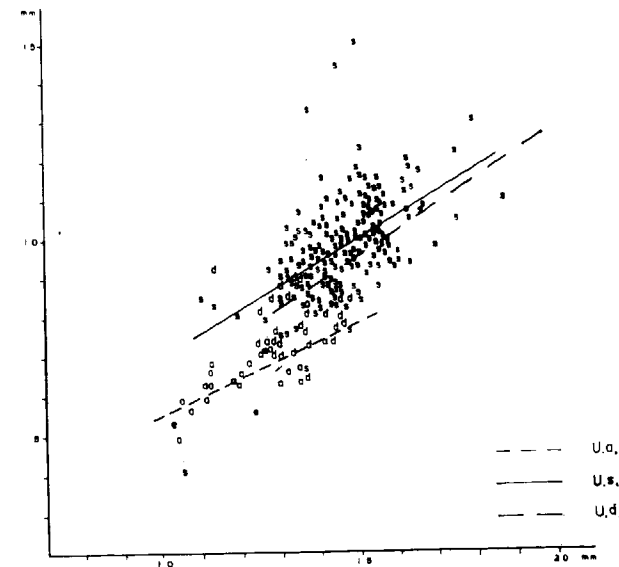


Figura 6.30.—Primer molar inferior: representación bivariada de la distancia entocónido-hipocónido (11) en función de la anchura del talónido (9). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

tos correspondientes a *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos*. Una manifestación más, de lo que se denominó inestabilidad morfológica de esta especie. La separación entre las nubes de puntos de *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus* es buena.

Finalmente, se pasará a tratar las posibles diferencias métricas existentes entre los primeros molares inferiores de los diversos yacimientos ibéricos de *Ursus spelaeus*, empleando, como siempre, la referencia del yacimiento de la Cueva de Ekain (K). En los histogramas de la longitud absoluta del primer molar inferior (1) (fig. 6.31), la distribución de medidas de Ekain (K) solapa claramente las de los demás yacimientos. Entre los que cabe destacar que los de Lezetxiki (LZ), Troskaeta (TR), El Toll (X) y el Reguerillo (T), que concentran sus frecuencias en los valores centrales e inferiores de la distribución de Ekain (K) y de Arrikrutz (A), que tienen distribuciones similares. La moda en Ekain (K) se coloca en la clase de 30 mm.; en Arrikrutz (A) está en los 31 mm.; en el Toll (X) está en 30 mm., y en 29 mm. en la Cueva del Reguerillo (T). La diferencia entre los valores medios, supuesta normalidad de las distribuciones, alcanzan niveles de significación, tabla IV.3.32, pa-

ra los yacimientos de Lezetxiki (LZ), Troskaeta (TR), Toll (X) y el Reguerillo (T), en los que la carniceira inferior tiene longitudes medias significativamente menores que las de Ekain (K) y Arrikrutz (A).

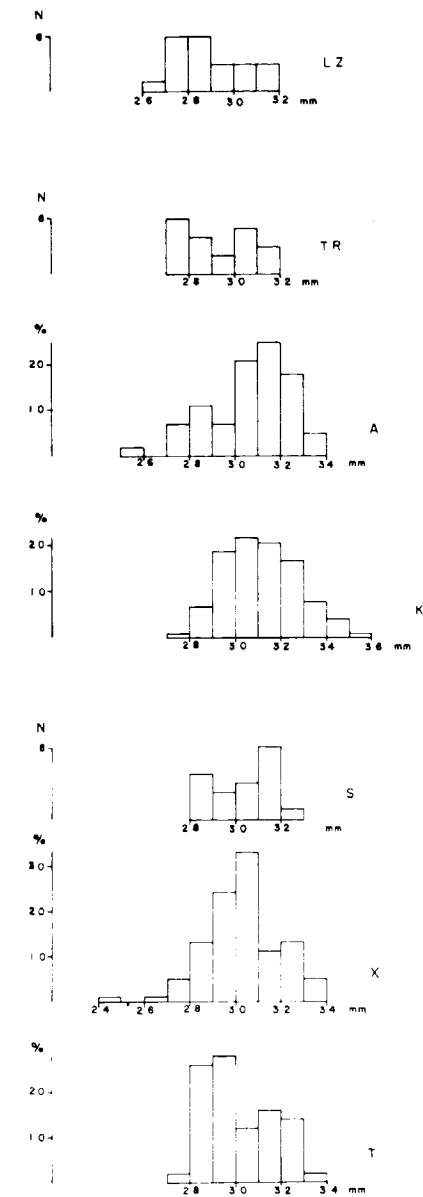


Figura 6.31.—Histogramas de la longitud absoluta del primer molar inferior de *Ursus spelaeus*. T, Cueva del Reguerillo; X, Cueva del Toll; S, Cueva de la Pasada; K, Cueva de Ekain; A, Cueva de Arrikrutz; TR, Cueva de Troskaeta; LZ, Cueva de Lezetxiki.

M ₁		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
LZ	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<
TR	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<
A																								
S																								
X	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<
T	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<

TABLA 6.30.—Significación de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas del primer molar inferior de *Ursus spelaeus*, según yacimientos

En la tabla 6.30 aparecen comparados con los de Ekain (K) los valores medios de medidas de la carnícera inferior de diversos yacimientos. Supuesta normalidad de las distribuciones, son significativamente menores las medidas procedentes de Lezetxiki (LZ) y Troskaeta (TR); también las de El Reguerillo (T) y El Toll (X). Existe buena concordancia métrica con los yacimientos de Arrikruz (A) y La Pasada (S).

Segundo molar inferior
(figs. 6.32, 6.33, 6.34 y 6.35)

Este molar posee morfología hipocarnívora más avanzada, tubérculo sectorial, y es el más voluminoso de la serie inferior. Posee un perfil rectangular. Sus lados mayores son los bordes lingual y labial. Al igual que ocurre con el primer molar inferior, está dividido en dos partes desiguales por

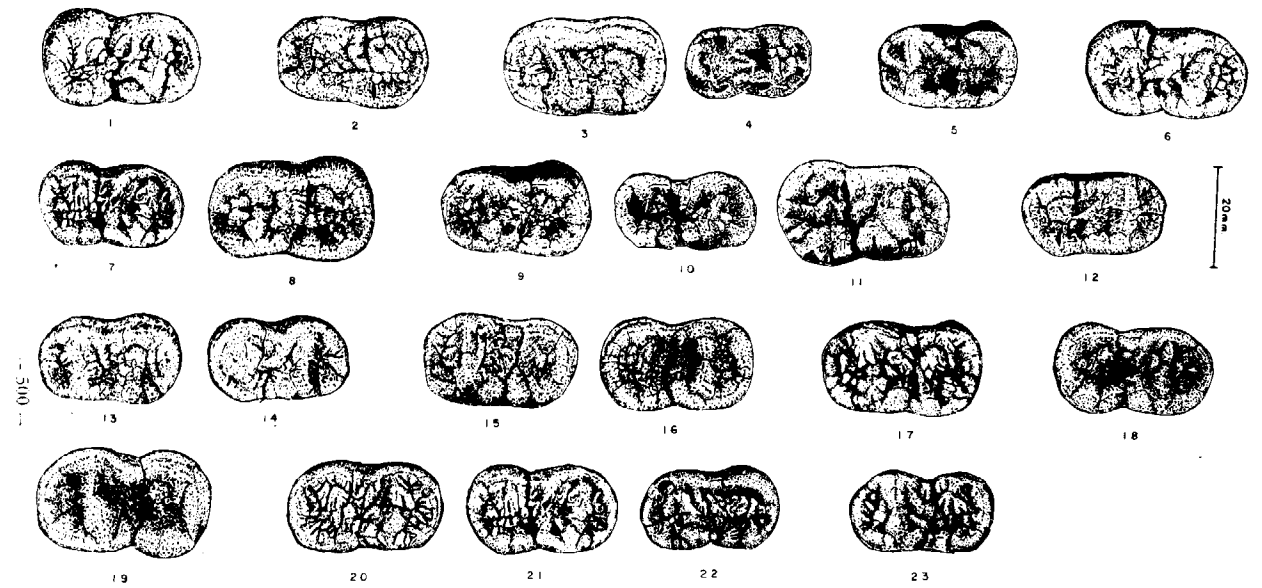


Figura 6.35.—Segundo molar inferior de *Ursus spelaeus*. 1-S-36 (sin.); 2-AB (dex.); 3-UR (dex.); 4-UR-587 (sin.); 5-LZ-79 (dex.); 6-TR-421 (sin.); 7-TR-431 (sin.); 8-TR-427 (dex.); 9-K-25 (dex.); 10-K-1044 (sin.); 11-K-1065 (sin.); 12-G (sin.); 13-A-302 (dex.); 14-A-303 (sin.); 15-AZ (dex.); 16-AZ-4 (sin.); 17-E-33 (dex.); 18-AR-37 (sin.); 19-AR-88090 (dex.); 20-X-1558 (sin.); 21-X-2524 (sin.); 22-X-2584 (dex.); 23-T-4065 (dex.). S, Cueva de la Pasada; AB, Cueva de Aitzbitarte; UR, Cueva de Urnieta; LZ, Cueva de Lezetxiki; TR, Cueva de Troskaeta; K, Cueva de Ekain; G, Cueva de Gaztelu; A, Cueva de Arrikruz; AZ, Cueva de Artzen; E, Cueva de los Ermitons; AR, Cueva de la Arbreda; X, Cueva del Toll; T, Cueva del Reguerillo.



Figura 6.32.—Segundo molar inferior de *Ursus arctos*. 1-S-1324 (dex.); 2-S-1323 (dex.); 3-MK-30 (dex.); 4-CO (sin.); 5-T-4605 (sin.); 6-FU-37 (sin.); 7-FF-9 (dex.). S, Cueva de la Fuente; MK, Mandabeko koba; CO, Cueva de la Corta; T, Cueva del Reguerillo; FU, Cueva Furninha; FF, Cueva de las Figuras.

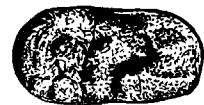


Figura 6.33.—Segundo molar inferior (sin.) de *Ursus etruscus* de Val d'Arno (V-31).

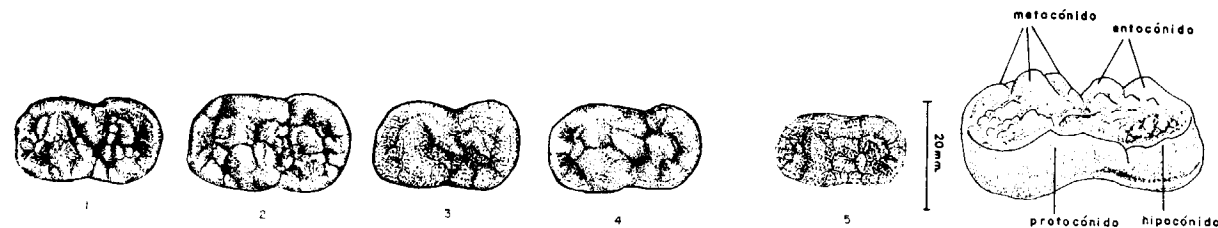


Figura 6.34.—Segundo molar inferior de *Ursus deningeri*. 1-B-516 (dex.); 2-B-528 (dex.); 3-B-536 (dex.); 4-B-554 (dex.); 5-NU-1 (dex.). B, Cueva Mayor; NU, Cueva Mayor I.

un estrechamiento transversal: la anterior constituye el trigónido y la posterior, más corta, es el talónido. Aunque menos marcada que en el primer molar, existe un surco anteroposterior que determina en el diente un lado labial y otro lingual.

En el trigónido no existe paracónido, que se transforma en una superficie ondulada, recubierta por cúspulas, situadas generalmente al borde anterior del diente, y separadas por una serie de finos surcos verticales. A veces se encuentra un esbozo de cingulo y el borde anterior del diente se eleva levemente dando una suave prominencia alargada que ocupa casi todo el borde anterior del molar. El borde labial del trigónido está ocupado por el protocónido, potente cúspide, que vista lateralmente, posee un perfil triangular marcadamente apuntado, con una arista anterior que desciende con mayor inclinación que la posterior, que es más larga. Es suavemente convexo en sentido anteroposterior. La cara interna lleva una serie de vermiculaciones, de importancia variable según las distintas especies. Estas vermiculaciones se dirigen hacia la cúspide opuesta, el metacónido, con la que conectan, desvirtuando notablemente el surco anteroposterior que recorre el

diente. Asociado al protocónido de los *Ursidos* se detecta un fenómeno morfológico poco funcional: una fina arista de poco relieve, serpenteante, que parte del final de la arista posterior del protocónido, se dirige con oblicuidad variable hacia atrás y hacia dentro.

Frente al protocónido se sitúa el metacónido, en general más robusto, que frecuentemente aparece desdoblado en multitud de cúspides menores, sobre todo en las especies espéleas. Su perfil general, visto desde dentro, es triangular, con una suave convexidad anteroposterior. La cara externa del metacónido está reforzada por una pequeña protuberancia vertical que va a unirse con las rídulas procedentes del protocónido. Hay que hacer notar que la longitud interna del trigónido es llamativamente menor que la externa, de forma que el surco transversal es un tanto oblicuo, ya que se dirige desde el borde externo hacia dentro y hacia delante.

La cúspide que ocupa el lado externo del talónido es el hipocónido, más corta que su opuesta, el entocónido, debido al trazado del surco transversal. Es una cúspide baja, que vista lateralmente, muestra un perfil triangular achatado. Se levanta mucho menos que el protocónido; es con-

vexo en sentido anteroposterior y puede llevar una cúspide accesoria, el hipocónido, que se suele situar en el vértice postero-externo del talónido, o directamente en el borde posterior. No es raro que la cara interna del hipocónido muestre un refuerzo formado por una serie de rídul, más o menos importantes, coalescentes, que a veces constituyen como una cúspide accesoria interna, con un vértice propio que se pierde rápidamente por desgaste. Frente al hipocónido, y sobre el lado interno del talónido, separado de él por el surco anteroposterior, se sitúa el entocónido. Generalmente consta de dos cúspides casi de la misma robustez; la posterior suele ser algo mayor, estrechas y muy agudas, que están netamente separadas por un surco que posee una altura variable. No son raros los casos en los que aparecen más de dos cúspides.

El contorno de la corona es francamente liso, aunque algunas veces se insinúa un esbozo de cingulo en la zona deprimida que sirve de separación de los lados externos del trigónido y talónido.

El segundo molar inferior posee dos raíces. La anterior, que corresponde al trigónido, se desarrolla verticalmente, aplanada en sentido anteroposterior, con un surco en su cara posterior que la recorre en toda su longitud. La raíz posterior, correspondiente al talónido, se une con la anterior formando un ángulo muy agudo. Es más robusta y también transversalmente deprimida, convexa por detrás y cóncava por delante. En su cara anterior se llega a insinuar un fino surco que no siempre es observable. Raramente se ha llegado a observar el desarrollo de pequeñas raíces accesorias, en el ángulo de unión de la raíz anterior y la posterior; se trata de esbozos de raíces, de pocos milímetros de longitud, que se dirigen en dirección opuesta a la corona.

El segundo molar inferior de *Ursus etruscus* es un diente poderoso, robusto, con una marcada forma cuadrangular, con su lado externo divergente debido a su mayor desarrollo en el talónido. El lado interno es más o menos paralelo a la orientación de la mandíbula, aunque también diverge levemente. El estrechamiento que separa trigónido y talónido está poco marcado, destacando poderosamente, si se observan dientes sin desgaste en sus caras oclusales, la desproporción visible entre la superficie oclusal y la superficie máxima de la corona. Este fenómeno se debe a la gran convergencia de las cúspides.

En *Ursus deningeri* se observa un cambio importante ya que el diente, aunque de una morfología general cuadrangular, muestra un estrechamiento bien marcado entre trigónido y talónido, lo que le da, paradójicamente, un aspecto más esbelto. El borde externo del trigónido es fuertemente convexo, en comparación con el aspecto mucho más recto observable en *Ursus etruscus*. El lado interno de la corona es recto, similar al que se observa en *Ursus etruscus*. Debido a la verticalización sufrida por las cúspides, no se observa una desproporción tan marcada, entre la superficie oclusal efectiva y el área ocupada por la corona. Además se aprecia una auténtica «explosión» del esmalte, de forma que no sólo se desdoblaron todas las cúspides principales, sino que toda su superficie aparece cubierta por un gran número de pequeñas cúspulas.

En el segundo molar de *Ursus spelaeus* se observa una evolución similar a la descrita en el párrafo precedente para *Ursus deningeri*, aunque más pronunciada. Las caras externas del trigónido y talónido se hacen fuertemente convexas; el diente se hace más regular en anchura; el estrechamiento que separa trigónido y talónido está bien marcado, sobre todo en el borde externo; el borde anterior del diente se hace proporcionalmente más ancho que en *Ursus etruscus*, en el que es angosto, más o menos equivalente a como se observa en *Ursus deningeri*. Se alcanza una verticalización casi total de las cúspides.

En el segundo molar inferior de *Ursus arctos* aparecen morfologías más parecidas a las de *Ursus etruscus*, aunque la convergencia entre cúspides es menos marcada. Por otra parte, el borde anterior del diente es menos estrecho que en *Ursus etruscus*. Por ello el contorno del diente es más regularmente cuadrangular. El estrechamiento que separa el talónido y el trigónido está, generalmente, bien marcado, incluso en el lado interno del diente. No se observa un desarrollo importante de cúspulas o cúspides accesorias.

En los tres segundos molares inferiores de *Ursus etruscus* que se ha podido estudiar, no se ha podido constatar la existencia de ninguna cúspide en la región del paracónido: se trata de una zona ligeramente deprimida o plana. En *Ursus deningeri*, de un total de 52 piezas, de las que 44 proceden de Cueva Mayor (96%), presentan una morfología relativamente simple, ya que suele estar representado por una pequeña cúspide en el borde

anterior del diente con alguna pequeña cúspula accesoria, también sobre el borde anterior del diente. Más raramente, dos casos, aparece un número mayor de cúspulas. El área interna del sector del diente, que correspondería al paracónido, es algo deprimida con alguna rídula.

En *Ursus spelaeus*, 340 ejemplares estudiados, también predominan las morfologías sencillas: una cúspide pequeña con una cúspula accesoria (75%); aunque existe un aporporción notable de formas más complicadas (25%), en las que a la cúspide principal acompañan dos, cuatro o incluso más cúspulas accesorias. Otras veces la cúspide se transforma en un potente reborde redondeado que recorre casi todo el borde anterior del diente.

En *Ursus arctos*, de un total de 33 ejemplares, en 28 casos (85%) el paracónido está ausente. En el resto aparecen algunas cúspulas.

El protocónido en *Ursus etruscus* es una cúspide única, robusta y con perfil triangular, más abrupto delante que detrás. Se inclina marcadamente hacia dentro. En *Ursus deningeri* el protocónido se complica, y aunque no faltan morfologías simples (27%) similares a las descritas en *Ursus etruscus*, son más frecuentes los casos en los que se divide en dos, por medio de un fino surco vertical, de las que la más posterior es de tamaño mucho menor (44%), no pasando, en ocasiones, de ser una simple cúspula (25%). En dos casos se ha detectado el desarrollo de una pequeña cúspula situada sobre la cara interna del protocónido, que refuerza la principal. La arista que se origina en la región posterior del protocónido y se dirige oblicuamente hacia dentro y hacia atrás, está presente en un 42 por 100 de los casos, faltando en los restantes al confundirse con las cúspulas que rellenan la parte del surco transversal y zona central del talónido.

En *Ursus spelaeus*, el protocónido es una cúspide robusta, baja, y de perfil triangular. En algunos casos consiste en una cúspide aislada (27%). Con mayor frecuencia posee un fino surco vertical que produce la aparición de dos cúspides, o incluso más de dos, que son de diversa entidad. En general, la anterior o la central, cuando hay más de dos, es la mayor, las restantes producen una especie de denticulado, de mayor o menor relieve sobre la arista anterior o posterior de la cúspide principal. Este fenómeno se produce en un 75 por 100 de los casos. El protocónido es casi

absolutamente vertical. La arista que desde la región posterior e interna del protocónido se dirige hacia dentro y hacia atrás, está presente en un 81 por 100 de los casos, compuesta por una serie de pequeñas cúspulas coalescentes que se unen formando una línea sinuosa de longitud variable.

El protocónido del segundo molar inferior de *Ursus arctos* es generalmente una cúspide única alta y con un perfil triangular muy agudo, con una arista posterior muy larga y tendida, 94 por 100 de los casos; sólo en dos casos se complica algo más, con alguna cúspula situada sobre una de sus aristas. La arista que desde su base se dirige hacia atrás y hacia dentro, está bien desarrollada en un 16 por 100 de los casos; en un 37 por 100 de los casos aparece sólo un esbozo, únicamente en la parte más cercana al extremo inferior de la arista posterior del protocónido, sólo identificable como tal por el conocimiento de su existencia en los molares de las otras especies.

El metacónido es la cúspide más elevada del segundo molar inferior de *Ursus etruscus* y aparece con cierta complicación, puesto que se trata de un conjunto de tres cúspides, de las que la central es más alta, separadas entre sí por finos surcos verticales que no llegan a recorrer toda la altura del esmalte. Se inclina suavemente hacia el centro del diente.

En *Ursus deningeri*, el metacónido es una cúspide que tiende a complicarse, aunque predominan formas similares a la ya descrita: una cúspide central más alta, con dos menores que la anteceden y preceden (48%). No son raras las formas más complicadas en las que aparecen hasta cuatro cúspides o cúspulas (26%). Paradójicamente, también están representadas formas más simples que las observadas en *Ursus etruscus*, existiendo morfologías compuestas por sólo dos cúspides (4 por 100), o más frecuentemente como dos cúspides de tamaño respetable acompañadas por varias cúspulas, que pueden situarse delante o detrás. El hecho más importante que se puede reseñar es que la cúspide principal del metacónido se coloca netamente en una posición más cercana al centro del diente a como lo hacen todas aquellas que la anteceden o suceden sobre el borde interno del trigónido. Además, esta cúspide principal del metacónido muestra una arista vertical en su cara labial que se dirige hacia el surco anteroposterior, donde entra en contacto con otra que se origina en el protocónido, perdiendo entidad el surco antero-

posterior, que queda reducido a una fina línea que se vuelve a ensanchar detrás de esta zona, estando ocupado por pequeñas cúspulas, vermiculaciones y la arista que parte del protocónido.

En *Ursus spelaeus* la morfología de esta cúspide es prácticamente similar a la que ha sido descrita para *Ursus deningeri*: predominan las formas consistentes en: una cúspide central situada hacia el interior del diente y flanqueada por dos cúspides accesorias que la anteceden y preceden respectivamente (79%); existiendo un 5 por 100 de formas más complicadas. Formas más sencillas son raras (3%), aunque hay un 13 por 100 de casos en los que una de las cúspides, o ambas, que anteceden o preceden a la cúspide central han sido sustituidas por varias cúspulas de pequeño tamaño. En *Ursus spelaeus*, las aristas internas del protocónido y metacónido, generalmente tienen mayor desarrollo que el observado en *Ursus deningeri*, de forma que el surco anteroposterior queda literalmente interrumpido frente a las aristas internas del protocónido y metacónido.

En *Ursus arctos*, el metacónido es una cúspide enorme, algo inclinada hacia el eje del diente. Su morfología es relativamente sencilla. Predominan las cúspides dobles y la menor antecede a la principal (50%), estando el resto de las morfologías existentes distribuidas con mucha irregularidad. La arista interna que se desarrolla sobre la cara externa del metacónido, no tiene tanto desarrollo como en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. La cúspide principal se sitúa en el borde interno de la corona, lo que unido a que la arista interna del protocónido es pequeña, permite el desarrollo del surco anteroposterior.

El hipocónido del segundo molar inferior de *Ursus etruscus* es una cúspide ancha, única, que ocupa todo el borde externo del talónido. Vista lateralmente, muestra un perfil triangular inclinado marcadamente hacia el eje anteroposterior del diente. En *Ursus deningeri* ya comienzan a presentarse formas que serán típicas en *Ursus spelaeus*: las formas simples, en las que el hipocónido consiste en una sola cúspide son raros (2%); predominan levemente las formas en las que además de la cúspide principal externa, aparece un refuerzo interno a base de una aglomeración de ríduladas de esmalte, que se adosa a la cara interna de la cúspide principal; este caso aparece en un 37 por 100. Son también muy frecuentes los casos en los que además de esta cúspide interna aparece

un esbozo de hipoconúlido, en general con menor desarrollo del que se observa en *Ursus spelaeus*: pequeña cúspide de perfil triangular achatado que se sitúa en el ángulo postero-externo del talónido (36%). En ocasiones se desarrollan formas «hiper-espéleas», fenómeno que ha sido descrito por diversos autores para esta especie, de forma que la cúspide, que ocupa el borde externo del talónido, se divide en dos, gracias a la aparición de un pequeño surco vertical, apareciendo además un hipoconúlido y una cúspide interna (13%). En *Ursus spelaeus*, la forma predominante consiste en una cúspide principal de notable tamaño, poco aguda, que recorre todo el borde externo del talónido, a la que acompañan un hipoconúlido bastante bien desarrollado y una cúspide interna (75%). Son muy poco frecuentes las formas sencillas de una sola cúspide (2%), o con sólo la cúspide externa y la interna (19%). Se detecta en el yacimiento de la Cueva del Toll (X) una incidencia verdaderamente importante, de formas en las que la cúspide principal del hipocónido, que ocupa todo el borde externo del diente, está dividida en dos por un pequeño surco vertical, morfología que no se ha apreciado en ningún otro yacimiento de *Ursus spelaeus*, y sí en *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B). En *Ursus arctos* predominan formas sencillas: una sola cúspide externa de altura discreta, levemente inclinada hacia dentro (74%). El resto de morfologías está sólo representado por cúspides que ocupan todo el borde externo del diente, con un refuerzo interno a base de una aglomeración de pequeñas cúspulas y finas ríduladas.

El entocónido del segundo molar inferior de *Ursus etruscus*, tiene una morfología más compleja de la que se observa en el primer molar. Consta de dos cúspides casi gemelas, que ocupan todo el borde interno del talónido, separadas del metacónido por un surco bien marcado. En *Ursus deningeri* existen todo tipo de morfologías: desde formas sencillas en las que falta una de las cúspides o la anterior se ha convertido en una cúspula de poca importancia (15%), pasando por la morfología más corriente de dos cúspides casi gemelas (40%), hasta llegar a las formas en «escalera»: una cúspide pequeña en el surco metacónido-entocónido y dos en el borde del talónido, de las que la primera es la menor (26%), para pasar a formas más complejas (17%): varias cúspulas accesorias o hasta tres cúspides bien desarrolladas. En el *Ursus spelaeus* las formas sencillas, como era de esperar, son poco frecuentes (4%).

La morfología dominante está compuesta por una cúspula en el surco metacónido-entocónido, a la que siguen dos cúspides casi gemelas de igual altura, aunque la posterior es algo más robusta. Con una imagen algo diferente a la que aparece en *Ursus deningeri*, donde se aprecia un escalonamiento real en el tamaño de las cúspides. Debido a la gran frecuencia de la forma más sencilla, dos cúspides gemelas, en el gran yacimiento de la Cueva de Ekain (K), las frecuencias totales se falsean. Puede afirmarse que dependiendo del yacimiento, predominan una u otra morfologías. Formas más complicadas no son frecuentes: dos cúspides con varias cúspulas sólo aparecen en un 1 por 100, siendo algo más frecuente la aparición de tres cúspides, a la que se asocia una cúspide que las precede (10%).

En *Ursus arctos* predomina un entocónido compuesto por dos cúspides gemelas, la posterior algo mayor, que convergen débilmente hacia dentro. Son largas, aunque transversalmente son poco gruesas. Raramente (10%) aparecen morfologías en escalera, en las que una cúspula en el surco metacónido-entocónido, precede a dos cúspulas de las que la anterior es algo más pequeña.

De todo lo citado anteriormente se deduce: en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, debido en parte a la convergencia de las cúspides, el surco anteroposterior es angosto y profundo, y en su superficie se desarrollan pocas cúspulas o ríduladas por falta de espacio. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, debido a la menor convergencia de las cúspides, el surco anteroposterior es generalmente más ancho; por ello se desarrollan gran cantidad de cúspulas o ríduladas accesorias que tapizan todo su fondo. Debido al desarrollo, en protocónido y metacónido, de fuertes crestas, dirigidas hacia el eje anteroposterior del diente, el surco anteroposterior pierde entidad en esta zona, llegando a desaparecer en *Ursus spelaeus*, en el que aparece una barra transversal de esmalte, que une protocónido y metacónido.

Sobre el segundo molar inferior se tomaron las medidas siguientes: 1) longitud absoluta; 2) longitud del trigónido en su borde externo; 3) longitud del talónido en su borde externo; 4) longitud del trigónido en su borde interno; 5) longitud del talónido por su borde interno; 6) anchura del trigónido; 7) anchura del talónido; 8) anchura del diente en su estrechamiento central; 9) distancia entre entocónido e hipocónido; 10) distancia entre

protocónido y metacónido; 11) altura del protocónido; 12) altura del metacónido; 13) altura del entocónido; 4) altura del hipocónido. También se calcularon una serie de índices: 15) relación porcentual entre la anchura del trigónido y la longitud absoluta del diente (6/1%); 16) relación porcentual entre las anchuras del talónido y trigónido (7/6%); 17) relación porcentual entre la anchura del talónido y la longitud absoluta del diente (7/1%); 18) relación porcentual entre la anchura del diente en su estrechamiento central y la longitud absoluta (8/1%); 19) relación porcentual entre la longitud interna del talónido y la longitud absoluta (5/1%); 20) relación porcentual entre la longitud externa del talónido y la longitud absoluta (3/1%); 21) relación porcentual entre la distancia entre entocónido e hipocónido y la anchura del talónido (9/7%); 22) relación porcentual entre la distancia entre protocónido y metacónido y la anchura del trigónido (10/6%); 23) relación porcentual entre la altura del protocónido y la longitud absoluta del diente (11/1%).

Los histogramas de la longitud absoluta del segundo molar inferior (1) (fig. 6.36) ponen de relieve

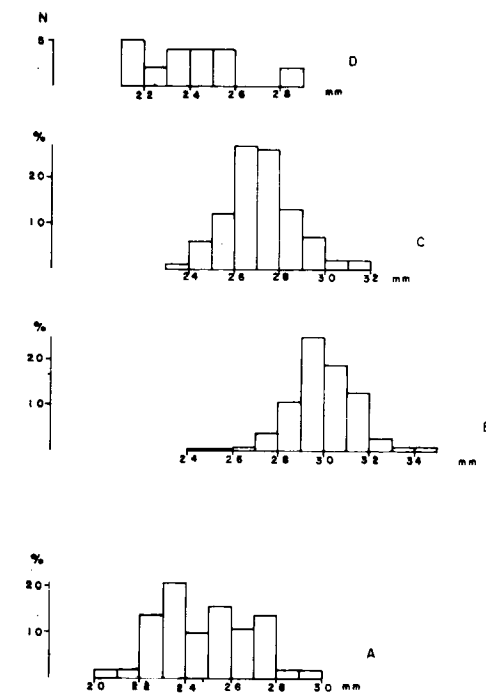


Figura 6.36.—Histogramas de la longitud absoluta (1) del segundo molar inferior: A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

ve el claro aumento progresivo desde los dientes de talla reducida de *Ursus etruscus*, hasta los dientes de gran longitud de *Ursus spelaeus*. Entre el segundo molar inferior de *Ursus etruscus* y de *Ursus arctos*, en lo que a longitud se refiere, existe una concordancia casi total, aunque en la distribución de longitudes del M₂ de *Ursus etruscus* están poco o nada representadas las tallas máximas de este diente de *Ursus arctos*. Entre *Ursus deningeri* y *Ursus etruscus* existe un solapamiento marcado, ya que sólo el 11 por 100 de las tallas máximas del primero superan a las del segundo. También existe una notable superposición de *Ursus deningeri* con *Ursus spelaeus*, salvo el 1 por 100 de los tamaños inferiores. Quedando, a su vez, la distribución de *Ursus spelaeus* solapada en un 95 por 100 de los casos, con el recorrido de la muestra de *Ursus deningeri*.

La distribución de *Ursus arctos* muestra un amplio solapamiento con la de *Ursus deningeri* (82 por 100) y con *Ursus spelaeus* (61%). Las dimensiones de *Ursus deningeri* se solapan en un 96 por 100 con los de *Ursus arctos*, haciéndolo un 63 por 100 los de *Ursus spelaeus*. La moda en *Ursus deningeri* está sobre la clase de 26 mm.; en la de 29 mm. en *Ursus spelaeus*; apareciendo bimodalidad en la distribución de *Ursus arctos*, con una moda principal a la clase de 23 mm. y otra secundaria en la de 25 mm.

En los histogramas de la anchura del trigónido del M₂ (6) (fig. 6.37) se percibe claramente la modesta anchura de esta zona en el segundo molar inferior de *Ursus etruscus*; los valores se concentran sobre las clases inferiores de la distribución de medidas de *Ursus arctos*. Entre las distribuciones de *Ursus deningeri* y de *Ursus spelaeus* existe un solapamiento absoluto, mientras que sólo un 4 por 100 de las medidas tomadas en *Ursus spelaeus* superan al límite superior del recorrido de esta medida en *Ursus deningeri*. Entre *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* existe una superposición elevada (94%), mientras que *Ursus spelaeus* se solapa en un 84 por 100 con *Ursus arctos*. La moda está sobre la clase correspondiente a 15 mm. en *Ursus arctos* y *Ursus deningeri*; para *Ursus spelaeus* corresponde a los 17 mm.

En los histogramas de la anchura del talónido del segundo molar inferior (7) (fig. 6.38) se observa una clara diferencia respecto a lo descrito al tratar de la anchura del trigónido (6) en el apartado precedente: las dimensiones correspondien-

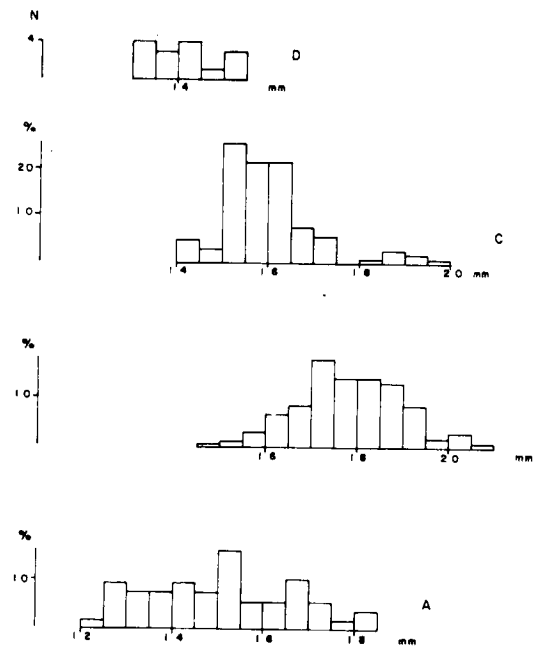


Figura 6.37.—Histogramas de la anchura del trigónido (6) del segundo molar inferior: A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

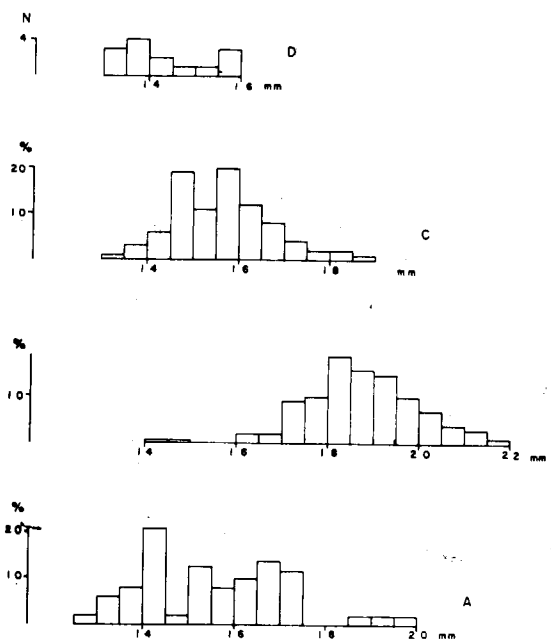


Figura 6.38.—Histogramas de la anchura del talónido (7) del segundo molar inferior: A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

tes a *Ursus etruscus* se colocan más extremadamente, si cabe, hacia los valores inferiores del recorrido de esta medida en *Ursus arctos*. Entre las distribuciones correspondientes a *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, disminuye el solapamiento, ya que si se obvian dos valores muy bajos de la distribución de *Ursus spelaeus*, el 60 por 100 de las medidas correspondientes a *Ursus deningeri* son netamente menores que el valor del límite inferior del recorrido de la muestra correspondiente a *Ursus spelaeus*. Inversamente, el 40 por 100 de las medidas correspondientes a *Ursus spelaeus* superan el límite superior de la medida para *Ursus deningeri*. La distribución correspondiente a *Ursus arctos* se solapa casi en su totalidad con la correspondiente a *Ursus deningeri*, aunque en *Ursus deningeri* existen algunos valores menores y mayores. Si se hace abstracción de dos valores

muy elevados procedentes del yacimiento de Cueva Furninha (FU), el 85 por 100 de la muestra de *Ursus spelaeus* posee anchuras de talónido mayores que el máximo tamaño detectado en *Ursus arctos*; si se consideran las medidas de Furninha, este valor descendería a un 15 por 100. En *Ursus deningeri* existe una bimodalidad, 15.5 y 14.5 mm. En *Ursus spelaeus* de moda única se coloca sobre la clase de 18 mm. y en *Ursus arctos* hay dos modas, la principal en la clase de 14 mm. y otra menor en los 16.5 mm.

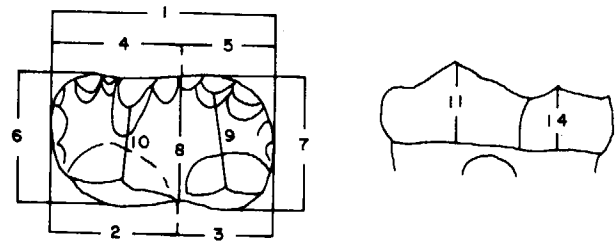
Las medidas tomadas sobre los segundos molares inferiores de las diversas especies, así como los parámetros estadísticos que las representan aparecen en: Tabla 6.31 (*Ursus arctos*), tabla 6.32 (*Ursus etruscus*), tabla 6.33 (*Ursus deningeri*) y tabla 6.34 (*Ursus spelaeus*). La comparación entre

	NO	LF	TV	ST	CO	MN	GR	G	TR	UB	AK	MK	PU	UK	BA
1	25.3 - 26.0	22.6 - 22.6	22.2 - 22.4	23.6	27.5	21.2 - 24.0	23.2	21.2 - 27.0	25.0	23.6	23.0 - 23.8	22.6 - 26.3	24.4	22.0	22.4
2	17.4 -	14.0 - 14.0	13.2	16.6	17.3	— 16.4	14.8	13.4 - 17.8	15.8	—	14.0 14.9	13.3 - 17.8	15.5	—	15.2
3	7.9 -	—	8.6	9.2	7.0	10.2	—	7.8 - 9.2	9.2	—	9.0 - 8.9	8.4 - 8.7	8.9	—	7.2
4	—	—	11.0	14.3 - 12.2	12.4	16.0	—	10.7 - 13.6	13.6	—	11.8 - 13.8	12.2 - 14.0	10.8	—	10.8
5	—	—	11.6	9.3 - 10.2	11.2	11.5	—	10.4 - 13.4	11.4	—	11.2 - 10.3	9.8 - 12.6	13.6	—	11.6
6	15.1 - 15.3	—	13.1	13.5 - 14.5	13.6	16.5	12.7 - 15.4	12.4	12.7 - 16.8	15.2	14.2	13.3 - 13.7	12.8 - 15.8	14.9	12.6
7	15.8 16.1	—	14.1	14.4 - 15.0	14.4	16.5	12.2 - 14.7	13.2	13.1 - 16.8	16.0	15.4	14.2 - 13.6	13.5 - 16.3	15.2	13.8
8	15.0 - 15.0	—	12.5	14.0 - 14.3	12.7	14.7	13.5 - 14.5	12.4	11.8 - 15.8	15.1	13.4	13.0 - 13.4	12.5 - 15.7	14.1	12.5
9	—	—	7.5	—	11.2	10.0	—	—	9.1	—	—	7.5 - 8.4	9.3 11.2	10.8	7.2
10	—	—	6.3	—	7.1	8.4	—	—	6.8	—	—	6.5 7.3	7.3 - 8.2	8.0	7.2
11	—	—	8.0	—	9.6	10.7	—	—	8.6	—	—	9.0 9.6	8.9 - 10.0	9.1	8.0
12	—	—	7.0	—	9.0	9.1	—	—	7.3	—	—	7.5 6.3	7.6 - 8.3	8.6	7.3
13	—	—	6.7	—	7.3	8.6	—	—	6.0	—	—	6.9 6.4	6.6 - 7.3	7.8	6.5
14	—	—	7.9	—	8.9	9.9	—	—	9.0	—	—	9.1 9.6	8.6 - 9.7	8.8	—
15	59.0 - 60.0	58.0	61.0 65.0	58.0	60.0	64.0 - 64.0	56.0	60.0 - 61.0	61.0	60.0	58.0 58.0	58.0 - 60.0	61.0	60.0	55.0
16	105.0 - 105.0	108.0	106.0 - 103.0	106.0	99.0	93.0 - 96.0	102.0	103.0 100.0	105.0	108.0	107.0 99.0	103.0 105.0	102.0	108.0	108.0
17	62.0 - 62.0	62.0	65.0 - 67.0	61.0	60.0	58.0 - 61.0	57.0	62.0 61.0	64.0	65.0	62.0 57.0	61.0 62.0	62.0	65.0	60.0
18	59.0 - 58.0	55.0	63.0 64.0	54.0	53.0	55.0 - 60.0	53.0	56.0 - 59.0	60.0	57.0	57.0 56.0	56.0 60.0	58.0	57.0	52.0
19	—	51.0	42.0 46.0	47.0	42.0	—	50.0	49.0 - 50.0	46.0	—	49.0 43.0	45.0 - 48.0	56.0	—	52.0
20	—	38.0	—	41.0	30.0	37.0	—	36.0	37.0 - 34.0	37.0	—	39.0 37.0	32.0 - 40.0	36.0	32.0
21	—	53.0	—	—	78.0	61.0	—	69.0	—	—	—	53.0 - 62.0	65.0 - 69.0	71.0	54.0
22	—	48.0	—	—	52.0	51.0	—	49.0	—	—	—	49.0 53.0	45.0 57.0	54.0	58.0
23	—	35.0	—	—	41.0	39.0	—	37.0	—	—	—	39.0 40.0	37.0 - 40.0	39.0	36.0

	TU	D				P	GU	FF	FU				GF	ML	Muestra total			
	n=1	μ	σ	N	V ₁ - V _s	n=2	n=1	n=1	μ	σ	N	V ₁ - V _s	n=1	n=1	μ	σ	N	V ₁ - V _s
1	24.2	25.1	1.49	5	23.6 - 27.0	25.5 - 25.6	25.5	25.1	27.0	1.59	11	23.8 29.2	28.0	25.5	24.5	1.79	40	21.2 - 29.2
2	15.4	16.1	0.95	5	15.0 - 16.8	— 15.4	15.9	15.7	17.5	0.93	10	16.2 - 18.5	18.6	15.2	15.8	1.42	33	13.2 - 18.6
3	8.8	9.0	0.73	5	8.3 - 9.8	— 10.2	9.6	9.2	10.0	1.09	9	8.8 - 11.0	9.4	10.3	8.8	0.99	33	7.0 - 11.0
4	11.2	13.4	0.78	5	12.4 - 14.3	14.3 - 13.8	13.3	14.4	15.4	0.79	10	14.3 16.2	—	13.7	13.1	1.41	32	10.7 - 16.2
5	11.0	12.5	—	4	10.9 - 14.9	11.3 - 11.8	12.2	10.8	12.3	1.21	9	10.5 - 14.7	—	11.8	11.5	1.11	32	9.3 - 14.9
6	13.7	15.1	1.00	5	14.0 - 16.5	15.2 - 14.8	17.2	15.5	17.1	0.68	10	16.2 - 17.5	16.8	14.7	14.6	1.39	40	12.4 17.5
7	15.5	15.3	1.27	5	14.1 16.8	15.0 - 15.0	16.2	15.5	17.5	1.01	10	16.5 - 19.6	18.6	17.2	15.1	1.41	40	12.2 - 18.6
8	12.8	14.1	1.01	5	13.0 - 15.5	15.0 - 15.0	15.6	15.0	15.9	0.79	11	14.7 17.1	16.3	15.0	14.1	1.33	40	11.7 - 17.1
9	7.6	8.6	—	4	8.2 - 9.0	—	10.2	9.4	10.3	0.71	9	8.3 - 11.5	—	8.3	9.1	1.32	21	7.2 - 11.5
10	8.0	—	—	3	6.6 - 8.0	—	8.5	7.1	8.3	0.74	8	7.2 - 9.3	—	6.0	7.4	0.96	19	6.3 - 9.3
11	10.0	—	—	3	8.7 - 9.8	—	—	10.3	10.5	0.88	9	9.2 - 11.8	—	8.6	9.2	1.03	20	7.7 - 11.8
12	8.3	—	—	3	7.3 - 9.0	—	—	9.3	8.2	0.56	8	7.6 - 9.2	—	6.7	7.9	0.93	19	6.3 - 9.2
13	8.1	—	—	3	6.8 - 7.5	—	—	8.0	7.9	0.58	9	6.8 - 8.9	—	5.8	7.1	0.86	15	6.0 - 8.9
14	10.1	—	—	3	7.7 - 9.4	—	—	9.3	9.5	0.63	8	8.4 - 10.3	—	8.6	8.9	0.83	19	7.9 - 10.3
15	57.0	60.0	—	5	57.0 - 63.0	60.0 - 58.0	67.0	62.0	62.0	—	9	59.0 - 65.0	60.0	58.0	60.0	—	39	55.0 - 67.0
16	113.0	101.0	—	5	96.0 - 109.0	99.0 - 109.0	94.0	100.0	103.0	—	9	101.0 - 112.0	111.0	117.0	103.0	—	40	93.0 - 117.0
17	84.0	61.0	—	5	60.0 - 63.0	59.0 - 54.0	64.0	62.0	64.0	—	10	60.0 - 67.0	66.0	67.0	62.0	—	40	54.0 - 67.0
18	53.0	56.0	—	5	54.0 - 60.0	59.0 - 54.0	61.0	60.0	59.0	—	10	53.0 - 64.0	58.0	59.0	57.0	—	40	52.0 - 64.0
19	45.0	50.0	—	5	46.0 - 58.0	44.0 - 46.0	48.0	43.0	45.0	—	9	42.0 - 50.0	—	46.0	47.3	—	31	42.0 - 58.0
20	36.0	35.0	—	5	33.0 - 37.0	—	38.0	37.0	36.0	—	9	33.0 - 40.0	34.0	40.0	40.0	—	21	30.0 - 41.0
21	—	57.0	—	4	54.0 - 58.0	—	63.0	61.0	58.0	—	8	54.0 - 61.0	—	48.0	61.0	—	19	48.0 - 78.0
22	—	—	—	3	47.1 - 56.0	—	49.0	46.0	48.0	—	8	42.0 - 53.0	—	41.0	50.0	—	19	41.0 - 58.0
23	21.0	—	—	3	36.0 - 37.0	—	—	41.0	37.0	—	8	34.0 - 43.0	—	34.0	38.0	—	19	21.0 - 43.0

TABLA 6.31.—Medidas e índices del segundo molar inferior de *Ursus arctos*

V				
	μ	σ	N	V _i - V _s
1	23.9	1.91	21	21.5 - 28.3
2	15.4	1.45	12	13.6 - 18.5
3	9.5	0.96	12	7.7 - 11.5
4	14.7	2.15	12	11.3 - 19.4
5	10.2	1.44	12	7.8 - 13.2
6	14.1	0.73	15	13.2 - 15.3
7	14.3	0.91	15	13.0 - 15.8
8	13.9	0.93	12	12.6 - 15.6
9			3	7.3 - 9.7
10			4	6.0 - 7.4
11				7.2 - 10.0
12				6.3 - 7.8
13				4.8 - 6.3
14				7.8 - 8.6
15	59.0	4.00	15	32.0 - 63.0
16	102.0	3.00	14	95.0 - 107.0
17	60.0		15	53.0 - 65.0
18	57.0		12	54.0 - 60.0
19	41.0		12	31.0 - 51.0
20	38.0		12	35.0 - 41.0
21			4	
22			4	43.0 - 48.0
23			4	30.0 - 39.0



- 15: 6/1%
- 16: 7/6%
- 17: 7/1%
- 18: 8/1%
- 19: 5/1%
- 20: 3/1%
- 21: 9/7%
- 22: 10/6%
- 23: 11/1%

TABLA 6.32.—Medidas e índices del segundo molar inferior de *Ursus etruscus*

	LL				S				CA	MO	AB	AT	UR	LZ				TR							
	n=2	μ	σ	N	V _i - V _s	n=1	n=1	n=14						n=6	n=6	μ	σ	N	V _i - V _s	μ	σ	N	V _i - V _s		
1	30.7	34.0	30.4	1.32	32	28.2	33.0	30.9	28.3	30.0	32.0	28	32.3	26.1	32.5	28.7	1.78	26	26.6	31.6	29.5	2.24	48	24.1	34.3
2	19.5	20.7	18.0	1.16	31	15.8	20.2	17.6	17.0	17.2	19.6	11	20.9	15.7	19.3	17.2	1.14	25	15.2	19.3	18.3	1.68	40	14.8	23.1
3	11.2	13.3	11.4	0.96	31	10.8	15.3	12.7	11.3	10.5	13.2	11.5	13.2	9.4	13.2	11.5	1.11	25	10.4	13.0	11.6	0.98	39	10.0	13.6
4		16.5	15.7	1.10	30	13.6	19.3	17.1	13.8	15.7	17.8	13.7	18.6	13.7	18.6	15.4	1.26	27	14.7	19.3	15.5	1.52	41	13.2	19.8
5		17.5	14.5	1.03	30	11.4	15.7	13.2	14.5	12	15.7	11.1	14.2	11.8	14.7	13.5	1.36	22	11.7	15.7	14.5	1.46	41	11.0	18.4
6	18.0	18.9	17.6	0.99	37	16.1	19.8	18.3	17.2	17.0	20.0	16.5	18.4	14.9	18.6	17.1	1.19	25	15.8	19.1	17.6	1.44	44	14.6	20.2
7	20.0	19.7	18.3	1.05	37	17.0	21.8	19.4	17.5	18.2	19.7	17.2	19.1	14.7	19.3	17.4	1.26	26	16.2	20.2	18.2	1.64	40	14.3	21.3
8	16.2	15.0	15.1	1.22	37	13.7	18.3	16.2	15.7	16.5	18.3	13.6	16.3	12.3	17.4	15.0	1.12	26	14.0	16.6	16.0	1.47	39	13.2	19.0
9		12.2	12.3	0.97	19	9.4	13.7			11.3	13.3	11.6	12.5	9.5	13.1	11.8	0.98	18	10.2	13.6	12.2	0.93	31	10.2	14.2
10		11.3	10.7	0.76	18	9.3	12.0			9.5	11.4	9.3	11.2	8.4	10.0	10.1	1.13	18	7.9	12.3	10.4	0.73	31	9.1	12.4
11		14.0	11.2	0.62	17	10.1	12.3			10.8	11.6	10.3	11.3	8.3	11.8	10.1	1.11	17	8.4	12.5	10.4	1.12	28	7.7	11.7
12		10.5	10.1	0.57	19	9.3	10.7			9.3	10.8	9.0	10.4	8.0	9.7	9.0	0.96	11	8.0	10.8	9.2	0.84	33	7.6	11.0
13		9.8	9.3	0.64	19	8.1	11.1			8.3	9.5	7.9	9.3	7.3	8.8	7.8	0.78	18	7.0	9.7	8.5	0.88	27	6.3	9.6
14		13.0	12.1	0.55	17	11.7	12.9			10.0	11.4	9.4	11.7	8.6	11.0	10.3	1.13	18	9.0	11.5	10.5	0.85	25	8.4	11.7
15	59.0	54.0	68.0		37	56.0	64.0	60.0	61.0	57.0	63.0	56.0	61.0	57.0	61.0	59.0		25	55.0	69.0	60.0		45	53.0	68.0
16	108.0	111.0	104.0		37	97.0	111.0	105.0	102.0	97.0	107.0	102.0	104.0	99.0	109.0	102.0		25	97.0	108.0	103.0		40	95.0	109.0
17	65.0	58.0	60.0		37	55.0	69.0	64.0	62.0	60.0	62.0	58.0	64.0	56.0	67.0	61.0		26	55.0	72.0	61.0		39	56.0	66.0
18	44.0	53.0	50.0		37	45.0	57.0	53.0	55.0	47.0	58.0	47.0	52.0	48.0	57.0	52.0		26	46.0	58.0	54.0		38	46.0	62.0
19		51.0	47.0		37	38.0	53.0	44.0	51.0	41.0	50.0	43.0	49.0	43.0	49.0	47.0		22	38.0	50.0	49.0		41	39.0	56.0
20	36.0	39.0	39.0		31	36.0	43.0	47.0	40.0	36.0	47.0	36.0	47.0	36.0	47.0	40.0		25	36.0	45.0	39.0		39	33.0	50.0
21		106.0	93.0		37	84.0	105.0	77.0		69.0	98.0	78.0	96.0	75.0	96.0	68.0		18	61.0	99.0	66.0		26	65.0	117.0
22		67.0	61.0		19	56.0	66.0			52.0	67.0	56.0	64.0	51.0	63.0	60.0		18	54.0	69.0	60.0		30	51.0	71.0
23		35.0	36.0		19	32.0	39.0			35.0	37.0	34.0	38.0	32.0	36.0	35.0		17	31.0	44.0	35.0		28	30.0	38.0

	PA		SI		LZ		B		NU		NV		
	n=4	n=3	n=5	μ	σ	N	V _i - V _s	n=1	n=1	μ	σ	N	V _i - V _s
1	27.3	28.5	26.5	28.3	25.0	29.3	27.1	1.55	96	23.9	31.2	24.6	23.7
2	16.8	16.3	16.5	15.3	18.2	16.5	1.35	93	13.8	20.0	14.8	12.3	
3	11.7	11.4	10.2	11.8	9.7	11.6	10.6	1.13	95	8.2	13.9	9.8	11.4
4	16.3	17.2	14.6	15.5	13.1	14.6	14.7	1.40	92	12.0	19.3	12.4	13.4
5	14.1	13.9	11.5	13.5	11.4	14.0	12.7	1.42	92	10.8	15.7	12.2	10.3
6	14.7	15.7	15.6	16.3	15.1	19.8	16.0	1.10	101	14.1	19.5	17.0	13.6
7	16.0	16.7	15.3	17.4	15.2	19.1	16.1	1.00	109	13.6	18.6	17.5	13.6
8	14.9	17.7	13.8	15.4	13.3	18.3	14.1	0.91	101	12.3	16.7	15.6	12.5
9	10.5	15.8	11.3	11.4	10.0	11.7	11.2	1.1	45	8.7	13.3	11.4	9.7
10			8.4	10.1	9.0	10.2	9.6	0.78	45	8.0	11.7	9.6	8.7
11			7.9	10.2	8.0	11.1	9.0	0.76	43	7.2	10.6	7.8	9.7
12		7.3	8.5	9.2	7.0	9.1	8.0	0.76	61	6.4	9.6	6.8	8.0
13			7.4	8.4	6.5	7.8	7.5	0.82	60	5.6	8.6	6.7	3
14			9.1	9.9	8.3	11.7	9.1	0.87	46	6.6	10.8	6.7	6.7
15	57.0	58.0	58.0	60.0	53.0	68.0	59.0		91	48.0	62.0	57.0	57.0
16	106.0	109.0	98.0	107.0	96.0	102.0	101.0		97	79.0	110.0	103.0	103.0
17	56.0	61.0	57.0	61.0	59.0	65.0	60.0		96	54.0	65.0	57.0	57.0
18	52.0	63.0	51.0	54.0	57.0	67.0	60.0		96	47.0	68.0	63.0	53.0
19		49.0	43.0	48.0	48.0	49.0	47.0		91	38.0	68.0	50.0	43.0
20		41.0	38.0	47.0	57.0	63.0	61.0		97	57.0	67.0	40.0	48.0
21		95.0	74.0	91.0			68.0		45	54.0	91.0	98.0	77.0
22		53.0	62.0				59.0		43	42.0	71.0	56.0	64.0
23			28.0	38.0	32.0	39.0	37.0		47	27.0	37.0	37.0	38.0

TABLA 6.33.—Medidas e índices del segundo molar inferior de *Ursus deningeri*

los promedios de medidas e índices se ha realizado mediante la representación semilogarítmica de las diferencias (fig. 6.39), tomando como referencia los valores medios obtenidos para la población total de *Ursus spelaeus*. Está bien claro que en las medidas, que reflejan valores absolutos, se detecta una clara estratificación de tamaños, siendo el segundo molar inferior del oso de las cavernas netamente mayor, en todos los aspectos, que los de las otras especies. Las dimensiones del segundo molar inferior de *Ursus deningeri* se colocan, generalmente, en una posición intermedia, estando en algunos casos significativamente separados de los valores medios del segundo molar inferior de *Ursus arctos*.

nas netamente mayor, en todos los aspectos, que los de las otras especies. Las dimensiones del segundo molar inferior de *Ursus deningeri* se colocan, generalmente, en una posición intermedia, estando en algunos casos significativamente separados de los valores medios del segundo molar inferior de *Ursus arctos*.

Es más problemático buscar la significación estadística de los valores medios de las medidas tomadas sobre el segundo molar inferior de *Ursus etruscus*, ya que la muestra es muy reducida. Los valores medios de aquellas medidas que se han podido tomar son los que más se separan de los de *Ursus spelaeus*. El valor medio de la anchura del estrechamiento central del M₂ (8) es muy parecido en *Ursus deningeri*, *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*, fenómeno que también se repite para las alturas de las cúspides (11, 12, 13 y 14), pareciendo que es en la altura media del hipocónico (4) donde se detecta una mayor diferencia con el valor de esta medida en *Ursus spelaeus*.

En los índices se producen una serie de fenómenos que en cierta forma certifican algunas de las observaciones que se han realizado al comparar los histogramas. La relación porcentual entre la anchura del trigónido y la longitud absoluta (15) aparece una clara inversión, ya que aparece

	K				KS				GZ				GC				A				AZ				AI				ER			
	μ	σ	N	V _i - V _s	n=3	n=4	n=1	μ	σ	N	V _i - V _s	μ	σ	N	V _i - V _s	μ	σ	N	V _i - V _s	n=2	μ	σ	N	V _i - V _s	μ	σ	N	V _i - V _s				
1	31.9	1.67	208	27.5	35.8	30.1	31.8	29.5	31.8	27.4	30.4	1.45	97	26.6	32.5	30.9	0.77	7	29.7	32.2	30.7	32.0	29.2		12	26.0	30.7					
2	19.1	1.57	201	16.2	23.1	17.8	19.2	17.7	20.0		18.2	1.33	83	15.4	21.3	18.8	0.75	7	18.0	20.1		17.5	18.3	1.10	9	16.3	20.0					
3	12.4	0.93	201	10.1	14.5	12.2	12.6	11.0	12.3		12.9	1.05	33	10.8	15.0	12.1	0.70	7	10.8	13.0		12.5	11.5	0.72	9	10.7	13.0					
4	16.6	1.26	199	13.5	19.9	15.5	16.9	14.6	16.7		15.8	1.32	78	12.6	17.6	16.1	0.89	7	15.0	18.0	15.6	16.0	15.6	0.97	7	13.7	16.2					
5	14.7	1.12	196	12.1	17.3	13.2	15.5	13.1	15.6		14.3	1.25	37	10.3	15.7	14.9	0.80	7	14.2	15.7	18.8	19.5	14.5	0.87	7	13.2	15.6					
6	18.0	1.01	209	15.7	20.8	16.7	17.9	16.7	18.3																							

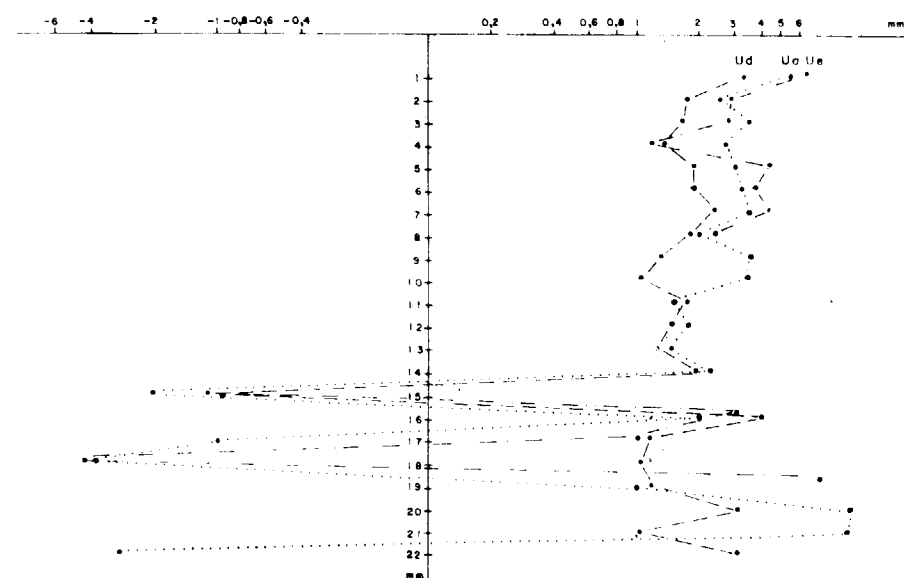


Figura 6.39.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del segundo molar inferior. Tomando como referencia los de *Ursus spelaeus*.

con un valor medio mayor en *Ursus etruscus*. *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*. El índice de la relación porcentual entre la anchura del talónido y la anchura del trigónido es netamente más alto en el M_2 del oso de las cavernas, lo mismo que el de la relación porcentual entre la anchura del talónido y la longitud absoluta del diente (18), que tiene un valor medio claramente inferior en *Ursus deningeri* y *Ursus etruscus*, con un valor más elevado en *Ursus arctos*. Estos fenómenos reafirman la hipótesis de que el aumento de la longitud del M_2 de *Ursus spelaeus* no va acompañado por un aumento equivalente de su anchura. Por ello, el trigónido del segundo molar inferior del oso pardo posee anchuras proporcionales mayores. Pero si se compara la anchura del talónido con la del trigónido (16), el índice sube netamente en el segundo molar inferior del oso de las cavernas, indicando que el aumento de anchuras del M_2 de *Ursus spelaeus* tiende a fijarse en su lóbulo posterior. *Ursus deningeri* ocupa una posición intermedia ya que, en relación al alargamiento del diente, su trigónido aumenta relativamente más su anchura, conservando un paralelismo notable con la evolución del M_2 de *Ursus etruscus*. Su talónido es proporcionalmente menos ancho que en *Ursus spelaeus*, como ocurre en *Ursus etruscus*. El índice relación porcentual de la longitud del borde interno del talónido referido a la longitud total

del diente (19), mantiene un valor medio más alto en el M_2 del oso de las cavernas, lo que confirma la hipótesis de que en esta especie también el alargamiento del diente tiende a concentrarse en la región del talónido. Las relaciones porcentuales de la distancia entocónido-hipocónido y anchura del talónido (20) y distancia protocónido-metacónido anchura del trigónido (21) son netamente más bajas en el M_2 del oso pardo, ocupando los de *Ursus deningeri*, una posición intermedia, lo que implica una verticalización progresiva de estas cúspides que aumentan la superficie oclusiva del diente.

El índice (22), relación porcentual entre la altura del protocónido y la longitud absoluta del diente, resulta ser proporcionalmente más alto en *Ursus arctos* y más bajo en *Ursus deningeri*. El de *Ursus spelaeus* queda en una posición intermedia.

Entre la longitud del borde externo del trigónido y la longitud absoluta del diente (1) existe una correlación media para *Ursus spelaeus* (.68), más alta en *Ursus deningeri* (.82), *Ursus arctos* (.87) y *Ursus etruscus* (.83). La representación de estas dos variables (fig. 6.40) permite visualizar que esta zona es proporcionalmente más larga en *Ursus etruscus* que en *Ursus deningeri*, y en éste más que en *Ursus spelaeus*. Lo que confirma de forma gráfica que el alargamiento del trigónido

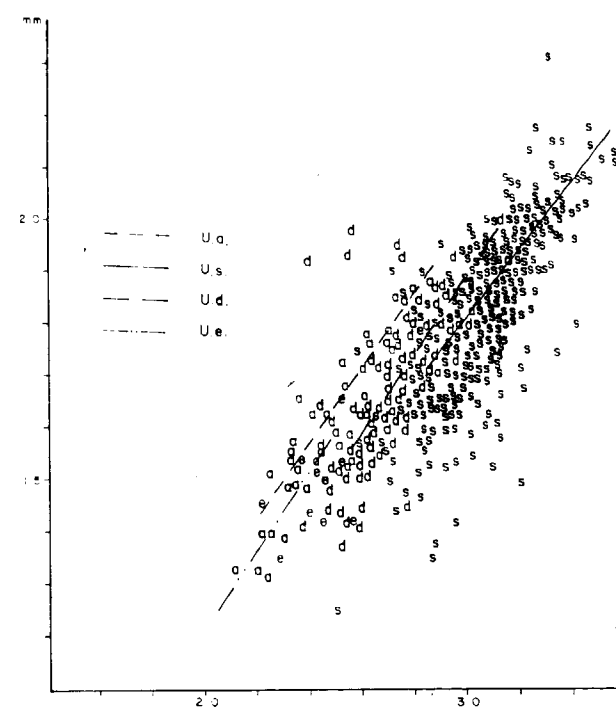


Figura 6.40.—Segundo molar inferior: representación bivariada de la longitud del borde externo del trigónido (2) en función de la longitud absoluta (1). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

contribuye de forma proporcionalmente menor de lo que lo hace el talónido, al aumento de la longitud del segundo molar inferior. El segundo molar inferior de *Ursus arctos* es el que aparece con un trigónido proporcionalmente más largo. En este gráfico se aprecia que la nube de puntos correspondientes a *Ursus arctos* se separa con bastante nitidez de la de *Ursus deningeri*, que, a su vez, se solapa algo con la nube de puntos que representan pares de medidas tomadas en el M_2 de *Ursus spelaeus*. Los puntos correspondientes a *Ursus etruscus* se sitúan en la vecindad de los del M_2 del oso pardo.

Entre la anchura del trigónido (6) y la del talónido (7) existen coeficientes de regresión elevados para *Ursus spelaeus* (.84), *Ursus arctos* (.90) y *Ursus etruscus* (.84), siendo algo más bajo el de *Ursus deningeri* (.72). En la representación bivariada de la figura 6.41 aparece claramente que respecto a la anchura del trigónido, el talónido es relativamente más ancho en *Ursus deningeri* que en *Ursus spelaeus* y en éste, más que en *Ursus arctos*.

Entre la distancia entocónido-hipocónido (9) y la anchura del talónido del M_2 (7), el valor del coeficiente de regresión es mediocre para *Ursus spelaeus* (.52) y *Ursus arctos* (.66), siendo muy

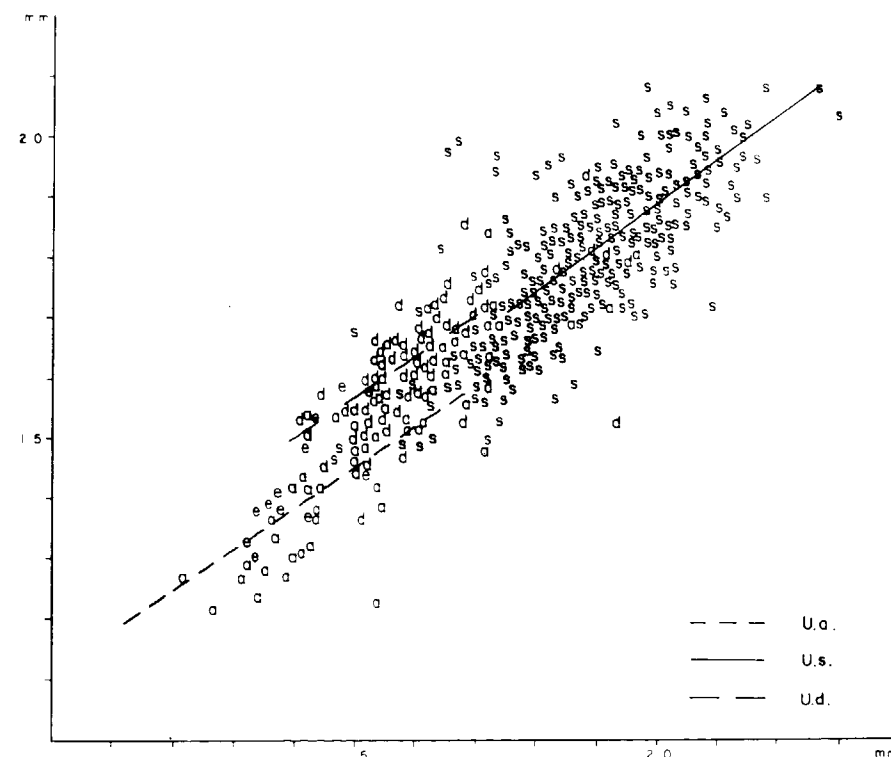


Figura 6.41.—Segundo molar inferior: representación bivariada de la anchura del trigónido (6) en función de la anchura del talónido (7). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

bajo para *Ursus deningeri* (.32). La representación bivariada de estas dos medidas (fig. 6.42) permite observar que la anchura relativa de la superficie oclusiva del talónido (distancia hipocónido-entocónido) va haciéndose progresivamente mayor, desde las formas carnívoras (*Ursus arctos*) hasta la especie con morfología más hipocarnívora (*Ursus spelaeus*). La línea de regresión que corresponde a *Ursus deningeri* está en una posición intermedia, aunque más cercana a la de *Ursus spelaeus*. A pesar de la existencia de una clara tendencia a la separación de las tres nubes de puntos, correspondientes a cada especie, existen importantes solapamientos entre ellas; los pocos valores conocidos de *Ursus etruscus* se colocan entre los puntos correspondientes a *Ursus arctos*.

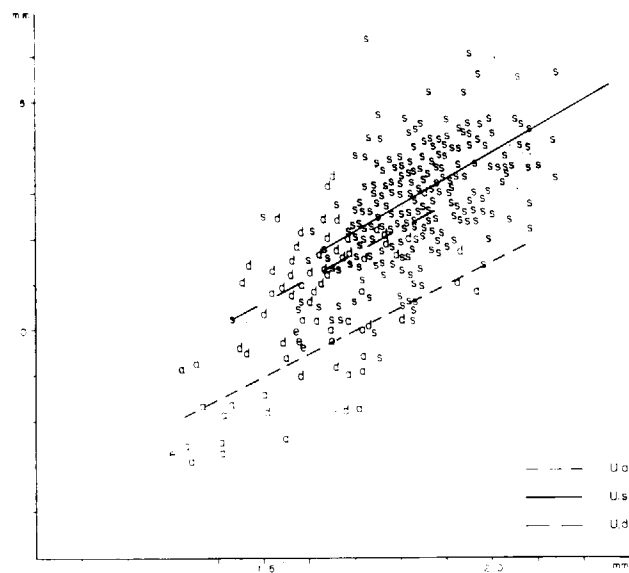


Figura 6.42.—Segundo molar inferior: representación bivariada de la distancia entocónido-hipocónido (9) en función de la anchura del talónido (7). a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

Aparecen algunas diferencias métricas entre los segundos molares inferiores de los distintos yacimientos de oso de las cavernas:

En los histogramas de la longitud absoluta del M₂ (1) (fig. 6.43), el correspondiente a Ekain (K) muestra una acumulación de frecuencias en los valores mayores, mientras que en los otros yaci-

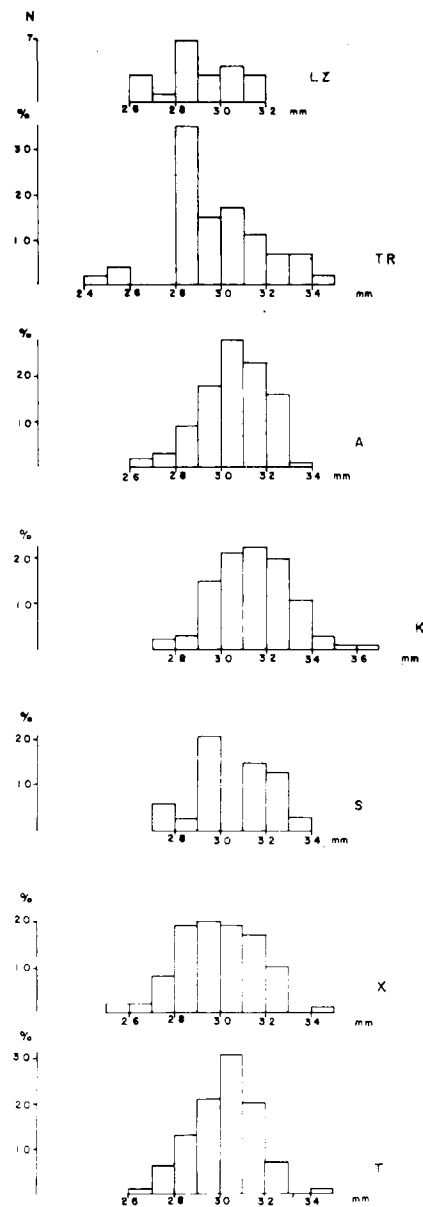


Figura 6.43.—Histogramas de la longitud absoluta (1) del segundo molar inferior de *Ursus spelaeus*. T, Cueva del Reguerillo; X, Cueva del Toll; S, Cueva de la Pasada; K, Cueva de Ekain; A, Cueva de Arrikruz; TR, Cueva de Troskaeta; LZ, Cueva de Lezetxiki.

mientos las frecuencias más elevadas se colocan sobre valores más inferiores. Ningún yacimiento posee segundos molares inferiores cuya longitud absoluta sobrepase el límite superior del recorrido del yacimiento de Ekain (K). En algunos existen frecuencias muy bajas en valores inmediatamente

adyacentes al límite inferior del recorrido de la muestra de Ekain. Este fenómeno también se detecta en la mayoría de las modas: en Ekain está en la clase de 31 mm.; en Lezetxiki (LZ) aparece sobre la clase de los 28 mm.; en 30 mm. en los yacimientos de Troskaeta (TR), Arrikruz (A) y el Reguerillo (T); mientras que en los de La Pasada (S) y el Toll (X), la moda está en la clase correspondiente a los 29 mm. Comparados los valores medios, supuesta normalidad de las distribuciones, las longitudes absolutas del M₂ son significativamente menores que en Ekain (K).

En la tabla 6.35 aparecen comparados con los de Ekain (K) los valores medios de las medidas tomadas sobre los segundos molares de diversos yacimientos. En general siempre aparecen valores medios, que supuesta normalidad de la distribución de la muestra, son significativamente menores, en especial en Troskaeta (TR) y Lezetxiki (LZ). Los valores medios de las alturas de entocónido (13) e hipocónido (14) son significativamente mayores que los de Ekain en el yacimiento santanderino de La Pasada (S).

Tercer molar inferior

(figs. 6.44, 6.45, 6.46 y 6.47)

Es la pieza dentaria más corta de la serie molar inferior. Diente de morfología tuberculada con un

	M ₂													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
LZ	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<
TR	<	<	<	<					<	<	<	<	<	<
A	<	<	<	<			<	<	<	<		<		
S	<	<	<	<			<	<	<				>	>
X	<	<	<	<			<		<	<				
T	<	<	<	<			<	<	<	<				

TABLA 6.35.—Significación de las diferencias entre los valores medios de medidas del segundo molar inferior de *Ursus spelaeus*, según yacimientos

contorno poco marcado y superficie oclusal de poco relieve, destinada a contactar con la superficie aplanada del talón del segundo molar superior. COUTURIER (1953), califica este diente como vestigial. Se puede afirmar que es todo lo contrario: en los *Ursidos* cuaternarios, incluido el oso pardo actual, experimenta una evolución positiva en tamaño y morfología desde sus ancestros del Neógeno. Aunque se difumina su morfología, fundamentalmente por fragmentación de las cúspides y aparición de cúspulas, siempre se suelen distinguir dos relieves importantes: en la mitad anterior del borde interno del diente se observa una

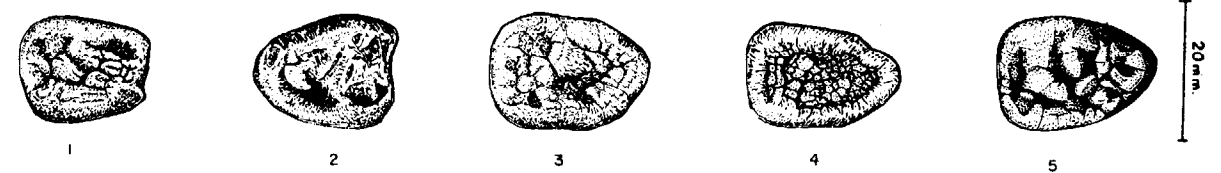


Figura 6.44.—Tercer molar inferior de *Ursus arctos*. 1-S-1324 (sin.); 2-K-119 (dex.); 3-CO (dex.); 4-GF (sin.). S, Cueva de la Fuente; K, Cueva de Ekain; CO, Cueva de la Corta; GF, Grota das Fontainhas; FF, Cueva de las Figuras; C, Cueva de Lezetxiki.

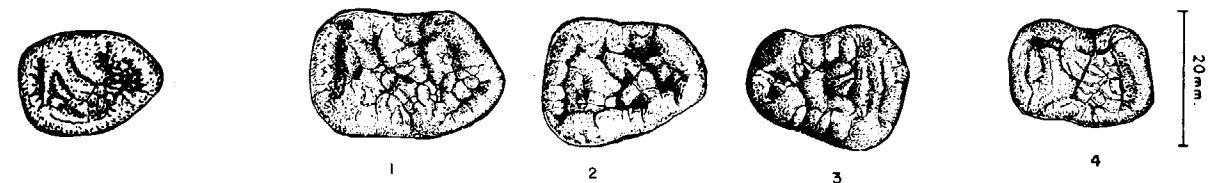


Figura 6.45.—Tercer molar inferior (dex.) de *Ursus etruscus* de Val d'Arno (V-4488).

Figura 6.46.—Tercer molar inferior de *Ursus deningeri*. 1-B-227 (dex.); 2-B-268 (dex.); 3-B-923 (sin.); 4-NU-3 (dex.). B, Cueva Mayor; NU, Cueva Nueva I.

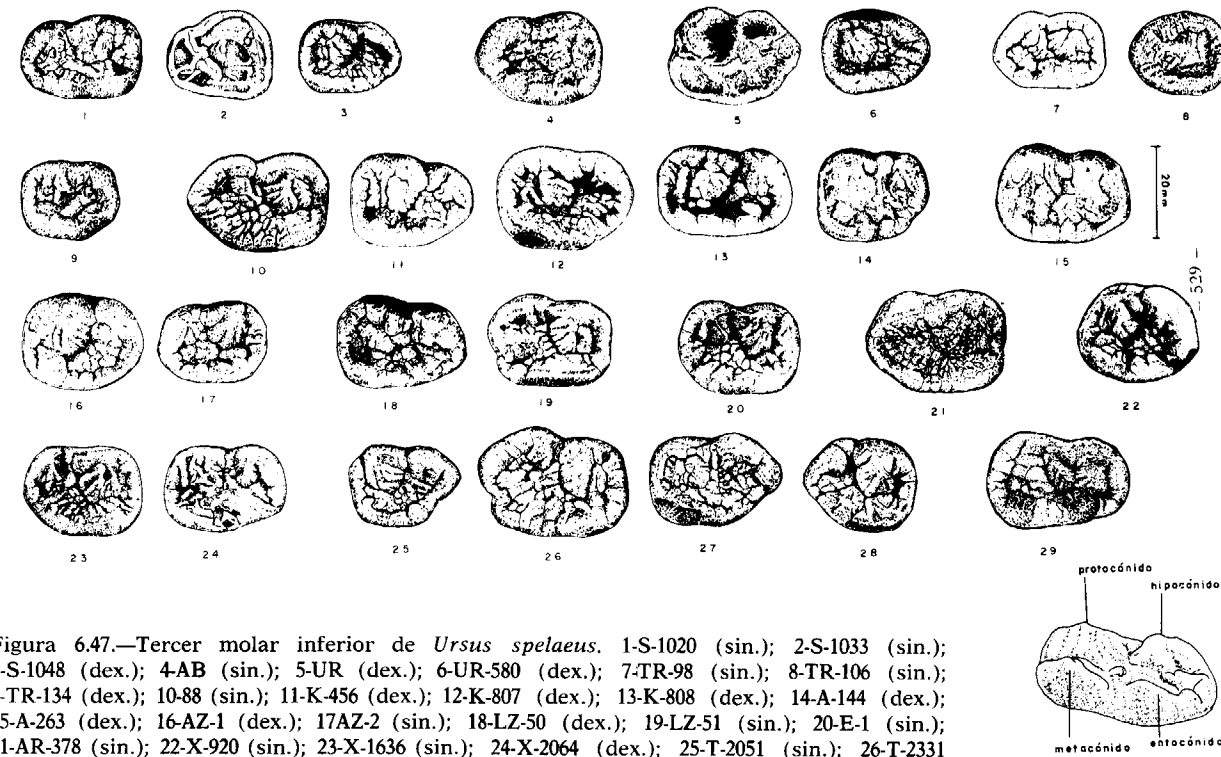


Figura 6.47.—Tercer molar inferior de *Ursus spelaeus*. 1-S-1020 (sin.); 2-S-1033 (sin.); 3-S-1048 (dex.); 4-AB (sin.); 5-UR (dex.); 6-UR-580 (dex.); 7-TR-98 (sin.); 8-TR-106 (sin.); 9-TR-134 (dex.); 10-88 (sin.); 11-K-456 (dex.); 12-K-807 (dex.); 13-K-808 (dex.); 14-A-144 (dex.); 15-A-263 (dex.); 16-AZ-1 (dex.); 17-AZ-2 (sin.); 18-LZ-50 (dex.); 19-LZ-51 (sin.); 20-E-1 (sin.); 21-AR-378 (sin.); 22-X-920 (sin.); 23-X-1636 (sin.); 24-X-2064 (dex.); 25-T-2051 (sin.); 26-T-2331 (sin.); 27-T-4039 (dex.); 28-T-4040 (sin.); 29-AR-4 (dex.). S, Cueva de la Pasada; AB, Cueva de Aitzbitarte; UR, Cueva de Urnieta; TR, Cueva de Troskaeta; K, Cueva de Ekain; A, Cueva de Arrikruz; AZ, Cueva de Artzen; LZ, Cueva de Lezetxiki; E, Cueva de los Ermitos; AR, Cueva de la Arbreda; X, Cueva del Toll; T, Cueva del Reguerillo.

notable elevación del esmalte, que vista lateralmente revela una cúspide triangular asimilable al metacónido. Esta cúspide es suavemente convexa en su cara lingual y vertical o incluso algo cóncava en su cara labial. En la parte anterior del borde labial del diente aparece otra cúspide similar a la descrita, es más discreta en altura, con la particularidad de que siempre que el desgaste es lo suficientemente pequeño, se aprecia un número variable de rímulas de esmalte que parecen «apuntarla». Se trata del protocónido.

El tercer molar inferior posee una raíz única, transversalmente aplanada, con un borde anterior oblicuo y un borde posterior bastante recto. La raíz se implanta en la mandíbula un poco oblicuamente hacia abajo y hacia atrás. En cada una de las caras, externa e interna, de la raíz se conserva un surco bastante profundo, que marcaría la zona de unión de dos raíces. La anterior correspondería a un posible trigónido y la posterior a un hipotético talónido.

El tercer molar inferior de *Ursus etruscus* es un diente pequeño, adaptado perfectamente al talón del segundo molar superior, que aunque suficientemente desarrollado es relativamente corto y estrecho. Predominan las formas triangulares con su extremo posterior muy redondeado (cuatro casos) o apuntado (tres casos). En estos dientes se observa una cierta falta de relieve. Las crestas de esmalte, que podrían asimilarse al protocónido y metacónido, poseen muy poco relieve, la superficie del diente está recorrida por rímulas irregulares de muy poco relieve.

En *Ursus deningeri* se observa un cambio morfológico, que puede ser conceptualizado como dramático. Este molar, calificado a veces como vestigial, tiende a molarizarse, aumenta de tamaño y se complica morfológicamente. Todavía aparecen formas de tipo etruscoide (11%) que conservan contornos triangulares, con el extremo posterior apuntado o redondeado, o incluso un diente de contorno circular, con un marcado carácter arcaizante, que

entroncaría morfológicamente con *Ursidos* más antiguos. No son excesivamente frecuentes las formas en las que además de un aumento en el tamaño aparece un repliegue hacia la mitad del lado externo del diente, con el borde interno del diente oblicuo, o prácticamente paralelo al borde externo del diente (5%). Predominan claramente las morfologías en las que el diente ha sufrido un considerable alargamiento, con la aparición de un suave surco, más o menos marcado según los ejemplares (71%). Esta frecuencia se distribuye como sigue: un 28 por 100 de ejemplares en los que todavía se adivina un contorno triangular, debido a que la mitad posterior del lado interno del diente continúa siendo oblicuo. En el resto de los casos, el lado interno del diente es casi paralelo al externo, aunque puede presentar alguna escotadura en su parte terminal. En un 6 por 100 de casos existe un suave surco tanto en lado externo como en el interno, que implica una notable convergencia morfológica con el segundo molar inferior, al que en este caso se parece notablemente en su forma general, aunque la morfología de las cúspides sea diferente. Este caso queda subrayado por la aparición de ejemplares en los que se observa la existencia de dos raíces muy similares a las que posee el segundo molar inferior.

En el tercer molar inferior de *Ursus deningeri* se observa en vez de una corona casi plana un contorno de cúspides alrededor del borde oclusal de la corona, que la cierran en todo su perímetro excepto en el borde anterior. Este anillo de cúspides y cúspulas muestra una cierta convergencia hacia el centro del diente.

No se ha realizado un análisis morfológico de detalle, ya que la morfología de las cúspides es muy cambiante según los ejemplares. No obstante, se puede afirmar que existe en todos los casos un esbozo de protocónido en forma de arista apuntada, que recorre al menos la mitad del borde externo del diente. Tras esta arista y la escotadura que presenta este borde, cuando existe, aparece un área de esmalte fuertemente abultada que aparenta ser una cúspide triangular, podría asimilarse al hipocónido. En el borde interno del diente, aparece una cresta larga y continua, que se levanta bruscamente por delante, para ir descendiendo gradualmente y confundirse con el reborde de cúspulas que rodea toda la corona. La zona más alta de esta cresta, que correspondería al vértice del metacónido, se coloca en las cerca-

nias del ángulo antero-interno del diente. No siempre se observa una cresta con una zona aguda y apuntada, ya que en ocasiones se descompone en un sinnúmero de cúspulas separadas entre sí por finos surcos verticales. A veces, las menos, tras la zona en la que la cresta que equivaldría al metacónido se pierde en el borde de la corona, se levanta una serie de pequeñas cúspides agudas, que se podrían hacer corresponder con el entocónido, ya que se parecen enormemente a las que lo forman en el primer y segundo molar inferior.

La raíz del tercer molar inferior de *Ursus deningeri* es aplanada transversalmente, estrechándose en sentido anteroposterior, aunque en menor proporción de como lo hace en *Ursus etruscus*. Posee dos surcos muy marcados, uno en la cara externa de la raíz, el más profundo, y otro en la cara interna bastante más somero, que en numerosas ocasiones llegan casi a independizar dos raíces distintas. En tres casos, tal y como se ha citado anteriormente, aparecen dos raíces netamente separadas: la anterior muy fina, aplanada en sentido anteroposterior y ondulada, con su apex dirigido hacia abajo y levemente hacia delante. La posterior con un fuerte aplanamiento transversal y su borde anterior oblicuo, dirigido hacia abajo y hacia atrás; su borde posterior es recto y prácticamente vertical. La aparición de formas morfológicamente más avanzadas, en lo que a molarización se refiere, que las que se detectan en *Ursus spelaeus*, está de acuerdo con los caracteres hiperespéleos observados por diferentes autores en los dientes de *Ursus deningeri*.

En el tercer molar inferior de *Ursus spelaeus* se produce un hiperdesarrollo muy notable, acorde con el alargamiento del talón del segundo molar superior. Como en *Ursus deningeri*, la corona está rodeada por un anillo de cúspides y cúspulas, ocasionalmente incluso en su borde anterior. Predominan las formas con un suave entrante en el borde externo del diente y morfologías variables en el borde posterior: un seno profundo en su borde interno (19%); una forma levemente apuntada por la oblicuidad del final del lado interno (26%); o una terminación recta (26%). Hay formas que podrían denominarse «comprimidas», ya no se desarrolla el suave entrante del lado externo, que aparece como un brusco repliegue del esmalte, asociadas a diversas formas del borde posterior del diente, son en conjunto relativamente frecuentes (25%), aunque individualmente no apa-

recen frecuencias elevadas. Tampoco faltan algunas morfologías arcaizantes, que hablan de su relación filogenética con *Ursus etruscus*: formas triangulares e incluso circulares, que no suponen más que el 4 por 100 de las morfologías. Paradójicamente, las formas circulares, que sólo aparecen en el yacimiento de la Cueva del Reguerillo (T), poseen gran desarrollo de cúspides y cúspulas, diferenciándose perfectamente el protocónido, metacónido e hipocónido.

Las cúspides que se observan en el tercer molar inferior de *Ursus spelaeus*, morfológicamente difieren poco de las de *Ursus deningeri*, aunque en general son más verticales, sin una convergencia tan marcada hacia el centro del diente. El protocónido es de tamaños que varían fuertemente según los individuos, pero siempre se puede identificar como una cúspide triangular muy alargada de altura muy variable, con una serie de finas aristas denticuladas o ríduladas casi perpendiculares al borde del diente.

El hipocónido se observa netamente en muy pocos casos. Cuando es posible identificarlo aparece como una pequeña cúspide angosta, de perfil triangular, pero normalmente descompuesta en varias cúspulas informes.

El metacónido muestra un cierto carácter cortante, ya que suele presentarse como una arista puntiaguda muy estrecha, con bordes interno y externo casi verticales. El entocónido, a veces, aparece en forma de una o dos cúspides relativamente estrechas y puntiagudas, y con todo tipo de morfologías intermedias, hasta convertirse en un reborde bajo, sólo un poco más elevado que la superficie central del diente, donde se acumulan desordenadamente cúspides muy pequeñas. La raíz de este diente es proporcionalmente más robusta que la de *Ursus deningeri*, ya que es transversalmente algo más ancha y nunca se han observado dientes dotados de dos raíces diferenciadas. El borde anterior es oblicuo, se dirige hacia abajo y hacia atrás. El posterior puede ser vertical y, más raramente, algo oblicuo, dirigiéndose hacia abajo y hacia atrás. Las caras externa e interna de la raíz son más accidentadas que las de *Ursus deningeri*. No sólo son más frecuentes los surcos que marcan la zona de unión de la raíz anterior y la posterior, sino que en la zona posterior del lado interno de la raíz pueden llegar a aparecer dos y hasta tres pequeñas raíces accesorias, también unidas a la raíz principal. Es frecuente en-

contrar finas raíces accesorias en el surco de la cara externa de la raíz.

El tercer molar inferior de *Ursus arctos* posee numerosas afinidades morfológicas con el de *Ursus etruscus*, ya que predominan las morfologías triangulares, siendo más frecuentes las terminaciones posteriores redondeadas.

El relieve del M₃ de *Ursus arctos* es algo más fuerte que el que se observa en *Ursus etruscus*. El metacónido se levanta claramente. El protocónido aparece como una cúspide marcada a la que le falta la acumulación de aristas de refuerzo interno, puesto que sólo parecen una o dos. Esto, unido a una mayor lisura del esmalte que no aparece erizado de cúspulas, sino con diminutas ríduladas de poco relieve, es la causa de que la zona interna del M₃ sea más deprimida que en las especies espéleas, llegando a insinuar un surco anteroposterior muy irregular. Su raíz, corta y transversalmente planada, posee un borde anterior oblicuo y uno posterior vertical con los dos surcos, interno y externo, finamente marcados. Es muy similar a la que se observa en *Ursus etruscus*. El desarrollo de las cúspides, proporcionalmente mayor que en *Ursus etruscus*, unido a la existencia de algún caso de convergencia morfológica con el segundo molar inferior, podría sugerir también un cierto grado de evolución molari-zante de esta pieza dentaria del oso pardo.

Sobre el M₃ se tomaron las siguientes medidas: 1) longitud absoluta (anteroposterior; 2) anchura absoluta; 3) anchura del lóbulo anterior; 4) anchura del lóbulo posterior (en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*).

Además se calcularon los siguientes índices: 5) relación porcentual entre la anchura absoluta y la del lóbulo anterior (2/3%); 6) relación porcentual entre la anchura absoluta y la longitud (2/1%), y 7) relación porcentual entre la anchura del lóbulo anterior y la longitud absoluta (3/1%).

Las medidas realizadas en cada especie y para cada yacimiento, así como los parámetros estadísticos de ellos derivados, aparecen en: Tabla 6.36 (*Ursus arctos*), tabla 6.37 (*Ursus etruscus*), tabla 6.38 (*Ursus deningeri*), tabla 6.39 (*Ursus spelaeus*).

En la figura 6.48 aparecen los histogramas de la longitud del M₃, referidos a la muestra comprensiva de esta especie. Se detecta una gradación métrica creciente, desde *Ursus etruscus* (moda en

Nº	LF	TV	ST	CO	MM	G	K	TR	UB	AK	MK	PU	BA	TV	D						
	n=1	n=1	n=2	n=1	n=1	n=3	n=1	n=1	n=2	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1	μ	n=4					
1	21,2	19,0	20,0	20,3	19,4	23,3	16,3 - 17,4	18,3	20,8	19,5	19,5	18,8	19,2	19,8	20,2	19,5	20,0	20,7	20,2	19,8	20,5
2	15,5	15,4	14,7	15,0	15,3	17,5	11,4 - 15,0	15,8	17,2	15,2	15,2	14,4	14,8	13,6	15,1	14,0	14,0	16,6	15,4	14,2	15,6
3	15,5	15,4	14,7	15,0	15,3	17,5	11,4 - 15,0	15,8	17,2	15,2	15,2	14,4	14,8	13,6	15,1	14,0	14,0	16,6	15,4	14,2	15,6
4	14,0	13,4	14,3	14,3	13,4	15,5	15,5	14,0	13,5	13,5	13,5	13,3	13,5	12,3	12,0	12,3	12,5	15,0	13,4	12,8	13,7
5	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0 - 100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
6	73,0	81,0	73,0	74,0	79,0	75,0	86,0 - 93,0	85,0	83,6	78,0	78,0	77,0	77,0	69,0	75,0	72,0	70,0	80,0	75,0	70,0	78,0
7	73,0	81,0	73,0	74,0	79,0	75,0	86,0 - 93,0	86,0	83,0	78,0	78,0	77,0	77,0	69,0	75,0	72,0	70,0	80,0	75,0	70,0	78,0

P	FF	FU				GF	MI	Muestra total						
	n=1	n=1	μ	σ	N	V _i -V _s	n=2	n=1	μ	σ	N	V _i -V _s		
1	20,4	21,5	22,4	1,58	9	20,3	24,6	22,8	22,8	20,4	20,9	1,69	38	16,3 - 24,6
2	15,7	16,1	15,7	0,63	8	15,6	17,5	15,6	15,6	15,4	15,4	1,25	37	11,4 - 17,5
3	15,7	16,1	16,3	0,56	8	15,6	17,5	15,3	15,6	15,4	15,4	1,25	37	11,4 - 17,5
4	13,8	14,8	14,8	0,63	8	14,0	16,0	14,3	14,6	13,9	12,3	1,09	34	12,0 - 16,0
5	100,0	100,0	100,0		8	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0		37	100,0 - 100,0
6	77,0	75,0	72,0		8	67,0	77,0	68,0	68,0	75,0	75,0		37	69,0 - 83,0
7	77,0	75,0	72,0		8	67,0	77,0	68,0	68,0	75,0	75,0		38	69,0 - 83,0

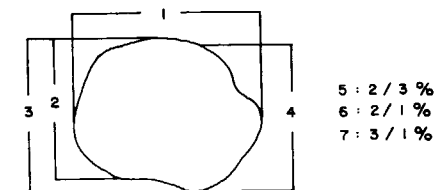


TABLA 6.36.—Medidas e índices del tercer molar inferior de *Ursus arctos*

Nº	V			
	μ	σ	N	V _i -V _s
1	18,5	2,39	15	15,0 - 22,6
2	14,3	1,29	14	12,4 - 16,5
3	14,3	1,29	14	12,4 - 16,5
4	13,1	1,42	12	11,2 - 15,1
5	100,0		14	100,0 - 100,0
6	77,0		14	67,0 - 85,0
7	77,0		14	67,0 - 83,0

Nº	PA	B				NV
	n=3	μ	σ	N	V _i -V _s	n=1
1	24,7 - 27,7	23,9	1,69	87	18,8 - 27,8	21,0
2	19,1 - 19,3			82	15,2 - 19,6	14,8
3	19,1 - 19,3	17,2	0,93	82	15,2 - 19,6	14,8
4	15,8 - 17,9	15,8	1,40	75	11,0 - 19,4	13,3
5	100,0 - 100,0	100,0		7	100,0 - 100,0	100,0
6	70,0 - 78,0	72,0		80	66,0 - 82,0	70,0
7	70,0 - 78,0	72,0		80	65,0 - 82,0	70,0

TABLA 6.37.—Medidas e índices del tercer molar inferior de *Ursus etruscus*

TABLA 6.38.—Medidas e índices del tercer molar inferior de *Ursus deningeri*

Nº	LL				S				AB	UR	LZ				TR					
	μ	σ	N	V _i -V _s	μ	σ	N	V _i -V _s	n=3	n=4	μ	σ	N	V _i -V _s	μ	σ	N	V _i -V _s		
1	25,7	2,48	?	23,4 - 31,0	25,7	2,10	24	21,8 - 30,8	26,0	26,8	23,0	2,00	25,8	1,93	23	20,8 - 31,0	24,8	2,19	26	21,2 - 29,0
2	19,9	0,89	?	18,2 - 21,7	18,9	1,00	24	17,4 - 22,7	19,6	19,7	16,7	1,18	18,4	1,06	23	15,5 - 27,0	18,2	1,58	25	15,1 - 22,0
3	19,8	0,78	?	18,2 - 21,7	18,9	1,02	24	17,4 - 22,2	19,6	19,7	16,7	1,18	18,4	1,06	23	15,5 - 27,0	18,2	1,58	25	15,1 - 22,0
4	11,9	2,36	?	14,6 - 19,0	15,1	1,30	24	14,4 - 20,2	17,3	16,9	16,1	1,78	13,8	1,38	22	14,6 - 22,0	17,0	1,49	23	14,0 - 19,6
5	100,0		?	100,0 - 100,0	100,0		24	100,0 - 100,0	100,0	100,0	100,0		13	100,0 - 100,0	100,0					100,0 - 100,0
6	78,0		?	68,0 - 85,0	74,0		24	67,0 - 88,0	73,0	76,0	64,0	1,10	22,0	23	66,1 - 79,0	74,0		25	69,0 - 78,0	
7	77,0		?	69,0 - 85,0	74,0		24	67,0 - 88,0	73,0	76,0	62,0	1,09	22,0	23	66,0 - 79,0	74,0		25	69,0 - 78,0	

Nº	K				KS	GZ	GC	A				AZ				ER			
	μ	σ	N	V _i -V _s	n=1	n=4	n=1	μ	σ	N	V _i -V _s	μ	σ	N	V _i -V _s	μ	σ	N	V _i -V _s
1	27,1	1,95	136	21,8 - 30,5	27,6	23,5 - 27,3	25,3	26,7	1,93	86	22,2 - 30,5	26,4	1,74	6	23,5 - 28,5	25,6	1,51	13	24,3 - 28,0
2	19,5	1,68	133	16,3 - 25,5	18,7	17,2 - 21,8	18,2	19,8	1,35	81	17,3 - 25,0	19,1	0,82	6	18,0 - 21,0	19,2	0,76	13	17,8 - 20,5
3	19,4	1,70	133	16,2 - 25,0	18,7	17,2 - 21,8	18,2	20,0	1,56	82	17,3 - 25,0	19,0	1,06	6	13,0 - 21,0	19,2	0,74	15	17,8 - 20,5
4	18,3	2,18	130	14,2 - 21,7	18,6	15,3 - 20,2	16,8	18,8	1,40	76	15,0 - 21,5	18,2	1,65	6	16,7 - 20,2	18,2	1,28	12	16,0 - 20,5
5	100,0		133	100,0 - 100,0	100,0	100,0 - 100,0	100,0	100,0		28	100,0 - 100,0	101,0		6	100,0 - 100,0	100,0		13	100,0 - 101,0
6	72,0		129	62,0 - 78,0	68,0	70,0 - 83,0	72,0	74,0		30	70,0 - 85,0	73,0		6	67,0 - 80,0	75,0		13	69,0 - 81,0
7	71,0		129	62,0 - 78,0	68,0	70,0 - 83,0	72,0	75,0		80	64,0 - 100,0	72,0		6	67,0 - 80,0	75,0		13	69,0 - 82,0

TABLA 6.39.—Medidas e índices del tercer molar inferior de *Ursus spelaeus*

	AR		X				TU	GU	CC	T				Muestra total			
	n=5	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	n=1	n=1	n=1	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	μ	σ	N	$V_1 - V_2$	
1	25,5 - 32,0	26,2	1,84	72	21,4 - 30,7	25,8	25,3	26,3	26,8	2,48	89	20,6 - 32,8	26,5	2,39	502	20,6 - 32,8	
2	19,7 - 22,2	19,2	0,74	13	16,4 - 21,3	19,1	15,9	19,0	19,4	1,52	88	14,6 - 22,4	19,2	1,45	502	14,6 - 25,0	
3	19,7 - 22,2	19,3	1,11	65	16,4 - 21,3	19,1	15,9	19,0	19,0	1,55	73	14,5 - 22,4	19,2	1,45	472	14,6 - 25,0	
4	17,9 - 22,1	18,4	1,56	61	16,0 - 21,6	17,8	13,8	18,6	18,3	1,87	71	14,5 - 22,5	18,3	1,78	451	13,8 - 22,5	
5	100,0 - 100,0	100,0		13	100,0 - 100,0	100,0	100,0	106,0	100,0		72	94,0 - 114,0	100,0			94,0 - 114,0	
6	68,0 - 79,0	75,0		13	68,0 - 89,0	74,0	63,0	72,0	72,0		82	54,0 - 86,0	74,0		373	54,0 - 89,0	
7	68,0 - 79,0	74,0		65	68,0 - 89,0	74,0	63,0	68,0	71,0		73	48,0 - 82,0	73,0		466	48,0 - 100,0	

TABLA 6.39.—Medidas e índices del tercer molar inferior de *Ursus spelaeus*

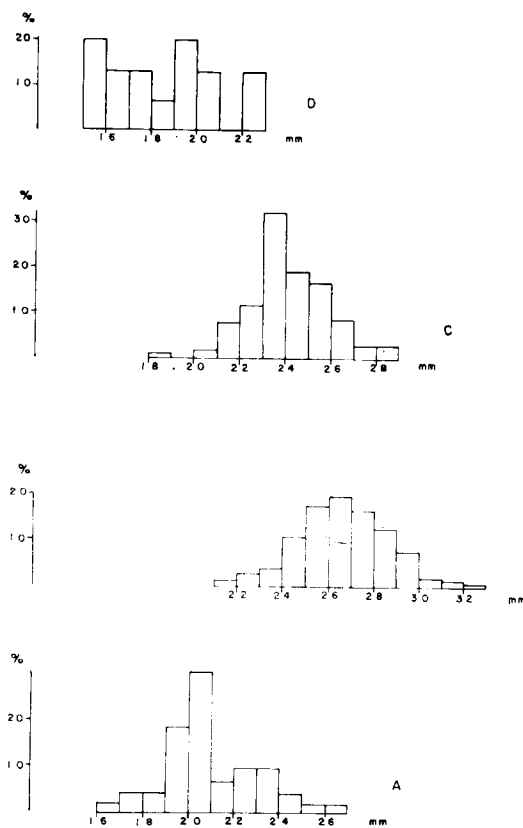


Figura 6.48.—Histogramas de la longitud absoluta del tercer molar inferior (1). A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

19 mm.), pasando por *Ursus deningeri* (moda en la clase de 23 mm.), hasta los grandes dientes propios de *Ursus spelaeus* (moda en la clase de 26 milímetros). El M_3 de *Ursus arctos* tiene la moda muy cercana a la de *Ursus etruscus*, 20 mm., aunque en su recorrido hay valores que superan el

valor máximo alcanzado por la longitud del M_3 de *Ursus etruscus*.

El solapamiento es discreto entre *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri*; muy elevado entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. La muestra de *Ursus etruscus* queda prácticamente en su totalidad contenida en el recorrido de la longitud del M_3 del oso pardo.

El histograma de la anchura del lóbulo anterior del M_3 (fig. 6.49) refleja características muy similares a las descritas para los histogramas de la longitud: hay una clara gradación desde *Ursus etruscus* hasta *Ursus spelaeus*, pasando por *Ursus deningeri*, aunque en este caso el contraste métrico entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* está más marcado. La moda de *Ursus deningeri* está en 17 mm.; la de *Ursus spelaeus* en 19 mm. Mientras que la longitud del M_3 de *Ursus spelaeus* se solapaba en 88 por 100 con la de *Ursus arctos*, la anchura lo hace en un 56 por 100. La moda corresponde a la clase de 15-15.5 mm., solapándose casi en su totalidad con la distribución de anchuras del M_3 de *Ursus etruscus*, en la que no se puede establecer cuál es la moda real, dado lo exiguo de la muestra. Existe una moda aparente, que se coloca en la clase correspondiente a los 15 mm.

Para comparar los valores medios del M_3 de las diversas especies se recurrirá a una representación semilogarítmica (fig. 6.50) de las diferencias, tomando como referencia el valor medio de *Ursus spelaeus*. Claramente este molar en *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*. El tercer molar inferior de *Ursus deningeri* se coloca en una posición intermedia entre *Ursus spelaeus* y el conjunto *Ursus etruscus-Ursus arctos*. La anchura del lóbulo posterior del diente se hace levemente mayor en *Ursus etruscus* que en *Ursus arctos*. Las diferencias métricas detectadas entre los valores medios de cada espe-

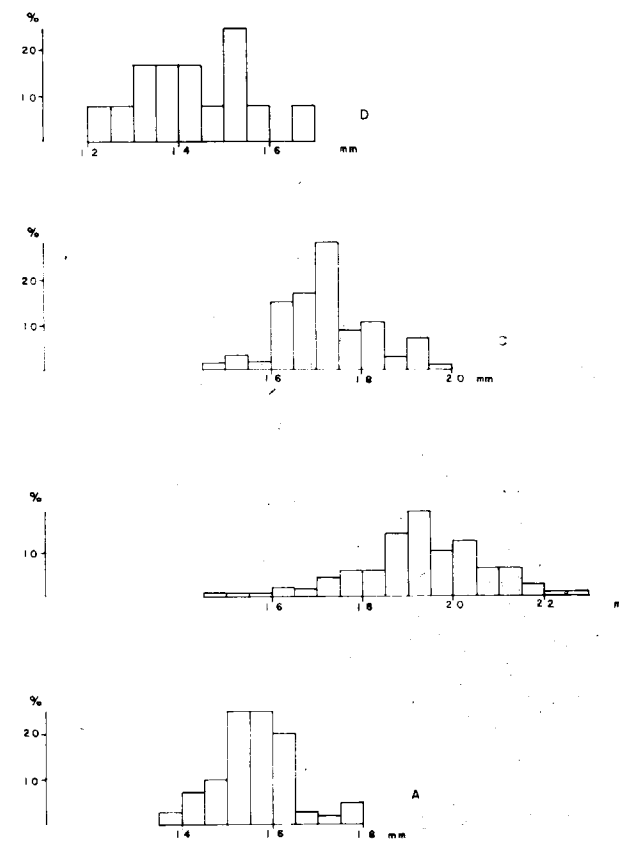


Figura 6.49.—Histogramas de la anchura (2-3) del tercer molar inferior. A, *Ursus arctos*; B, *Ursus spelaeus*; C, *Ursus deningeri*; D, *Ursus etruscus*.

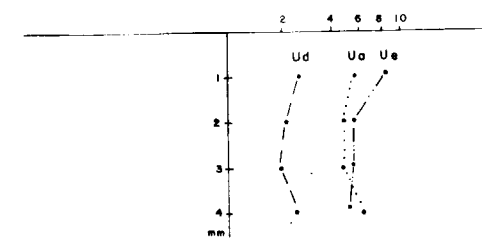


Figura 6.50.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del tercer molar inferior, tomando como referencia los de *Ursus spelaeus*.

cie, tomados los de *Ursus spelaeus* como referencia, poseen significación estadística a nivel de significación de .01, supuesta normalidad de las distribuciones. También poseen idéntico nivel de significación las diferencias métricas de *Ursus arctos*

y *Ursus etruscus* respecto a *Ursus deningeri*. Por el contrario, las diferencias métricas entre *Ursus arctos* y *Ursus etruscus* no son estadísticamente significativas.

Como las medidas básicas de este diente son su longitud absoluta y la anchura del lóbulo anterior, una manera de investigar su variación según las distintas especies sería la representación bivariada de estas variables y el cálculo de las líneas de regresión (fig. 6.51). Las líneas de regresión, correspondientes a *Ursus spelaeus* y *Ursus etruscus*, poseen pendientes prácticamente idénticas. Lo único que las diferencia es el valor de la ordenada en el origen, mucho mayor que en el oso de las cavernas. Es decir, que existe un factor constante que separa métricamente ambas especies. La línea de regresión de *Ursus deningeri* posee una pendiente levemente menor que la de *Ursus spelaeus*, siendo también menor la ordenada en el origen. El tercer molar de oso pardo tiene características de proporcionalidad diferentes, ya que su pendiente es notablemente menor y es más elevado el valor de su ordenada en el origen, llegando a cortar la línea de regresión de *Ursus etruscus*, aunque en su campo de existencia métrica el M_3 de *Ursus etruscus* es netamente más esbelto que el de *Ursus arctos*. Se observa una perfecta gradación creciente en las anchuras relativas desde *Ursus etruscus*, que es la pieza más esbelta, hasta *Ursus spelaeus*, que es la más ancha, ocupando *Ursus deningeri* una posición intermedia. Estas observaciones se han realizado a partir de la línea de regresión, pero la correlación de medida de esta pieza dentaria aunque es significativa, excepto para *Ursus etruscus*, en el que es elevada (.92), en las restantes especies posee valores simplemente discretos: (.64) para *Ursus spelaeus*, (.66) para *Ursus deningeri* y (.61) para *Ursus arctos*. Lo que viene a decir que en estas tres especies, más de un 30 por 100 de la anchura del M_3 no depende de la longitud y sí del azar: variabilidad individual, variabilidad sexual, variabilidad poblacional, etcétera.

Queda plantearse el análisis de las diferencias métricas en el M_3 de los distintos yacimientos de oso de las cavernas.

El M_3 del oso de las cavernas del yacimiento de la Cueva de Ekain (K) posee la máxima longitud media, aunque los M_3 de los yacimientos de Arritkruz (A), Artzen Koba (AZ) y el Reguerillo (T)

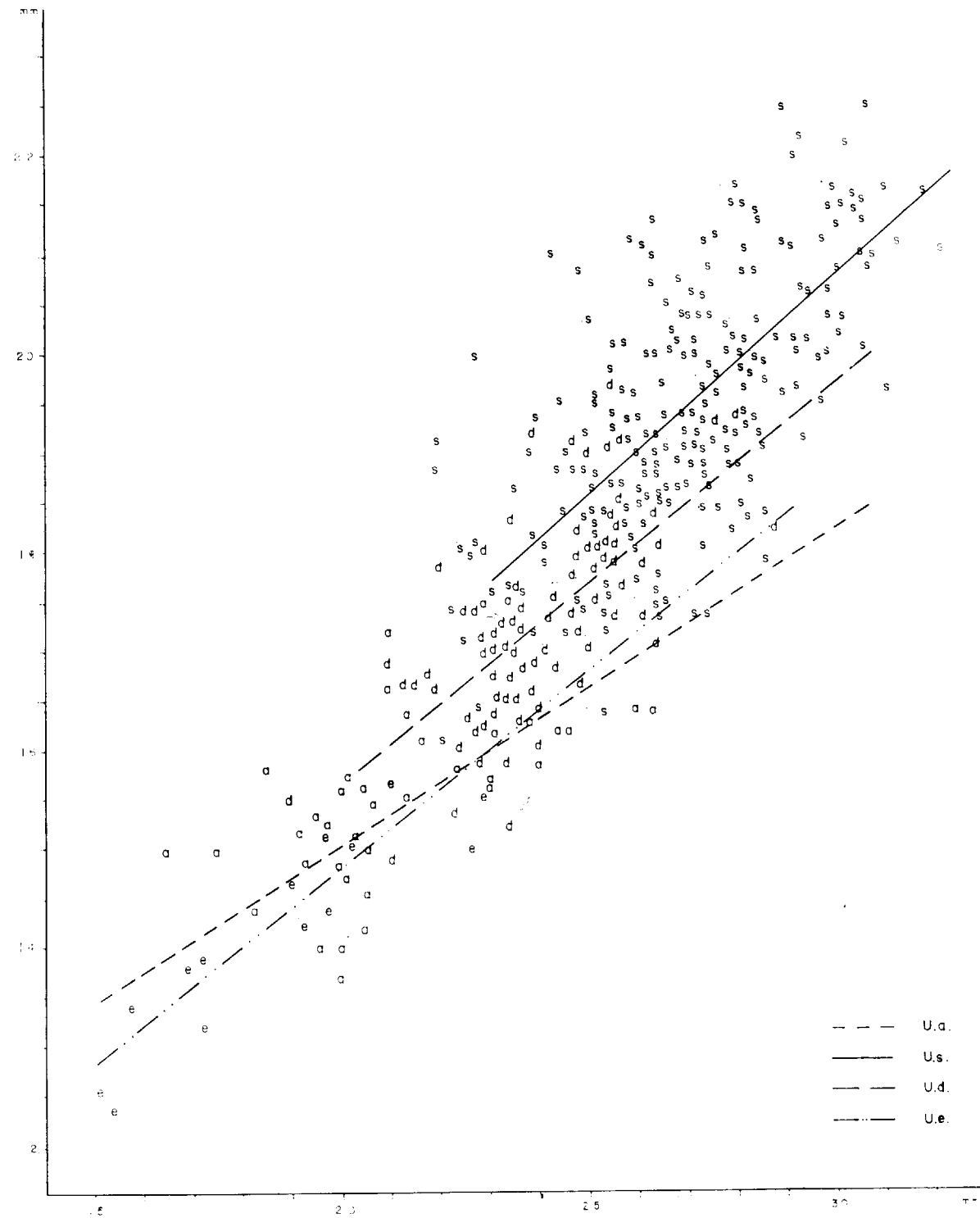


Figura 6.51.—Tercer molar inferior: representación bivariada de la anchura (2-3) en función de la longitud absoluta. a, *Ursus arctos*; e, *Ursus etruscus*; s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*.

poseen valores medios cuyas diferencias respecto a los valores de la longitud media del M₃ de la Cueva de Ekain no son significativas. Existiendo otros cuyos valores medios se diferencian significativamente del de Ekain (K), tabla 6.40, Cueva de los Ermitons (ER), Cueva de la Pasada (S), Cueva de Troskaeta (TR), Cueva de Lezetxiki (LZ) y Cueva del Toll (X). De los que los de Lezetxiki (LZ) y de Troskaeta (TR) poseen ciertas características arcaicas, que justificarían el menor valor de la longitud del M₃.

M ₃	
	1 2 3
LZ	< < <
TR	< < <
A	> >
S	<
X	<
T	

TABLA 6.40.—Significación de las diferencias entre los valores medios de medidas del tercer molar inferior de *Ursus spelaeus*, según yacimientos

En la anchura del lóbulo anterior del diente (3) se mantienen estas diferencias significativas respecto al yacimiento de Ekain (K) y hay que añadir que el valor obtenido para el yacimiento de Arrikrutz es significativamente mayor (nivel de .01). Por el contrario, el yacimiento de la Cueva del Toll (X) posee una anchura media del lóbulo anterior que no se diferencia del valor obtenido para el yacimiento de la Cueva de Ekain (K), fenómeno similar se detecta en la anchura media del lóbulo posterior del M₃ (4). En definitiva: existen tres yacimientos con valores medios similares: Cueva de Ekain (K), Artzen Koba (AZ) y Cueva del Reguerillo (T). El valor medio de la longitud del M₃ del yacimiento de Arrikrutz (A) es equivalente a los de los yacimientos ya citados, pero estos dientes son significativamente más anchos (tabla 6.40). Por el contrario, los yacimientos de la Cueva de Ermitons (ER), La Pasada (S) y Cueva del Toll (X) poseen valores medios de longitud del M₃ que son significativamente menores, fenómeno que no se repite en los valores medios de sus anchuras (2) y (3).

Los M₃ de Troskaeta (TR) y Lezetxiki (LZ) son claramente más cortos y estrechos.

En la figura 6.52 aparecen los histogramas de

la longitud absoluta (1) del tercer molar inferior de *Ursus spelaeus*.

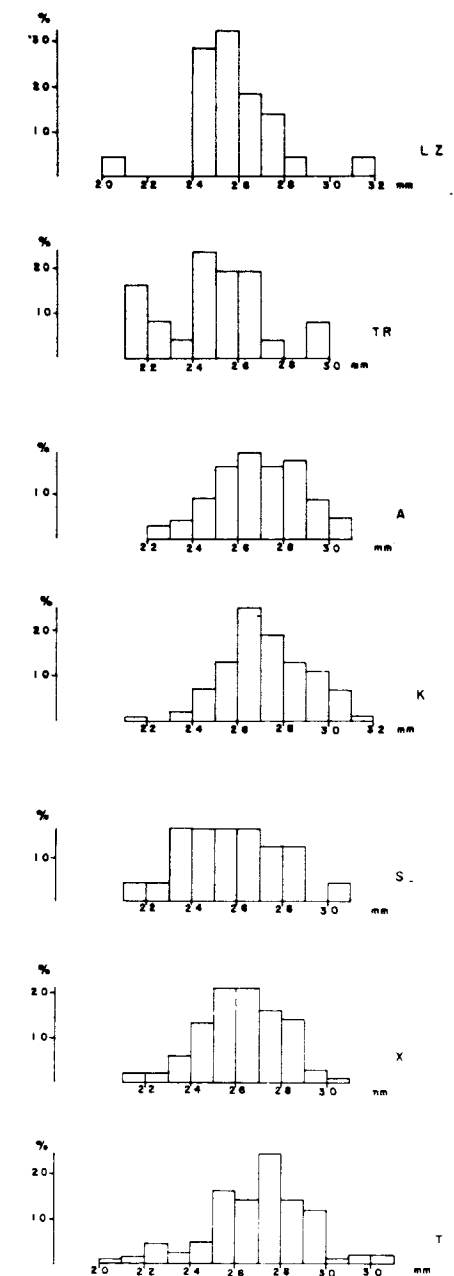


Figura 6.52.—Histogramas de la longitud absoluta (1) del tercer molar inferior de *Ursus spelaeus*. T, Cueva del Reguerillo; X, Cueva del Toll; S, Cueva de la Pasada; K, Cueva de Ekain; A, Cueva de Arrikrutz; TR, Cueva de Troskaeta LZ, Cueva de Lezetxiki.

la longitud del M_3 del oso de las cavernas de diversos yacimientos. Destacan los del yacimiento de Lezetxiki (LZ) y de Troskaeta (TR), en los que suelen estar mejor representados valores menores que en los otros yacimientos. Este desplazamiento, más relativo que real, se origina al estar poco o nada representados los valores de longitud más elevada, más o menos a partir de los 27-28 mm. El yacimiento de Ekain (K) presenta una moda bien definida en los 26 mm.; la cual coincide con la del yacimiento de Arrikruz (A), aunque existe una segunda moda en 28 mm. También está representada esta moda en los yacimientos de La Pasada (S) y de la Cueva del Toll (X), aunque en ambos casos existe polimodalidad con igualdad de frecuencias en dos y tres intervalos respectivamente. El yacimiento de la Cueva del Reguerillo posee una moda localizada en un valor de clase más alto, 27 mm.

BIBLIOGRAFIA

- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1957): *Estudios morfométricos en la evolución de los fisipedos*. Bol. Geol. y Min., LXVIII.
- ERDBRINK, D. P. (1953): *A review of the fossil and recent bears of the Old World with remarks on their phylogenese based upon their dentition*. Jan de Lange, Eds., 2 vols., 597 pp.
- KURTEN, B. (1954): *Observations on allometry in mammal dentition, its interpretation and evolutionary significance*. Acta Zool. Fenn., 85:1-13.
- KURTEN, B. (1955): *Sex dimorphis and size trends in the cave bear*. Acta Zool. Fenn., 90:1-47.
- MUSIL, R. (1959): *Der Hölenbäre aus der Höle Barová*. Acta Mus. Moraviae, LXIV:89-114.
- MUSIL, R. (1964): *Die braunbären aus dem ende des letze glacials*. Acta Mus. Moraviae Anthropozoicum, 92 pp.
- 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*. T. D. ETSIM.

La mineralización de sulfuros y sulfosales de plata de La Bodega: Geología, Mineralogía y texturas (Sistema Central)

Por J. MARTINEZ FRIAS, R. LUNAR y E. VINDEL (*)

RESUMEN

Este trabajo forma parte de las investigaciones sobre la Metalogenia de la plata del Sistema Central. Los filones de la zona de La Bodega presentan caracteres morfológicos «tipo brecha» y su mineralogía es rica en sulfuros de metales base y sulfosales de plata. En este trabajo se ha encuadrado la mineralización en su contexto geológico y se han estudiado los aspectos mineralógicos y texturales del yacimiento y del medio encajante.

ABSTRACT

This study is aimed at defining the metallogenesis of silver in the Spanish Central System. The veins are «breccia-type» and the ore minerals are base metal sulphides and silver sulphosalts. In this paper, the geological setting and the mineralogical and textural features, were studied.

INTRODUCCION

Siguiendo con el estudio de los yacimientos argentíferos del Sistema Central, La Bodega corresponde, dentro del conjunto de mineralizaciones de plata, a la zona que presenta mayores analogías con respecto al yacimiento principal (zona de Hiendelaencina).

La Bodega fue tratada en un principio como yacimiento de Pb-Zn, revelándose posteriormente, gracias a los estudios realizados por CASTELLS et al. (1973), como fuente importante de plata.

SITUACION GEOGRAFICA - GEOLOGICA

La mineralización de La Bodega se encuentra situada al noreste de Hiendelaencina y al sur de Atienza, cerca del contacto entre los materiales ordovícicos con los gneises de la formación «Hiendelaencina» y la Grenz Serie de SHAFFER (1969).

(*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

El acceso a las labores mineras, situadas junto al río Cañamares, se lleva a cabo mediante un camino, que parte del sur del pueblo de La Bodega, y que llega justamente hasta las minas (La Carolina y San José) (fig. 1).

DESCRIPCION DEL YACIMIENTO

Las observaciones para determinar la morfología y disposición de la mineralización únicamente se han podido hacer en superficie, pues las antiguas explotaciones son actualmente inaccesibles (fig. 2).

Los indicios que se han estudiado siguen fracturas de dirección noroeste-sureste y este-oeste, lo que pone de manifiesto un claro control estructural. Antiguamente ya se definieron dos tipos distintos de filones, unos de escasa potencia y gran irregularidad, que se pueden considerar como vetas de carácter secundario, y otros, que presentan mayor constancia en cuanto a potencia y dirección este-oeste, que se denominaron «filones principales» (fig. 1).

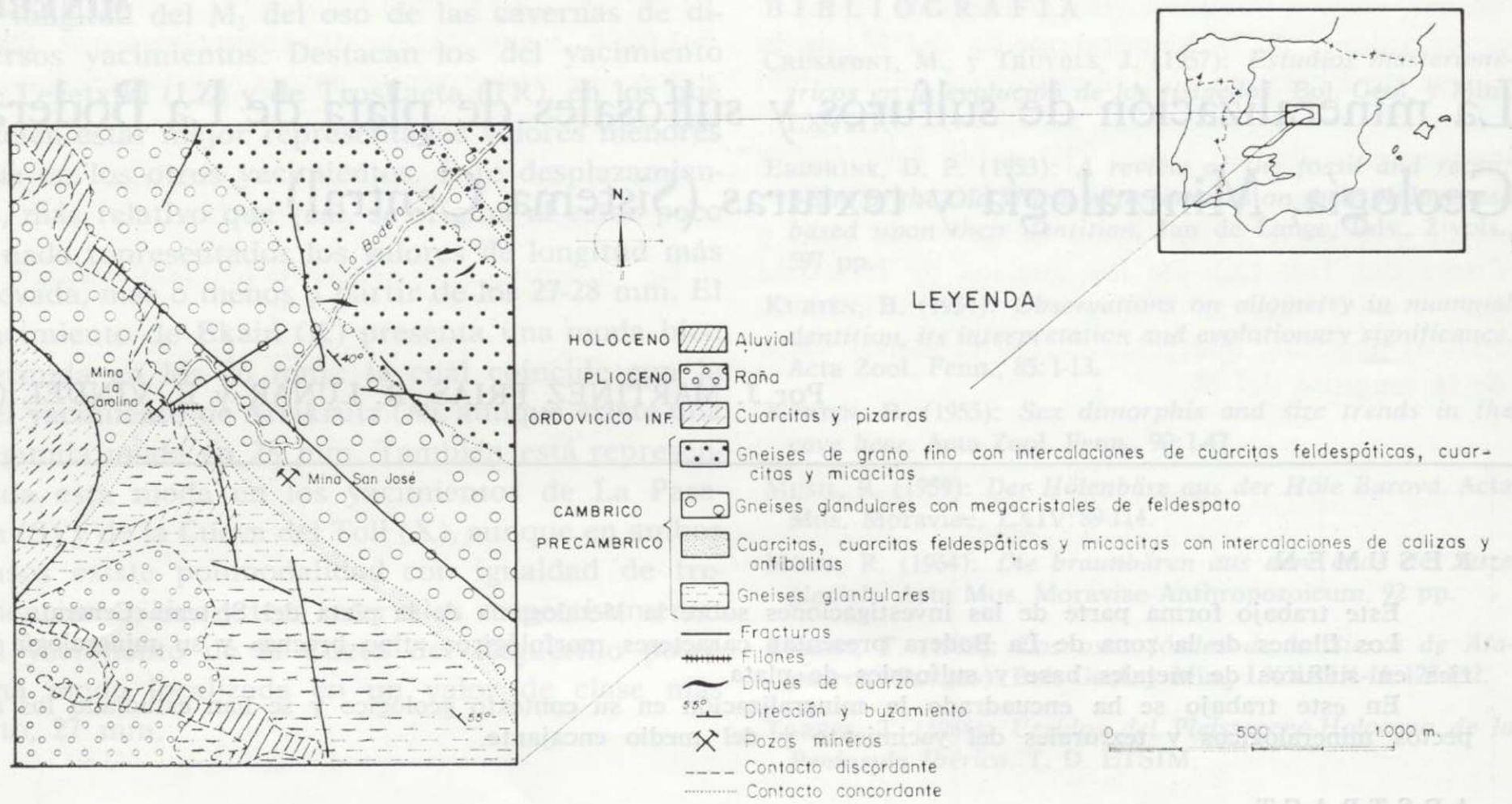


Figura 1.—Esquema geológico de la zona de La Bodera.



Figura 2.—Vista parcial de las escombreras correspondientes a las labores mineras de la zona de La Bodera.

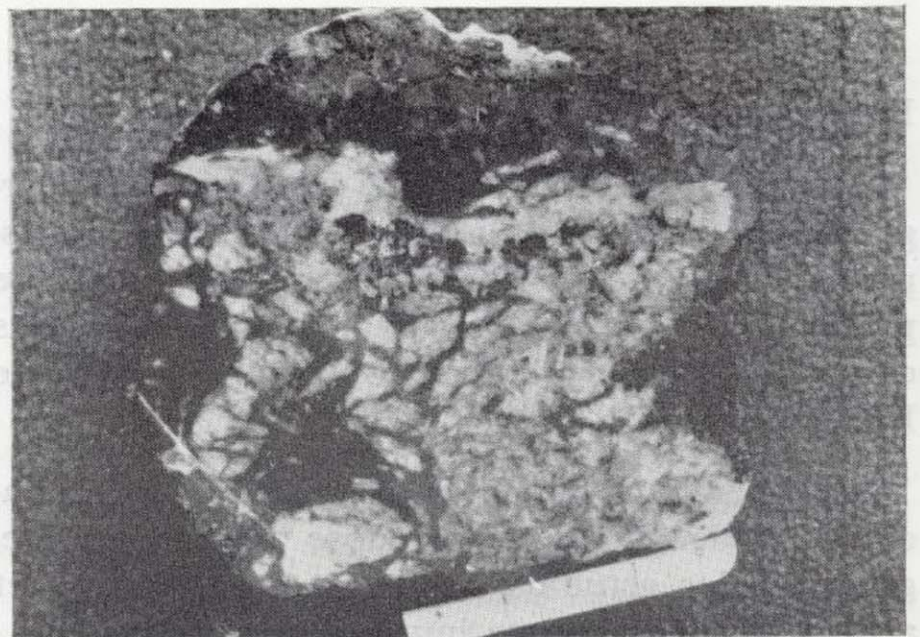


Figura 3.—Aspecto de la brecha filoniana de la mineralización de La Bodera.

A escala mesoscópica las muestras presentan estructuras características de brechas filonianas, que engloban pequeños fragmentos de roca encajante (fig. 3) y pequeñas estructuras de filones paralelos de aproximadamente 2 cm. de espesor.

EL MEDIO ENCAJANTE

Los materiales que constituyen el medio enca-

jante de la mineralización de La Bodera son fundamentalmente el tramo basal de la formación «Hiendelaencina» y la serie samítico-pelítica correspondiente a la formación «Cardeñosa». Concretamente en esta zona es donde aparecen, dentro de esta última formación, una serie de niveles de carácter calcomagnésico que fueron definidos por SHAFER (1969).

Es importante destacar en la formación «Hien-

«delaencina» la sericitización de los feldespatos, que decrece progresivamente con la distancia a los filones.

Las rocas de silicatos cálcicos presentan un alto grado de alteración hidrotermal, que da lugar a una recristalización, con aumento del tamaño de los cristales de carbonato y una intensa sericitización con formación de agregados carbonato-sericita de grano muy fino (fig 4).

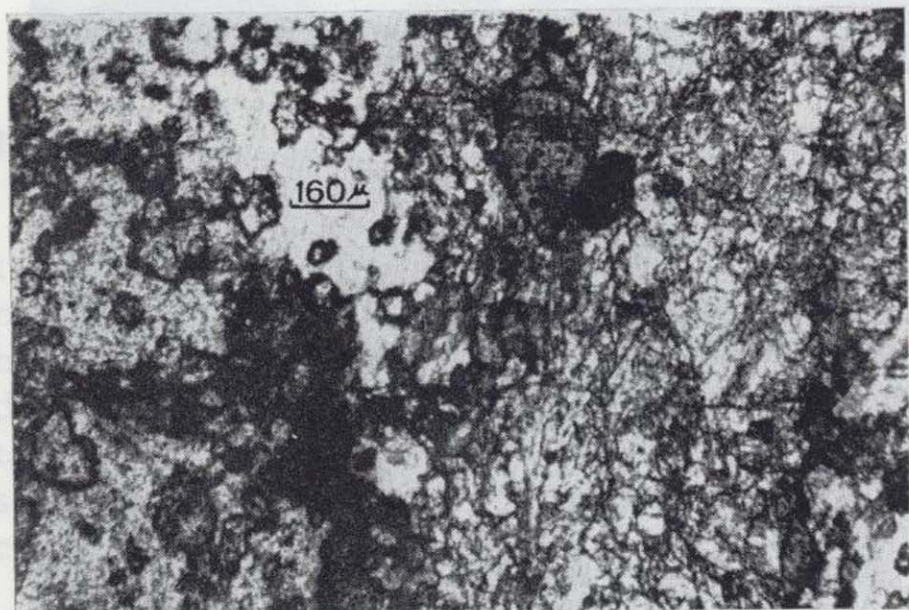


Figura 4.—Microfotografía correspondiente a los niveles calco-magnésicos de la formación «Cardeñosa» (Grenz Serie).

LA MINERALIZACION

La paragénesis de las minas de La Bodería está constituida por los siguientes minerales:

- Minerales hipogénicos: Esfalerita, galena, calcopirita, pirita, marcasita, freibergita, pirargirita, polibasita, freieslebenita.
- Minerales supergénicos: Goethita, covellina, anglesita.

MINERALES HIPOGENICOS

Esfalerita

La esfalerita es el mineral más abundante en La Bodería. Se presenta de dos formas distintas: masiva (fig. 5 A) y asociada siempre a la galena,

intruyendo a veces entre las zonas de debilidad de los minerales de las rocas encajantes, y como producto de exsolución sobre la calcopirita.

La esfalerita que aparece con hábito masivo, casi siempre posee pequeñas gotas aisladas de calcopirita, productos de exsolución y se encuentra intensamente fracturada (fig. 5 B). Esta fracturación suele ser importante, especialmente en las zonas de bordes de grano donde el mineral se rompe a favor de los planos de exfoliación, dando lugar a texturas cataclásticas.

Las esfaleritas suelen poseer bajos contenidos en Fe, presentando las típicas reflexiones internas acarameladas.

En algunas ocasiones, aparece en forma de granos subredondeados asociados siempre a galena (fig. 50).

También, aunque menos frecuentemente, se presenta asociada a la freibergita reemplazándola.

Galena

La galena es el segundo mineral en abundancia. Se presenta siempre rellenando huecos en la esfalerita y menos frecuentes en calcopirita.

Es un mineral muy importante desde el punto de vista económico, pues a ella se asocian los minerales de plata, estefanita, freieslebenita y pirargirita.

La galena, tal y como sucedía con la esfalerita, suele presentar texturas típicas de deformación. Esto se refleja en la presencia de fracturaciones (fig. 5 D) y cataclisis (fig. 5 E) en las zonas de borde cristalino y deformaciones dúctiles en el centro de los cristales (fig. 5 F).

La galena también suele ir asociada a calcopirita en forma de cristales alotriomorfos incluidos en ella.

Calcopirita

Es un mineral relativamente abundante, que se asocia a esfalerita, galena y freibergita.

Se pueden reconocer distintos tipos de calcopirita:

- 1) Cristales idiomorfos de gran tamaño, gene-

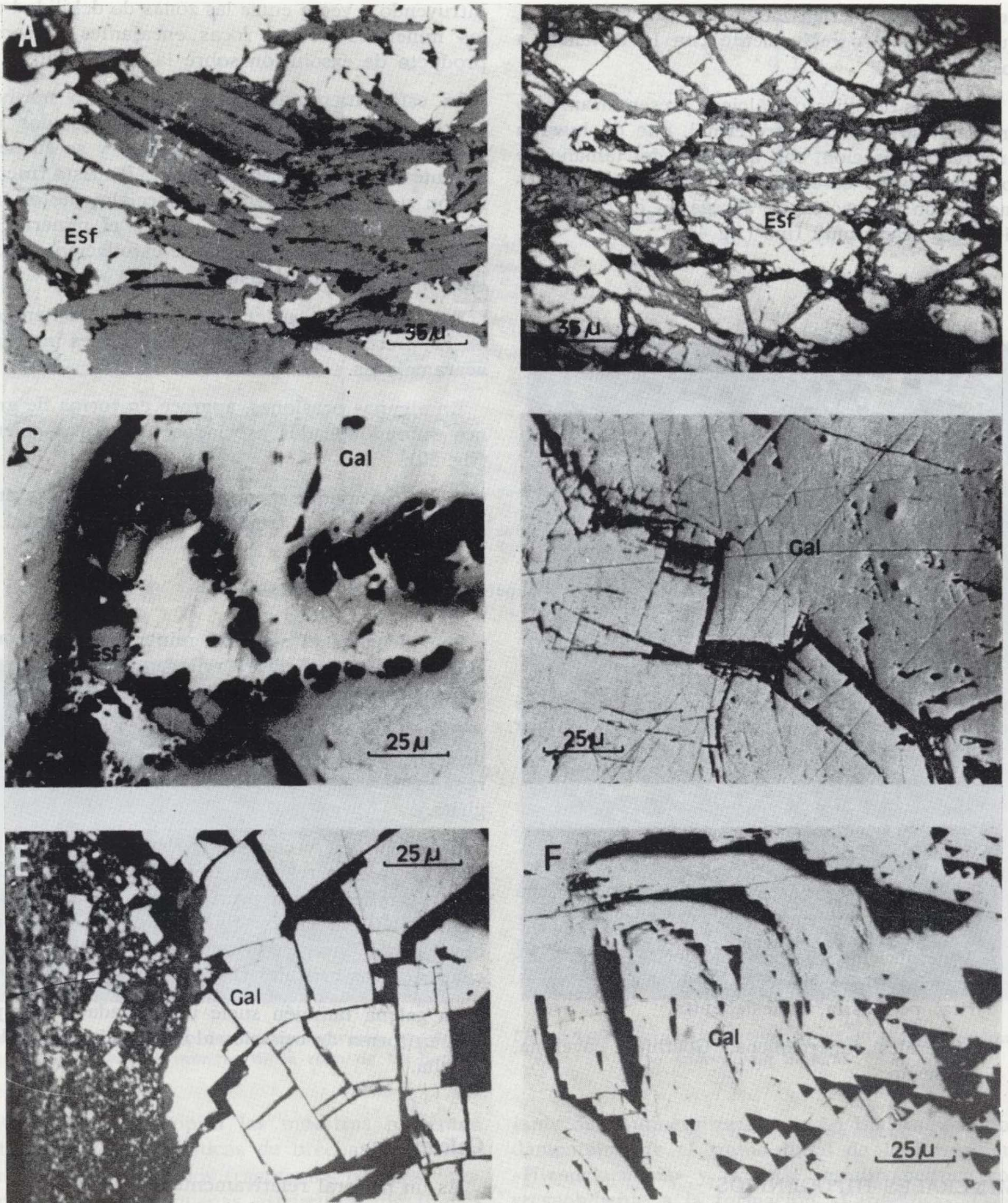


Figura 5

- A) Esfalerita masiva (Esf) introduciéndose entre los planos de la foliación micácea. L.R.
 B) Fracturación e intensa alteración de la esfalerita (Esf). L.R.
 C) Granos subidiomorfos de esfalerita (Esf) incluidos en galena (Gal). L.R.
 D) Fracturación de la galena (Gal) a favor de los planos de exfoliación. L.R.
 E) Microbrechificación de la galena (Gal) típica de las zonas de borde de grano. L.R.
 F) Micropliegue en galena (Gal), típico de las zonas de centro de grano. L.R.



Figura 5

- A) Esfalerita masiva (Esf) introduciéndose entre los planos de la foliación micéa. L.R.
- B) Fracturación e intensa alteración de la esfalerita (Esf). L.R.
- C) Granos subidiomorfos de esfalerita (Esf) incluidos en galena (Gal). L.R.
- D) Fracturación de la galena (Gal) a favor de los planos de exfoliación. L.R.
- E) Microbrechificación de la galena (Gal) típica de las zonas de borde de grano. L.R.
- F) Micropliegue en galena (Gal), típico de las zonas de centro de grano. L.R.

ralmente maclados con cuerpos de exsolución de esfalerita (fig. 6 A).

- 2) Gotas o formas irregulares, producto de desmezcla, sobre la esfalerita, especialmente en zonas de borde de grano.
- 3) Cristales subidiomorfos de pequeño tamaño, incluidos en la galena.
- 4) En zonas de relleno de grietas, claramente tardía, asociada a goethita y anglesita.
- 5) Cristales alotriomorfos (hábito masivo) con pequeñas zonas en los bordes de grano donde aparecen segregaciones de freibergita.

Pirita

Es un mineral poco abundante que se encuentra como granos idiomorfos o subidiomorfos de pequeño tamaño incluidos en la ganga, o con hábito alotriomorfo asociado a grietas de relleno de minerales supergénicos, especialmente goethita y escorodita. En algunas ocasiones, la pirita se encuentra parcialmente transformada a marcasita.

Freibergita

La freibergita generalmente se encuentra en forma de cristales alotriomorfos de pequeño tamaño, asociada a esfalerita, galena y calcopirita.

En algunas ocasiones se reconocen cristales idiomorfos de mayor tamaño, generalmente zonados (fig. 6 B).

Freieslebenita

Se presenta como producto de exsolución sobre la galena, en cristales generalmente alargados e irregulares (fig. 6 C).

Polibasita

Aparece como pequeños cristales muy irregulares sobre la galena, debidos a un proceso de desmezcla (fig. 6 D).

Pirargirita

Las pirargiritas se encuentran siempre asociadas a la galena, bien rellenando pequeñas grietas

(fig. 6 E), o como producto de exsolución. Los cuerpos huéspedes son generalmente de hábito subredondeado.

MINERALES SUPERGENICOS

La goethita y la anglesita son los minerales supergénicos más frecuentes. Aparecen en grietas pseudomorfizando parcialmente a la esfalerita y galena.

La covellina es menos frecuente y únicamente se presenta en pequeñas fracturas, en zonas de contacto freibergita-calcopirita.

La siderita reemplaza también a la pirrotina (fig. 6 F).

ANALISIS QUIMICO-MINERALOGICO

En la zona de La Bodera se realizaron 29 análisis químico-mineralógico mediante microsonda electrónica en los siguientes minerales:

	<i>Análisis</i>
Esfalerita	4
Calcopirita	5
Freibergita	6
Freieslebenita	3
Pirrotina	4
Polibasita	6
Pirargirita	1

Los resultados obtenidos se detallan en la tabla I.

Se distinguen los siguientes sistemas:

Sulfuros

S-Fe

Pirrotina

Los contenidos de Fe prácticamente no presentan variación, oscilando entre mínimos de 59,94 por 100 y máximos de 60,34 por 100.

Los elementos minoritarios que alcanzan valo-

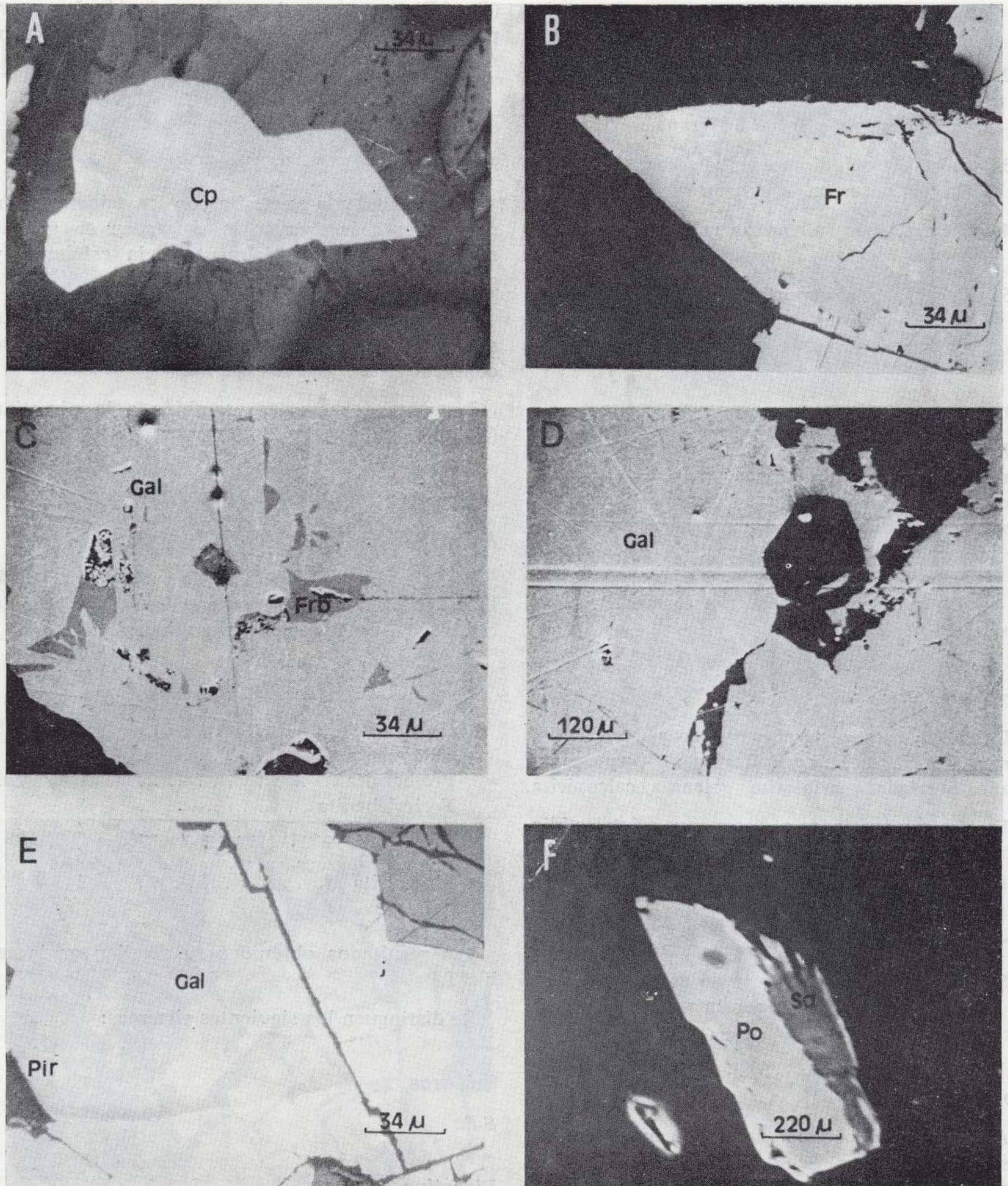


Figura 6

- A) Grano subidiomorfo de calcopirita (Cp) incluido en la ganga. L.R.
 B) Cristal zonado de freibergita (Fr). Obsérvese la zona más clara correspondiente al borde del cristal. L.R.
 C) Freibergita (Frb) en forma de cuerpos irregulares de desmezcla sobre galena (Gal). Microsonda electrónica.
 D) Granos irregulares de polibasita (Pb) como productos de desmezcla sobre galena (Gal). Microsonda electrónica.
 E) Cuerpo subidiomorfo de pirargirita (Pir), como producto de exsolución sobre galena (Gal). L.R.
 F) Reemplazamiento de pirrotina (Po) por siderita (Sd). Microsonda electrónica.

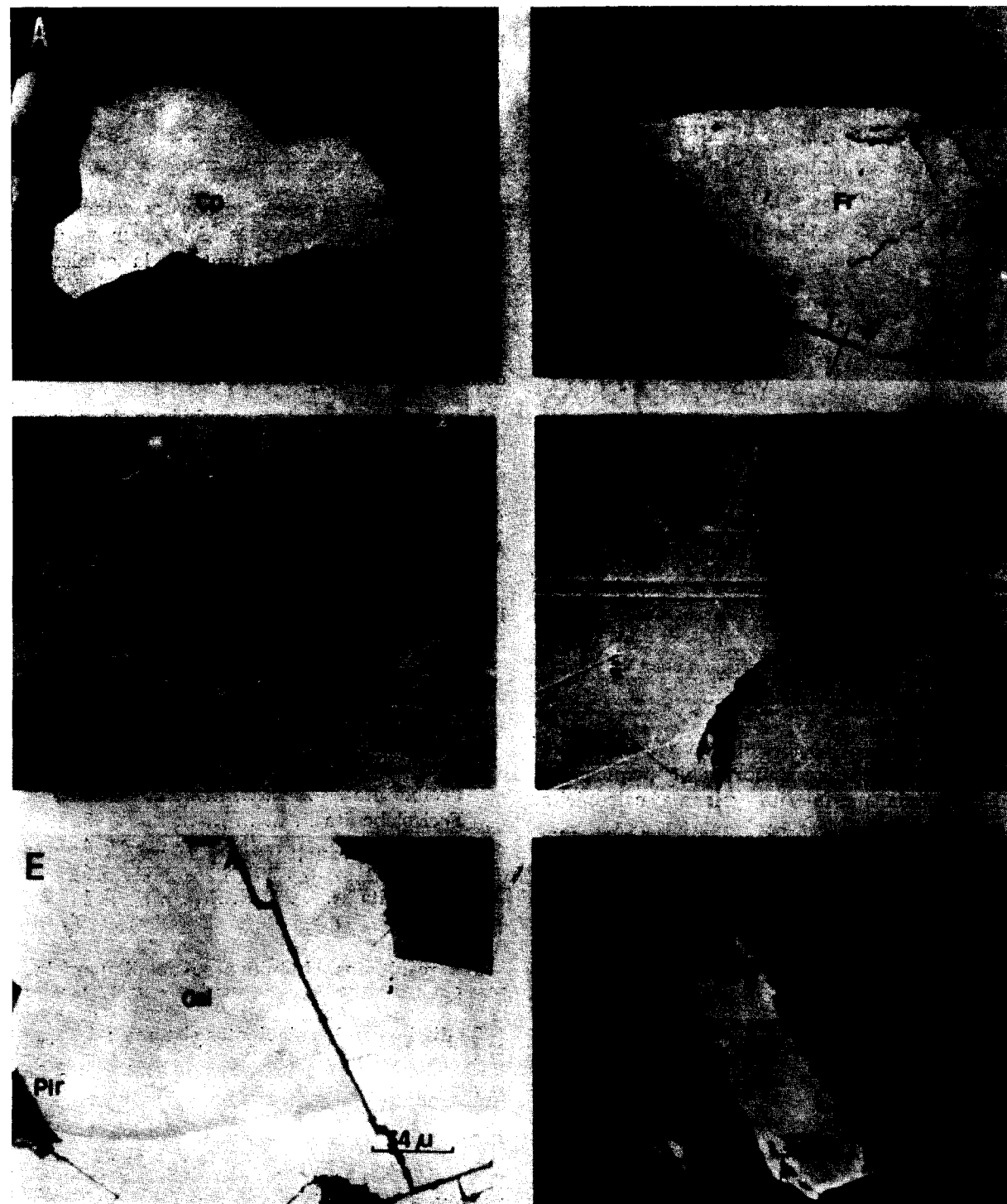


Figura 6

- A) Grano subidiomorfo de calcopirita (Cp) incluido en la ganga. L.R.
 B) Cristal zonado de freibergita (Fr). Obsérvese la zona más clara correspondiente al borde del cristal. L.R.
 C) Freibergita (Frb) en forma de cuerpos irregulares de desmezcla sobre galena (Gal). Microsonda electrónica.
 D) Granos irregulares de polibasita (Pb) como productos de desmezcla sobre galena (Gal). Microsonda electrónica.
 E) Cuerpo subidiomorfo de pirargirita (Pir), como producto de exsolución sobre galena (Gal). L.R.
 F) Reemplazamiento de pirrotina (Po) por siderita (Sd). Microsonda electrónica.

TABLA I.—Porcentajes en peso

ESFALERITA										
	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sb	Ag	S	Total
1	8.23	—	0.08	—	59.13	—	—	—	32.87	100.31
2	9.19	0.07	—	0.05	58.16	—	—	—	32.59	100.06
3	9.12	0.05	—	0.04	58.30	—	—	—	32.63	100.14
4	9.33	0.04	0.03	0.01	57.35	—	—	—	32.95	99.71

CALCOPIRITA										
	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sb	Ag	S	Total
1	30.71	—	0.11	34.19	0.05	—	—	—	34.98	100.04
2	30.56	—	—	34.12	0.21	0.24	—	—	34.89	100.02
3	30.52	0.01	—	34.40	—	—	—	—	35.04	99.98
4	30.12	0.06	0.32	33.96	—	0.08	—	—	35.47	100.01
5	29.81	—	0.05	34.25	—	0.07	—	—	35.10	99.29

FREIESLEBENITA					
	Ag	Sb	Pb	S	Total
1	20.69	21.86	39.11	17.96	99.62
2	20.33	22.90	38.27	18.00	99.51
3	20.61	22.38	39.54	18.14	100.67

PIRARGIRITA					
	Ag	Sb	Pb	S	Total
1	61.65	19.61	—	18.74	100.00

FREIBERGITA										
	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sb	Ag	S	Total
1	3.19	0.06	0.05	13.02	2.07	0.41	26.21	34.69	19.65	100.15
2	3.18	0.05	0.35	14.96	2.61	0.37	26.46	32.35	19.79	100.12
3	3.43	—	—	12.73	3.12	0.16	26.76	34.69	19.25	100.15
4	4.74	—	—	17.25	2.26	—	27.17	27.91	20.67	100.01
5	4.76	—	—	16.03	3.41	0.38	26.13	29.47	20.41	100.59
6	4.71	0.15	—	19.95	2.10	0.16	27.25	24.10	21.43	99.85

PIRROTINA										
	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sb	Ag	S	Total
1	59.94	—	0.20	—	0.10	—	—	—	39.76	100.00
2	60.20	0.24	0.25	0.11	—	0.09	—	—	39.16	100.06
3	60.08	0.09	0.13	—	—	—	—	—	38.97	99.27
4	60.34	0.28	0.32	0.03	—	—	—	—	39.04	100.01

POLIBASITA										
	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sb	Ag	S	Total
1	—	0.07	0.12	0.01	—	0.21	22.59	60.72	16.67	100.39
2	0.04	—	0.14	0.03	—	0.07	15.33	70.41	14.58	100.61
3	0.17	0.14	0.13	—	—	0.15	14.13	71.37	14.13	100.21
4	0.15	0.08	—	0.13	0.09	—	14.97	70.79	14.71	100.93
5	—	0.10	0.15	0.01	0.03	—	14.55	70.37	14.15	99.37
6	0.12	0.02	—	—	0.03	—	14.39	72.41	13.84	100.81

res más elevados son el Co y el Ni (máximos de 0,28 por 100 y 0,32 por 100, respectivamente).

S-Zn-Fe

Esfalerita

En esta zona la composición de las esfaleritas es bastante homogénea, variando el contenido en Fe entre el 8,23 por 100 y el 9,33 por 100.

En cuanto a los distintos elementos minoritarios, únicamente aparecen pequeñas proporciones de Co y Ni (máximos de 0,07 por 100 y 0,03 por 100, respectivamente).

Sulfosales

S-Sb-Ag

Incluidos en este sistema se han distinguido la polibasita y pirargirita.

Polibasita

El contenido en Ag de la polibasita es muy variable, oscila entre 60,72 por 100 y 72,41 por 100.

Los elementos menores más importantes son el Fe y el Ni, que alcanzan máximos de 0,17 por 100 y 0,15 por 100. El As y el Co aparecen en muy pequeñas proporciones (máximos de 0,21 por 100 y 0,14 por 100, respectivamente).

Pirargirita

El único análisis realizado sobre pirargirita refleja una composición que no se adapta a la fórmula ideal, puesto que parece existir una disminución del S con respecto a la Ag y el Sb. El contenido en S es dos veces menor que el esperado.

S-Ag-Sb-Cu

Freibergita

En esta zona parece existir una distribución lineal muy marcada en los contenidos de los elementos mayoritarios. El Sb no presenta variación, mientras que los tantos por ciento de plata oscilan entre máximos atómicos de 42,36 por 100 y

mínimos de 29,33 por 100. El cobre varía entre un máximo de 41,25 por 100 y mínimo del 27,0004 por 100 atómico.

Los contenidos de Fe y Zn, como elementos minoritarios de las freibergitas, varían entre máximos de 4,81 por 100 y 3,41 por 100, respectivamente.

El As, Co y Ni también se encuentran en pequeñas proporciones (máximos de 0,41 por 100, 0,15 por 100 y 0,35 por 100, respectivamente).

S-Ag-Sb-Pb

Freieslebenita

En esta zona, las freieslebenitas presentan una cierta variación de los contenidos en Pb (desde 38,27 por 100 a 39,54 por 100). Los contenidos en Ag son relativamente bajos, 20,69 por 100, frente a los del Sb, que en esta zona llegan a alcanzar un 22,90 por 100.

CARACTERES TEXTURALES

En los minerales que aparecen en la zona de La Bodega se han distinguido los siguientes tipos texturales:

- Texturas de exsolución.
- Texturas de deformación:
 - Deformación frágil.
 - Deformación dúctil.
- Zonados.
- Maclas.

Texturas de exsolución

Como texturas de exsolución se pueden distinguir: cuerpos huésped subredondeados e irregulares, que se presentan en las zonas de centro de grano, y cuerpos subidiomorfos, que responden a un proceso de segregación, típicos de zonas de borde de grano.

El primer tipo se presenta en las siguientes asociaciones mineralógicas:

Huésped	Patrón
Calcopirita	Esfalerita
Esfalerita	Calcopirita
Polibasita	Galena
Freieslebenita	Galena
Pirargirita	Galena

El segundo tipo (zonas de borde de grano) únicamente aparece cuando la calcopirita se encuentra como huésped sobre patrón de esfalerita.

Texturas de deformación

En la esfalerita y la galena se han detectado dos tipos de deformación: frágil y dúctil. La primera se manifiesta especialmente en las zonas de borde de grano y tiene como resultado la formación de un agregado cataclástico de grano fino, tal y como se observa en la figura 5 E.

La formación de pequeñísimos pliegues en ambos minerales es frecuente en esta zona, especialmente en las galenas (fig. 5 F). Estos pliegues son típicos de las zonas de centro de grano.

Zonados

El único mineral que se presenta zonado es la freibergita (fig. 6 B). La variación composicional es algo común, que se presenta prácticamente en todos los depósitos donde aparece, pudiéndose apreciar incluso sin ningún tipo de ataque químico.

Maclas

Se han podido reconocer tres minerales maclados: calcopirita, esfalerita y freieslebenita.

El maclado de las calcopiritas se presenta en casi todos los granos según varias leyes de macla (101), (110) y (111). Generalmente, estas maclas se forman durante el crecimiento cristalino, aunque también pueden ser generadas como consecuencia de efectos tectónicos o procesos de transformación.

Las maclas de la esfalerita, en este caso únicamente visibles mediante ataque químico, son muy comunes. El maclado más frecuente es paralelo a (111) y (211), desarrollándose las típicas maclas polisintéticas. Únicamente no aparece maclado en los granos muy pequeños producidos por recristalización y/o exsolución.

Finalmente, el maclado en las freieslebenitas es muy variable, puesto que no se encuentra en todos los granos.

GEOTERMOMETRIA

De acuerdo a la mineralogía presente, así como la freieslebenita, puede considerarse un mineral claramente tardío, la pirargirita y la polibasita tienen dos ambientes térmicos bien diferenciados. Concretamente, en La Bodega la galena es un mineral tardío, y las sulfosales únicamente aparecen como exsolución sobre ella o bien rellenando pequeñas fracturas atravesándola (pirargirita). La desmezcla tuvo que ser simultánea o ligeramente posterior a la formación del mineral patrón (galena), por lo que la pirargirita y la polibasita serían términos de baja temperatura, de acuerdo con la formación de freieslebenita.

Mineral	Máx. estabilidad térmica
Pirargirita	485° C CAMBI y ELLI (1965)
Polibasita	400° C FRONDEL (1963) HALL (1967) CAMBI et al. (1966)
Freieslebenita	340° C HODA y CHANG (1975)
Esfalerita	500 ± 10° C
Calcopirita	(temperatura + desmezcla) CZAMANSKE (1974)

El dato más claro en cuanto a termometría parece ser el de la asociación esfalerita-calcopirita, que nos indica una temperatura de 500 ± 10° C, posiblemente el límite térmico superior de la mineralización de La Bodega.

MINERALES DE LA GANGA

Los minerales de la ganga son cuarzo, baritina, fluorita y siderita. El cuarzo se presenta en forma de cristales idiomorfos parcialmente atacado en los bordes por galena.

La baritina y la fluorita son menos abundantes, aparecen siempre asociados, en forma de cristales idiomorfos, a veces de gran tamaño.

La siderita es menos frecuente, en forma de recubrimientos de agregados de cristales idiomorfos y reemplazando a la pirrotina (fig. 6 F).

PARAGENESIS Y SUCESION MINERAL

La paragénesis de la mineralización de La Bodega corresponde al tipo q Ba(Pb-Ag-Sb).

Según se ha indicado en el esquema de paragénesis y sucesión mineral (fig. 7), se han podido reconocer dos etapas metalogénicas, una primera de Cu-Zn de más alta temperatura y una segunda más tardía de Pb-Ag-Sb.

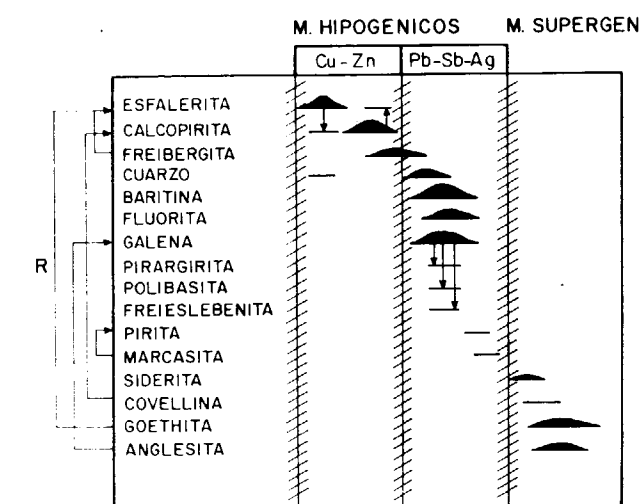


Figura 7.—Esquema de paragénesis y sucesión mineral de la mineralización de La Bodega.

- El espesor del trazo es aproximadamente proporcional a la abundancia del mineral en el yacimiento.
- Las flechas verticales indican procesos de exsolución.
- R: Reemplazamientos.

Los primeros minerales en depositarse son esfalerita y calcopirita. La freibergita marca la transición entre la etapa Cu-Zn-Fe y la Pb-Ag-Sb.

Durante la etapa Pb-Ag-Sb el mineral principal es la galena, simultáneamente en este mineral se producen las desmezclas de minerales de plata (pirargirita, polibasita y freieslebenita).

También se reconoce una pirita tardía parcialmente reemplazada por marcasita. Los reemplazamientos (R) son numerosos, especialmente los de minerales hipogénicos (esfalerita, calcopirita, galena) por supergénicos, goethita, covellina y anglesita, respectivamente.

CONCLUSIONES

A partir de los datos obtenidos, los filones de La Bodega se consideran, al igual que los del ya-

cimiento principal (Hiendelaencina), de tipo hidrotermal, de edad tardihercínica, con predominio de las etapas metalogénicas ricas en Zn, Pb y Ag de temperatura intermedia.

Las texturas que presentan los sulfuros y sulfosales de plata indican que el enfriamiento de las soluciones mineralizadoras se produjo rápidamente. No obstante, la presencia de zonación en las freibergitas y la existencia de texturas de segregación de pirargirita en las zonas de bordes de grano de las freibergitas, plantea un decrecimiento de la velocidad de enfriamiento en esta zona, entre las etapas metalogénicas de media y baja temperatura.

Se considera, por tanto, que la mineralización de La Bodega se formó como consecuencia de una actividad meso-epitermal.

BIBLIOGRAFIA

CAMBI y ELLI (1965), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.

CAMBI et al. (1966), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.

CASTELLS LÓPEZ, C.; S. DE LA FUENTE, J.; MARTÍNEZ, R.; BAEZA ROJANO, L. J., y LÓPEZ CASTAÑEDA, F. (1973): *Proyecto de investigación minera en la reserva de Hiendelaencina, provincia de Guadalajara*. Informe sobre los trabajos de investigación, cuarto año, IGME, División de Minería.

CZAMANSKE (1974), en BARNES, H. L. (ed.) (1979): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd. ed. John Wiley, New York.

FRONDEL (1963), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide Mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.

HALL (1967), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide Mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.

HODA y CHANG (1975), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide Mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.

SCHAFFER, G. (1969): *Geologie und Petrographie in ostlichen Kastilichen Hamptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spain)*. Munster Forsch - Geol. Palont., 10, 207 pp.

Recibido: Enero de 1988.

Análisis de minerales y concentrados minerales por espectrometría de emisión plasma DCP: Determinación simultánea de Fe, Pb, Cu, Zn y Ag

Por S. DEL BARRIO, A. VERGARA, Y. BENITO y E. ALONSO (*)

RESUMEN

Se describe una metodología para determinar simultáneamente Fe, Pb, Cu, Zn y Ag en minerales y concentrados de estos elementos por espectrometría de emisión plasma DCP, sinterizando la muestra con peróxido sódico y disolución en HCl. Los resultados obtenidos se comparan con los valores certificados de muestras de referencia.

ABSTRACT

This paper provides a method to determine Fe, Pb, Cu, Zn and Ag in ores and concentrates of these elements by DC plasma emission spectrometry by sintering the samples with sodium peroxide and dissolution in HCl. The results obtained were compared with the certified values of reference samples.

INTRODUCCION

Los servicios que vienen prestando los laboratorios analíticos del Instituto Geológico y Minero en el análisis de elementos metálicos en minerales y concentrados de minerales se apoyan principalmente en técnicas instrumentales tales como la Fluorescencia de Rayos X y la Absorción Atómica, sin olvidar el importante papel que juega en este tipo de determinaciones los métodos clásicos de análisis (valoraciones y gravimetrías). No es propósito de este trabajo hacer una valoración de estos métodos, sino resaltar las posibilidades que en este campo presenta la espectrometría de emisión con fuente de excitación plasma (DCP), técnica que hasta la fecha, en nuestro centro, estaba siendo dedicada exclusivamente al análisis de elementos traza en muestras geoquímicas. Las ventajas que presenta esta técnica: análisis multi-elemental simultáneo, sensibilidad, precisión, exactitud, amplio rango lineal de análisis, efecto matriz poco significativo, rapidez y economía, hacen de ella un método muy eficaz para el análisis rutinario de este tipo de muestras.

Como aplicación, hemos desarrollado una metodología de trabajo para la determinación simul-

tánea de Fe, Cu, Pb, Zn y Ag en minerales y concentrados.

La precisión y exactitud del método propuesto se ha determinado analizando patrones certificados. Se ha hecho un estudio comparativo de los resultados obtenidos por DCP y AA para Cu, Pb, Zn y Ag y volumetría para análisis de Fe.

EXPERIMENTAL

Instrumentación

Los análisis se han realizado con un espectrómetro de emisión con fuente de excitación plasma DCP, Spectraspan III B (Spectrametric, Inc.). La instrumentación y condiciones de trabajo se muestran en la tabla I. El equipo se completa con un corrector dinámico de fondo (DBC 33) y un pasador automático de muestras.

Selección de longitudes de onda

Para el análisis conjunto de Fe, Cu, Pb, Zn y Ag hemos utilizado una de las cassettes disponi-

TABLA I
Instrumentación y condiciones de trabajo

Espectrómetro
Spectrametrics, Spectraspan III B. Policromador de lectura directa. Red de difracción Echelle con 78 líneas/mm. montada con un configuración Czerny-Turner modificada. La dispersión lineal recíproca varía desde 0.062 nm/mm. a 200 nm. hasta 0.25 nm/mm. a 800 nm. Rendijas de entrada: 50 horizontal y 100 vertical. Rendijas de salida: 100 horizontal y 400 vertical.
Fuente de excitación
DC (corriente continua). Esta unidad dispone de tres electrodos, dos ánodos de grafito ordenados en forma de V invertida y un cátodo de wolframio colocado a 3 cm. sobre la intersección de los dos ánodos. El flujo de argón a través de cada una de las camisas cerámicas que recubren los electrodos es de 1.2 l/min. Esta configuración opera a 50 V, dc, y 14 amperios.
Nebulizador
Cerámico de flujo cruzado. Flujo de argón 5.6 l/min. Alimentación de la muestra por aspiración directa 10 ml/min.
Cámara de nebulización
Construida en polietileno con una configuración de flujo invertido. El aerosol se introduce al plasma por medio de un tubo de grafito con un diámetro de salida de 5 mm.
Zona de observación
Optimizada para la línea de emisión del platino a 265.9 nm.
Tiempo de lavado
7 sg.
Tiempo de integración
2 sg.
Detectores (PTM)
Hamamatsu: R-292 para las longitudes de onda menores de 370 y R-268 para longitudes de onda comprendidas entre 370 y 600 nm.
Ordenador
Apple II Plus, 48 K de memoria.

bles en el laboratorio para análisis geoquímico y programado para determinar simultáneamente 17 elementos. Las longitudes de onda y anchura de las rendijas están listadas en la tabla II.

Reactivos

El patrón de calibrado se ha preparado a partir

TABLA II
Longitud de onda y datos asociados

Elemento	(nm)	Orden	Rendija salida (nm)
II Fe	238.2	94	100
I Cu	324.7	69	100
I Pb	405.7	56	100
II Zn	202.5	111	100
I Ag	328.8	69	100
I Pt	265.9	85	100

I : Espectro atómico.
II: Espectro iónico.

de soluciones standard de cada uno de los elementos (RIEDEL DE HAEN). El peróxido de sodio es de Probus, químicamente puro. El cloruro sódico, Merck reactivo análisis, al igual que el HCl. El standard de platino se ha preparado disolviendo Pt en polvo en agua regia (metales preciosos).

Muestras de referencia

Para comprobar la validez del método propuesto se han empleado los siguientes materiales de referencia: Concentrado de cobre CCU 1, concentrado de cinc CZN 1, mineral de cinc, estaño, plomo, MP 1a (Canada Centre for Mineral and Energy Technology).

Disgregación de la muestra

Hemos utilizado como método de disgregación la sinterización con peróxido sódico a baja temperatura en crisoles de circonio.

Se pesan 0.500 g. de muestra, con una granulometría inferior a 200 mallas y se introduce en un crisol de circonio de 45 ml. Se realiza previamente una tostación de la muestra a 500° C durante 20 minutos para eliminar la mayor parte del azufre contenido. A continuación se mezcla íntimamente la muestra con 3 g. de peróxido sódico y se introduce en un horno de mufla a 480° C durante 45 minutos.

Cuando se ha terminado la sinterización, la pastilla formada se desprende fácilmente del crisol, se deja enfriar un máximo de 2 min. y se introduce en un vaso Pirex de 250 ml. que contiene 50 ml. de agua destilada. (La reacción puede ser violenta.)

ta.) Se mantiene en constante agitación durante 10 min. para mantener en suspensión los hidróxidos formados y se adicionan 25 ml. de ácido clorhídrico 6N. Se recoge la disolución en matraces de 100 ml. a los que se adicionan 50 ppm de platino.

La matriz aportada por este método equivale a 45 g/l. de NaCl y una concentración ácida de 0.1N.

Análisis

Las condiciones óptimas de trabajo (tabla I) se han establecido optimizando la línea de emisión del Pt: 265.9 nm. para conseguir una máxima relación señal/fondo y unas oscilaciones mínimas. La muestra, en disolución, se introduce al interior del plasma, a través del nebulizador aspirando directamente la disolución, sin necesidad de bomba peristáltica, con una relación de 10 ml/min.

El equipo se calibra usando un único patrón multielemental y un blanco (tabla III) que se han preparado con 45 g/l de NaCl para proporcionar una matriz común a las muestras y con 50 mg/l. de Pt usado como patrón interno en un medio clorhídrico 0.1 N.

TABLA III
Concentraciones elementales usadas en el patrón de calibrado multielemental (*)

Elemento	Concentración (ppm)
Fe	1.000
Cu	100
Pb	100
Zn	100
Ag	10

(*) Se adicionan 50 ppm de Pt como patrón interno y una concentración de 45 g/l de NaCl. El patrón se enrasa con ácido clorhídrico.

La linealidad de cada canal se ha determinado con diluciones sucesivas del patrón multielemental. Las recalibraciones sucesivas se realizan cada ocho muestras. La precisión aumenta mediante lavado con agua destilada entre muestra y muestra.

RESULTADOS Y DISCUSION

Estudio de interferencias

Los cambios en la intensidad de emisión de los elementos son debidos, principalmente, a variaciones en la viscosidad de las disoluciones, afectando a la cantidad de muestra inyectada al plasma, como consecuencia de la diversa composición mineralógica de las muestras o bien debido a los reactivos utilizados en la disgregación y posterior disolución de la muestra. Para conseguir una mayor exactitud en los resultados recurrimos a tamponar el patrón multielemental y el blanco con una disolución de NaCl y ácido HCl equivalente a la matriz aportada por el ataque. El empleo de la técnica de patrón interno nos compensa las posibles variaciones que puedan producirse durante el análisis.

Los elementos, existentes en la muestra, con bajos potenciales de ionización, afectan igualmente a la intensidad de emisión del resto de los elementos en el DC plasma. Para obtener medidas reproducibles es necesario, en esta técnica, trabajar con un tampón espectral que reduzca y estabilice la ionización de los elementos a determinar. La ventaja de utilizar como fundente peróxido sódico nos evita el tener que adicionar otro elemento en elevada concentración que actúe como tampón espectral.

La presencia de posibles interferencias espectrales (coincidencia espectral, solapamiento y fondo espectral) se estudió para cada uno de los elementos de interés. Se realizó un barrido de cada una de las líneas seleccionadas en presencia y en ausencia de cada uno de los posibles elementos interferentes.

Para corregir el fondo espectral, debido principalmente al fondo propio del plasma y a líneas de emisión de fuerte intensidad, el Spectraspan III B dispone de un corrector dinámico de fondo que nos permite hacer medidas a ambos lados del pico. En las figuras 1 a 5 se muestran los barridos de los elementos a determinar. El corrector de fondo no compensa los solapamientos espectrales, por lo que hay que recurrir al cálculo de coeficientes correctores determinados experimentalmente. Para ello, se preparan patrones que contengan únicamente los posibles elementos interferentes y se mide la concentración aparente a la longitud de onda de interés. En la figura 6 se

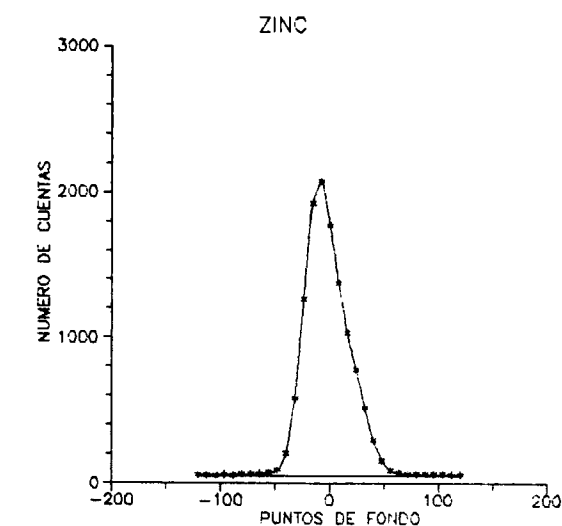


Figura 1

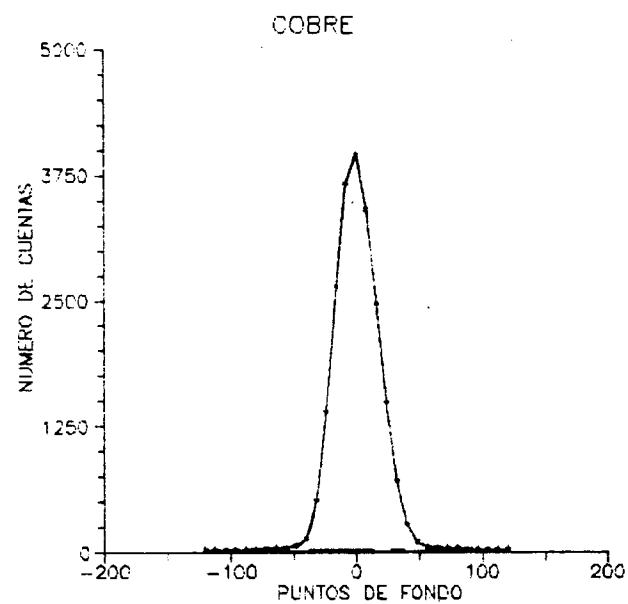


Figura 4

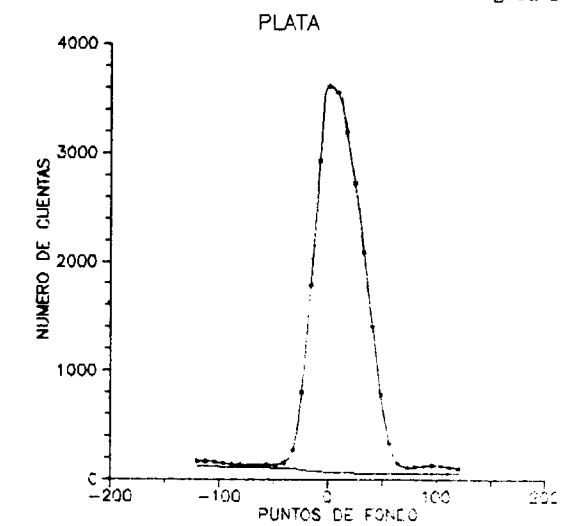


Figura 2

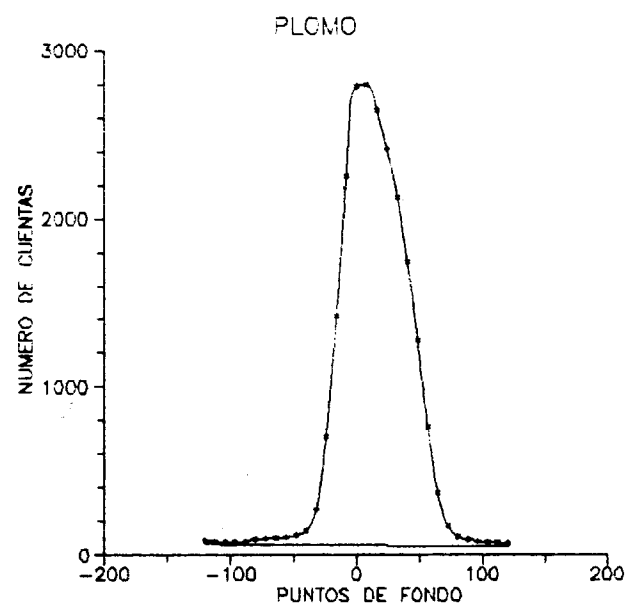


Figura 5

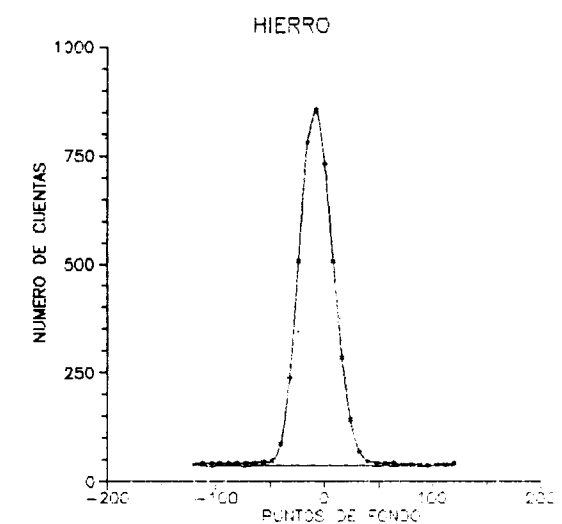


Figura 3

muestra el único solapamiento espectral detectado: solapamiento de la línea de Zr 327.9 nm. en la línea de interés de la Ag 328.0 nm. Esta interferencia reviste una especial importancia, ya que los crisoles utilizados son de Zr y un uso prolongado de los mismos puede originar una elevada concentración de Zr en la muestra.

El coeficiente de corrección se ha determinado

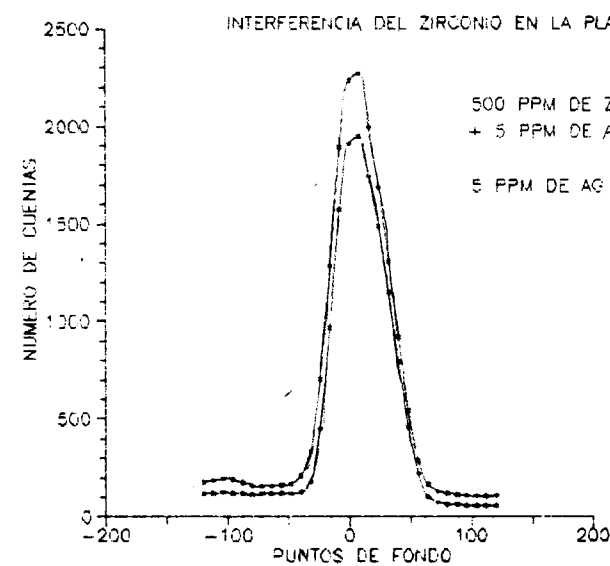


Figura 6

experimentalmente preparando unos patrones de Zr de 500, 250 y 125 ppm para estudiar la linealidad de la interferencia y midiendo la señal detectada en el canal de la Ag, resultando ser igual

a 0.002. Las muestras analizadas para este trabajo no han presentado ninguna contaminación de Zr.

Evaluación y comparación de la precisión

Se analizaron tres patrones certificados para estimar la precisión del método propuesto y compararla con la obtenida mediante AA en el caso de Cu, Pb, Zn y Ag, y volumetría redox con $KMnO_4$ en el caso de Fe. Cada elemento en cada patrón fue analizado 10 veces.

La prueba de la F de Snedecor aplicada considera el cociente entre los cuadrados de las desviaciones típicas siendo siempre la $F > 1$. El valor crítico de F para el test de dos colas aplicado es $F = 4.026$ para $P = 0.05$ y $n = 10$.

Los valores medios, las desviaciones típicas, el coeficiente de variación y el cociente entre las desviaciones típicas se recogen en las tablas IV, V y VI, de ellas se deduce que los valores obtenidos de F para DCP, AA y volumetría son menores que F crítico y, por tanto, no presentan diferencia significativa entre las varianzas al nivel

TABLA IV
Patrón certificado CCU-1

Elemento	VALOR MEDIO (%)			DESVIACION TIPICA				
	Patrón	DCP	AA	Volu.	Patrón	DCP	AA	Volu.
Fe	30.87	30.65		30.60	0.11	0.12		0.065
Ag*	139	137	139		1.5	1.5	1.6	
Cu	24.71	24.63	24.74		0.025	0.070	0.055	
Pb	0.106	0.080	0.107		0.002	0.003	0.002	
Zn	3.22	3.31	3.22		0.015	0.025	0.020	

Elemento	COEF. DE VARIACION			F. EXPERIMENTAL			
	Patrón	DCP	AA	Volu.	F1	F2	F3
Fe	0.35	0.39		0.21	1.19		2.86
Ag*	1.08	1.09			1.00	1.13	
Cu	0.10	0.28	0.22		7.84	4.84	
Pb	1.88	3.75	1.87		2.25	1	
Zn	0.46	0.75	0.62		2.77	1.77	

* Concentración en ppm.

$$F1 = \frac{S^2_{DCP}}{S^2_{Patrón}} \quad F2 = \frac{S^2_{AA}}{S^2_{Patrón}} \quad F3 = \frac{S^2_{Patrón}}{S^2_{Volumetría}}$$

TABLA V
Patrón certificado CZN

VALOR MEDIO				DESVIACION TIPICA				
Elemento	Patrón	DCP	AA	Volu.	Patrón	DCP	AA	Volu.
Fe	10.93	10.76		10.82	0.03	0.05		0.05
Ag*	93	92	94		1.5	2.4	2.0	
Cu	0.144	0.135	0.140		0.0015	0.002	0.002	
Pb	7.45	7.46	7.42		0.025	0.045	0.033	
Zn	44.74	44.53	44.67		0.055	0.55	0.40	

COEF. DE VARIACION			F. EXPERIMENTAL				
Elemento	Patrón	DCP	AA	Volu.	F1	F2	F3
Fe	0.27	0.46		0.46	2.77		2.77
Ag*	1.61	2.60	2.13		2.56	1.77	
Cu	1.04	1.48	1.43		1.77	1.77	
Pb	0.33	0.60	0.44		3.24	1.74	
Zn	0.12	1.23	0.89		100	53	

* Concentración en ppm.

$$F1 = \frac{S^2 DCP}{S^2 Patrón} \quad F2 = \frac{S^2 AA}{S^2 Patrón} \quad F3 = \frac{S^2 Patrón}{S^2 Volumetría}$$

TABLA VI
Patrón certificado MP-1

VALOR MEDIO			DESVIACION TIPICA			
Patrón	DCP	AA	Patrón	DCP	AA	
Ag*	69.7	70.0	70.1	1.1	0.81	1.49
Cu	1.44	1.45	1.45	0.005	0.008	0.007
Pb	4.33	4.35	4.30	0.01	0.02	0.01
Zn	19.02	18.90	18.88	0.05	0.23	0.19

COEF. DE VARIACION			F. EXPERIMENTAL		
Elemento	Patrón	DCP	AA	F1	F2
Ag*	1.57	1.15	2.12	0.54	1.83
Cu	0.34	0.55	0.48	2.56	1.96
Pb	0.23	0.46	0.23	4	1
Zn	0.26	1.21	0.95	21	14

* Concentración en ppm.

$$F1 = \frac{S^2 DCP}{S^2 Patrón} \quad F2 = \frac{S^2 AA}{S^2 Patrón}$$

de confianza del 5 por 100, salvo el caso Cu en el patrón CCU 1 y Zn en el patrón CZN y MP 1a; en estos casos dichos elementos se encuentran en concentraciones altas, de lo cual se deduce que las precisiones de los análisis mediante DCP y AA son significativamente diferentes de las que figuran en los patrones certificados en los elementos que se presentan como mayoritarios.

Comparación de DCP, AA y volumetría redox

Para determinar si los resultados obtenidos en las condiciones experimentales mencionadas mediante DCP son comparables con los obtenidos mediante AA y volumetría redox se analizó el patrón MP 2 con concentraciones indicativas, pero no certificados para Fe, Cu, Pb y Zn mediante los tres métodos.

Cada elemento fue analizado diez veces. A los resultados se les aplicó la diferencia de las medias, en la que se compara el valor de la t de Student para $n=10$ y $P=0.05$ [$t(0.05,9)=2.26$] con la t experimental.

De la tabla VII se deduce que para Cu, Pb y Zn los valores medios obtenidos mediante DCP y AA son significativamente iguales, lo mismo que los obtenidos para Fe mediante DCP y volumetría redox.

TABLA VII
Patrón MP-2 con una composición aproximada de: Fe=3.7 por 100 Cu=0.9 por 100 Pb=0.04 por 100 Zn=0.4 por 100

Elemento	VALOR MEDIO			T. EXPERIMENTAL	
	DCP	AA	Volu.	t (DCP, AA)	t (DCP, Vol)
Fe	3.6		3.7		0.032
Cu	0.07	0.09		0.018	
Pb	0.03	0.04		0.121	
Zn	0.36	0.39		0.147	

NOTA.—La concentración aproximada de Cu que consta en la identificación del patrón MP-2 es aproximadamente diez veces superior a la encontrada en estos análisis. Sin embargo, la repetibilidad y concordancia constatadas de diez análisis realizados mediante AA hacen suponer un error tipográfico en la concentración aproximada de Cu en dicho patrón.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo agradecen a don Eduardo Melgar Herrera su colaboración en la puesta a punto del método.

BIBLIOGRAFIA

- DEL BARRIO MARTÍN, S., y BEL-LAN, A. (1984): *I Congreso Español de Geología*, tomo II, pp. 335-353.
- LABARRAQUE, G. (1984): *Documents du BRGM*, núm. 71.
- PROSKE, O.; BLUMENTHAL, H., y ENSSLIN, F. (1960): *Análisis de metales: Métodos de control industrial*. Aguilar, Madrid.
- PROSKE, O., y BLUMENTHAL, H. (1953): *Análisis de metales: Métodos de arbitraje*. Aguilar, S. A. de Ediciones, Madrid.
- FERNÁNDEZ, M. L.; GARCÍA, C.; ARRIBAS, S., y SANZ-MEDEL, A.: *Atomic Spectroscopy*, vol. 5, núm. 5, sep.-oct., 1894.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (Cuenca del Tajo)

Por E. GARCIA ROMERO (*); M. DOVAL (**); J. M. BRELL (***) y A. PERRUCHOT, (****)

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es la caracterización mineralógica y geoquímica de las arcillas de la denominada «Formación Arcillas Rojas de La Sagra», localizada en el sector sur de la Cuenca del Tajo. Se han estudiado muestras de esta formación en superficie y en sondeos, así como de los materiales que, aparentemente, constituyen cambios laterales de la misma.

Los resultados obtenidos muestran una composición mineralógica caracterizada por la predominancia de illita, con esmectita, clorita y paligorskita como minerales acompañantes.

Tanto mineralógica como químicamente, las arcillas de La Sagra son muy diferentes en composición a las formaciones más detríticas, con las que presenta aparente continuidad lateral.

Las principales conclusiones del estudio se refieren a la existencia de procesos de transformación en la diagénesis temprana, así como a probables variaciones del área fuente, relacionadas con la actividad tectónica, como causas de las diferencias mencionadas.

ABSTRACT

The purpose of this work is to characterize mineralogically and geochemically the clays of the so called «Red Clays formation from La Sagra» located in the southern part of the Tajo Basin. Samples of this formation in surface and in drilling as well as of the materials that apparently originate lateral changes in the formation, have been studied.

The obtained results show a mineralogical composition characterized by the predomination of illite with smectite, clorite and paligorskite as accompanying minerals.

As well mineralogically as chemically the clays from «La Sagra» show a very different composition from the most detrital formations with which they apparently show lateral continuity.

The main conclusions of the research refer to the existence of transformation processes in the early diagenesis, as well as to probable variations of source rock, related with the tectonic activity as causes of the mentioned differences.

INTRODUCCION

Los sedimentos miocenos que rellenan la Cuenca del Tajo presentan una gran variedad de facies, así como una gran complejidad en los cambios la-

terales que afectan a las mismas. Esta complejidad es consecuencia de una activa sedimentación detrítica, a partir de los bordes montañosos circundantes, contemporánea con una etapa de fracturación en bloques del basamento, unido a la neoformación de sedimentos evaporíticos en la parte central. En ella se observa un paso gradual de las facies detríticas groseras marginales, hacia facies más finas y evaporíticas en el centro de la cuenca.

El núcleo evaporítico, constituido fundamentalmente por sulfatos y cloruros, se considera depositado en un ambiente de lago salino o sebkha.

En el sector meridional de la cuenca (Región de La Sagra), en tránsito lateral a los sedimentos detríticos gruesos del borde Sur y a los materiales evaporíticos del centro de la cuenca aparece una formación arcillosa que no se encuentra en el Norte —Formación «Arcillas Rojas de la Sagra»— (GARCÍA ROMERO, 1988), que es la base de la industria cerámica de la región. Esta Formación presenta características mineralógicas muy distintas de las que presentan las unidades arcillosas que han sido descritas, por diferentes autores, para otras zonas de la cuenca (GARCÍA SANTIAGO, 1984; BRELL et al., 1985; DOMÍNGUEZ DÍAZ, 1985; DOVAL et al., 1985a y 1985b). Se sitúa muy próxima a los Montes de Toledo, por lo que estas diferencias en su composición mineralógica pueden ser debidas, en parte, a la influencia de materiales procedentes de la erosión del citado sistema montañoso.

Por otro lado, los estudios sobre la mineralogía de las arcillas de este sector de la depresión (GARCÍA ROMERO, 1988) han puesto de manifiesto diferencias mineralógicas muy acusadas entre las facies gruesas del borde y las facies finas que las suceden hacia el centro de la cuenca, las cuales, en principio, podrían considerarse su equivalente lateral.

A la vista de dichas diferencias mineralógicas, se ha considerado oportuno investigar la naturaleza de dichas arcillas con objeto de caracterizarlas y poder compararlas con las de otras facies.

LOCALIZACION Y CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DE LAS SERIES ESTUDIADAS

La zona estudiada se sitúa en la región de «La Sagra», muy próxima a Toledo capital (fig. 1). Sobre ella se asientan las localidades de Yuncler, Villaluenga, Cobeja, Pantoja, Magán y Villaseca de la Sagra.

Se trata de sucesiones con carácter marcadamente arcilloso, homogéneas, con abundante bioturbación y tonalidades, en la mayoría de los casos, pardo-rojizas, que nunca afloran en cotas superiores a los 520-540 metros. Corresponden a un medio de deposición de tipo mud-flat lacustre. En ellas aparecen, ocasionalmente, intercalaciones de arenas micáceas finas.

Los tránsitos laterales que se observan en estos

materiales son: hacia el Sur a depósitos de tipo mud-flow o debris-flow procedentes de la erosión de los Montes de Toledo (Formación «Arenas Gruesas Rojas»), hacia el Oeste, a sedimentos de orla distal de abanicos aluviales, procedentes de la erosión del sector más occidental del Sistema Central (Formación «Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos»), y hacia el Este a las evaporitas del Centro de Cuenca. Las tres se encuentran parcialmente cubiertas por otra formación detrítica de características diferentes (Formación «Arenas Gruesas Pardas»). Sobre las arcillas de La Sagra, asimismo, aparecen retazos de otra formación arcillosa («Arcillas Verdes»), ampliamente representada en sectores situados más al Norte en la Cuenca (GARCÍA ROMERO, 1988).

Se han estudiado cuatro columnas litológicas, así como dos sondeos con testigo continuo, cedidos por ENUSA. Tres de las columnas han sido levantadas en las «Arcillas Rojas de La Sagra», aprovechando las canteras existentes para la extracción de arcillas con fines cerámicos (Yuncler y Cobeja) y los cortes efectuados por el trazado de la carretera Seseña-Toledo. La columna más occidental de las estudiadas se ha levantado en las canteras de sepiolita próximas a la localidad de Yuncler. Los sondeos se sitúan entre las localidades de Bargas y Olías del Rey (Formación «Arenas Gruesas Rojas», GARCÍA ROMERO, 1988) y cerca de Cobeja, en las «Arcillas Rojas de La Sagra», respectivamente.

La localización de las columnas, así como un esquema geológico de la región se muestra en la figura 1.

METODOS EXPERIMENTALES

Las muestras se han estudiado mediante difracción de Rayos-X, Análisis Químicos y Microscopía Electrónica de Barrido.

Para la caracterización de los minerales de la arcilla en difracción de Rayos-X se han utilizado muestras homoionizadas con CNa. Los agregados orientados se han tratado con etilenglicol y térmicamente. El equipo empleado ha sido Philips, modelo PW 1130/90, utilizando la radiación $K\alpha$ de cobre y monocromador de cristal curvo de grafito.

Sobre los difractogramas de los agregados orientados han sido medidos los índices de KUBLER

(*) Sección de Químicas. Colegio Universitario de Toledo.

(**) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de C.C. Geológicas. Univ. Complutense de Madrid.

(***) Dpto. de Estratigrafía. Facultad de C.C. Geológicas. Univ. Complutense de Madrid.

(****) Lab. de Géochimie des Roches Sédimentaires. Univ. de Paris-Sud.

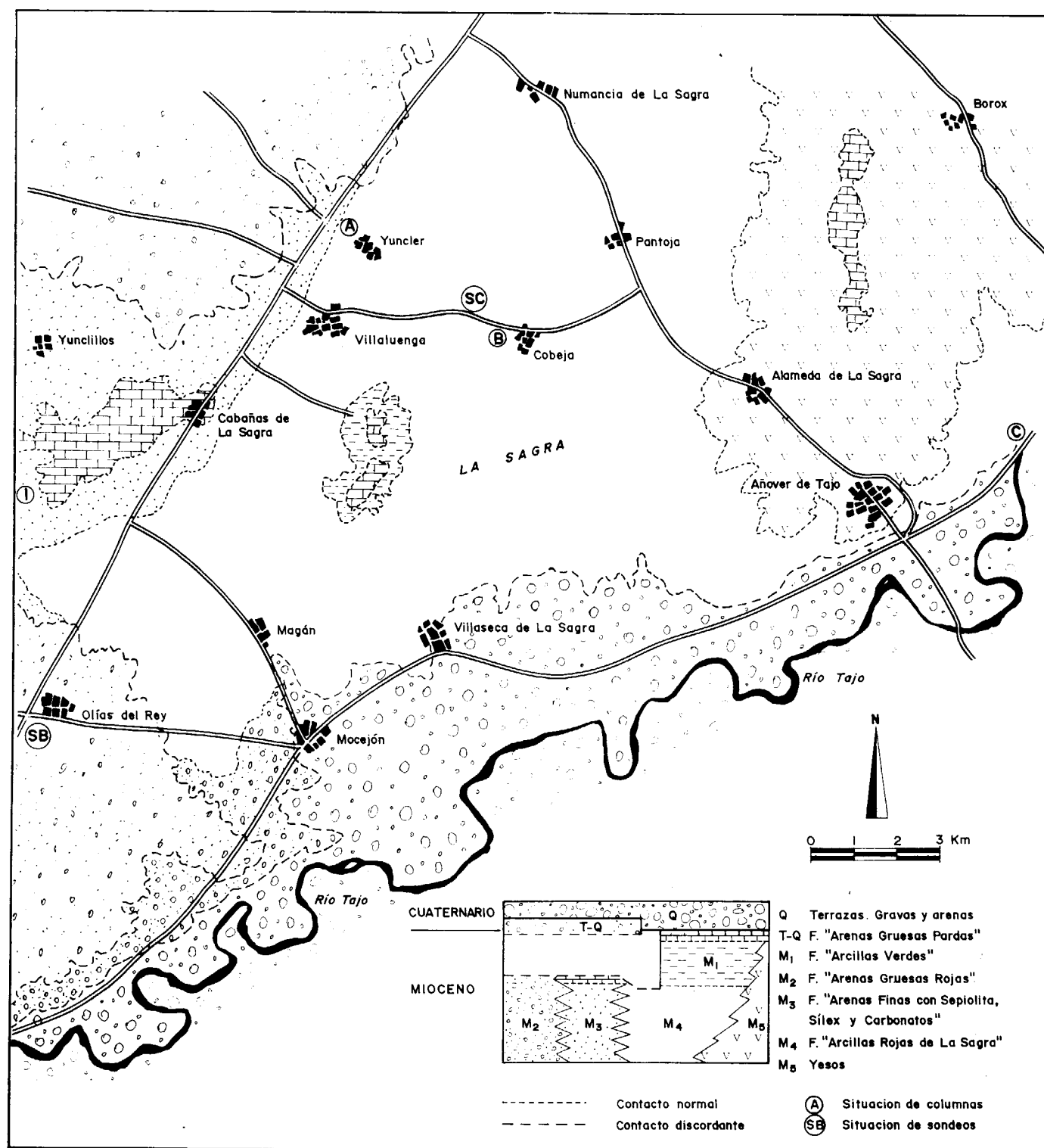


Figura 1.—Mapa litológico y de situación. A, Columna de Yuncler; B, Columna de Cobeja; C, Columna de Añover de Tajo; SC, Sondeo de Cobeja; I, Columna de la Formación «Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos»; SB, Sondeo de la Formación «Arenas Gruesas Rojas».

(1968) en ilitas y BISCAYE (1965) en esmectitas. Igualmente, se ha determinado la relación $I(002)/I(001)$ de las ilitas con objeto de conocer los distintos tipos composicionales de este mineral. Sobre los difractogramas de polvo se ha determinado el parámetro b_0 a partir de la reflexión (060).

Así mismo, se han efectuado análisis químicos de los elementos mayores de un número representativo de muestras. Estos fueron realizados por fluorescencia de Rayos-X a partir de muestras de roca fundida o «perlas», sobre la fracción menor de 2μ .

Los datos químicos y mineralógicos han sido tratados mediante ordenador para la obtención de matrices de correlación lineal múltiple.

La Microscopía Electrónica de Barrido ha sido realizada, sobre muestras metalizadas con carbono, con un equipo Philips 505 con microprocesador LINK AN 10000. Los análisis (en pie de fotografías) se muestran en porcentaje de elementos normalizados al producto anhidro, obtenidos con la ayuda del programa LINK ZAF PB. El factor de forma ha sido tenido en cuenta en el cálculo. El oxígeno ha sido obtenido mediante espectrometría.

RESULTADOS

En la figura 2 se representa, junto a la columna litológica, la composición mineralógica de la Formación «Arenas finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos». Se trata de una alternancia de niveles arcillosos y limo-arenosos pardos, estos últimos más desarrollados hacia el borde de la cuenca. Ocasionalmente aparecen niveles carbonatados (principalmente dolomíticos), así como silíceos asociados a las arcillas, que en muchas ocasiones constituyen el techo de las mismas.

Como puede observarse en dicha figura, los niveles arcillosos están constituidos, casi exclusivamente, por sepiolita y esmectitas trioctaédricas, en proporciones muy variables, tanto de unos tramos a otros como dentro de un mismo tramo. La sepiolita se encuentra, a veces, en paquetes, de elevada pureza, de varios metros de potencia. En algunas ocasiones también aparecen niveles esmectíticos puros. La fórmula cristaloquímica calculada a partir de muestras esmectíticas puras es:

$(Si_{7.54}Al_{0.5})(Al_{0.18}Mg_{5.51}Fe_{0.13})O_{20}(OH)_4Ca_{0.27}K_{0.036}$, la cual corresponde a una saponita.

Los minerales que aparecen en los niveles arenosos son filosilicatos, cuarzo y feldspatos (con plagioclasa siempre como feldespato mayoritario), en proporciones muy variables (filosilicatos 30-85%, cuarzo, 5-40% y feldspatos, 5-35%), acompañados, en algunos casos, de indicios de carbonatos. Los filosilicatos presentes en estos niveles son ilita (30-80%), esmectita (20-70%) y caolinita (de indicios a un máximo del 10%). Se observa, en todos los casos, que los porcentajes de esmectita se incrementan en las fracciones finas (<2 y $<0.5 \mu$), disminuyendo los de ilita. Así mismo, se observa que los mayores porcentajes de ilita y caolinita se asocian a los tramos más arenosos.

La reflexión (060) en estas muestras presenta dos efectos bien definidos en torno a 1.50 y 1.53 Å. La relación $I(002)/I(001)$ de la ilita se encuentra comprendida entre valores medios de 0,15 y 0,23. El índice de Kubler presenta valores medios comprendidos entre 2,7 y 3,5, para la fracción menor de 20μ , aumentando ligeramente en las fracciones más finas; los del índice de Biscaye están comprendidos entre 0,6 y 0,7 para las muestras de la fracción $<20 \mu$, y ligeramente más elevados en las fracciones más finas, donde llega a alcanzar valores en torno a 0,8.

La Formación «Arenas Gruesas Rojas», situada al Sur de las arcillas de La Sagra (fig. 3), está constituida por una alternancia de limos y arenas rojas de diferentes tamaños de grano, y proporciones variables de matriz arcillosa, angulosas y mal clasificadas, con cantos de rocas metamórficas dispersos en ellas. Estas arenas están compuestas por cuarzo (5-60%), feldspatos (de indicios al 55%) y filosilicatos (25-80%), representados por esmectita, ilita y paligorskita, distribuidos, así mismo, entre márgenes amplios (Esmectita: 40-80%, Iilita: 15-45%; caolinita: 5-10% y paligorskita: indicios 15%). Tanto la ilita como la esmectita se encuentran bien cristalizadas, con índices de Kubler y de Biscaye entre 2-5 y 0-0,8, respectivamente. La reflexión (060) indica que los filosilicatos dominantes en esta formación son dioctaédricos.

En las «Arcillas Rojas de La Sagra» (figs. 4, 5, 6 y 7) los componentes mayoritarios son, en general, minerales de la arcilla, acompañados de menores proporciones de cuarzo, feldspatos (predominantemente plagioclasas) y carbonatos (calcita y/o dolomita). Los porcentajes de filosilicatos frecuentemente alcanzan el 90% y sólo en ocasiones descienden hasta el 60%, frente a con-

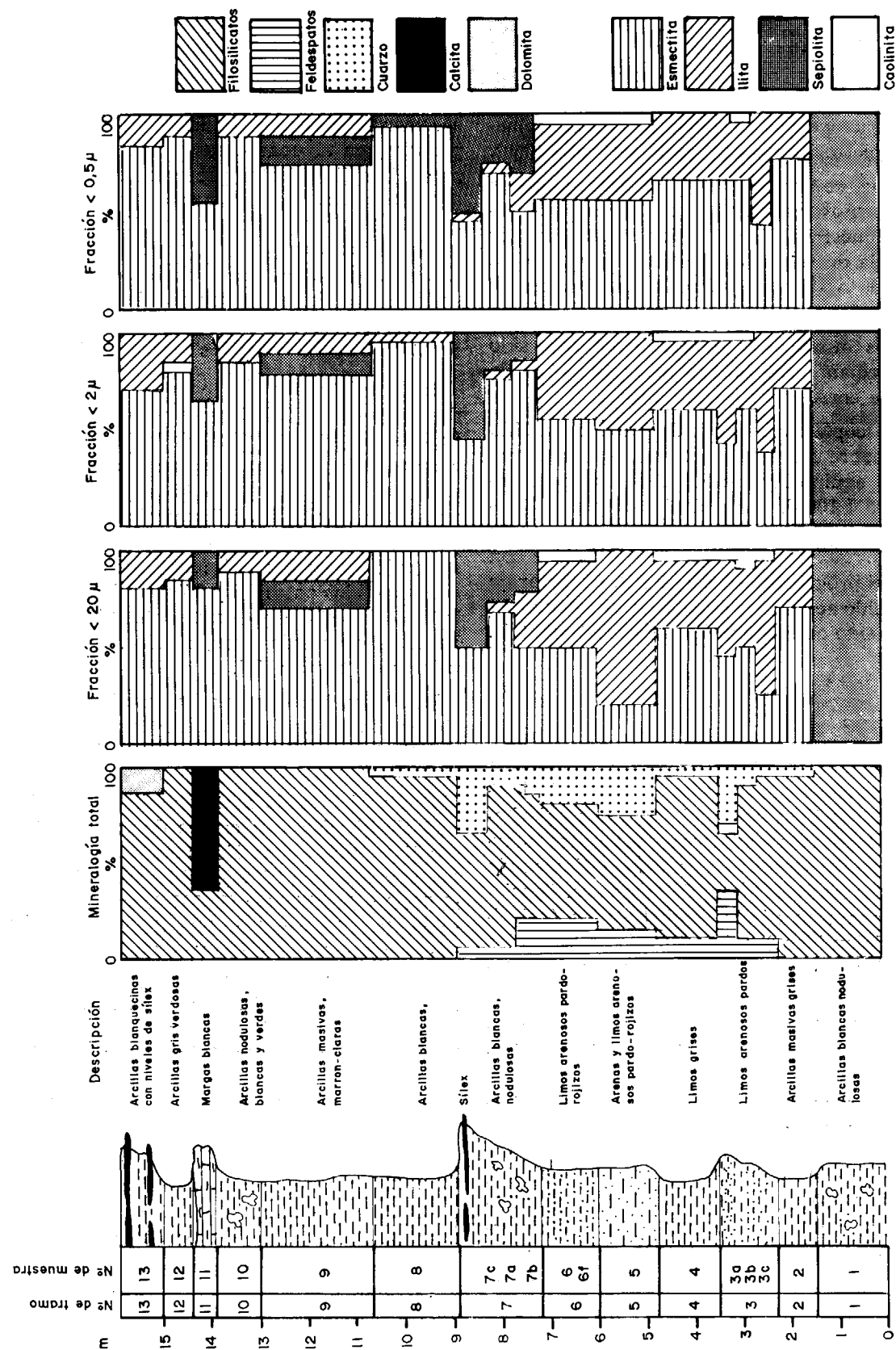


Figura 2.—Columna litológica y variaciones mineralógicas de la Formación «Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos».

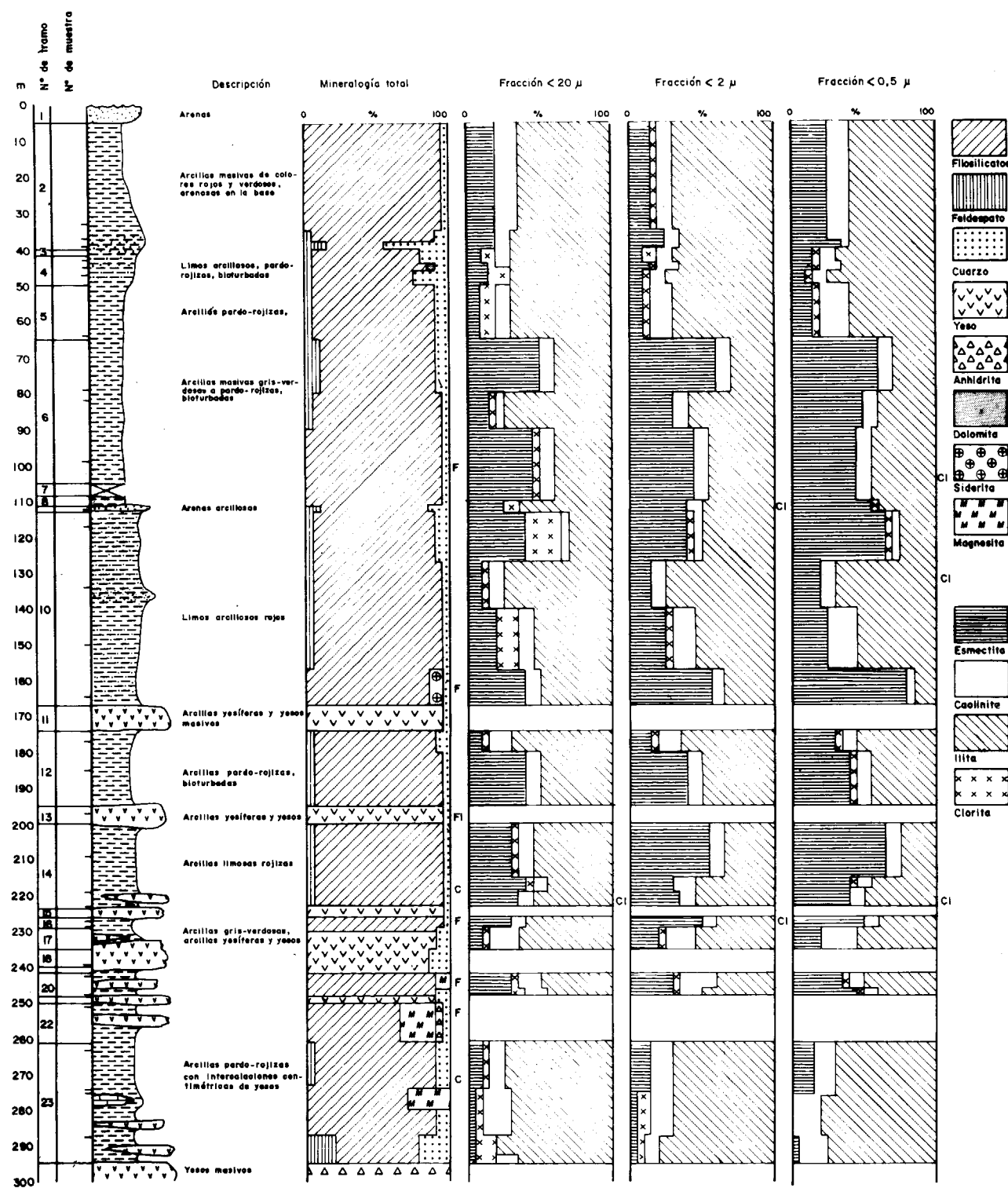


Figura 7.—Columna litológica y variaciones mineralógicas del sondeo próximo a Cobeja (Formación «Arcillas Rojas de La Sagra»).

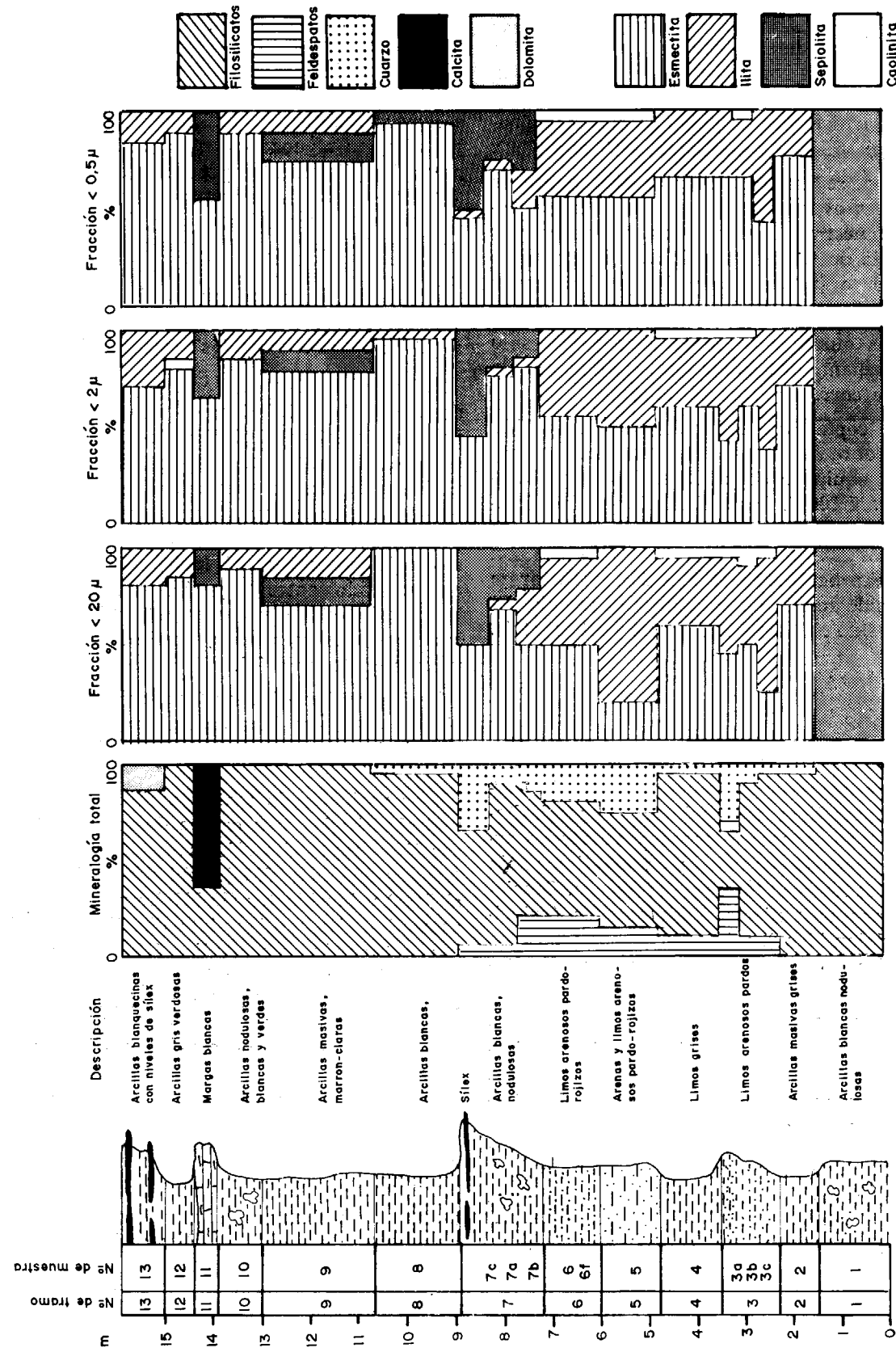


Figura 2.—Columna litológica y variaciones mineralógicas de la Formación «Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos».

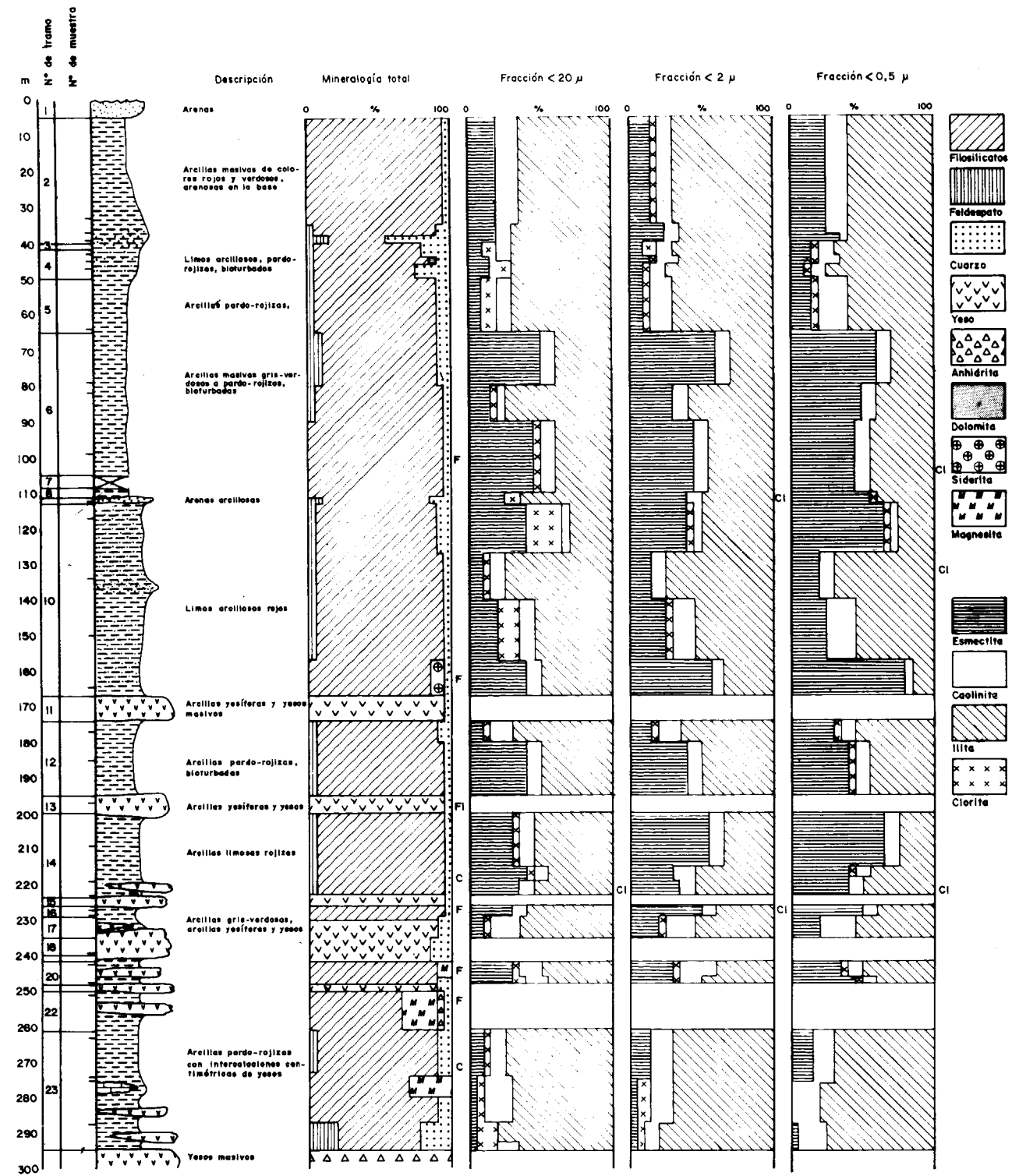


Figura 7.—Columna litológica y variaciones mineralógicas del sondeo próximo a Cobeja (Formación «Arcillas Rojas de La Sagra»).

tenidos en cuarzo y feldespatos que raramente alcanzan el 15% del total de la muestra.

En las intercalaciones arenosas los porcentajes de filosilicatos descienden hasta el 40-75%, aumentando los de cuarzo (10-50%) y feldespatos (5-50%).

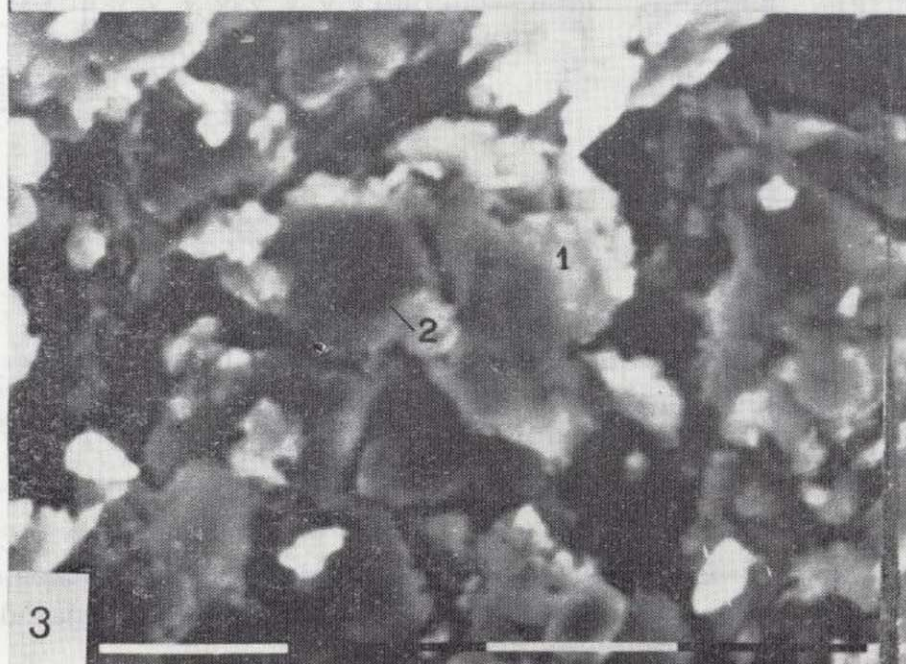
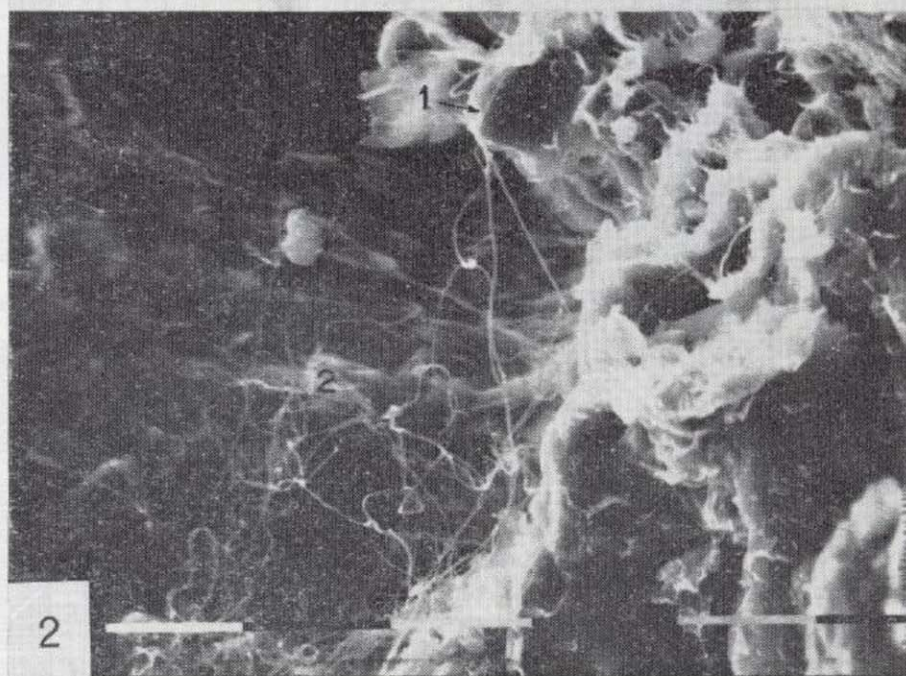
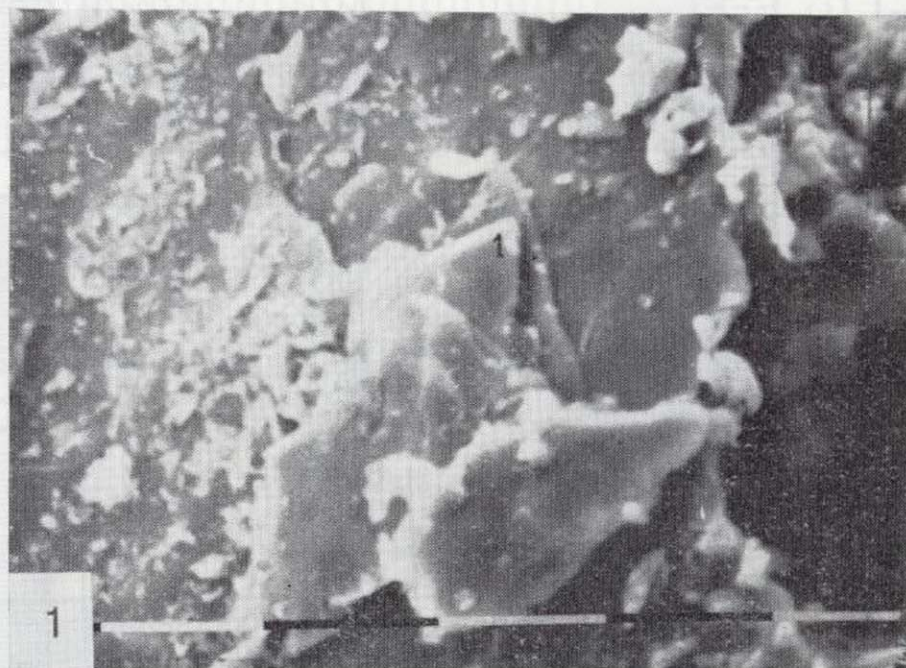
En las zonas próximas al Centro de Cuenca, así como a partir de 145 metros de profundidad en el sondeo, aparecen intercalaciones de yeso y anhidrita, con los que las arcillas de La Sagra se indentan. En las zonas más profundas del sondeo, además, aparecen magnesita y celestina (fotografía 1), aunque de forma ocasional.

La illita (fotografía 2) es el filosilicato dominante en esta formación, acompañada de menores proporciones de esmectita (fotografía 3), caolinita, paligorskita (fotografía 3) y clorita. En la mayor parte de las muestras estudiadas en esta formación, aparece un efecto a 13,38 Å, que pasa a 16,99 Å tras haber sido solvatado con etilenglicol y permanece a 12,28 Å después de sufrir calentamiento a 550° C durante dos horas (fig. 8). Este comportamiento nos lleva a suponer que se trata de un intergrado en el sentido descrito por JACKSON (1963). La aparición de estos minerales se relaciona, sin duda, con el proceso de cloritización que se observa en las arcillas de La Sagra.

En la figura 9 se muestra la variación composicional en las arcillas de La Sagra. Esta variación consiste en una progresiva disminución de la esmectita hacia el Centro de Cuenca, así como en profundidad, llegando a desaparecer casi totalmen-

te en la proximidad a los yesos. Los contenidos de illita varían en sentido contrario.

Paralelamente, se observa que hay un ligero enriquecimiento en esmectita y empobrecimiento en illita en las fracciones más finas (<2 y <0,5 μ).



Fotografía 1.—Fotografía MEB. Celestina (1): % de elementos anhidros: Na, 0.41; Mg, 0.11; Al, 0.40; Si, 0.31; P, 1.26; S, 16.30; Cl, 0.12; K, 0.27; Ca, 0.66; Ti, 0.19; Mn, 0.02; Fe, 0.88; Sr, 44.87; Ba, 3.80; O, 33.17.

Fotografía 2.—Fotografía MEB. Illita (1), % de elementos anhidros: Na, 1.00; Mg, 2.01; Al, 18.30; Si, 22.39; P, 0.53; S, 0.06; Cl, 0.54; K, 6.94; Ca, 0.61; Ti, 0.11; Mn, 0.07; Fe, 1.17; O, 46.42. Paligorskita (2).

Fotografía 3.—Fotografía MEB. Esmectita (1): % de elementos anhidros: Na, 2.00; Mg, 10.98; Al, 10.10; Si, 20.84; P, 0.14; S, 0.26; Cl, 0.40; K, 2.09; Ca, 0.52; Ti, 0.16; Mn, 0.15; Fe, 7.20; O, 45.15. Clorita (2): % de elementos anhidros: Na, 1.33; Mg, 9.24; Al, 13.14; Si, 15.25; P, 0.02; S, 0.07; Cl, 0.26; K, 1.17; Ca, 0.04; Ti, 0.23; Mn, 0.14; Fe, 15.98; O, 43.11.

tenidos en cuarzo y feldspatos que raramente alcanzan el 15% del total de la muestra.

En las intercalaciones arenosas los porcentajes de filosilicatos descienden hasta el 40-75%, aumentando los de cuarzo (10-50%) y feldspatos (5-50%).

En las zonas próximas al Centro de Cuenca, así como a partir de 145 metros de profundidad en el sondeo, aparecen intercalaciones de yeso y anhidrita, con los que las arcillas de La Sagra se indentan. En las zonas más profundas del sondeo, además, aparecen magnesita y celestina (fotografía 1), aunque de forma ocasional.

La illita (fotografía 2) es el filosilicato dominante en esta formación, acompañada de menores proporciones de esmectita (fotografía 3), caolinita, paligorskita (fotografía 3) y clorita. En la mayor parte de las muestras estudiadas en esta formación, aparece un efecto a 13,38 Å, que pasa a 16,99 Å tras haber sido solvatado con etilenglicol y permanece a 12,28 Å después de sufrir calentamiento a 550°C durante dos horas (fig. 8). Este comportamiento nos lleva a suponer que se trata de un intergrado en el sentido descrito por JACKSON (1963). La aparición de estos minerales se relaciona, sin duda, con el proceso de cloritización que se observa en las arcillas de La Sagra.

En la figura 9 se muestra la variación composicional en las arcillas de La Sagra. Esta variación consiste en una progresiva disminución de la esmectita hacia el Centro de Cuenca, así como en profundidad, llegando a desaparecer casi totalmen-

te en la proximidad a los yesos. Los contenidos de illita varían en sentido contrario.

Paralelamente, se observa que hay un ligero enriquecimiento en esmectita y empobrecimiento en illita en las fracciones más finas (<2 y <0,5 μ).



Fotografía 1.—Fotografía MEB. Celestina (1): % de elementos anhidros: Na, 0.41; Mg, 0.11; Al, 0.40; Si, 0.31; P, 1.26; S, 16.30; Cl, 0.12; K, 0.27; Ca, 0.66; Ti, 0.19; Mn, 0.02; Fe, 0.88; Sr, 44.87; Ba, 3.80; O, 33.17.

Fotografía 2.—Fotografía MEB. Illita (1), % de elementos anhidros: Na, 1.00; Mg, 2.01; Al, 18.30; Si, 22.39; P, 0.53; S, 0.06; Cl, 0.54; K, 6.94; Ca, 0.61; Ti, 0.11; Mn, 0.07; Fe, 1.17; O, 46.42. Paligorskita (2).

Fotografía 3.—Fotografía MEB. Esmectita (1): % de elementos anhidros: Na, 2.00; Mg, 10.98; Al, 10.10; Si, 20.84; P, 0.14; S, 0.26; Cl, 0.40; K, 2.09; Ca, 0.52; Ti, 0.16; Mn, 0.15; Fe, 7.20; O, 45.15. Clorita (2): % de elementos anhidros: Na, 1.33; Mg, 9.24; Al, 13.14; Si, 15.25; P, 0.02; S, 0.07; Cl, 0.26; K, 1.17; Ca, 0.04; Ti, 0.23; Mn, 0.14; Fe, 15.98; O, 43.11.

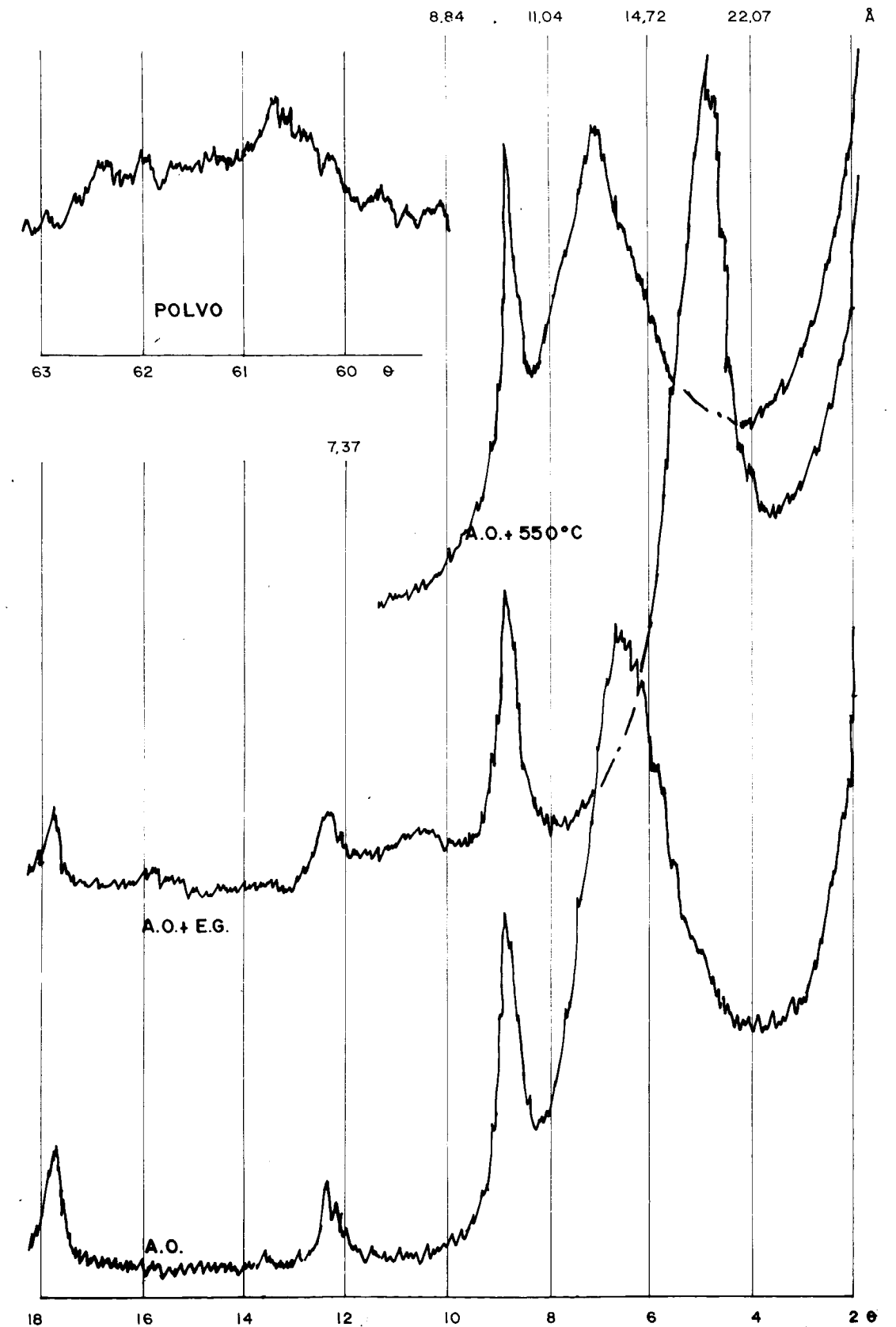


Figura 8.—Difractogramas de Rayos-X (Fracción < 2 μ) de la formación «Arcillas Rojas de La Sagra», donde se observan los efectos correspondientes a un intergrado.

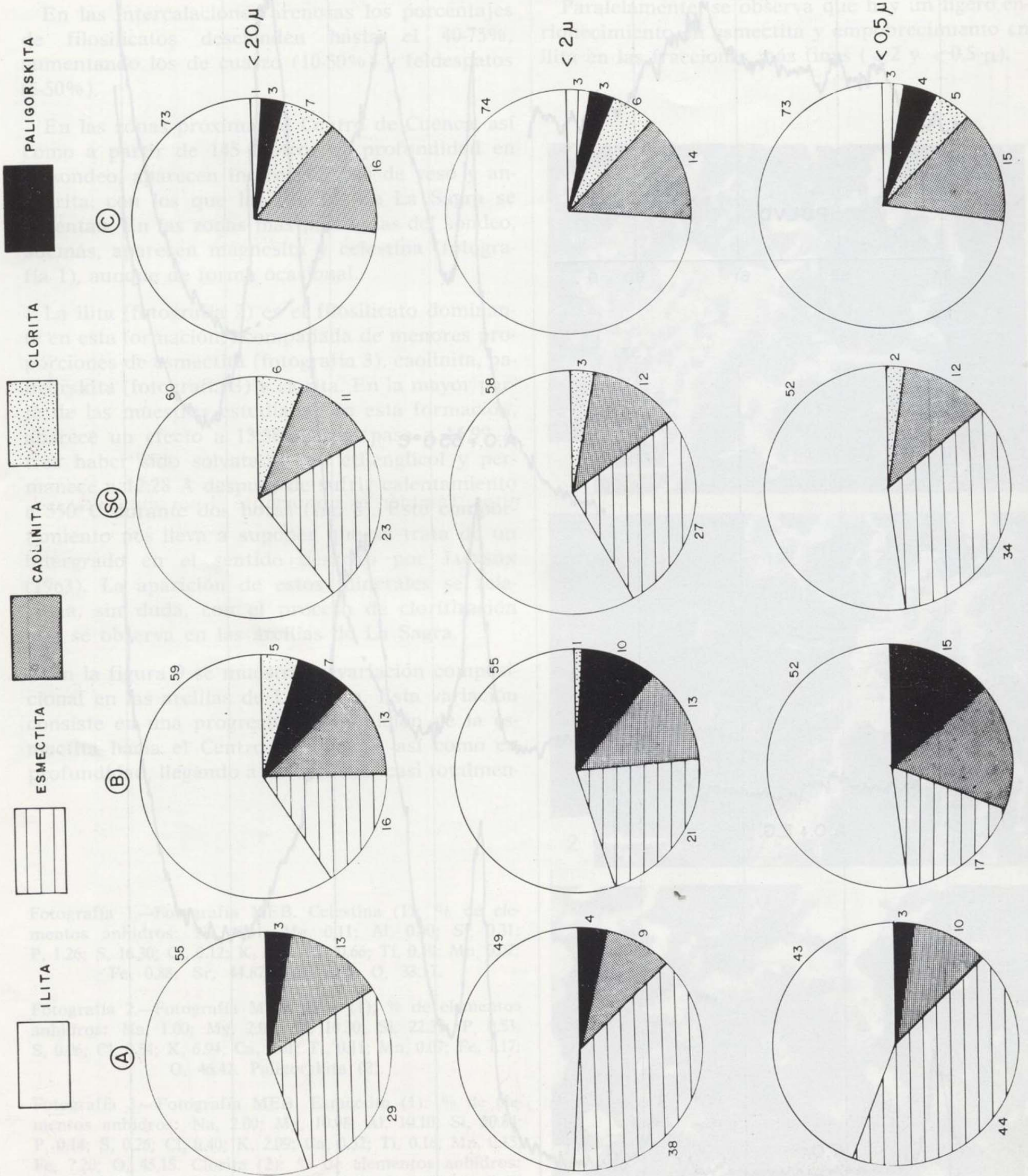


Figura 9.—Variación composicional de las arcillas de «La Sagra». A. Serie de Yuncler. B, Serie de Cobeja. SC, Sondeo de Cobeja. C, Serie de Añoover de Tajo.

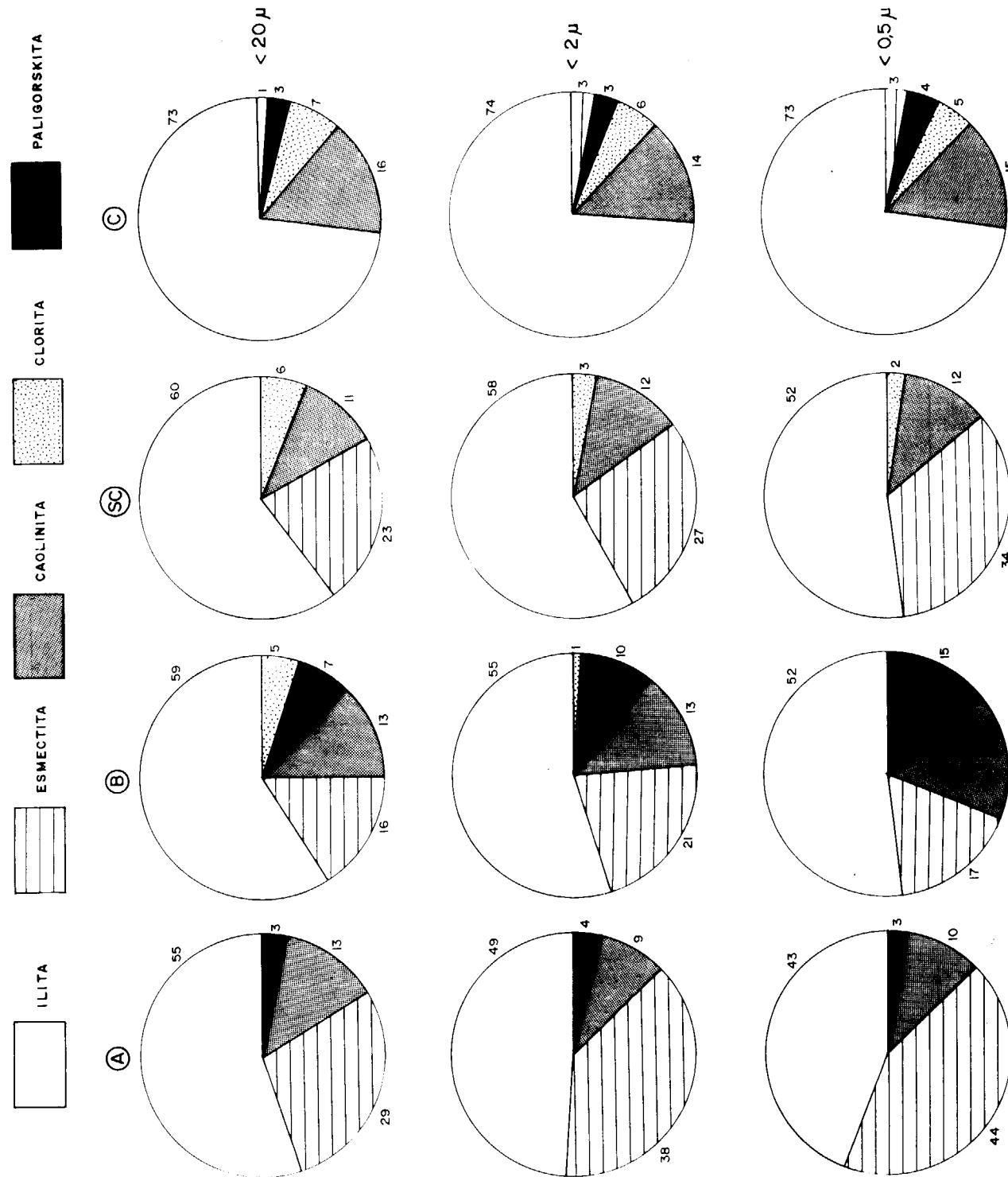


Figura 9.—Variación composicional de las arcillas de «La Sagra». A. Serie de Yuncler. B. Serie de Cobeja. SC, Sondeo de Cobeja. C. Serie de Añoget de Tajo.

La clorita (fotografía 3), que no aparece en la serie más occidental de La Sagra (Yuncler), se encuentra en porcentajes reducidos en la serie de Cobeja y en el sondeo, donde es más abundante en las muestras más profundas. Sus mayores contenidos aparecen en la serie más oriental, más próxima a las evaporitas. La caolinita y la paligorskita, sin embargo, no muestran variaciones significativas en las diferentes columnas estudiadas.

La reflexión (060), en todos los casos, muestra efectos bien definidos en torno a 1,50 y 1,53 Å en las fracciones inferiores a 20 y a 2 μ, y se resuelve en forma de anchas bandas comprendidas entre 1,50 y 1,53 Å en la fracción <math>< 0,5 \mu</math>, lo que indica la coexistencia de minerales di y trioctaédricos en la misma muestra.

No se aprecian variaciones significativas en la cristalinidad de la illita en las diferentes columnas estudiadas. Los valores medios del índice de Kubler se encuentran entre 3,28 y 4,5. Únicamente puede observarse un ligero aumento de los valores de este índice en las fracciones más finas.

Por el contrario, en la horizontal, pueden ob-

servarse variaciones en la cristalinidad de la esmeclita, consistentes en un descenso de los valores del índice del Biscaye a medida que la proximidad a los yesos es mayor, y un aumento en las fracciones más finas (<math>< 2</math> y <math>< 0,5 \mu</math>).

La relación I (002)/I (001) de las illitas de las arcillas de La Sagra muestra valores medios de 0,21, 0,28, 0,34 y 0,33, respectivamente, para las diferentes columnas estudiadas, lo que indica que las illitas de estas muestras corresponden a una mezcla de micas en la que deben existir individuos di y trioctaédricos (ESQUEVIN, 1969).

En la Tabla 1 se muestra un resumen de los márgenes composicionales entre los que varían los porcentajes de elementos mayores de la fracción <math>< 2 \mu</math>, de muestras representativas de las tres formaciones estudiadas. Se observa que en todas ellas los elementos más abundantes son silicio, aluminio, hierro y magnesio. Cabe destacar que los porcentajes de SiO₂ y MgO son relativamente bajos, mientras que los de Al₂O₃, por el contrario, son altos. También es importante el porcentaje de óxidos de hierro, con valores comprendidos entre 7,02 y 9,87%.

TABLA 1

Valores máximos, mínimos y media de los óxidos de la fracción <math>< 2 \mu</math> de las tres formaciones estudiadas

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	
F. Arcillas Rojas de La Sagra	39,49	15,05	6,63	0,08	4,07	0,34	2,09	0,57	0,13	Mínimo
	48,67	21,49	10,72	0,22	16,17	1,15	4,32	1,02	0,54	Máximo
	44,55	19,09	8,45	0,12	8,36	0,71	3,66	0,79	0,32	Media
F. Arenas Gruesas Rojas	45,95	17,89	5,03	0,07	2,42	0,41	2,38	0,45	0,05	Mínimo
	49,55	22,32	10,63	0,18	4,51	1,73	3,49	0,79	0,64	Máximo
	47,27	20,03	7,20	0,11	3,60	1,08	3,08	0,65	0,23	Media
F. Arenas Finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos	43,80	1,98	0,00	0,03	4,69	0,20	0,06	0,06	0,02	Mínimo
	56,50	21,23	9,68	1,79	25,49	5,90	3,52	0,89	0,47	Máximo
	49,66	13,40	5,86	0,20	12,60	1,35	2,04	0,60	0,18	Media

Si se comparan estos datos con los de las formaciones adyacentes se comprueba que el SiO₂, en ambas, se presenta entre márgenes ligeramente superiores, correspondiendo con la diferencia en composición mineralógica. Así mismo, se observa que los contenidos en Al₂O₃ y MgO de las arcillas de La Sagra son intermedios con respecto a los

contenidos en estos óxidos en las formaciones detríticas a las que pasa lateralmente, es decir, las proporciones más altas en Al₂O₃ y menores de MgO las presenta la Formación «Arenas Gruesas Rojas», situada al Sur, mientras que las mayores de MgO y menores en Al₂O₃ las presenta la formación arenosa a la que pasa lateralmente hacia el Oeste.

Al mismo tiempo, se observa, claramente, que en la formación arenosa occidental los porcentajes de Al_2O_3 y MgO varían entre márgenes muy amplios, correspondiendo los mayores de aluminio y menores de magnesio a los tramos arenosos y, por el contrario, los mayores de magnesio y menores de aluminio a los tramos arcillosos.

En la figura 10 se han representado las relaciones $SiO_2/Al_2O_3+MgO - Al_2O_3/MgO$. En dicha figura las muestras de cada formación se sitúan agrupadas dentro de dominios bien diferenciados. Las arcillas de La Sagra son las que presentan una relación SiO_2/Al_2O_3+MgO más baja, debido a su naturaleza íltica. La diferencia fundamental existente entre las formaciones esmectíticas son los diferentes valores de la relación Al_2O_3/MgO que presentan, debidas a su carácter di o trioctaédrico.

Las únicas correlaciones que, de forma constante, pueden deducirse de las matrices de correlación realizadas para las arcillas de La Sagra (tabla 2) son: correlación positiva entre Al_2O_3 y K_2O y negativa de ambos con el MgO , así como correlación, también negativa, entre esmectita e illita. En este último caso los valores más próximos a la unidad son los correspondientes a las matrices realizadas para las fracciones más finas.

DISCUSION

La Formación «Arcillas Rojas de La Sagra» muestra una composición mineralógica muy diferente de la que presentan las Formaciones detríticas con las que se encuentra relacionada.

La presencia de illita como mineral dominante en las arcillas de La Sagra es un rasgo común con la mineralogía de la Unidad evaporítica central (GARCÍA SANTIAGO, 1984). Así mismo aparecen arcillas de naturaleza íltica en la zona de Torrejón, si bien en ellas el carácter íltico es atribuido a la influencia de materiales provenientes de zonas metamórficas del Sistema Central (DOVAL et al., 1985a). Sin embargo, en la Formación «Arcillas Gruesas Rojas», claramente relacionada con la denudación de los Montes de Toledo, los filosilicatos dominantes son las esmectitas.

Por tanto, cabe pensar que el área fuente de las arcillas de La Sagra no son, exclusivamente, los materiales que actualmente afloran en los Montes de Toledo, ni tampoco los que han actuado como área fuente de las Arenas Gruesas Rojas. La semejanza con las facies evaporíticas induce a creer en la influencia de procesos de desmantelamiento de materiales evaporíticos paleógenos denudados en las primeras etapas de levantamiento de los Montes de Toledo.

La actividad tectónica ha provocado la formación de debris-flow o mud-flow en la zona sur de la cuenca y abanicos aluviales en la parte oeste, los cuales han influido al mismo tiempo sobre los sedimentos de La Sagra, lo que justifica la composición química de esta Formación, intermedia a la de las formaciones circundantes.

Se observa, claramente, en esta formación, disminución de esmectita hacia el centro de la cuenca y hacia las zonas más profundas del sondeo a la vez que aumenta la proporción de illita y apa-

TABLA 2

Matriz de correlación realizada a partir de los análisis químicos de la fracción < 2 μ de las muestras de la Formación «Arcillas Rojas de la Sagra»

SiO_2	1								
Al_2O_3	0.63	1							
MgO	-0.49	-0.92	1						
Fe_2O_3	0.00	0.29	-0.28	1					
TiO_2	0.23	0.26	-0.42	-0.02	1				
K_2O	0.47	0.85	-0.88	0.37	0.46	1			
CaO	-0.15	-0.36	0.35	-0.23	-0.05	-0.38	1		
MnO	-0.13	-0.16	0.18	-0.17	0.13	-0.15	0.33	1	
P_2O_5	-0.25	-0.35	0.47	-0.21	-0.64	-0.39	0.48	-0.00	1
	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Fe_2O_3	TiO_2	K_2O	CaO	MnO	P_2O_5

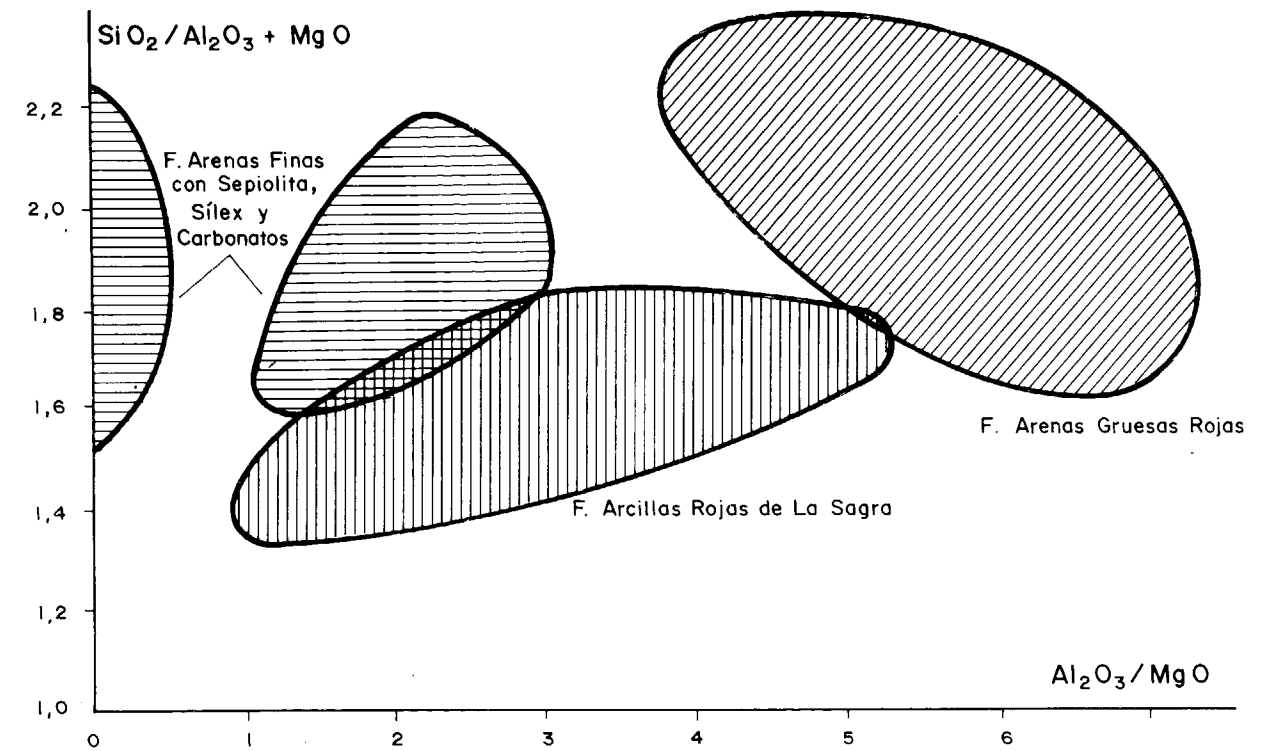


Figura 10.—Relación $SiO_2/Al_2O_3+MgO - Al_2O_3/MgO$ de las formaciones estudiadas.

recen intergradados y pequeños porcentajes de clorita.

Es indudable, por tanto, la existencia de un proceso de ilitización durante la diagénesis. Estos datos, además, indican un ambiente deposicional confinado de salinidad elevada.

La reflexión (060) presenta dos máximos bien definidos en torno a 1,50 y 1,53 Å, por lo que se puede afirmar que, en esta Formación, hay dos tipos de filosilicatos claramente diferenciados: dioctaédricos y trioctaédricos. Si bien en la fracción < 0,5 μ esta reflexión tiende a resolverse en forma de anchas bandas comprendidas entre 1,50 y 1,53 Å, lo que, según DESPRAIRES (1983), indica una población mineral de composición variable pero ligada a un ambiente único. De acuerdo con este autor, estas fases minerales de composición variable que se muestran en las fracciones más finas de las arcillas de La Sagra, cabrían interpretarse como resultado de procesos de transformaciones entre minerales di y trioctaédricos.

La correlación negativa entre K_2O y MgO , en el conjunto de la formación, parece indicar que este elemento se concentra, fundamentalmente, en posiciones octaédricas en las esmectitas detríticas. Sin embargo, en la serie más próxima al centro de cuenca, donde los porcentajes de esmectita son muy escasos, la proporción de MgO no disminuye de forma acusada.

Por otra parte, en las muestras próximas a los yesos, donde los porcentajes de esmectita son muy escasos o ésta está ausente, la reflexión (060) continúa presentando dos efectos bien definidos en torno a 1,50 y 1,53 Å, indicando, de nuevo, coexistencia de minerales di y trioctaédricos. La ilitización de esmectitas supone captación de potasio y aluminio o liberación de magnesio y sílice. Parte de este magnesio, suponemos, es el responsable de la aparición de clorita, mientras que otra parte se incorpora en la estructura de las illitas diagenéticas.

Los procesos de transformación se apoyan ade-

más en la existencia de bandas en los diagramas de polvo de la fracción inferior a 0,5 μ , con mala resolución de máximos a 1.50 y 1.53 Å, en el descenso de la cristalinidad de las esmectitas en la proximidad a las evaporitas, así como en los valores de la relación I (002)/I (001) de las ilitas, los cuales, según ESQUEVIN (1969) corresponden a mezcla de ilitas di y trioctaédricas.

Procesos de ilitización semejantes han sido citados por diferentes autores como SINGER y STOFFERS (1980), que describen ilitización de esmectitas por incorporación de potasio y magnesio en su estructura, debidos al aumento de la salinidad por evaporación, en los sedimentos de los lagos Abert y Mayara en el Este de Africa. ESLINGER y SELLARS (1981) explican la formación de ilita a partir de esmectitas, durante la diagénesis, en los sedimentos de Clark Form, Idaho. Observan que este fenómeno va acompañado de una disminución de los contenidos en feldespato potásico de dichos sedimentos, lo que produce un aumento de potasio en el medio. En nuestro caso, como ya se ha indicado, los feldespatos que encontramos en esta formación son, fundamentalmente, plagioclasas. JONES y WEIR (1983) en los sedimentos del lago Abert (Oregón, U.S.A) encuentran que dentro del lago se produce una evolución mineral de montmorillonita e interstratificados clorita-montmorillonita hacia ilita y esmectitas trioctaédricas por interacción sedimento-fase acuosa. Así mismo, DOVAL et al. (1985b) citan procesos de ilitización de esmectitas en las arcillas asociadas a las facies evaporíticas de la zona Norte de la Cuenca del Tajo.

Todo lo expuesto indica, claramente, procesos de ilitización parcial de esmectitas, o su transformación, en parte, a cloritas, por incorporación de potasio y magnesio en su estructura, causantes de la formación de las ilitas trioctaédricas y cloritas encontradas en esta formación. Estos procesos no son suficientes para justificar las marcadas diferencias mineralógicas con los materiales a los que las arcillas de La Sagra pasan lateralmente, por lo que parece lógico, además, considerar posibles aportes de áreas fuentes distintas para los citados materiales, que aparecen en la región.

La formación arenosa occidental (Formación «Arenas finas con Sepiolita, Sílex y Carbonatos»), a nuestro juicio, corresponde a episodios sedimentarios posteriores relacionados con etapas tectónicas de elevación del Sistema Central, los cuales

provocan un aumento de sílice en la cuenca y favorecen la formación de sepiolita y esmectitas trioctaédricas.

B I B L I O G R A F I A

- BISCAYE (1965): *Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans*. Geol. Soc. Am. Bull., 76, pp. 803-832.
- BRELL, J. M.; DOVAL, M., y CARAMES, M. (1985): *Clay mineral distribution in the Evaporitic Miocene Sediments of the Tajo Basin, Spain*. Miner. Petrgr. Acta., 29, pp. 767-276.
- DOMÍNGUEZ DÍAZ, M. C. (1985): *Sedimentología y mineralogía de las facies detríticas neógenas en la Cuenca de Madrid (Paracuellos-Torrejón)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- DOVAL, M.; DOMÍNGUEZ DÍAZ, M. C.; BRELL, J. M., y GARCÍA ROMERO, E. (1985a): *Mineralogía y sedimentología de las facies distales del borde Norte de la Cuenca del Tajo*. Bol. Soc. Esp. Mineralogía, pp. 257-269.
- DOVAL, M.; GARCÍA SANTIAGO, P.; DOMÍNGUEZ DÍAZ, M. C., y BRELL, J. M. (1985b): *Mineralogía de las arcillas de las facies evaporíticas de la Cuenca del Tajo*. Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo, 15, pp. 267-274.
- ESLINGER, E., and SELLARS, B. (1981): *Evidence for the formation of illite from smectite during burial metamorphism in the Belt Supergroup, Clark Form, Idaho*, J. of Sediment. Petrol., vol. 51, núm. 1.
- ESQUEVIN, J. (1969): *Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité*. Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A., 3.1, pp. 147-153.
- GARCÍA ROMERO, E. (1988): *Estudio mineralógico y estratigráfico de las arcillas de las facies centrales del Neógeno del borde sur de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- GARCÍA SANTIAGO, P. (1984): *Estudio mineralógico de las arcillas de las facies evaporíticas de la Cuenca del Tajo*. Tesis de Licenciatura. Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- JACKSON, M. L. (1963): *Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering*. Clays and Clay Minerals, 11, pp. 29-46.
- JONES, B. F., and WEIR, A. (1983): *Clay minerals of lake Abert, an alkaline, saline lake*. Clays and Clay Minerals, 31, pp. 161-172.
- KUBLER (1968): *Evaluation quantitative du métamorphisme pour la cristallinité de l'illite*. Bull. C. R. Pau, S.M.P.A., 212, pp. 285-307.
- SINGER, A., and STOFFERS, P. (1980): *Clay Minerals diagenesis in two east african lake sediments*. Clay Minerals, 15, pp. 291-309.

Recibido: Julio de 1988

- CAMBI et al. (1966), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.
- CASTELLS LÓPEZ, C.; S. DE LA FUENTE, J.; MARTÍNEZ, R.; BARRAZA, R.; y LÓPEZ CASTAÑEDA, F. (1973): *Proyecto de investigación minera en la reserva de Híendelacencia, provincia de Guadalupe*. Informe sobre los trabajos de investigación, cuarto año, IGME, División de Minería.
- CZAMANSKE (1974), en BARNES, H. L. (ed.) (1979): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd ed. John Wiley, New York.
- FRONDEL (1963), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide Mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.
- HALL (1967), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide Mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.
- HODA Y CHANG (1975), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide Mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.
- SCHAFFER, G. (1969): *Geologie und Petrographie in ostiberischer Kasilischen Hamptischheidgebirge (Sierra de Guadalupe, Spain)*. Munster Forsch. - Geol. Palont., 10, 207 pp.
- CAMBI y ELLI (1965), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.

B I B L I O G R A F I A

El tipo hidrotermal, de edad tardíhercínica, con predominio de las etapas metalogénicas ricas en Zn, Pb y Ag de temperatura intermedia.

Las texturas que presentan los sulfuros y sulfosales de plata indican que el entriamiento de las soluciones mineralizadoras se produjo rápidamente. No obstante, la presencia de zonación en las freibergitas y la existencia de texturas de segregación de pirargitita en las zonas de bordes de grano de las freibergitas, plantea un decrecimiento de la velocidad de entriamiento en esta zona, entre las etapas metalogénicas de media y baja temperatura.

Se considera, por tanto, que la mineralización de la Boderá se formó como consecuencia de una actividad meso-epitermal.

Datos experimentales de PICHAVANT (1983) sobre el papel del B₂O₃ indican que el boro aumenta la solubilidad de la sílice en la fase fluida acuosa y produce grandes modificaciones en la distribución del Na, K, Si y Al entre fundido y fase vapor. Mientras que la fase vapor en estos experimentos se enriquece en B, Si y Na, el fundido lo hace en K y Al; de ahí la coexistencia de la turmalinización con los procesos de albitización y potasificación que se describirán más adelante.

Granate

Es escaso. Se presenta en cristales idiomorfos de 0,3 mm. de diámetro medio.

Es prácticamente incoloro, algo crema rosado.

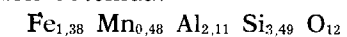
Los resultados de los análisis son:

	% en óxidos	Núm. de cationes en la fórmula
SiO ₂	46,52	3,4876
Al ₂ O ₃	23,84	2,1068
FeO	21,99	1,3790
MnO	7,65	0,4857
TOTAL	100,00	

El oxígeno ha sido calculado por estequiometría.

El número de cationes se ha calculado sobre la base de 12 átomos de oxígeno.

Composición obtenida:



que corresponde a un término de la serie almandino-espesartina, más próximo al almandino.

REEMPLAZAMIENTOS

Los reemplazamientos tienen distribuciones y formas irregulares. Sólo representan algunas unidades por ciento del volumen total de la pegmatita. Estas características son propias de formaciones pegmatíticas, UEBEL, P. J. (1977).

Todos los reemplazamientos que se van a describir originan cristales de menor tamaño que los preexistentes reemplazados, lo que concuerda con la teoría general de JAHNS, R. H. (1982).

Moscovización

Existe una moscovización que en ocasiones es ya una sericitización, que se desarrolla por zonas intergranulares, planos de crucero, microfracturas de zonas trituradas, etc.

En bastantes ocasiones la moscovización se manifiesta en forma de haces fibroso-radiados, como suele ser característico en las pegmatitas.

Los reemplazamientos en pegmatitas suelen tener interés económico, principalmente en el caso de las moscovitaciones por los contenidos en litio, pero ya hemos hecho notar que no es este el caso.

La moscovización penetra por fracturas y rodea a cristales de plagioclasa, feldespato potásico y turmalina.

Albitización

Este proceso está mucho menos extendido que la moscovización. Se desarrolla principalmente sobre feldespato potásico, siguiendo direcciones cristalográficas del mismo y microfracturas.

Potasificación

Reemplazamiento débilmente desarrollado. Afecta principalmente a la plagioclasa, desarrollándose a partir de los bordes de sus cristales, planos de macla y microfracturas.

RESUMEN DEL ESTUDIO DE LAS PEGMATITAS

Las pegmatitas graníticas estudiadas están encajadas en rocas metamórficas y sin relación directa espacial con intrusiones graníticas.

La inyección y cristalización de estos cuerpos es inmediatamente posterior a la fase principal de metamorfismo regional.

Según la clasificación petrogenética de pegmatitas graníticas de GINSBURG, corresponden a pegmatitas del tipo III, es decir, pegmatitas micáceas (GINSBURG et al., 1979).

En la clasificación de las pegmatitas que hace RUDENKO corresponderían a pegmatitas moscoví-

ticas, es decir, a aquellas que contienen moscovita entre sus componentes y se emplazan en niveles profundos (RUDENKO et al., 1975).

GINSBURG establece para las pegmatitas graníticas una relación entre el grado de metamorfismo de las rocas encajantes y el tipo de pegmatita; es lo que él llama «regla de correlación facial» (GINSBURG, A. I., et al., 1979), pero esta relación tan estrecha se ha demostrado que presenta desviaciones importantes (CERNY, P., 1982). De todas formas, se confirma que las pegmatitas micáceas estudiadas están confinadas por debajo de la isograda de la sillimanita, que las separaría de las pegmatitas cerámicas estériles que están en el campo de la sillimanita.

Los reemplazamientos descritos se han originado después de la cristalización de la fase silicatada, o incluso antes de cristalizar totalmente la misma. Son debidos a la fase acuosa supercrítica residual que se supone relativamente importante y ha sido la que al favorecer la difusión de los materiales ha producido la interacción entre la parte de pegmatita consolidada y los fluidos acuosos.

POSIBILIDADES ECONOMICAS

En España el 40 por 100 de la producción de feldespatos se extrae de pegmatitas, VÁZQUEZ GUZMÁN, F. (1987) y los mayores productores-exportadores de feldespatos lo obtienen de estas mismas rocas.

En la comercialización de las materias primas feldespáticas, los caracteres de mayor importancia, además de las propiedades físicas (punto de fusión, densidad, dureza, etc.) son la composición química y la granulometría. En cuanto a la composición química es determinante la cantidad de álcalis, hierro y alúmina. El contenido en álcalis es de gran importancia en la totalidad de la utilización de los feldespatos y es apreciado un alto contenido de los mismos.

La clasificación comercial de los feldespatos viene determinada por el contenido en álcalis dividiéndose en:

Feldespatos sódicos $(\text{Na}_2\text{O}) \geq 7\%$
 Feldespatos potásicos $(\text{K}_2\text{O}) \geq 10\%$

Las pegmatitas estudiadas presentan una heterogeneidad en cuanto al contenido de sus com-

ponentes minerales. Los valores que se pueden manejar son: Plagioclasa con contenidos comprendidos entre 60-10 por 100, con un promedio del 35 por 100 del volumen total de la pegmatita. Cuarzo: entre el 50-10 por 100 con un promedio del 28 por 100. Feldespato potásico: entre el 55-5 por 100, con un promedio del 35 por 100. Moscovita: varía entre 25-0 por 100, con un valor medio del 10 por 100.

La plagioclasa de las pegmatitas estudiadas contiene 10,33 por 100 de Na_2O y el feldespato potásico tiene un contenido en K_2O de 13,31 por 100, ambos feldespatos cumplirían la cantidad requerida para ser vendibles.

El contenido en Al_2O_3 de los feldespatos es importante cuando se van a utilizar para vidrios, gres, etc., requiriéndose a veces contenidos superiores al 17 por 100, porcentaje que es alcanzado por el feldespato potásico (17,18 por 100) y más ampliamente en la plagioclasa (feldespato sódico), 21,29 por 100.

Los feldespatos analizados están exentos de impurezas colorantes como óxido de hierro.

Componentes minerales que contengan hierro en las pegmatitas estudiadas son turmalina, granate y, en cantidad notablemente inferior, moscovita. Dado que la presencia de granate es esporádica, sólo serían minerales a separar turmalina, principalmente (como impureza colorante), y moscovita.

Ya se ha visto que los feldespatos de estas pegmatitas no presentan problema ni en cuanto a su tamaño de grano, ni en cuanto a especificaciones de tipo químico, por lo que se podría llegar a un aprovechamiento de las mismas por medio de flotación y separación magnética, obteniendo concentrados de cuarzo, de feldespatos alcalinos y de moscovita. Dado que, en conjunto, estos minerales representan un 94 por 100 del volumen total, se podría llegar a un aprovechamiento integral de estos depósitos pegmatíticos.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a D. Ramón Álvarez Rodríguez, director del Laboratorio Centralizado de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid, las facilidades dadas para la realización de los análisis de los

minerales, así como su valioso asesoramiento. Igualmente deseo agradecer a D. Fernando Vázquez Guzmán la lectura y comentarios a este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- CAPOTE, R. (1973): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del N de la provincia de Avila*. Bol. Geol. Min., 86, pp. 209-228.
- CERNY, P. (1982): *Anatomy and classification of granite pegmatites*. Mineralogical Association of Canada. Short course in granite pegmatites in Science and Industry, vol. 8, pp. 1-39.
- GINSBURG, A. I.; TIMOFFEYEV, I. N., and FELDMAN, I. G. (1979): *Principles of geology of the granitic pegmatites*. Nedra Moscow, 296 pp.

IGME: *Cartografía y memoria de la Hoja de Las Navas del Marqués*, núm. 532 (inédita).

JAHNS, R. H. (1982): *Internal evolution of pegmatite bodies*. Mineralogical Association of Canada. Short course in granitic pegmatites in Science and Industry, volumen 8, pp. 293-327.

PICHAVENT, M. (1983): *Melt-fluid interaction deduced from studies of silicate $\text{B}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$* . Bulletin de Minéralogie, 106, pp. 201-211.

RUDENKO, S. A.; ROMANOW, V. A.; MORAKHOVSKIY, V. N.; YARASOV, E. B.; GALKIN, G. A., and DOROKHIN, V. K. (1975): *Conditions of formation and controls of distribution of muscovite objects of the North-Baikal muscovite province, and some general problems of pegmatite consolidation*. Muscovite pegmatites of the USSR, Nanka Leningrad, pp. 174-182.

UEBEL, P. J. (1977): *Internal structure of pegmatites its origin and nomenclature*. N. Jb. Miner. Abh. 131, 1, pp. 83-113.

VÁZQUEZ GUZMÁN, F., y MARINA, E. F. (1987): *The mining industry in Spain*. I. G. M. E.

Recibido: Julio de 1988.

INFORMACION



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

NOTA INFORMATIVA

Por Real Decreto de fecha 28 de octubre de 1988, el Instituto Geológico y Minero de España —IGME— ha cambiado su denominación por la de *Instituto Tecnológico GeoMinero de España —ITGE—*. Este cambio se corresponde con una de las acciones contempladas en el objetivo general de mejorar la imagen institucional, que es uno de los nueve diseñados en el Plan Estratégico del ITGE, recientemente aprobado por su Consejo General, que se está implantando en el Instituto.

Las finalidades fundamentales de este Plan se pueden resumir diciendo que se va a sintonizar con los problemas geológico-mineros en forma más próxima, persiguiendo una mejor rentabilidad. Para ello se precisa seleccionar y definir las prioridades que exige la sociedad, trabajando con rendimiento óptimo, científico y técnico, dentro de un alto nivel TECNOLÓGICO, como corresponde a un Organismo Público de Investigación, adscrito al Ministerio de Industria y Energía.

Geología, Aguas Subterráneas, Minería y Medio Ambiente son las grandes áreas técnicas del ITGE, sobre la infraestructura geológica que se completará y actualizará, pues sus fines y funciones se corresponden con las antiguas del IGME, o sea el «Servicio Geológico de España», sobre el que se aplican las nuevas tecnologías y se colabora para llegar a producir los nuevos materiales, utilizando el lenguaje propio, exclusivo, técnico, de la ciencia o arte geológico-minero.

La nueva denominación es más acorde con la nueva etapa del Instituto que, sobre la base real actual, contempla y define su futuro, preparando su estrategia y tácticas óptimas para iniciar el siglo XXI, que se presenta con un ingente aporte científico y el reto de la innovación tecnológica. En este sentido, en el Plan Estratégico se toman hoy decisiones para mañana y se preparan las que habrá que tomar en el futuro, al ir explorando la riqueza de los recursos geológicos de España.

INFORMATIVE NOTE

By Royal Decree of 28th October, 1988, the name of the Instituto Geológico y Minero de España —IGME— was changed to that of *Instituto Tecnológico GeoMinero de España —ITGE—*. This change is the result of one of the measures included in the overall objective to improve the institutional image and this, in turn, is one of the nine global objectives included in the ITGE Strategic Plan, recently approved by its General Council and at present being introduced in the Institute.

The chief objectives of this Plan are a more specific and profitable approach to geological and mining questions. To this end it is necessary to select and define the priorities required by the society at large and to work with optimum efficiency, both scientifically and technically, at a high technological level, as is required of a Public Investigation Center, depending from the Ministry of Industry and Energy.

The main technical areas covered by ITGE are Geology, Underground Waters, Mining and Environment, based on the since its objectives and functions are the same as the old functions of IGME, that is to say, the Spanish Geological Service, applying new technologies and establishing cooperations in order to produce the new material, using the specific technical language of the sciences of geology and mining.

The new name is more in line with this new phase of the Institute during which, starting from the present situation, the future is going to be defined, by preparing strategies and optimum techniques in order to initiate the 21st century. In this sense, in the Strategic Plan decisions are taken today for tomorrow, and the bases are laid for those other decisions to be taken in the future, as work proceeds to investigate and analyse the wealth of geological resources present in Spain.

CONFERENCIA DEL DIRECTOR GENERAL DE MINAS EN EL CLUB ESPAÑOL DE LA MINERÍA

El pasado 26 de octubre de 1988 tuvo lugar la Apertura del Curso 1988-89 del Club Español de la Minería, con una conferencia del recientemente nombrado Director General de Minas, D. Enrique García Álvarez, que presidía el acto acompañado del anterior Director, D. Juan José Cerezuela Bonet; el Presidente del Club, D. Enrique Dupuy de Lôme; D. Emilio Llorente Gómez, Director General del Instituto Geológico y Minero de España; D. Francisco Michavila Pitarch, Director de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid; D. Ginés Moncada Aragonés y D. Rafael Hidalgo, Vicepresidentes Primero y Segundo, respectivamente, del Club Español de la Minería; D. Rufino Gea Javaloy, Directivo del mismo, y D. José Manuel Amor Ramos, Vicepresidente de Confedem y Presidente de Peñarroya.

INTERVENCION DE D. ENRIQUE GARCIA ALVAREZ, DIRECTOR GENERAL DE MINAS

En primer lugar quiero agradecer la invitación cursada para asistir a este acto, por el Club Español de la Minería, a la vez que desearle los mayores éxitos profesionales a mi antecesor y amigo Juan José Cerezuela, que ha dejado el listón muy alto durante la gestión llevada a cabo en su etapa recientemente concluida. Espero continuar el desarrollo iniciado durante dicha etapa en los diferentes ámbitos de la minería en la que, como acertadamente me decía hace algunos días José Ramón Irisarri, empleando un término minero muy oportuno, «hay mucho tajo».

Me gustaría aprovechar la oportunidad que me brinda este contacto con la familia minera para esbozar unas primeras líneas con el intento de transmitir algunos aspectos de la problemática minera, en una visión de corto plazo y en una primera visión de estrategias de cara al futuro.

Distinguiré dos apartados esenciales, el de la minería energética y el de la minería no energética.

En cuanto a la primera, es sabido que la política española del carbón se encuentra definida en el PEN y en las Resoluciones aprobadas por el Pleno del Congreso

de los Diputados en su sesión de 28 de junio de 1984, encontrándose en curso los estudios para su revisión por parte del Ministerio de Industria y Energía.

Nuestra integración en las Comunidades Europeas exige la adaptación a su normativa de nuestra política, teniendo en cuenta especialmente el tratado de la CECA. Dicho muy brevemente, el documento aprobado por el Consejo de las Comunidades en 1986, sobre los objetivos de política energética para 1995, señala, fundamental y específicamente para el carbón, lo siguiente:

- Incrementar el consumo de los combustibles sólidos, dando al mismo una participación prevaiente dentro del consumo energético comunitario.
- Alcanzar una mayor competitividad de la producción comunitaria, condicionando la creación de nuevas capacidades a su viabilidad económica.

Este objetivo para el carbón autóctono constituye un elemento esencial de la política energética comunitaria. Conseguir este propósito requiere más recursos financieros de los que las empresas puedan reunir por sí mismas y la CECA no dispone de los recursos indispensables para cubrir esta carencia. En España, por ejemplo, el volumen de inversión previsto en la minería del carbón supera en los próximos cuatro años los 75.000 millones de pesetas. Para hacer posible la continuidad de las inversiones, la Comisión promulgó la Decisión 2064/86 CECA de 30 de junio de 1986, relativa al «Régimen Comunitario de las intervenciones de los Estados miembros a favor de la industria hullera», cuya validez expirará el 31 de diciembre de 1993. Según esta Directiva, serán ayudas compatibles con el buen funcionamiento del mercado común, si éstas concurren a la realización de al menos uno de los objetivos siguientes:

- Mejora de la competitividad de la industria del carbón, que constituye un elemento esencial de la seguridad de abastecimiento.
- Creación de nuevas capacidades, siempre que éstas sean económicamente viables.
- Solución de los problemas sociales y regionales vinculados a la evolución de la industria del carbón.

En cuanto a la política energética española, el PEN vigente y las citadas Resoluciones del Congreso se fundamentan en el objetivo estratégico general de disminuir la dependencia del exterior; reduciendo la vulnerabilidad, la dependencia del petróleo y la diversificación del abastecimiento, cuidando especialmente del carbón autóctono. También señala, que la producción se fomentará estableciendo estímulos a las inversiones para nuevas explotaciones o para ampliación de las existentes, en condiciones económicamente rentables. Asimismo, el carbón importado, para la producción de electricidad, se le asigna un carácter complementario al nacional, en las cantidades necesarias para las centrales costeras.

Respecto a la política de precios, recordemos que nuestra incorporación al tratado de la CECA implicó su puesta en régimen de libertad para el carbón termo-eléctrico.

Podemos concluir afirmando, como resumen de lo anterior, la existencia de una concordancia efectiva entre nuestra política para el carbón y la comunitaria. ¿Qué fundamentos de apoyo tenemos hoy disponibles para poner en práctica lo dicho?

En primer lugar tenemos el Nuevo Sistema de Contratación de Carbón Termoeléctrico (NSCCT), suscrito entre UNESA y CARBUNION, y que es conocido por todos vosotros.

Creemos que el NSCCT es un pilar básico para el aprovechamiento de nuestros yacimientos y el auto-abastecimiento de carbón en condiciones satisfactorias. Los suplementos de precio constituyen un apoyo decidido para aquellas empresas que pueden mejorar su situación económica, o precisar de ayudas que permitan escalar las reducciones de actividad que sean inevitables en un contexto socio-regional.

Es muy importante además —yo lo considero trascendente—, el cambio que en la cultura empresarial introduce este proceso, que obliga a introducir criterios homogéneos de planificación y control en las empresas, que salvando excepciones, eran poco usuales en el sector.

A nadie se nos oculta la dificultad que está teniendo —aunque afortunadamente ya se ha avanzado mucho— la asimilación de estos criterios, cuya lectura ha sido tergiversada en ocasiones, unas veces pretendiendo ver detrás un gesto para llevar al cierre más rápido posible la minería y otras al rechazo por algunos de los elementos implicados, de las reglas de rigor y juego limpio que el sistema requiere.

A corto y medio plazo, tenemos como objetivo un desarrollo sensato del contenido del Acuerdo Marco, que unido a un respeto de las bases en las que éste se sustenta, son el mejor procedimiento para apuntalar el futuro del carbón y hacia el cual deben converger las responsabilidades de las empresas, tanto mineras como eléctricas, de la Administración, tanto Central como Autonómica y municipal de las fuerzas sociales.

A largo plazo, superado ya el corto, estoy personalmente convencido del porvenir próspero que debe tener el carbón, con el reto medioambiental, reto tecnológico superable, como objetivo prioritario.

Respecto a las ayudas de la Administración Central, propiamente dichas, están constituidas fundamentalmente por las que el Ministerio de Industria y Energía ha establecido en el ámbito de sus competencias. Así, mediante la Orden Ministerial del 20 de octubre de 1987, que afecta tanto a los combustibles sólidos como a las restantes sustancias minerales, se apoyan expresamente:

- Los proyectos de investigación geológico-minera.
- Los proyectos de investigación y desarrollo tecnológico.
- Las inversiones productivas.
- Los proyectos de medio ambiente.

Además, existe la línea del Banco de Crédito Industrial de apoyo a las inversiones en Seguridad Minera y la nueva estrategia del Instituto Geológico y Minero de España, que se potenciará como Instituto Tecnológico con especial incidencia en la minería, a la que prestará una eficaz ayuda.

Existen, además, otras acciones de apoyo desde las Comunidades Europeas y otros órganos, como OCICARBON y las propias Comunidades Autónomas.

Hecho este repaso somero de cuál es el entorno de nuestro carbón y de las herramientas de política carbonera disponibles, cabe preguntarse sobre las potenciales ventajas competitivas de este sector.

Tres ventajas se pueden apuntar:

- España dispone hoy de unos recursos de carbón relativamente importantes en comparación a otras fuentes de energía.
- Nuestras producciones, salvo en un reducido número de empresas, se consiguen en una banda de precios competitivos dentro del entorno comunitario.
- Existen importantes reservas extraíbles a cielo abierto, actualmente restringidas de forma transitoria por una demanda insuficiente.

Ello nos permite vislumbrar como alcanzable el objetivo de un autoabastecimiento energético primario del orden del 45 por 100 (PEN), hoy inferior al 40 por 100, que sólo será posible apostando por el carbón.

Les decía al principio que otro apartado esencial de la minería es el «no energético». Si nos referimos a la minería metálica, la sustitución de las materias primas metálicas tradicionales por otros materiales nuevos, generalmente sintéticos, así como la presión de los minerales procedentes de terceros países con yacimientos de mejores leyes, y con costes de producción inferiores, no favorece a nuestro país. Salvo los metales preciosos, los metales raros (níquel, cobalto, etc.) y el cinc, que parecen tener hoy un futuro estable, se hace necesario plantear estrategias amplias a nivel de CEE, deficitaria en estas materias primas. En este sentido, estamos trabajando para definir una posición suficientemente sólida, y aprovechar la oportunidad de la presidencia española; a la vez que introducir esfuerzos de diversificación em-

presarial en las empresas del sector. El pacto inteligente con los grupos internacionales que dominan el mercado de los metales, y la búsqueda de nuevos segmentos de mercado son, obviamente, estrategias complementarias.

Si nos referimos a la minería no metálica, nos encontramos con dos áreas, la de los mercados fuertemente invadidos por países con mayor impacto competencial (fluorita, magnesita, potasas), cuya estrategia es similar a la anterior, y la de los mercados en expansión, tales como las arcillas, sustancias que entran en la fabricación de nuevos materiales, las rocas ornamentales y los materiales naturales de la construcción. En estas áreas se puede vaticinar un futuro prometedor, donde deben in-

corporarse el valor añadido del diseño y la introducción de las nuevas técnicas de marketing.

No quisiera terminar sin resaltar el gran nivel tecnológico de la industria minera europea y española, conservar este «know-how» y potenciarlo, requiere contar con instalaciones comunitarias donde esa formación se realice, todo ello como actividad necesaria para el mantenimiento avanzado de las industrias de bienes de equipo y el desarrollo de nuestro sector. La posición de España puede y debe ser relevante en este contexto.

Muchas gracias.

Mineros destacados del Siglo XIX

Justo Egozcue y Cía. 1833-1900

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

1. ANTECEDENTES FAMILIARES

Este insigne geólogo, natural de Pamplona (28 de mayo de 1833) procede tanto por la línea paterna como por la materna de dos ilustres familias navarras, que en varias ocasiones presentaron ante los tribunales de Navarra el reconocimiento de nobleza, resueltos satisfactoriamente.

El linaje de los Egozcue procede del lugar de Ciga, del Valle del Baztán, de gran nobleza y antigüedad. Su antepasado Francisco de Eslava y Egozcue, como propietario del palacio de Egozcue, solicitó (1665) el privilegio de asiento en Cortes, lo que le fue concedido. Según costumbre navarra, se antepone el apellido del palacio que daba lugar al llamamiento a Cortes, y por eso sus descendientes antepusieron el Egozcue, como nietos de Graciosa de Egozcue, al de Eslava propio de su esposo, Gaspar de Eslava.

Los descendientes de la casa de Cía, del lugar del mismo nombre, fueron titulares del palacio de Sanchoarena. De esta noble familia era el tío de Justo, ilustre geólogo Policarpo Cía y Francés (1817-1867), cuya biografía hemos publicado dentro de esta serie.

Cursadas las primeras enseñanzas con su familia y en los colegios religiosos de Pamplona, siguió en el Instituto de Pamplona las enseñanzas para alcanzar el título de Bachiller en Filosofía.

2. ESTUDIOS SUPERIORES

Creado el «Colegio Científico» (R. D. de 19 de noviembre de 1835), donde deben cursarse los estudios prepa-

ratorios para las carreras de ingenieros de minas y de caminos, decide Egozcue, orientado por su tío Cía, trasladarse a Madrid, donde siguió brillantemente las enseñanzas, eligiendo posteriormente la carrera de Ingeniero de Minas. En estos estudios tuvo profesores competentes, entre los que destacaron los ingenieros Miguel Merino y Melchor (183...-1905) y José Morer y Abril (183...-1906).

Ingresó en la Escuela de Minas el año 1854, y tuvo el número 391 de la relación general de Ingenieros de Minas. Durante la época de sus estudios en la Escuela de Ingenieros de Minas se distinguió entre sus compañeros por su espíritu reflexivo y madurez de juicio.

3. DESTINO EN ALMADEN

Terminada la carrera de Ingeniero, pasa destinado al establecimiento minero de Almadén (13 de julio de 1858) y posteriormente al Distrito Minero de Córdoba (10 de agosto de 1859), volviendo a los pocos meses (5 de marzo de 1860) al establecimiento de Almadén.

Desde su incorporación al establecimiento de Almadén quedó integrado en el claustro de profesores de la Escuela Práctica de Minas, primero como profesor de matemáticas y cuando regresó de Córdoba como profesor de mineralogía y, posteriormente, de laboreo.

Fue promovido a subdirector de la escuela (1864), como disponía el reglamento, bajo las órdenes del director de la Escuela de Ingenieros, que era su tío Policarpo Cía y Francés, quien la desempeñaba de manera interina por su enfermedad, actuando como director

interino el mártir de Almadén José de Monasterio y Correa (1819-1874).

Por necesidades del servicio (febrero de 1866) lo trasladan a Málaga, como jefe de aquel distrito minero. Los servicios de los distritos no eran del agrado de Egozcue, por considerarlos rutinarios, de poco lustre y apartados de su afición al estudio y la investigación.

4. ESCUELA DE INGENIEROS DE MINAS

Enterado de la vacante de la cátedra de geología y palcontología de la Escuela de Ingenieros de Minas de Madrid, realiza las gestiones oportunas, cerca de su director Monasterio, quien tenía una magnífica impresión de este ingeniero por su actuación en las minas de Almadén y en la escuela práctica de minas de la misma localidad, apoya sus deseos y es designado (junio de 1866) profesor de las disciplinas mencionadas. Su primera intervención como profesor de ambas asignaturas fue la actualización de los dos programas, y la preparación de su tratado de paleontología para el curso (1867-1868), impreso por sus discípulos, ejemplar rarísimo por el reducido número de su tirada. También se imprimió (1868) otro titulado «Nociones de Geología de España».

Durante su tiempo de profesor se trataron temas muy interesantes en las sesiones del claustro donde tomó parte activa. Una de las fundamentales era el deseo presentado por el Ministro de Fomento, Manuel de Orovio, de potenciar las enseñanzas de la Facultad de Ciencias, y para ello dictó una R. O. (4 de mayo de 1868), recordatoria del R. D. (24 de octubre de 1866), donde se establecía que después de hacer los ejercicios de ingreso en las escuelas de cuerpo, se siguiesen tres cursos en la facultad de ciencias, seguidos de tres años en las escuelas respectivas. El claustro fue dando largas a estas ideas, hasta el cambio de titular del Ministerio. El nuevo ministro, Manuel Ruiz y Zorrilla (1833-1895), después de consultar a los directores de las tres escuelas de ingeniería, acepta la idea de su antecesor de reorganizar la enseñanza, consistente la idea fundamental en lo referente al ingreso, en dejar independiente la vitalización de la lánquida facultad de ciencias y organizar una escuela politécnica, para los primeros estudios, dejando como había estado la enseñanza del ingreso en manos de la enseñanza libre, constituyendo sus disciplinas todas las matemáticas, elementales y superiores, y una buena parte de las ciencias denominadas en aquella época físico-químicas. Esta disposición sólo se refiere a las escuelas de cuerpo o ingenierías clásicas, caminos, minas y montes, por elló para la ingeniería industrial quedaban las facultades de ciencias. En el proyecto se establecían después del ingreso cuatro cursos en minas y caminos y tres en montes.

Varias sesiones del claustro de profesores se dedicaron a

la redacción del reglamento de la escuela, sancionado por Francisco Serrano Domínguez (1810-1885).

Reducidas las plantillas de los cuerpos de ingeniería, por el gobierno de Amadeo de Saboya (R. D. de 1 de septiembre de 1871), quedan reducidos los diversos escalafones a la mitad, pasando los sobrantes a la situación de excedentes con la mitad del sueldo (R. O. de 7 de septiembre de 1871). Se encuentra entre los afectados Egozcue. Inmediatamente rectifica el ministro (R. O. de 9 de septiembre de 1871) y aclara que quienes desempeñan el cargo de profesores de las escuelas de ingenieros no les afecta la disposición, continuando con el cobro del sueldo, que por su categoría les corresponde.

Siempre tuvo Egozcue una buena impresión minera de los fosfatos de Extremadura, insistiendo reiteradamente, cerca de Monasterio, sobre la conveniencia de realizar un estudio geológico de dichos fosfatos, simultáneamente con la formación de la carta geológica de ambas provincias, y preparar una colección de rocas y otra de minerales de dichas provincias. Propuesto el asunto, a petición de varios profesores, a la junta del claustro, acuerdan elevar la idea a la superioridad (28 de marzo de 1872), mereciendo la aceptación y disponiendo (R. O. de 10 de junio de 1872) que durante los meses de vacaciones en la escuela (julio y agosto) efectuasen dicho estudio, el profesor Egozcue en colaboración con un ingeniero y un auxiliar facultativo de la Comisión de la Carta Geológica. Debido a la importancia industrial de estos estudios, se dispuso (O. de 10 de mayo de 1873) fuesen ampliados por la Comisión del Mapa Geológico. Los científicos integrados en este plan fueron el ingeniero Lucas Mallada y Pueyo (1841-1921) y el auxiliar de minas Manuel Pato y Quintana (1838-1908), considerado como reflexivo y sereno y dotado de cualidades sobresalientes. Fruto de estos trabajos fue la «Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres» (1876), de la que son autores Egozcue y Mallada. Con motivo del estudio, se intensificó la explotación de los criaderos de fosfatos estudiados, principalmente las fosforitas de Logrosán.

La Comisión del Mapa Geológico pasaba por momentos difíciles, Monasterio mueve sus influencias en los medios republicanos para que la Dirección General de Agricultura, Industria y Comercio tuviese un solo laboratorio, bien equipado y que fuese el de la Escuela de Minas. El tema era bien visto por Egozcue y se logra la oportuna disposición (1873) pasando a la escuela todo el material, reteniendo únicamente en la Comisión el necesario para pequeños ensayos.

Tras el atentado en Almadén contra Monasterio (4 de julio de 1874) le sucede en la dirección de la Escuela Anselmo Sánchez Tirado (18...-1833). Durante esta dirección tiene Egozcue activas intervenciones en temas como la constitución de la Fundación Gómez Pardo, los actos conmemorativos (1877) del centenario de la Real Academia de Minas de Almadén. También le da trabajo la preparación de otro reglamento de la Escuela de Minas. Cuando los fondos lo permitían organizaba con los alum-

nos de la Escuela las correspondientes excursiones y campamentos geológicos.

La salud de Egozcue se resiente, la indisciplina de los alumnos de la escuela, iniciada con la república (1873-1874) no le agrada, se acuerda del bajón dado por motivos de salud en las actividades de su tío Policarpo Cía y, como estaba recién ascendido (1 de octubre de 1879), decide pedir la jefatura del Distrito Minero de Galicia.

Como premio a su labor en el profesorado, le propuso el ministro de Fomento, Conde de Toreno (1786-1843) para la concesión de la Cruz de Isabel la Católica (Ministerio de Estado, caja núm. 204), concedida por Amadeo de Saboya (23 de enero de 1871), en conmemoración del aniversario de su coronación.

5. LA COMISION DEL MAPA GEOLOGICO

De los distritos mineros correspondientes a su categoría como jefe estaba vacante, solicitó y fue destinado al de Galicia (1879), donde permaneció hasta 1883, en que ya se encontraba repuesto. Este año, tras su petición de la plaza vacante de subdirector de la Comisión del Mapa Geológico, el director de la Comisión (1873-1895), Manuel Fernández de Castro (1825-1895), apoyó en todo momento los deseos de Egozcue, complaciendo sus aspiraciones. Durante su estancia en Galicia conoció y trató a Charles Barrois (1851-1939), joven geólogo natural de Lille, quien había iniciado (1877) los estudios del Paleozoico gallego ampliado con el asturiano, finalizado en 1882, publicando el correspondiente trabajo en las memorias de la Sociedad Geológica del Norte de Francia. Una traducción reducida y comentada por Egozcue fue publicada en las memorias de la Comisión del Mapa Geológico (1883). Desempeñó la subdirección del Instituto hasta (4 de diciembre de 1891), en que ascendió a Inspector General del Cuerpo de Ingenieros de Minas, quedando afecto a la Junta Superior Facultativa de Minas, simultaneada con la vocalía de la sección inspectora del Mapa Geológico.

Consecuencia del fallecimiento de (5 de mayo de 1895) Fernández de Castro, fue designado como Director del Mapa Geológico, desempeñando el cargo hasta su fallecimiento (24 de marzo de 1900).

Durante su dirección se inició la publicación por su discípulo predilecto, Lucas Mallada y Pueyo (1841-1921) de los tres primeros tomos de la serie de siete titulada «Explicación del Mapa Geológico de España», idea defendida desde la subdirección de la Comisión por considerarla imprescindible y complementaria de la cartografía a escala 1/400.000.

Tuvo Egozcue la satisfacción, con motivo del falle-

cimiento (5 de junio de 1890) del doctor en medicina Angel Guirao, titular de la medalla núm. 23 de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, le propusiesen (4 de noviembre de 1890) para cubrir la plaza, los académicos Manuel Fernández de Castro, Federico de Botella y de Hornos y Daniel de Cortázar y Larrubia. Efectuada la votación (3 de diciembre de 1890) dio como resultado 14 votos para Egozcue, tres para Espejo y uno para Azcárate. En la solemne toma de posesión (14 de mayo de 1893) pronunció el discurso titulado «Concepto y límites naturales de la especie en el mundo orgánico», contestando en nombre de la Real Academia el numerario Daniel de Cortázar.

Durante los últimos meses de su dirección, quedó ciego por cataratas, produciéndole gran pena y angustia no poder continuar en sus trabajos científicos, apoderándose de él una tristeza, finalizada con la muerte.

6. PUBLICACIONES EGOZCUE Y CIA, JUSTO

Tratado de paleontología. Escuela especial de Ingenieros de minas. Madrid, 1868. Imp. Francisco Hernández, 670 pp., 8 estados, 9 láms.

Nociones de geología de España. Madrid, 1868, 153 pp.

Noticias geológicas y paleontológicas (1868).

Versiones y comentarios a los principales trabajos referentes a España publicados por geólogos extranjeros (1868).

Notas acerca de la constitución geológica del suelo de Arnedillo, y explicación de un accidente que se suponía volcánico, ocurrido el 1 y 2 de abril de 1875. Bol. de la Comisión del Mapa Geol., 1875, II, p. 241.

Memoria acerca de las minas y fábricas de Almadén. Es una traducción con comentarios y ampliaciones del trabajo del ingeniero H. Kuss. Bol. de la Comisión del Mapa Geol., V, 1878, p. 329.

Catálogo de los fósiles presentados por la Comisión del Mapa Geológico de España, en la exposición de minería celebrada en Madrid en 1883. Bol. de la Comisión del Mapa Geol., X, 1883, p. 119.

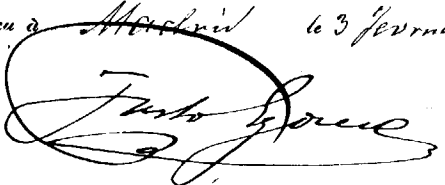
Investigación sobre los terrenos antiguos de Asturias y Galicia por Charles Barrois (1851-1939). Bol. de la Comisión del Mapa Geol., X, 1883, p. 177.

Concepto y límites naturales de la especie en el mundo orgánico. Discurso de ingreso en la R. Acad. de Ciencias Exac., Fís. y Nat., Madrid 14 de mayo de 1893.

Traducción y adiciones al trabajo de G. Cottrau titulado Descripción de los equínidos fósiles de la isla de Cuba, Madrid, Viuda e Hijo de M. Trillo, 98 pp., 1895.

En colaboración

Con Lucas Mallada y Pueyo, Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres. Memorias de la Comisión del Mapa Geol., IV, Madrid, 1876, 368 pp. y 5 láms.

Justo a Madrid le 3 fevrier 1899.


7. BIBLIOGRAFIA

Libros de actas de las juntas de profesores de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas. Se inician en 1849.

Libros de actas de la Junta Superior Facultativa de Minería. Se inician en 1849.

LÓPEZ DE AZCONA, J. M., y MESEGUER Y PARDO, J.: *Contribución a la historia de la geología y minería españolas*. Madrid, 1964, 130 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: *La enseñanza de la minería en el mundo hispánico*. Madrid, 1979, 200 pp.

MALLADA Y PUEYO, L.: *Ilmo. Sr. D. Justo Egozcue y Cia. Inspector General de Minas*. Rev. Minera, Metalúrgica y de Ingeniería, núm. 1.770, Madrid, 1 de abril de 1900.

Palinofacies del Pérmico en Europa Occidental y en otras regiones

Por J. F. FONOLLA OCETE (*)

I. CARACTERISTICAS GENERALES DEL PERMICO

En el Pérmico las condiciones paleoclimáticas han tenido una gran influencia sobre las características peculiares de los materiales sedimentarios, así como la distribución y diversidad de la flora. Tillitas y carbones abundan en el Continente de Gondwana; contrariamente, evaporitas, calizas recifales, lechos carbonosos (poco abundantes) y sedimentos rojos caracterizan las rocas sedimentarias de los continentes del hemisferio Norte. En Europa Central los cambios climáticos se reflejan en los sedimentos: Los niveles inferiores del Pérmico (Rotliegende) constituidos por fanglomerados feldespáticos nos indican un clima árido o semiárido, y los cuatro ciclos sedimentarios del Zechstein (representados por evaporitas, calizas y pizarras arcillosas) representan transgresiones marinas durante el plegamiento de las cuencas en el Pérmico Superior, y reflejan un clima árido y cálido. Quizá estos cambios se deban, en gran parte, a oscilaciones del volumen de los hielos polares y sus derivaciones sobre los continentes. Tanto los animales como las plantas reflejan evidencias de gradientes latitudinales en su distribución. Los animales se desplazan (aparecen) hacia latitudes medias y altas sólo después del cese de las Glaciaciones. En el continente Austral los carbones (=la vegetación) se conocen inmediatamente por encima de los depósitos glaciares, debido al aumento de la humedad en latitudes altas, tal vez provocada por expansión de los mares por transgresiones post-glaciales.

La flora a partir del Estefaniense se distribuye según cuatro «provincias fitogeográficas».

a) Flora euroamericana

Se extiende por Europa, USA (Centro y Este), Africa del Norte y penetra en Asia Occidental. Se caracteriza por la presencia de Lepidodendróceas, Sigillariáceas, Bothrodendróceas, Callipteris, Medullosáceas, Cordaites, Ginkyoales y Coníferas especiales.

(*) Departamento de Paleontología. Universidad Complutense de Madrid.

b) Flora de Cathaysia

Se extiende por China Oriental, Indochina, Malasia y Sumatra, y en USA por Texas, Colorado y Oklahoma. La flora está caracterizada por elementos florísticos especiales, siendo muy abundantes los Gigantopteris (Flora de Gigantopteris), y la escasez de Lycopodíneas y Coníferas. DOUBINGER (1952) establece tres grupos florísticos para esta flora:

1. Grupo de especies euroamericanas.
2. Grupo de especies típicas de Cathaysia.
3. Grupo de especies cathaysianas, pero afines a las europeas.

La flora de Cathaysia en el Westfaliense es muy rica en especies euroamericanas, individualizándose plenamente en el Estefaniense Superior.

c) Flora de Angara

Se extiende desde los Urales al Pacífico (distribuyéndose del Oeste al Sur), representando una flora templada a fría. Se caracteriza por la rareza de Lepidodendróceas, Bothrodendróceas, Sigillariáceas, Coníferas y la presencia de Sphenophyllum y Annularia especiales, entre otros representantes.

d) Flora de Gondwana

Se extiende por el Continente de Gondwana y se caracteriza por una flora de Glossopteris y Gangamopteris, Lycopodíneas especiales y Coníferas especiales. En algunas regiones de China, Brasil, etc., contiene elementos euroamericanos. La flora de Glossopteris es sustituida por la Flora de Dicroidium a finales del Pérmico.

WAGNER, en Turquía, indica la existencia de una flora euroamericana con presencia de elementos de Cathaysia, de Angara y de Gondwana. BROUTIN señala la existencia de formas cathaysianas en Guadalcanal (Sevilla). FONOLLA (1977) notifica la presencia de cierta influencia de flora cathaysiana en la cordillera Ibérica. Asimismo, FONOLLA

(1985) establece la aparición de palinomorfos cathaysianos y de Gondwana en la cordillera Ibérica, cordillera Central y en la cuenca de Puertollano.

II. UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS DEL PERMICO CONTINENTAL EUROPEO

FALKE (1972) divide el Pérmico europeo en tres provincias:

- a) Provincia Norte o Subvariscica. Se extiende por Europa del Norte.
- b) Provincia Central o Variscica. Se extiende por Europa Central, desde Francia al oeste de Polonia.
- c) Provincia del sur o del Verrucano: Comprende los Alpes y Apeninos.

FALKE (1975) propone para Europa Central la división cronoestratigráfica siguiente:

Zechstein Superior
Rotliegende Inferior.

KOZUR (1977) propone para Europa Occidental:

Thuringiense
Saxoniense
Autuniense

Los límites con el Carbónífero Superior presentan una problemática, dada la diversidad de opiniones y criterios de los autores. Por otra parte, el carácter detrítico de los sedimentos, ausencia de fósiles, aislamientos de las cuencas, etc., hacen difíciles las correlaciones entre las mismas.

PALINOFACIES

En Europa Occidental, CLAYTON et al. (1977) establecen dos Palinozonas características para el Autuniense.

Zona de «Vittatina costabilis» (V. C.), Autuniense Inferior

Las asociaciones de palinomorfos de esta zona tienen un «contenido pobre» y se caracteriza ésta por:

- I. Predominio de pólenes monosacados (Potonieisporites spp. y Florinites spp.).
- II. Abundancia relativa de Disaccites non striatiti, Cheiledonites spp. y Vittatina spp.
- III. Continuación de Lundbladispóra gigantea y Laetensina trileta.
- IV. Continúa la presencia, con escasos ejemplares, de Laevigatosporites spp., Punctatosporites spp. y Thymospora spp. (a veces localmente con cierta frecuencia).
- V. Presencia muy rara de Lycospora spp., Triquitrites spp., Spinisporites spinosus y Candidispóra spp.

Estas asociaciones se han reconocido en los «Schistes de Muse» en Autun, en la «Assise de Kusel» en el Palatinat y en diversas Series del Sistema Central y Pirineos.

Nosotros las hemos identificado en la cordillera Ibérica y cuenca de Puertollano (Ciudad Real).

Zona de Disaccites striatiti (DS), Autuniense Superior

Las características principales que distinguen esta zona son:

- I. Predominio de Potonieisporites spp.
- II. Alta representación de Disaccites striatiti.
- III. Continúa la presencia de los representativos Disaccites non striatiti y de Vittatina spp.
- IV. Rara presencia de esporas, con marcada declinación de las esporas monoletes.

Asociaciones reconocidas en la «Basin de Blanzay», «Basin de Brive», «Assise de Sourmulin», «Basin de Autun», «Assise de Kusel» (parte superior) y en la cuenca de Guadalcanal (Sevilla).

CLARKE (1965) establece una zonación para el Pérmico Superior (Zechstein?) de Gran Bretaña en las series de Hilton en Westmorland y de Kimberley cerca de Nottinghamshire, presentando las características siguientes:

- I. Dominio de pólenes «bisacados», en alto porcentaje las formas striatiti (Lueckisporites virkkiae).
- II. Presencia de formas non striatiti (Klausipollenites, Falcisporites, Illinites, etc.).
- III. Presencia de pólenes monosacados (Perisaccus, Potonieisporites, Vestigisporites y Nuskoisporites).
- IV. Abundancia de Cycadopites rarus.

Para este autor el Pérmico Superior europeo presenta gran uniformidad.

SCHAARSCHMIDT (1963) separa el «Zechstein» del «Rotliegende» por la presencia de Lueckisporites virkkiae, Klausipollenites schaurbergeri y Striatosporites richteri.

En España ha sido identificado el Pérmico Superior en el sector Molina de Aragón-Albarracín (PÉREZ-ARLUCEA, 1985), en la zona de Landete (BOULOQUARD y VIALARD, 1971) y en Albarracín y Talayuelas (VIALARD, 1973). Nosotros lo hemos identificado en Albarracín, Sierra de Talayuelas (FONOLLA, inédito).

III. EL PERMICO EN OTRAS REGIONES

1.º Continente Euroamericano y Rusia

JANSONIUS (1962) indica que el conjunto de Palinomorfos del Pérmico Superior de Canadá es semejante al de Europa Occidental, predominando los pólenes bisacados, y de forma particular los bisacados striatiti.

WILSON (1962) y JIZBA (1962) encuentran en USA, en el «Mid-Continent area», Kansas, Texas y Oklahoma asociaciones similares a las británicas.

El Pérmico ruso está constituido por pólenes «bisacados striatiti» y formas semejantes a Vittatina asociadas a Florinites, Cycadopites, pólenes «bisacados non striatiti» y a pólenes monosacados. En su parte inferior están presentes esporas triletas.

2.º Continente de Gondwana

Los palinomorfos asociados a depósitos periglaciales se caracterizan por el predominio de pólenes monosacados (Parasaccites y Potonicisporites). Por otro lado, los sedimentos inmediatamente pre y postglaciales incluyen los primeros pólenes bisacados y taeniados (taeniatae bisacate) que se corresponden con la aparición de los Glossopteris.

En el Pérmico Superior, los abundantes pólenes monosacados declinan, aumentando los pólenes bisacados-taeniados (Protohaploxypinus). Los estratos superiores se caracterizan por el predominio de pólenes bisacados «taeniados» y «no taeniados». En niveles más altos el conjunto de palinomorfos es reducido e incluye esporas triletas «cavate» de lycopodios (Lundbladisporea, Densosporites y «Kraeuselisporites») y pólenes bisacados-taeniados de gimnospermas (Lunatisporites). Inmediatamente le sucede un conjunto que en muchas áreas está caracterizado por esporas monoletas «cavate» (Aratrisporites), correspondiente a un lycopodio costero y ampliamente difundido (del grupo de Pleuromeiaceae). Y por encima, predominan pólenes bisacados «no taeniados» (Alisporites), análogamente a las asociaciones de macroflora con predominio de Diroidium.

a) En *Australia* (BALME y HENNELLY) en el Lower Gondwanian están presentes gran variedad de formas de pólenes «bisacados striatiti», estando asociados a numerosas formas carboníferas de esporas «triletas y monoletas».

b) En la *India* y *Australia* (BHARADAWAJ) son similares entre sí, presentando los pólenes «bisacados striatiti» gran variedad de formas.

c) En *Sudáfrica* y el *Congo* (HART, 1960) las asociaciones de palinomorfos son semejantes a las australianas.

d) En la *Antártida* (SHOPP, 1962), a pesar de la pobreza de palinomorfos, las formas identificadas son abundantes en pólenes similares a los «bisacados striatiti» (Protohaploxypinus - Accinctisporites).

e) En *Brasil* (YBERT et al., 1967) en la Formación Río Bonito (en la cuenca de Charqueadas —al NE de Porto Alegre— en el Estado de Río Grande do Sul) y en otras regiones existe un predominio de pólenes «bisacados non striatiti» y están presentes en casi todos los niveles los pólenes «bisacados striatiti». Por otra parte, la ausencia casi total de esporas monoletas es característica.

IV. EL PERMICO EN ESPAÑA

Son numerosas las zonas en España donde se ha establecido el Pérmico, casi siempre basada su caracterización en sus aspectos litológicos y su contexto geológico. Nos-

otros nos referiremos sólo a aquellas regiones donde ha sido identificado y datado con una base paleobotánica o palinológica.

A) El Pérmico en la Cordillera Pirenaica española

El Paleozoico posthercínico puede dividirse en dos grandes conjuntos, limitados a techo y muro por discordancias angulares, y son:

Conjunto Estefano-Autuniense
Conjunto en facies Saxonense.

GISBERT (1981), en la serie del Cadí, establece unidades informales que facilitan las correlaciones regionales pirenaicas.

Conjunto Estefaniense-Autuniense

Constituido por rocas volcánicas volcano-sedimentarias, detríticas y carbonáticas.

a) Unidad Gris (U. G.)

Formada por los materiales más antiguos (brechas basales, areniscas, conglomerados, lutitas grises y capas de carbón, con intercalaciones de rocas volcánicas). Su coloración dominante es la gris.

NAGTEGAAL (1969) da una edad de Westfaliense a las brechas basales de Aguiró, deducida de la macroflora fósil hallada. GISBERT (1981) establece una edad de Estefaniense B para la asociación de macroflora encontrada en las brechas basales de Argestues.

b) Unidad de Tránsito (U. T.)

Formada por conglomerados, areniscas y rematadas por calizas anqueríticas con ostrácodos, caráceas y estromatolitos. Presentando rocas volcánicas diversas.

En ella se han identificado floras del Autuniense en Gemide la Sal por DALLONI (1930), floras típicas del Estefaniense por ALVAREZ RAMIS et al. (1971), en Surroca-Ogassa, e incluso floras Estefano-Autunienses en Coll de Jou por ROBERT (1980) y DOUBINGER et al. (1978). Esta unidad está atribuida por GISBERT (1981 y 1983) al Estefaniense Superior, sus tramos basales, y al Autuniense, sus tramos superiores.

c) Unidad Roja Inferior (U. R. I.)

Formada por lutitas, tobas ácidas y microconglomerados volcanoclásticos rojos, presentando cambios laterales a rocas piroclásticas.

Se distinguen dos miembros: *Superior*, con un solo ejemplar de Walchia (=Lebachia), y la *Inferior*, de edad Autuniense, según la flora de Gotarta (GISBERT, 1981).

Conjunto de facies Saxonense (U. R. S.)

Separado del anterior conjunto por una discordancia angular y constituido por areniscas y lutitas rojas, costras de caliche y dolomías lacustres con bivalvos. Este conjunto es definido por GISBERT (1981) como «Unidad Roja Superior», y en él abundan restos de huesos de reptiles, caráceas, bivalvos y flora fósiles mal conservados e inclasificables.

Se pueden distinguir las siguientes zonas geográficas con homogeneidad estratigráfica:

1. Pirineo Vasco y Aragón Occidental

Falta la Unidad Gris y un escaso desarrollo del Conjunto Estefano-Autuniense. Por el contrario, existe una importante presencia de las facies Saxonenses.

2. Pirineo Aragón Oriental y Cataluña Occidental

Están desarrollados la Unidad Gris y el Conjunto Estefano-Autuniense con afloramientos casi continuos. Los depósitos de Facies Saxonenses están circunscritos a los bordes occidental y oriental de la región definida.

3. Pirineo Catalán Central

Falta la Unidad Gris, presentando grandes espesores las Unidades Estefano-Autunienses. Las facies Saxonenses están limitadas a series de potencia limitada con afloramientos discontinuos.

4. Pirineo Catalán Oriental

Se caracteriza sólo por los ocasionales retazos de volcanitas del Conjunto Estefano-Autuniense presentes.

SERIES TIPO

a) Pirineo Vasco

Serie de Maya de Baztán (MULLER, 1969); este autor define un Pérmico Inferior (P₁) o «formación de carbonatos» y distingue cinco subformaciones (su conjunto de unos 250 m. de potencia) y según GISBERT (1983) corresponden a las U. T. y U. R. I., habiéndose encontrado una flora fósil en el Pico Ibantelly por ZEILLER (1895), LAMARE (1936) y DOUBINGER/MOULINE (1961), de edad Estefaniense.

En el Pérmico Superior (P₂) o «formación de areniscas y conglomerados» entre 0 a 180 m. de espesor se corresponde con la facies Saxonense.

b) Pirineo Aragón

Serie de Canfranc (VAN DER LINGUEN, 1960). Este autor establece tres tramos para el Pérmico, en el cual no se han encontrado vestigios de fósiles.

c) Pirineo Catalán Occidental

Series de Aguiró y Sierra del Cadí.

c₁) Serie de Aguiró

La Unidad Gris

En tramos de lutita carbonosa, NAGTEGAAL (1969) identificó 13 géneros y siete especies de macroflora. No existe U. T. en Aguiró. Más al O, en Coll de Sos, aparece la Unidad de Tránsito (Pudingas, 110 m., lutitas carbonosas con intercalaciones de arenisca que posee abundante flora-totales 65 m., y bancos de anqueritas con intercalaciones de cineritas y lutitas grises delgadas - totales 50 m.

La Unidad Roja Inferior

Se distinguen dos miembros:

1) Miembro inferior, representado en Coll de Sos y en Aguiró, de espesor casi constante de 50 m.

2. Miembro superior; se desarrolla al O de Aguiró (680 m. aproximadamente de espesor).

Sobre un conjunto alóctono (serie de Gotarta) se ha descrito en el tramo de microconglomerados una asociación de flora y fauna clasificada por BROUTIN y descrita en GISBERT (1981) constituida por cinco géneros y cuatro especies de macroflora, y por una especie de lamelibranchio.

c₂) Serie del Cadí (Seu d'Urgell-Bastida d'Adrahent) (GISBERT, 1981)

Unidad Gris

De unos 100 m. de espesor, constituida por brechas, tobas, areniscas, microconglomerados y lutitas grises.

Unidad de Tránsito

De unos 286 m. de potencia, en su base presenta mineralizaciones radioactivas, carácter que se presenta en todo el Pirineo Catalán Occidental.

En su parte superior existen calizas anqueríticas con estromatolitos, algas, ostrácodos y caráceas mal conservadas.

Unidad Roja Inferior

Miembro inferior (de 500 m.) posee cuerpos areniscosos y sedimentos tufticos.

Miembro superior (de 300 m.)

Constituido por cuerpos detríticos, con menos intercalaciones volcánicas.

Unidad Roja Superior (Facies Saxoniense)

De 520 m. de espesor y está constituida por conglomerados, areniscas, lutitas rojas con costras calcáreas grises.

d) *Pirineo Catalán Central*d₁ *Serie de Campellas (ROBERT, 1980)*

Con 3 a 5 metros de brechas basales en las que ROBERT (1980) identifica asociaciones de palinomorfos y da una edad de Estefaniense-Autuniense.

La serie está rematada por unos 375 m. de materiales piroclásticos y riolitas.

d₂ *Serie de Camprodón*

En las hullas productivas de Surroca-Ogassa; DOUBINGER et al. (1978) y ROBERT (1980), en el Coll de Jou, citan una asociación de flora compuesta por ocho géneros y 10 especies dando al conjunto una edad de Estefaniense C-Autuniense.

e) *Pirineo Catalán Oriental*

Sólo al O de Viure afloran rocas volcánicas riolíticas (40 m.).

Recientemente existen nuevos aportes al conocimiento del Pérmico pirenaico. De los resúmenes del II Coloquio de Estratigrafía, Paleogeografía Pérmico-Carbonífero de España hemos sacado los más interesantes sobre el tema.

ALVAREZ RAMIS (1985) ha identificado el Pérmico (Autuniense Inferior por la presencia de *Sphenopteris* germánica WEISS en el Pérmico leridano, en la localidad de Estac, en un yacimiento recóndito, así como una asociación de palinomorfos constituida por el 55 por 100 de pólenes monosacados (de los que el 30 por 100 corresponden a *Poronieisporites*), las esporas triletas el 30 por 100 y las monoletas el 15 por 100. Este estudio palinológico ha sido realizado en colaboración con DOUBINGER.

BROUTIN y GISBERT (1985), por asociaciones pollínicas, lo identifican en las localidades de Camprodón-Río Ter, Baró y Vehinat de Fogonella. No indican el contenido de las asociaciones encontradas.

LLOMPART y ROBLES (1985) citan huellas de pisadas de tetrápodos en lutitas laminadas en el transversal La Seu d'Urgell-Noves de Segre (Lérida), posiblemente pertenecientes al Pérmico Superior.

B) El Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central

ARCHE, RAMOS y SOPEÑA (1983), de forma unilateral, establecen para el ámbito de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central tres dominios:

— Bordes del Sistema Central y zonas limítrofes.

— Sector NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

— Sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Nosotros, en 1977, identificamos un Pérmico Inferior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, con una abundante flora fósil con cierta influencia de la cathaysiana (DE LA PEÑA et al., 1977). Por lo cual hay que añadir a los tres dominios propuestos por aquellos autores otro patente. En mi opinión, tras consultar toda la bibliografía sobre el Pérmico de España, el afloramiento de Sauquillo del Alcázar (Soria) en la Rama Aragonesa de la citada cordillera es el Autuniense Inferior mejor identificado de toda España. No comprendemos la omisión de su cita.

— Bordes del Sistema Central y zona de enlace con la Cordillera Ibérica

Se distinguen los sectores:

- Sector de Ramajón-Retiendas y Valdesotos.
- Sector de Pálmaces de Jadraque.
- Sector de Santiuste.
- Sector de Ayllón-Atienza.

a) *Sector de Tamajón-Retiendas-Valdesotos*

SOPEÑA (1979) establece dos unidades: La unidad inferior o «Conglomerados de Valdesotos», de espesor máximo de 354 m. La Unidad superior o «Areniscas de Retiendas», de espesor máximo de 120 m., con intercalaciones de conglomerados y alternancias de lutitas con algunos niveles carbonosos.

En la unidad inferior sólo existen xilópalos y en la unidad superior existen en los niveles de limos y arcillas grises una abundante macro y microflora (SOPEÑA et al., 1974) y (SOPEÑA, 1979).

BROUTIN (1983) ha identificado una macroflora constituida por seis géneros y 10 especies. DOUBINGER, en un yacimiento cercano a Retiendas (en el Km. 1,600 del Camino a El Vado), cita una macroflora compuesta por siete géneros y 12 especies, y una microflora asociada al mismo, constituida por: Monosacados, 43 por 100; Bisacados, 27 por 100; Vittatina, 4 por 100; Esporas triletas, 14 por 100; Esporas monoletas, 9 por 100; Mono y Policolpados, 2 por 100; Diversos, 1 por 100. Esta asociación la asigna a la zona VC (*Vittatina costabilis*) de CLAYTON et al. (1977), perteneciente al Autuniense Inferior.

Nosotros hemos estudiado palinológicamente 41 muestras en tres columnas y por los resultados obtenidos demostramos la existencia en la zona de Carbonífero Superior y Pérmico Inferior, en contraposición a la datación Pérmica dada para el conjunto por los autores citados. En este trabajo el Dr. TALENS se ha encargado del estudio de la macroflora hallada. Los resultados palinológicos los podemos resumir como sigue:

Columna «Camino de El Vado»

En el Carbonífero Superior se han identificado 34 géneros y 43 especies.

En el Pérmico Inferior, 51 géneros y 71 especies.

Columna «Retiendas»

En el Carbonífero Superior, 38 géneros y 47 especies.

En el Pérmico Inferior, 29 géneros y 23 especies. Números de palinomorfos que coinciden para el Pérmico Inferior de la zona con los identificados por SOPEÑA (1979).

Columna de «Valdesotos»

En el Carbonífero Superior, 19 géneros y 15 especies.

En el Pérmico Inferior, 52 géneros y 91 especies.

Se proponen como especies nuevas:

- Cycadopites celosiae-josefinae*.
- Leiotriletes cristinae*.
- Leiotriletes congestus*.

Por otro lado, la presencia en nuestras asociaciones de formas de *Cathaysia* y de *Gondwana* nos conduce a rechazar la palinofacies de CLAYTON et al., 1977, para esta zona.

El Dr. TALENS (1985), tras un estudio minucioso y detallado de la macroflora recogida en diversos yacimientos de las columnas estudiadas, diferencia dos asociaciones, a saber:

a) Una baja, con abundancia de *Pecopteris* de los grupos *arborescens-cyathia* y *polymorphamiltoni*, que corresponde al Estefaniense C alto por la presencia asimismo de *Taeniopteris jejuna* G-E.

b) La asociación más alta crono estratigráficamente se caracteriza por la presencia de *Callipteris conferta*, *Mixoneura neuropteroides*, *Odontopteris gimmi*, *Neuropteris auriculata*, etc., que constituyen una flora clásicamente Autuniense bajo.

En los sectores de Jadraque, Riba de Santiuste y Ayllón-Atienza, hasta la fecha no se han encontrado restos vegetales fósiles.

Sector NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica

En el Autuniense, en la subunidad E₂, RAMOS et al. (1976), citan una microflora constituida por 21 géneros y 13 especies.

En el Saxoniense no se han encontrado restos vegetales.

En el Thuringiense RAMOS y DOUBINGER (1979) citan una asociación constituida por 14 géneros y ocho especies de palinomorfos.

Sector suroriental de la Rama Castellana en la Cordillera Ibérica

En la zona suroriental BOULOUARD y VIALARD (1971) citan en el anticlinal de Landete una microflora de edad Thuringiense formada por nueve géneros y ocho especies.

TEMIÑO, ARCHE y DOUBINGER (1983) identifican cinco especies de palinomorfos en el Anticlinal de la Sierra de la Plata al S de Albarracín.

ARCHE y DOUBINGER (1983) citan una asociación de palinomorfos, constituida por cuatro especies y deducen una edad de Thuringiense, encontrada en dos yacimientos, uno cercano a Talayuelas y otro a Minas de Henarejos.

Nosotros, en las proximidades de Talayuelas, identificamos una asociación más rica que la anterior y de igual edad. Por otro lado, los esporopólenes identificados por nosotros en un nivel de lignitos negros al NE de Minas de Henarejos, en la margen derecha del río Mira, en su cruce con el camino real de Garaballa a las Minas, pertenecen al Autuniense.

Sector Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica Zona de Sauquillo del Alcázar (Soria)

Consideramos el Autuniense mejor identificado en España. Nosotros hemos encontrado y están descritas y figuradas (DE LA PEÑA et al., 1977) 12 géneros y nueve especies de macroflora autuniense con cierta influencia cathaysiana. Por otro lado, en la asociación de palinomorfos, estudiada por nosotros, se han identificado 79 géneros y 175 especies diferentes.

Se proponen como especies o formas nuevas 13 palinomorfos:

- *Cingulatisporites lagenoides* sp. nov.
- *Granulatisporites triangulusplicatus* sp. nov.
- *Leiotriletes punctatus* sp. nov.
- *Leiotriletes punctatus* sp. nov.
- *Leiotriletes retusoides* sp. nov.
- *Microreticulatisporites sauquilloi* sp. nov.
- *Speciososporites magnificus* sp. nov.
- *Vittatina circularis* sp. nov.
- *Vittatina elliptica* sp. nov.
- *Cheiledonites gigantea* form. *mytiloidea* form. nov.
- *Punctatisporites pseudobesius* form. *gretensis* form. nov.
- *Raistrichia saetosa* form. *ellipsoidalis* form. nov.
- *Striatosporites major* form. *plicatus* form. nov.
- *Vittatina costabilis* form. *grana* form. nov.

Además se han identificado formas de *Cathaysia* y nutrido grupo de palinomorfos de *Gondwana* (un mínimo de 12). Por lo cual rechazamos para el Autuniense Inferior de este sector las palinofacies de CLAYTON et al. (1977), que caracterizan la zona de *Vittatina Costabilis* (VC).

Zona del Anticlinal de Montalbán (Peñarroya-Teruel)

En el estudio en curso, realizado por nosotros (Palinología) y el Dr. TALENS (Macroflora fósil) se ha identifica-

do una asociación con influencia de formas cathaysianas, arrojando el conjunto una edad de Pérmico Inferior.

Se proponen como inéditas:

- Cycadopites david-plicatus sp. nov.
- Azonales retroflexus (Luber) for. spinosus form. nov.

El Pérmico de la Cordillera Cantábrica

En un afloramiento cercano a Sotres (Picos de Europa) NEVES data las pizarras en la base de las calizas mediante polen como Autuniense. Posteriormente, WAGNER y MARTÍNEZ GARCÍA (1982) encuentran en la misma localidad una macroflora fósil constituida por siete especies atribuyéndolas al Autuniense.

D) El Pérmico en la Meseta Manchega.

Cuenca de Calzada de Calatrava

Nosotros hemos identificado una asociación de Palinomorfos en un yacimiento en las cercanías de Calzada de Calatrava (Ciudad Real) que la atribuimos al Autuniense Inferior (FONOLLÁ en S.I.C.U.E., 1980).

Cuenca de Puertollano

En WAGNER (1983) se hace referencia a DIJKSTRA (1955), WAGNER (1953) y CRANE (1970), quienes realizaron estudios sobre palinoflora (mega y micro); este autor establece para la macroflora una edad de Estefaniense Superior. Nosotros establecemos la presencia de Pérmico basal (Autuniense Inferior, Zona VC de CLAYTON et al., 1977), donde hemos identificado 51 especies diferentes de palinomorfos, en la capa I. En esta asociación abundan los pólenes monosacados (Potonieisporites spp. y Florinites spp.), y los pólenes disacados no estriados (Alatisporites spp.) están presentes pero poco abundantes. Continúa la presencia de Lundbladispóra gigantea. Sin embargo, en nuestro conjunto abundan Calamospora spp., Dicotritetes spp., Lycospora spp., Punctatisporites spp., Raistrickia spp., Triquitrites spp. y Verrucosporites spp., raros para CLAYTON et al. (1977) en el Pérmico. Por otro lado, hemos identificado Acanthotritetes spp. del Pérmico Australiano (BALME y HENNELLY) y Cycadopites rarus del Pérmico Inglés (CLARKE).

En el conjunto de niveles carbonosos de la capa II se han identificado 53 especies diferentes de Palinomorfos. En esta asociación abundan: Lycospora spp., Thymospora spp., Laevigatosporites spp. y Densosporites spp. Están presentes: Triquitrites spp., Latensina trileta, Angulispores splendidus, Polymorphisporites spp. y pólenes disacados, atribuyéndola a la zona NM (Potonieisporites novicus-Cheiledonites major) de CLAYTON et al., perteneciente al Estefaniense C. Por otro lado, abundan Calamospora spp. Cristatisporites spp., Raistrickia spp. y Verrucosporites spp.; y en los tramos superiores formas australes. Se han identificado amasijos de algas tasmanáceas.

El nivel de «pizarras con peces» presenta una pobre-

za marcada de palinomorfos, pero podemos asociarlo con la zona NM. En este nivel hemos identificado Portalites gondwanensis (posiblemente un acritarco —YBERT et al., 1967). Por otro lado, los esporopólenes presentan un «grado de madurez alto», quizá por la influencia de rocas volcánicas cercanas.

La presencia de algas y acritarcos? nos sugiere estadios parálisis en al cuenca (COMBAZ y DOUBINGER).

Se proponen un total de nueve especies o formas nuevas:

- Cristatisporites triangularis sp. nov.
- Cycadopites puertollanoi sp. nov.
- Densosporites subtrapezoidalis sp. nov.
- Endosporites splendidus sp. nov.
- Granulatisporites (Leiotritetes) gulaferus Potoniae y Krempe emend.
- Punctatisporites corona (PEPPERS) form. ovoide-plicatus form. nov.
- Raistrickia saetosa (LOOSE) Schopf, Wilson y Bentall form. subcircularis form. nov.
- Reticulatisporites puertollanoi sp. nov.
- Torispora recta (DYBOVA y JACHOWICZ) form. rudistica form. nov.

E) El Pérmico del borde SO de la Meseta

Cuenca de Guadalcanal (Sevilla)

BROUTIN (1983) reseña el hallazgo de una asociación florística abundante en los «Niveles Superiores claros» de la Cuenca de Guadalcanal (Sevilla). En la macroflora identifica 38 géneros y 67 especies atribuidas al Post-Autuniense. La microflora asociada está constituida por: Esporas triletas, 6 por 100; Esporas monoletas, 4 por 100; Monosacadas, 32 por 100; Bisacadas, 49 por 100; Bisacadas estriadas, 5 por 100, y Diversos, 4 por 100. Esta confirma la datación anterior.

Hemos de resaltar el gran aporte científico de este autor, el hallazgo de palinomorfos «poli-procedentes» de distintas provincias fito-geográficas (Gondwana, Cathaysia, Angara, etc.).

Cuenca del río Viar

BROUTIN (1978), en dos localidades, RV-1 (Serie Gris media) y RV-Z (Serie Roja inferior), halla una macroflora pobre y mal conservada; así como una microflora abundante, constituida por 19 géneros y siete especies de palinomorfos. Flora correlacionable con la hallada en los «Niveles Claros Superiores» de la Cuenca de Guadalcanal.

F) El Pérmico de las Cordilleras Béticas

La presencia del Pérmico en esta región, a pesar de que en la extensa literatura geológica existente se cita un amplio desarrollo del «Permo-Trías» o «Permo-Werfeniense», todos estos supuestos deben ser reconsiderados.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ RAMIS, C., y DOUBINGER, J. (1985): *Microflora de Estac (Lérida)*. II Coloquio Estratigr. Paleogeogr. Pérmico-Triásico de España. La Seu d'Urgell. Resúmenes pp. 5-6.
- ARCHE, A.; RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1983): 4. *El Pérmico de la Cordillera Ibérica y Bordes del Sistema Central*. X Congr. Inter. Estrat. Geol. Carbonífero. Carbonífero y Pérmico de España. Minist. Ind. Energ., pp. 421-438.
- BOULOUARD, CH., et VIALARD, P. (1971): *Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique*. C. R. Acad. Sc. Paris, 273, pp. 2441-2444.
- BROUTIN, J. (1981): *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la zone d'Ossa-Morena (environs de Guadalcanal, Espagne du Sud)*. Implications paléogeographiques et stratigraphiques. Thèse Doct. Univ. Paris, t. IX, 3e. ser., pp. 83-133.
- BROUTIN, J. (1983): 5. *El Pérmico del Borde Suroeste de la Meseta*. X Congr. Inter. Estrat. Geol. Carbonífero. Carbonífero y Pérmico de España. Minist. Ind. Energ., pp. 439-450.
- BROUTIN, J., y GISBERT, J. (1985): *Las palinofloras en las rocas Stephano-pérmicas y en facies Buntsandstein en su contexto sedimentario (Pirineos Catalanes Españoles)*. II Coloquio Estratigr. Paleogeogr. Pérmico-Triásico de España. La Seu d'Urgell. Resúmenes, p. 25.
- CLARKE, R. F. A. (1965): *British Permian Saccate and Monosulate miospores*. Palaeontology, vol. 8, part. 2, pp. 322-54, pl. 40-44.
- CLAYTON, G.; COQUEL, R.; DOUBINGER, J.; GUEINN, K. J.; LOBOZIAK, S.; OWENS, B., and STREEL, M. (1977): *Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation Mededel. Rijks. geol. dienst., 29, pp. 1-71*.
- DOUBINGER, J., et BROUTIN, J. (1976): *Premiers études palynologiques dans les bassins Autuno-Stéphaniens de Guadalcanal (Nord de la Province de Séville)*. Espagne du Sud. Bull. Soc. Géol. France (7), t. XVIII, núm. 4, pp. 1033-1040.
- EMBERGER, L. (1968): *Les Plantes Fossiles*. Masson et Cie., Edit. Paris, 758 pp.
- FONOLLÁ, F. (1985): *Identificación palinológica del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica* (Provincia de Soria). II Coloquio Estratigr. Paleogeogr. Pérmico-Triásico de España. La Seu d'Urgell. Resúmenes, pp. 122-123 (en prensa).
- FONOLLÁ, F. (1985): *Identificación Palinológica del Permo-Carbonífero en la Cuenca de Puertollano (Ciudad Real)*. Reunión Grupo Ossa-Morena, Zafra-Llerena (Badajoz) (en prensa).
- FONOLLÁ, F.; MARFIL, R.; DE LA PEÑA, J. A., y TALENS, J. (1985): *El tránsito Carbonífero-Pérmico en el borde del Sistema Central (provincia de Guadalajara)*. II Coloquio Estratigr. Paleogeogr. Pérmico-Triásico de España. La Seu d'Urgell. Resúmenes, pp. 42-43.
- FONOLLÁ, F., y TALENS, J. (1985): *El tránsito Carbonífero-Pérmico en el borde del Sistema Central (provincia de Guadalajara)*. II Coloquio Estratigr. y Paleogeogr. Pérmico y Triásico de España (en prensa).
- FRAKES, L. A. (1979): *Climates throughout Geologic Time*. Elsevier Scient. Publ. Comp. New York, Chapters 4 y 5, pp. 97-154.
- GISBERT AGUILAR, J. (1983): 3. *El Pérmico de los Pirineos españoles*. X Congr. Inter. Estrat. Geol. Carbonífero. Carbonífero y Pérmico de España. Minist. Ind. Energ., pp. 403-420.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1983): 2. *El Pérmico en la Cordillera Cantábrica*. X Congr. Inter. Estrat. Geol. Carbonífero. Carbonífero y Pérmico de España. Minist. Ind. Energ., pp. 389-402.
- PATAC, I. (1956): *La geología del litoral asturiano y su importancia industrial. Estudios originales del Permiano y del Hullero Superior de España*. Bol. Infor. Inst. Nac. Carbón, V (27), pp. 107-123.
- PEÑA, J. A. DE LA; FONOLLÁ, F.; RAMOS, J. L., y MARFIL, R. (1979): *Identificación del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincia de Soria)*. Cuad. Geol. Ibérica, 4: 123-134.
- SCHOPF, J. M., y ASKIN, R. A. (1980): 4. *Permian and Triassic Floral Biostratigraphic Zones of Southern Land Masses*. In *Biostratigraphy of Fossil Plants*. Dowden Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp. 119-152.
- SIMON, O. J., y VISSCHER, H. (1983): 6. *El Pérmico de las Cordilleras Béticas*. X Congr. Inter. Estrat. Geol. Carbonífero. Carbonífero y Pérmico de España. Minist. Ind. Energ., pp. 451-462.

Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIV Campamento para Prácticas de Geología «Pont de Suert 1988»

Por L. M. RIOS ARAGÜES, J. M. GALERA FERNANDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA

1. INTRODUCCION

Durante los días del 3 al 21 de julio de 1988 tuvo lugar, con base en Pont de Suert, el XXXIV Campamento para Prácticas de Geología, patrocinado por la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

Actuaron como instructores los firmantes de esta nota pertenecientes al equipo de la Cátedra de Geología de dicha Escuela, así como Julián Vega Esteban, Maestro de Laboratorio, que desarrolló eficazmente su labor de secretario en los aspectos materiales y logísticos.

Queremos agradecer vivamente el apoyo que el Instituto Geológico y Minero de España ha prestado a los Campamentos desde el punto de vista económico y también material con la cesión de un Land-Rover y su conductor Fernando Llorente, que con muy buen humor cumplió puntualmente con su labor.

Agradecemos también calurosamente a las Empresas y Organismos con cuyas ayudas económicas estos Campamentos pueden venir realizándose.

Este año la cuota de inscripción fue de 30.000 pesetas, la cual da derecho a cada alumno participante a alojamiento, manutención y transporte en el área del Campamento. Dicha cuota, una vez cerradas las cuentas no representa más que el 31 por 100 del coste real repartido entre los alumnos existentes.

2. DESARROLLO DEL CAMPAMENTO

En este Campamento se intentó combinar tres tipos diferentes de prácticas:

— Mostrar la manera de cartografiar, sobre foto aérea, de zonas no visitadas anteriormente.

— Sobre pequeñas áreas ya cartografiadas sobre foto aérea, ejercicios, por equipos de tres alumnos, de análisis de las miniestructuras y comprensión de la evolución tectónica que dio lugar a la actual estructura del área.

— Explicación verbal sobre afloramientos escogidos ya conocidos, de determinadas series estratigráficas con sus estructuras sedimentarias y tectónicas.

El tiempo fue en general bueno, por lo que no se hubo de suprimir ni posponer ninguna de las salidas previstas.

Durante el día 3 fueron recibidos los participantes en el Hostal Costa de Pont de Suert.

El día 4 fue una jornada de entrenamiento y toma de contacto con algunos de los principales rasgos de la región. Por la mañana, en el valle del Noguera de Tor, se recorrió a pie la serie del Ordoviciano al N de Tahull, dando vista hacia el otro lado del valle al estilo de pliegues (clase 3 de Ramsay) en el Devoniano, donde habría de realizarse uno de los ejercicios en días ulteriores. Por la tarde, en la carretera del Noguera Ribagorzana se recorrieron, a saltos de Land-Rover, las formaciones Vilaller, Mañanet y Fonchanina de la Unidad de Baliera y las formaciones Rueda y Castanesa de la Unidad de la Sierra Negra.

El día 5, también como entrenamiento, se reconocieron los tipos petrológicos de las rocas ígneas del complejo de la Unidad de Bono, subiendo a pie por el plano inclinado de las instalaciones abandonadas de la mina de Pb de Bono.

Por la tarde, en la base, se organizaron los equipos, se repartió el material y tuvo lugar la primera reunión formal: bienvenida, objetivos, recomendaciones generales e instrucciones para el ejercicio del día siguiente.

El día 6 se dedicó entero a recorrer a pie, por equipos, la cresta al N del collado de Gelada, haciendo el levantamiento de la serie de pliegues en el Devoniano. Al atar-

decer, ya en la base, se compararon los resultados del perfil tectónico obtenido por cada equipo.

El día 7 se recorrió la serie Estefano-Bunt de Erill-Castell y otros afloramientos del Triásico del área. Por la tarde se visitó la «cabeza zambullente» de Las Paules, hermoso ejemplo de anticlinal sinforme.

El día 8 fue de reposo físico. Se tuvo una charla sobre las características de la geología del ciclo hercínico del área, y se hizo el planteamiento del ejercicio a realizar en la salida siguiente.

Los días 9 y 10 nos trasladamos a la zona de Ampriu, acampando al pie del pico Cerler. Durante esos días cada equipo, provisto de la visión estereoscópica de un fotograma 1/30.000 del vuelo moderno del I. G. N. y la cartografía geológica correspondiente superpuesta, se dedicó a recorrer libremente el circo al N del Cibollés, haciendo su análisis estructural.

El día 11, de descanso, hubo una reunión para cotejar las observaciones y resultados de los diferentes equipos sobre la salida anterior.

Los días 12 y 13 pasamos a acampar en la cabecera del río Isábena. Durante estos dos días, en tres grupos, cada uno dirigido por un instructor, se compuso la cartografía del Devoniano de dicho valle y contrafuertes meridionales de los picos Gallinero a Basibé.

El día 14, de descanso, se tuvo una charla sobre el ciclo alpino en el Pirineo.

El día 15, desde el Sur se subió por la cuerda divisoria entre los ríos Baliera y Ribagorzana, precisando ciertos contactos entre formaciones y observando las megaestructuras de interferencia de fases de plegamiento, dibujadas en el paisaje por la formación Basibé.

El día 16 se visitaron algunos afloramientos escogidos de la serie del Mesozoico y Paleógeno de la transversal del Ribagorzana, interesantes desde el punto de vista sedimentológico. Por la tarde se impartió una charla sobre el Devoniano del Pirineo Central meridional.

El día 17, en compañía de Joaquín García San Segundo del IGME (a quien agradecemos cordialmente la momentánea interrupción de sus vacaciones en Viella), recorrimos la serie del Devoniano al otro lado del túnel de Viella por la cuerda Mompiú-Moncorbisón, estableciendo la comparación con el Devoniano meridional.

El día 18 fue un día libre, de modo que cada alumno planificó su propio tiempo de descanso.

El día 19 se dedicó a precisar la cartografía del río Llauset, recorriendo en dos grupos ambos flancos de dicho río en su tramo más septentrional hasta el embalse hidroeléctrico de Llauset.

El último día de salida, el día 20, en un solo grupo, se realizó el corte geológico del Devoniano de la Unidad de Sierra Negra desde la pista del Llauset hasta lo alto (2.523 m.) del flanco norte de dicho valle, recorriendo cerca del granito de La Maladeta la crestería hasta el pico del Home (2.363 m.) sobre el pueblo de Senet, en el fondo del valle del Ribagorzana (1.300 m.). Desde ese punto de vista se puede observar bien en el lado opuesto del valle, y en el abanico de deyección junto a este pueblo, señales históricamente recientes del derrumbe de depósitos glaciares colgados a 1.700 m., que llegaron a obtener el Noguera Ribagorzana; y considerar la incidencia que este tipo de fenómenos puede tener sobre la ordenación del territorio.

El día 21 se dedicó a ordenar y recoger el material de trabajo y de acampaña y tuvo lugar al mediodía la comida de despedida.

3. RESULTADOS

Desde el punto de vista de las modalidades docentes, se ha animado en este Campamento a los alumnos a realizar ciertos ejercicios de forma personal e independiente. Los resultados han sido muy desiguales según los equipos, en función de las circunstancias. En futuros Campamentos nos proponemos insistir en esta línea de prácticas ajustando el nivel de dificultad y el planteamiento o introducción, con más o menos apoyo, a la resolución del ejercicio.

En cuanto a la adquisición del conocimiento de la Geología del área se ha precisado la naturaleza de ciertos materiales pellizcados en la base de los cabalgamientos alpinos y se ha repetido sobre foto aérea ciertas partes de la cartografía de Mey (1968), en general con buena coincidencia. Hemos encontrado algunas novedades de detalle, como por ejemplo la presencia, en la crestería al O del pico del Home, de pizarras con ritmitas idénticas en facies y posición estratigráfica a las de la formación Vilaller.

El estudio de las manifestaciones ígneas en la región, al sur del macizo de La Maladeta desde Cerler hasta Barruera, pasando por Bono, será el objeto del trabajo de fin de carrera del alumno Roberto Cabanas Hurtado, el cual participó ya en el XXXII Campamento «Pont de Suert 1986» y en este Campamento se ha movido sobre el área de su estudio con independencia del desarrollo del programa antes descrito.

Por último, a la manera de «ejemplos de libro», ha sido interesante para los alumnos, y por otra parte difícil de ignorar, la visita y explicación de ciertos afloramientos que han devenido ya páginas clásicas de la Geología pirenaica.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

881022. **Hacia la sociedad sinérgica. «Nuevas tecnologías aplicadas a la Geología: Las bases de datos y los sistemas expertos».** SUAREZ, L. E.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 26-27, 19-22, esp., bibl. IGME.

* Geología, Base datos, Estudio crítico, Ordenador.

881023. **La microinformática como herramienta en los trabajos geológicos.**

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 26-27, 43-44, esp., bibl. IGME.

* Geología, Microordenador.

881034. **4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología.**

Vitoria: Univ. País Vasco (1986), 556 pp., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Enseñanza, Geología.

881035. **Fabricación de un teodolito escolar.** LILLO, J.; REDONET, L. F., y RIBEIRO, J.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 3-11, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Metodología, Instrumentación, Teodolito, Topografía, Astronomía, Enseñanza secundaria.

881036. **Ejercicio combinado sobre conceptos topográficos y levantamiento de planos a escala con la brújula y/o un teodolito construido por los alumnos.** REDONET, L. F., y LILLO, J.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 13-21, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Enseñanza secundaria, Cartografía, Topografía, Metodología.

881037. **El mapa geológico en las enseñanzas medias.** VILLANUEVA, R.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 23-34, esp., bibl. IGME.

* Enseñanza secundaria, Cartografía, Geología, Leyenda mapa, España.

881038. **Uso de bloques-diagrama en la enseñanza de la geología.** AGUERRE, M. R.; BELTRAN, A., y MORENO, A.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 35-44, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Enseñanza secundaria, Geología, Metodología.

881039. **Sección de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales: Trabajos de Museística sobre rocas y minerales.** GARCIA GUINEA, J.; SANCHEZ PEREZ, B., y GUTIERREZ BLANCO, E.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 45-56, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Informe actividad, Museo, Petrología, Mineralogía, Provincia Madrid.

881040. **Actividades docentes sobre fachadas.** AGUILAR, J., y CARRILLO, L.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 57-65, 1 ref., esp., bibl. IGME.

* Zona urbana, Material de construcción, Petrología, Petrografía, Enseñanza, Metodología.

881041. **Diversas formas de convertir un microscopio normal en polarizante: introducción a la didáctica elemental de la microscopía petrográfica.** LILLO, J.; REDONET, L. F., y RIBEIRO, J.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 67-76, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Enseñanza, Microscopía mineral, Petrografía, Polarización.

881042. **Didáctica de la petrografía. Una técnica auxiliar.** ORTEGA, M., y LAPUENTE, M. P.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 77-81, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca, Clasificación, Enseñanza, Metodología.

881043. **La identificación de las rocas por descubrimiento dirigido.** MARTINEZ PEÑA, M. B.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 83-90, 13 ref., esp., bibl. IGME.

* Enseñanza, Petrografía, Roca, Clasificación.

881044. **Métodos didácticos en la Universidad: Algunos ejemplos de la enseñanza de la petrología.** GISBERT, J. J., y CARRILLO, L.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología.

Vitoria: Univ. País Vasco (1986), 91-98, esp., bibl. IGME.
* Petrología, Enseñanza superior, Metodología.

881045. **Práctica de Fotogeología.** AGUERRE, M. R.; BELTRAN, A., y MORENO, A. M.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 99-109, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Enseñanza secundaria, Fotogeología, Fotografía aérea, España.

881046. **Didáctica de la estereovisión. Ensayo técnico aplicable en los niveles de enseñanza preuniversitaria.** ALONSO MATILLA, L. A.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 111-117, esp., bibl. IGME.

* Enseñanza secundaria, Geología, Relieve estructural, Estereoscopia, Metodología.

881048. **Jornadas sobre la enseñanza de la geología en las Escuelas Universitarias de Ingeniería Técnica Minera.** PARRA, R., y PUCHE, O.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 125-130, esp., bibl. IGME.

* Geología, Enseñanza superior, Reunión.

881049. **El programa de Geología de «L'Escola de Mestres Sant Cugat» de la UAB.** BACH, J.; DOMINGO, M., y BRUSI, D.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 131-138, 1 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Enseñanza secundaria, Programa, Geología, Provincia Barcelona.

881050. **Proyecto didáctico para el estudio de la geología en tercero de Bachillerato.** CERVERA, A.; COLERA, I.; DIEZ DE RUIZ, T., y HUETO, M. A.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 139-144, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Enseñanza secundaria, Geología, Programa, España.

881051. **Análisis y sugerencias sobre los contenidos en la programación de Geología de COU.** MELERO, J.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 145-147, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Estudio crítico, Enseñanza secundaria, Programa, Geología, España.

881052. **Concepto de Ciencias de la Tierra en los niveles primero y medio de enseñanza.** REDONET, L. F., y LILLO, J.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 159-168, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ciencias de la Tierra, Geología, Enseñanza secundaria, Estudio crítico, España.

881053. **Algunas consideraciones en torno a un estudio interdisciplinar de la Sierra de Cantabria para alumnos del ciclo superior de EGB.** CELIGUETA, M. A.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 169-179, 10 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación, Enseñanza secundaria, Geología regional, Provincia Santander.

GEOLOGIA REGIONAL

881074. **Itinerario geológico en el anticlinal de Pancorbo.** AIZPURI, A.; EGUILUZ, L.; LLANOS, H., y LLUCH, R.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 387-404, 4 ref., esp., res. ing., baq., bibl. IGME.

* Excursión, Anticlinal, Trías, Jurásico, Cretácico, Cabalgamiento, Pancorbo, Provincia Burgos.

881075. **Itinerario geológico en el diapiro de Poza de la Sal.** LLANOS, H.; EGUILUZ, L., y LLUCH, R.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 405-422, 3 ref., esp., res. ing., baq., bibl. IGME.

* Excursión, Diapiro, Secundario, Fotogeología, Provincia Alava.

881076. **Itinerario geológico de la estructura de Ocio.** EGUILUZ, L., y LLANOS, H.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 423-441, 5 ref., esp., res. ing., baq., bibl. IGME.

* Excursión, Anticlinal, Trías, Jurásico, Cretácico, Discordancia angular, Ocio, Provincia Burgos.

881081. **Características geológicas de Alava.** RAMIREZ DEL POZO, J.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 481-494, esp., bibl. IGME.

* Secundario, Terciario, Cuaternario, Diapiro, Cabalgamiento, Falla, Pliegue, Paleogeografía, Provincia Alava.

881084. **Excursiones geológicas en la provincia de Alava.** EGUILUZ, L.; LLANOS, H., y RAMIREZ DEL POZO, J.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 521-536, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Excursión, Corte geológico, Trías, Jurásico, Cretácico, Terciario, Diapiro, Provincia Alava.

ESTRATIGRAFIA

881006. **Distribución paleogeográfica de las unidades del Pérmico y del Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín.** PEREZ-ARLUCEA, M.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 607-622, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Autuniense, Saxoniense, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Paleogeografía, Transgresión, Variación nivel, Tectónica sinsedimentaria, Volcanosedimentaria, Aulacogen, Macizo Ibérico, Provincia Teruel, Provincia Guadalajara.

881007. **Sedimentología de las unidades carbonáticas del Triásico en el sector Molina de Aragón - Albarracín.** PEREZ-ARLUCEA, M.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 623-646, 25 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Muschelkalk, Sedimentación lagunar, Sedimentación marea, Sebja, Dolomía, Marga, Evaporita, Paleogeografía, Provincia Guadalajara, Provincia Teruel.

881008. **Aspectos sedimentológicos y estratigráficos de las facies Buntsandstein y Muschelkalk entre Cueva del Hierro y Chelva, provincias de Cuenca y Valencia.** SERRAÑA DE CUENCA, España. LOPEZ GOMEZ, J.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 647-664, 28 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Turingiense, Carniense, Ladiniense, Sedimentación fluvial, Abanico fluvial, Plataforma carbonatada, Aulacogen, Fosa tectónica, Macizo Ibérico, Provincia Valencia, Provincia Cuenca.

881009. **Las facies Muschelkalk de Henarejos (Cuenca): Sedimentología y fauna del tramo superior.** LOPEZ, J.; MARQUEZ, A.; ARCHE, A., y GOY, A.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 665-676, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Muschelkalk, Dolomía, Marga, Estructura sedimentaria, Fauna pelecípoda, Polen, Espora, Biocenosis, Ladiniense, Provincia Cuenca.

881011. **El Triásico del sector de Mansilla (Demanda Suroriental - La Rioja).** HERNANDO, S., y RINCON, R.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 691-706, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Trias, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Corte geológico, Conglomerado, Arenisca, Estructura sedimentaria, Estructura algarea, Mineral pesado, Provincia Logroño, Sierra de la Demanda.

881012. **Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el sector Medinaceli - Somaén.** GARCIA-GIL, S., y SOPEÑA, A.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 707-735, 34 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Trias medio, Trias superior, Arenisca, Dolomía, Marga, Yeso, Estructura sedimentaria, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Plataforma carbonatada, Sebja, Corte geológico, Macizo Ibérico, Provincia Soria.

881019. **Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico Inferior en el E de la Península Ibérica.** ORTI CABO, F.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 837-858, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Evaporita, Trias, Jurásico Inferior, Medio marino, Ciclo sedimentario, Sebja, Península Ibérica.

GEOMORFOLOGIA

881030. **II Encuentro de Geografía Euskalherria - Catalunya.**

S. Sebastián: *Inst. geogr. Vasco* (1987), 249 pp., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Geografía, Provincias Vascas, Cataluña.

881031. **La Geomorfología en la Universidad de Barcelona: actuales líneas de investigación. La relevancia de los estudios geomorfológicos en medios alpinos. 1983-1987.** GOMEZ ORTIZ, A.

II Encuentro de Geografía Euskalherria - Catalunya.

S. Sebastián: *Inst. geogr. Vasco* (1987), 91-107, esp., bibl. IGME.

* Informe actividad, Institución, Medio alpino, Geomorfología, Investigación en curso, Provincia Barcelona.

881032. **Los estudios sobre el medio físico en el País Vasco.** EDESO FITO, J. M.; UGARTE ELORZA, F., y TAMES URDIAIN, P.

II Encuentro de Geografía Euskalherria - Catalunya.

S. Sebastián: *Inst. geogr. Vasco* (1987), 109-121, esp., bibl. IGME.

* Estudio medio, Geomorfología, Red hidrográfica, Ecología, Riesgo geológico, Provincias Vascas.

881068. **Reflexión sobre la polémica en torno al ciclo de Davis.** ANGUIA, F.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 319-325, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Geomorfología, Clima, Estudio crítico, Histórico.

881128. **Características de los Rafonís y Alvéolos desarrollados al sur de Zaragoza.** SORIANO, M. A.

Rev. Acad. Cienc. Exactas, Fis.-Quim. Nat. Zaragoza (1987), vol. 42, 123-130, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca granuda, Arenisca, Alteración meteórica, Alteración física, Morfología, Geometría, Provincia Zaragoza, Cuenca Ebro.

GEOLOGIA EXTRATERRESTRE

881027. **Planetología (4). Júpiter: Un proyecto de sistema estelar inacabado.** JIMENEZ ONTIVEROS, P.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 26-27, 64-66, esp., bibl. IGME.

* Planeta Júpiter, Satélite artificial.

881124. **Paleomagnetismo lunar.** RUNCORN, S. K.

Invest. Cienc. (1987), núm. 137, 54-62, esp., bibl. IGME.

* Luna, Paleomagnetismo, Deriva Polo, Muestra lunar, Susceptibilidad magnética, Punto Curie, Comparación Tierra.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

872175. **El medio físico de la franja litoral al sur de Alicante, Comunidad Valenciana. Bases para la ordenación territorial.** ESTEVEZ, A.; PINA, J. A.; AVERNHEIMER, C., y MONTBLANCH, R.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1383-1402, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Estudio medio, Medio litoral, Geología medio ambiente, Duna, Playa, Neotectónica, Sismicidad, Neógeno, Cuaternario, Provincia Alicante.

872176. **Estudio piloto sobre el medio litoral valenciano: La Marina.** PEÑIN, A.; VILELLA, V.; GARCIA LLIBEROS, J., et al.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1403-1431, esp., bibl. IGME.

* Medio litoral, Utilización terreno, Estudio crítico, Planificación regional, Protección medio ambiente, Provincia Valencia.

872177. **Aplicación de inventarios de aves a la definición de ambientes naturales: El atlas ornitológico y el mapa geocientífico de la provincia de Valencia.** JIMENEZ PEREZ, J., y SORIA GARCIA, J. M.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1433-1449, 6 ref., esp., bibl. IGME.

* Cartografía, Geología medio ambiente, Biogeografía, Fauna pájaros, Tratamiento dato, Dendrograma, Provincia Valencia.

872179. **Estudio geológico del concejo de Somiedo, Asturias, orientado al análisis territorial.** MARQUINEZ, J. L., y SUAREZ, A.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1471-1490, 11 ref., esp., bibl. IGME.

* Geología medio ambiente, Estudio medio, Acuifero, Primario, Asturias.

872180. **Estudio integrado del Valle del Nansa para la obtención de sus series de vegetación y del mapa de orientaciones y limitaciones de uso.** FRANCES, E.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1491-1505, 9 ref., esp., bibl. IGME.

* Divisoria de aguas, Planificación regional, Metodología, Ecología, Vegetación, Morfodinámica, Tratamiento dato, Mapa utilización terreno, Provincia Santander.

872181. **Repoblación forestal y ordenación del territorio en áreas mediterráneas.** HERRERO-BORGONON, J. J., y RUBIO, J. L.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1507-1519, 20 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Zona rural, Zona mediterránea, Bosque, Protección medio ambiente.

872182. **Aplicación de la cartografía básica en la zona de Ayora (Valencia).** PRUNONOSA, R. M.; SORIANO, A.; PEREZ SANZ, A., y SANCHEZ DIAZ, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1521-1534, 10 ref., esp., bibl. IGME.

* Cartografía, Mapa pedológico, Metodología, Erosión, Proporción material erosionado, Utilización terreno, Provincia Valencia.

872183. **Aplicación de la metodología de orientaciones de uso agrario a la comarca del Valle de Ayora, Valencia.** PEREZ SANZ, A.; PRUNONOSA, R. M., y SANCHEZ DIAZ, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1535-1545, 21 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Zona rural, Utilización terreno, Agricultura, Provincia Valencia.

872184. **Recomendaciones y limitaciones de uso. Su aplicación en el Valle de Ayora.** SANCHEZ, J.; PEREZ, A.; BORDAS, V., y PRUNONOSA, R.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1547-1564, 23 ref., esp., bibl. IGME.

* Utilización terreno, Estudio crítico, Proporción material erosionado, Mapa utilización terreno, Metodología, Provincia Valencia.

872185. **Aplicación de la cartografía básica en Chullilla (694-I), Valencia.** BORDAS, V.; BOLUDA, J. R., y SANCHEZ DIAZ, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1565-1579, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* Cartografía, Geología medio ambiente, Suelo, Utilización terreno, Erosión suelo, Leyenda mapa, Provincia Valencia.

872186. **Prescripción de uso aplicada a la zona de Chullilla (694-I), Valencia.** BORDAS, V.; BOLUDA, J. R., y SANCHEZ, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1581-1592, 25 ref., esp., bibl. IGME.

* Utilización terreno, Metodología, Proporción material erosionado, Agricultura, Vegetación, Mapa utilización terreno, Provincia Valencia.

872187. **Capacidad de uso de los suelos de Utiel, Valencia: su relación con la litología y topografía.** BOLUDA, R.; MORALEDA, M.; ANDREU, V., y SANCHEZ DIAZ, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1593-1607, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Cartografía, Utilización terreno, Suelo, Arcilla, Marga, Secundario, Mioceno, Provincia Valencia.

872189. **Alternativas para la utilización de un espacio natural: El Circ de la Safor - Raco del DUC.** FERRAIRO, J. M.; MASCARELL, J. V.; ROMAGUERA, F.; FERRER, F., y VILLAPLANA, J.

3.^o *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1625-1646, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Geología medio ambiente, Jurásico Sup., Cretácico, Anticlinal, Cabalgamiento, Falla, Vegetación, Fauna, Utilización terreno, Provincias Valencia, Alicante.

872190.—**El programa de protección de espacios naturales de la Generalitat Valenciana.** ORS, J. B.

3.^o *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1647-1666, 9 ref., esp., bibl. IGME.

* Protección medio ambiente, Programa, Estudio crítico, Política Estado, Provincia Valencia.

872191. **Planificación ambiental.** MARTIN MATEO, R.

3.^o *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), Ponencias, 5-29, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Protección medio ambiente, Legislación, Programa, España.

872193. **Sistema de tratamiento de residuos sólidos urbanos: Elección, ubicación y control ambiental.** NIETO, M., y CUCURULL, D.

3.^o *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), Ponencias, 65-99, 44 ref., esp., bibl. IGME.

* Residuo doméstico, Vertido controlado, Estudio impacto medio, Agua subterránea, Agua superficie, Protección medio ambiente, Elección sitio, Metodología.

872194. **Los riesgos geológicos. Concepto, análisis y valoración.** GARZON, M. G.

3.^o *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), Ponencias, 101-121, 22 ref., esp., bibl. IGME.

* Geodinámica, Catástrofe natural, Acción hombre, Previsión, Cartografía, Metodología.

872195. **Métodos y técnicas en geología ambiental.** PEDRAZA, J.

3.^o *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), Ponencias, 123-143, 22 ref., esp., bibl. IGME.

* Geología ambiental, Protección medio ambiente, Planificación regional, Metodología, Legislación, España.

872196. **La gestión del medio ambiente en la Comunidad Valenciana.** AVERNHEIMER, C., y ORS, J. B.

3.^o *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), Ponencias, 145-170, esp., bibl. IGME.

* Protección medio ambiente, Planificación regional, Programa, Legislación, Región Valencia.

872202. **Relaciones entre bloques medioambientales y balances de materia para contaminantes metálicos.** ROMERO, F.; ELEJALDE, C.; GARCIA, I., y DIAZ, J. M.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1455-1468, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Zona industrial, Zona rural, Contaminación, Metal pesado, Balance masa, Tratamiento dato, Coeficiente correlación, Provincia Vizcaya.

872220. **Análisis del deslizamiento de Inza (Navarra) de 1714-1715.** AYALA, F. J.; APARICIO, V., y SANZ, E.

Bol. Geol. Min. IGME (1987), vol. 98, núm. 3, 404-414, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Deslizamiento terreno, Pizarra, Daño catástrofe natural, Angulo frotamiento interno, Navarra.

872253. **El sistema hidrosalino «flujos de retorno de riego» y su modelación matemática.** QUILEZ, D., y ARAGÜES, R.

Invest. agrar. prod. prot. veg. (1987), vol. 2, núm. 2, 133-148, 30 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Agricultura, Irrigación, Aguas residuales, Contaminación, Salinidad, Balance masa, Simulación.

872254. **Descripción de un modelo conceptual hidrosalino del sistema «flujos de retorno de riego».** QUILEZ, D., y ARAGÜES, R.

Invest. agrar. prod. prot. veg. (1987), vol. 2, núm. 2, 149-164, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Agricultura, Irrigación, Aguas residuales, Salinidad, Previsión, Simulación, Modelo, Balance masa, Cuenca Ebro.

872255. **Calibración, verificación y aplicación de un modelo conceptual hidrosalino del sistema «flujos de retorno de riego».** QUILEZ, D.; ARAGÜES, R., y FACI, J.

Invest. agrar. prod. prot. veg. (1987), vol. 2, núm. 2, 165-182, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Agricultura, Irrigación, Aguas residuales, Salinidad, Simulación, Modelo, Estudio caso, Cuenca Ebro.

872272. **Las bolsas de residuos.** GAMO, P.

Rev. Obras Públicas (1987), vol. 134, núm. 3259, 411-413, esp., bibl. IGME.

* Residuo industrial, Residuo doméstico, Gestión, Documentación.

872291. **Criterios geoambientales para la restauración de canteras, graveras y explotaciones a cielo abierto en la Comunidad de Madrid.** AYALA, F. J.; OTERO, A.; SOLER, V., y VADILLO, L.

IGME (1987), 86 pp., 71 ref., esp., SP IGME.

* Geología medio ambiente, Estudio impacto medio, Mina, Cantera, Cielo abierto, Restauración, Provincia Madrid.

PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

881059. **Interpretación de nuestro momento evolutivo a través de la columna bioestratigráfica.** SAN MIGUEL ARRIBAS, M.

4.^o Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología.

Vitoria: Univ. País Vasco (1986), 221-230, esp., bibl. IGME.
* Evolución biológica, Actualismo, Bioestratigrafía, Teoría.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

881010. **Aspectos paleontológicos del Muschelkalk de la zona de Calanda, Provincia de Teruel.** MARQUEZ-ALIAGA, A.; MARQUEZ, L.; MARCH, M.; GOY, A., y BRITO, J. M.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 677-689, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ladiniense, Biofacies, Fauna pelecípodos, Fauna ammonites, Fauna foraminíferos, Fauna conodontos, Tafonomía, Biogeografía, Cronoestratigrafía, Provincia Teruel, Macizo Ibérico.

881016. **Distribución de Moluscos y Conodontos del tramo superior del Muschelkalk en el sector occidental de la provincia Sefardí.** HIRSCH, F.; MARQUEZ-ALIAGA, A., y SANTISTEBAN, C.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 799-814, 27 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Muschelkalk, Conodontos, Moluscos, Medio agua poco profunda, Medio mar profundo, Distribución espacial, Distribución temporal, Biogeografía, Transgresión, Regresión, Variación nivel, Región Valencia, Provincia Teruel.

881017. **Bio-stratigraphy and correlation of the marine triassic of the shephardic province.** HIRSCH, F.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 815-826, 28 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

* Triás, Ammonoideos, Ammonites, Conodontos, Flora, Microfósil, Bioestratigrafía, Península Ibérica.

881018. **Microfaunal diversity and diagenesis in the Muschelkalk facies.** GANDIN, A.; MARTINI, R., y ZANINETTI, L.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico en España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 827-835, 12 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

* Foraminíferos, Test, Diagénesis, Fosilización, Caliza, Muschelkalk, Alemania RFA, Luxemburgo, Túnez.

881058. **El actualismo como principio metodológico en Paleocología: Las faunas del Eoceno Medio de las margas de Pamplona.** ASTIBIA, H., y PASCUAL, A.

4.^o Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología.
Vitoria: Univ. País Vasco (1986), 211-219, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Actualismo, Paleocología, Fauna molusco, Biocenosis, Navarra.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

881028. **El Vallesiense.** AGUSTI, J.
Invest. Cienc. (1988), núm. 140, 14-21, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Fauna mamífero, Yacimiento fosilífero, Mioceno Superior, Vallesiense, Provincia Barcelona, Europa.

881029. **Filogenia de las primeras aves.** SANZ, J. L.
Invest. Cienc. (1988), núm. 140, 42-43, esp., bibl. IGME.

* Aves, Nuevo dato, Filogenia, Anatomía esqueleto, Cretácico, Provincia Cuenca.

PALEOBOTANICA

881000. **Distribución de las algas Dasycladáceas en el Triás Alpujárride.** BRAGA, J. C., y MARTIN, J. M.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 475-489, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Cronoestratigrafía, Triás, Dasycladáceas, Medio recifal, Medio lagunar, Distribución temporal, Provincia Granada, Zona Bética, Alpujarras.

TECTONICA

881062. **Modelos de giro y traslación de Iberia y mecanismos de relación con la placa europea.** MARTINEZ TORRES, L. M., y EGUILUZ, L.

4.^o Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología.
Vitoria: Univ. País Vasco (1986), 249-261, 40 ref., esp., bibl. IGME.

* Tectónica placa, Península Ibérica, Movimiento placa, Rotación placa, Modelo, Cuenca de desgarre.

HIDROGEOLOGIA

881080. **Investigación aplicada y Universidad: el estudio hidrogeológico de Vizcaya.** CRUZ SANJULIAN, J.

4.º Simposio Nacional sobre enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 475-480, esp., bibl. IGME.
* Universidad País Vasco, Sociedad científica, Informe actividad, Hidrogeología, Provincia Vizcaya.

MINERALOGIA: GENERALIDADES

881024. **Los minerales españoles y la informática.** DEL VALLE, A., y GONZALEZ CESTEROS, V.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 26-27, 49-51, esp., bibl. IGME.

* Mineralogía, Mineral, Base de datos, Metodología, España.

881079. **La enseñanza de la proyección estereográfica por ordenador.** LLANOS, H., y EGUILUZ, L.

4.º Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología. *Vitoria: Univ. País Vasco* (1986), 463-470, esp., res. ing., baq., bibl. IGME.

* Enseñanza, Proyección estereográfica, Sistema cristalino, Representación gráfica, Ordenador.

881126. **Tierras no tan raras.** MUECKE, G. K., y MOLLER, P.

Invest. Cienc. (1988), núm. 138, 58-63, esp., bibl. IGME.

* Enseñanza de la Geología, Tierra rara, Génesis, Corteza continental, Fraccionamiento isotópico, Magmatismo.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

881001. **Procedencia y evolución diagenética de las areniscas permotriásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín - Boniches - Talayuelas, provincias de Teruel y Cuenca).** DE LA CRUZ, B.; MARFIL, R.; DE LA PEÑA, J. A., y ARRIBAS, J.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 493-514, 40 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pérmico, Triás, Sedimentación fluvial, Control tectónico, Arenisca, Composición mineralógica, Diagénesis, Agua intersticial, Porosidad, Materia orgánica, Provincia Teruel, Provincia Cuenca.

881002. **Estudio petrológico de las series posthercínicas, Carbonífero-Pérmico? en el borde del Sistema Central, Guadalajara.** MARFIL, R., y DE LA PEÑA, J. A.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 511-534, 39 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Arenisca, Composición arcósica, Volcanosedimentaria, Grauvaca, Textura, Composición mineralógica, Diagénesis, Carbonífero, Pérmico, Provincia Guadalajara, Hercínico Centro.

881003. **Origen y significado de los cementos en las areniscas de las Facies Buntsandstein (Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica).** ARRIBAS, J.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 535-556, 29 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Triás, Buntsandstein, Arenisca, Cementación, Composición mineralógica, Filosilicato, Cuarzo, Grupo feldespatos, Feldespato K, Carbonato, Diagénesis, Agua intersticial, Macizo Ibérico, Aragón.

881004. **Las facies superiores del Muschelkalk en el borde norte de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica.** ARRIBAS, J.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 557-574, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Dolomía, Marga, Microfacies, Estructura sedimentaria, Plataforma carbonatada, Medio baja energía, Medio marea, Textura, Dolomitización, Silicificación, Muschelkalk, Macizo Ibérico, Aragón.

881005. **El Triásico de la región Nuévalos-Cubel (Zaragoza). Sedimentación en un sector del borde de cuenca del surco Molina - Valencia.** GARCIA ROYO, J. F. C., y ARCHE, A.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 575-605, 96 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Triás, Sedimentación fluvial, Abanicos fluviales, Control tectónico, Falla, Corte geológico, Correlación, Paleogeografía, Provincia Zaragoza.

881025. **Representación de curvas granulométricas por ordenador.** HERNANDEZ RODERO, M. F.; CHICHARRON, P. M., y BENITO, R.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 26-27, 53-55, 7 ref., esp., bibl. IGME.

* Granulometría, Clasificación, Representación gráfica, Programa ordenador.

881131. **Grado de diagénesis de las rocas pelíticas del Paleozoico en las Sierras de Vicort y Algairén (Cordillera Ibérica).** NAVAS, A., y TENA, J.

Rev. Acad. Cienc. Exactas Fis.-Quím. Nat. Zaragoza (1987), vol. 42, 175-181, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca clástica, Pelita, Composición mineralógica, Asociación mineral, Difracción RX, Constante reticular, Diagénesis, Recristalización, Autigénesis, Provincia Zaragoza.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

881157. **Mineralogía de rocas lamproíticas asociadas a diapiros triásicos al noreste de Murcia. I. Características generales.** MANCHEÑO, M. A.; FERNANDEZ TAPIA, M. T., y ARANA, R.

An. Cienc. Murcia (1986), vol. 45, núm. 1-4, 39-45, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca volcánica, Lamproita, Textura porfírica, Alteración, Composición mineralógica, Difracción RX, Análisis mayores, Informe químico, Diapiro, Keuper, Provincia Murcia.

881158. **Mineralogía de rocas lamproíticas asociadas a diapiros triásicos al noreste de Murcia. II. Análisis estadístico.** MANCHEÑO, M. A., y RUIZ GOMEZ, J. M.

An. Cienc. Murcia (1986), vol. 45, núm. 1-4, 47-53, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca volcánica, Lamproita, Composición mineralógica, Análisis cuantitativo, Tratamiento dato, Método estadístico, Provincia Murcia.

YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

881013. **Metallogenie Triasique au nord et au sud des Pyrenees.** THIBIEROZ, J.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico en España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 739-758, 54 ref., fr., res. ing., esp., bibl. IGME.

* Fluorita, Barita, Yacimiento estratiforme, Yacimiento estratoide, Filón, Orientación, Control tectónico, Movimiento placa, Triás, Francia, España.

YACIMENTOLOGIA: SUSTANCIAS NO METALICAS

881014. **Evolution des marges triasiques du Massif de Monthoumet, Ande, France. Incidences sedimentologiques et relations avec les gisements de Barytine.** GIANNONI, A.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), 759-778, 19 ref., fr., res. ing., esp., bibl. IGME.

* Paleogeografía, Triás, Roca clástica, Roca carbonatada, Evaporita, Barita, Masa mineralizada, Filón, Génesis yacimiento, Paragénesis, Karst, Diagénesis, Control tectónico, Aude, France.

YACIMENTOLOGIA: METALES

881015. **Las mineralizaciones de Pb-Zn-Ba en el Muschelkalk Inferior de los Catalánides.** ANDREU, A.; CALVET, F.; FONT, X.; VILADEVALL, M.

II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.

Cuad. Geol. Iber. (1987), núm. 11, 779-795, 31 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Muschelkalk, Anisiense, Roca carbonatada, Paleokarst, Concentración algas, Plomo, Cinc, Barita, Singénesis, Cadena Costera Catalana.

CARBON

881033. **Aportación del Instituto Geológico y Minero de España a las Bases de Datos Internacionales de Ciencias de la Tierra.** LAMO, L., y SANCHEZ LENCINA, A.

II Encuentro Hispano-Luso de Información Científica y Técnica.

Fundación Salamanca (1988), 185-193, esp., bibl. IGME.

* Documentación, Base de datos, Geología, Carbón, Cooperación internacional, IGME, España.

SUELOS

872207. **Contribución de la mineralogía de la fracción arena al estudio de la edafogénesis en una zona semiárida de la provincia de Valladolid. III. Aplicación del análisis factorial en componentes principales. Datos mineralógicos.** GARCIA RODRIGUEZ, M. P.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1523-1538, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Perfil suelo, Fracción fina, Mineral pesado, Tratamiento dato, Análisis factorial, Análisis componente principal, Provincia Valladolid.

872208. **Contribución de la mineralogía de la fracción arena al estudio de la edafogénesis en una zona semiárida de la provincia de Valladolid. I. Análisis mineralógico: Interpretación general.** GARCIA RODRIGUEZ, M. P.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1539-1566, 25 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Perfil suelo, Fracción fina, Arena, Mineralogía, Dato, Pedogénesis, Provincia Valladolid.

872209. **Relación entre la fertilidad natural y la mineralogía de algunos suelos sobre materiales volcánicos.** GARCIA CALDERON, N.; PINILLA, A.; ALEIXANDRE, T., y AGUILERA, N.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 11-12, 1567-1578, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Granulometría, Análisis cuantitativo, Mineralogía, Alteración, Roca madre suelo, Roca volcánica.

872210. **Consideraciones ecológicas acerca de la microfauna en los pastizales y suelos turbosos de la alta montaña en el Sistema Central (España).** IBANEZ, J. J.; SIMON DE BENITO, J. C., y JIMENEZ BALLESTA, R.

Bol. Estac. Cent. Ecol. (1987), vol. 16, núm. 31, 63-70, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo pardo, Histosol, pH, Carbono orgánico, Perfil suelo, Provincia Segovia.

872211. **Estudio biogeoquímico de una toposecuencia de suelos en Piedralaves (Avila).** VELASCO, F.

Bol. Estac. Cent. Ecol. (1987), vol. 16, núm. 31, 71-81, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Perfil suelo, Estructura suelo, Rankers, Suelo marrón, Roca madre suelo, pH, Materia orgánica, Humus, Acido fúlvico, Acido húmico, Provincia Avila.

872315. **Análisis de los procesos de alteración y neoforción en sistemas edáficos a partir de consideraciones termodinámicas de equilibrio solución-mineral.** FERNANDEZ MARCOS, M. L., y MACIAS, F.

An. edafol. agrobiol. (1987), vol. 46, núm. 1-2, 1-25, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Alteración meteórica, Autigénesis, Diagrama equilibrio, Fase sólida, Fase líquida, Entalpía.

872316. **Estudio de la materia orgánica y naturaleza de los compuestos húmicos en suelos afectados por sales.** GOMEZ, P.; GUMUZZIO, J., y POLO, A.

An. edafol. agrobiol. (1987), vol. 46, núm. 1-2, 23-37, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Materia orgánica, Acido húmico, Acido fúlvico, Salinidad, Propiedad fisoquímica, Provincas Cuenca, Almería, Toledo.

872317. **Factores formadores y características mineralógicas de suelos desarrollados sobre el Karst de Larra. Pirineo occidental.** LOPEZ MARTINEZ, J.; CASAS, J., y MARTIN VIDALES, J. L.

An. edafol. agrobiol. (1987), vol. 46, núm. 1-2, 39-52, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pedogénesis, Suelo, Suelo marrón, Karst, Illita, Clorita, Caolinita, Dato RX, Pirineos españoles, Navarra.

872318. **Variación estacional de la composición de la disolución de suelos de Galicia en relación con el tipo de horizonte y materia original.** FERNANDEZ MARCOS, M. L., y MACIAS, F.

An. edafol. agrobiol. (1987), vol. 46, núm. 1-2, 53-65, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Variación estacional, Suelo, Disolución, Propiedad química, Roca madre suelo, Galicia.

GEOQUIMICA

881129. **Petrological and geochemical considerations on the Cabo Ortegal complex (NW Spain).** SANCHEZ CELA, V.; APARICIO, A., y CACHO, L. E.

Rev. Acad. Cienc. Exactas Fis.-Quím. Nat. Zaragoza (1987), vol. 42, 131-162, 33 ref., ing., bibl. IGME.

* Metabasita, Paragneis, Peridotita, Granito, Composición mineralógica, Análisis químico, Informe químico, Provincia La Coruña.

881130. **Métodos isotópicos aplicados a la prospección geotérmica.** AUQUE, L. F., y FERNANDEZ CASCAN, J.

Rev. Acad. Cienc. Exactas Fis.-Quím. Nat. Zaragoza (1987), vol. 42, 163-172, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Agua termal, Isótopo radioactivo, Tritio, Trazador radioactivo, Metodología, Oxígeno, Hidrógeno, Isótopo estable, Geotermometría.

GEOFISICA

881133. **Un programa interactivo en BASIC para el cálculo de mecanismos focales.** NUNEZ CORNU, F. J.

Rev. geofís. (1987), vol. 43, núm. 2, 209-212, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Mecanismo focal, Plano falla, Programa ordenador.

FISICA DEL GLOBO

872089. **Teledetección y firmas espectrales.** MELIA, J.; GANDIA, S., y CASELLES, V.

Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat. Madrid (1986), vol. 80, núm. 1-2, 177-185, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Teledetección multiespectral, LANDSAT, Instrumentación, Vegetación, Reflectograma, Provincia Valencia.

872160. **Las imágenes de inercia térmica: Una aproximación a los mapas geológicos.** SALOM, M. J.; CASELLES, V., y MELIA, J.

3.^ª *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1135-1145, 16 ref., esp., bibl. IGME.

* Teledetección, Método satélite, Propiedad térmica, Análisis imagen, Modelo, Provincia Valencia.

872161. **Utilización de satélites en el campo agronómico: Mapas de cultivos en la Comunidad Valenciana.** GILBERT, A.; MELIA, J., y GANDIA, S.

3.^ª *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1147-1166, 22 ref., esp., bibl. IGME.

* Cartografía, Agricultura, Método satélite, Utilización terreno, Propiedad óptica, Región Valencia.

872162. **Apoyo de la teledetección a la ordenación del territorio del País Valenciano.** PUIG, J. M.; SAUER, C., y SERRANO, A.

3.^ª *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1167-1194, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Metodología, Método satélite, Utilización terreno, Análisis imagen, Instrumentación, Cartografía, Región Valencia.

872163. **Aplicación del análisis espectral de las bandas 3, 4, 5 y 7 del sensor thematic mapper (TM) del Landsat 5 en el reconocimiento de la vegetación de la zona norte de la provincia de Valencia.** MOLINA, M. J.; BOLUDA, J. R., y LOPEZ GARCIA, M. J.

3.^ª *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1195-1207, 7 ref., esp., bibl. IGME.

* Teledetección multiespectral, LANDSAT, Espectro, Vegetación, Provincia Valencia.

872166. **La prospección eléctrica y la salinidad del suelo como variable geoambiental.** BACH, J.

3.^ª *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1241-1252, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Plano costero, Sedimentación deltáica, Cuaternario, Salinidad, Resistividad eléctrica, Conductividad eléctrica, Medida en el suelo, Metodología, Levantamiento eléctrico, Provincia Gerona.

872167. **Un método de medida indirecta de la difusividad del suelo.** CASELLES, V.; LOPEZ BAEZA, E., y DE LA RUBIA, J.

3.^ª *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1253-1266, 15 ref., esp., bibl. IGME.

* Método matemático, Simulación, Difusividad térmica, Medida en el suelo, Problema inverso, Propiedad térmica.

881125. **El agujero de ozono en la Antártida.** STOLARSKI, R. S.

Invest. Cienc. (1988), núm. 138, 12-18, esp., bibl. IGME.

* Ozono, Atmósfera, Radiación UV, Antártida.

881127. **Riesgo volcánico.** CARRACEDO, J. C.

Invest. Cienc. (1988), núm. 139, 31-41, esp., bibl. IGME.

* Riesgo natural, Erupción, Volcán, Colada barro, Prevención, Colombia.

881134. **Sismicidad de la región de Navarra (Pirineos Occidentales).** GALLART, J., y OLIVERA, C.

Rev. geofís. (1987), vol. 43, núm. 2, 221-223, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sismicidad, Histórico, Epicentro, Seísmo, Mecanismo focal, Fallo, Navarra.

ENERGIA

872048. **Conclusiones y recomendaciones del plan energético argentino.** URRIZA, R. A.

Oilgas (1987), vol. 20, núm. 237, 28-34, esp., bibl. IGME.

* Energía, Planificación, Programa, Política Estado, Consumo, Demanda, Producción, Argentina.

872049. **Producción y consumo de combustibles gaseosos en España (1986).**

Oilgas (1987), vol. 20, núm. 237, 43-56, esp., bibl. IGME.

* Gas, Gas natural, Producción, Consumo, Dato, España.

872342. **La energía en el mundo.**

Carbunión (1987), núm. 1986, 19-139, esp., bibl. IGME.

* Energía, Carbón, Petróleo, Gas natural, Energía nuclear, Demanda, Consumo, Mundo.

872343. **El carbón en la Europa Occidental.**

Carbunión (1987), núm. 1986, 141-169, esp., bibl. IGME.

* Carbón, Reserva, Utilización sustancia, Demanda, Consumo, Importación, CEE.

872344. **El carbón en España.**

Carbunión (1987), núm. 1986, 171-275, esp., bibl. IGME.

* Carbón, Reserva, Consumo, Demanda, Utilización sustancia, Producción, Mercado, España.

INDICE DE MATERIAS

Tomo XCIX

	Páginas
GEOLOGIA	
T. DE TORRES PÉREZ HIDALGO: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico: I. Filogenia: Distribución estratigráfica y geográfica. Estudio anatómico y métrico del cráneo	3
V. ARAÑA, A. HANSEN y J. MARTÍ: La Caldera y el Pico de Vandama (Gran Canaria)	47
L. EGUILUZ, L. M. MARTÍNEZ-TORRES, R. RAMÓN LLUCH y J. A. ZUAZO: Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca)	59
M. D. GIL CID: Protolenidae del Cámbrico Inferior de la Puebla del Maestre (Badajoz)	65
J. ROSELL, J. ARRIBAS, E. ELÍZAGA y D. GÓMEZ: Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja Permo-Triásica de la Isla de Menorca	71
J. M. TUBÍA: Estructura de los Alpujárrides Occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las Peridotitas de Ronda. Parte I: Características litológicas	165
N. HEREDIA y L. R. RODRÍGUEZ: Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Coballes - Tanes (Asturias, NO de España)	213
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): II. Estudio anatómico y métrico de la mandíbula hioides, atlas y axis	220
F. MORENO SERRANO, A. GARCÍA DE DOMINGO, J. GONZÁLEZ LASTRA, P. P. HERNÁIZ HUERTA y P. RUIZ REIG: Modelo de evolución tectónica del arco de Gibraltar (Provincia de Cádiz)	315
J. M. TUBÍA: Estructura de los Alpujárrides Occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las Peridotitas de Ronda. Parte II: Metamorfismo	340
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): III. Estudio anatómico y métrico del miembro torácico, carpo y metacarpo	356
F. NOZAL MARTÍN, J. L. GARCÍA CASQUERO y J. PICART BOIRA: Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo	473
J. M. TUBÍA: Estructura de los Alpujárrides Occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las Peridotitas de Ronda. Parte III: Tectónica de la aureola dinamo-térmica del Manto de Ojén	490

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): IV. Estudio anatómico y métrico del miembro pelviano, tarso, metatarso y dedos	516
M. D. GIL CID: Nuevos datos sobre la fauna del Cámbrico Inferior (Marianense de Llerena - Badajoz)	578
M. D. GIL CID: Redlichiidae del Cámbrico Inferior de Los Navalucillos (Toledo)	584
A. NAVAS y J. TENA: Caracteres petrológicos y estructurales del Paleozoico de las Sierras de Vicort y Algairén (Provincia de Zaragoza)	647
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 decidua, fórmula dentaria y dentición superior	660
J. M. 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	715
J. E. GÓMEZ PALLEROLA: Nota sobre los peces elasmobranquios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)	748
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)	757
E. ELÍZAGA y J. P. CALVO SORANDO: Evolución sedimentaria de las Cuencas Lacustres Neógenas de la zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero	837
A. APARICIO, J. M. BRELL y M. DOVAL: El Metamorfismo de los afloramientos Paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel)	847
A. MARTÍN SERRANO GARCÍA: Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales	855
A. TEIXELL y J. SERRA-KIEL: Sedimentología y distribución de foraminíferos en medios litorales y de plataforma mixta (Eoceno Medio y Superior, Cuenca del Ebro Oriental)	871
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): VI. Dentición Inferior	886
MINERIA	
F. GARCÍA PALOMERO, M. GARCÍA MAGARIÑO, J. MALAVE MORA, F. SOBOL BIALCZAK y E. SIDES: Modelos geológicos para la exploración y cálculo de reservas a largo y corto plazo, en el yacimiento de cobre de Cerro Colorado (Minas de Riotinto)	83
M. MARTÍN CALVO, F. COMA MOLIST e I. RANZ BUQUERÍN: Contribución al análisis geológico, mineralógico y Metalogénico del yacimiento de uranio «mina Fe» Saelices el Chico, Salamanca	102

	Páginas
E. GARCÍA GIL, E. VINDEL CATENA y R. LUNAR HERNÁNDEZ: Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza)	250
A. L. MOLINA: Magnesita en caliches. Sierra de Gádor (Almería)	262
A. GUTIÉRREZ, J. MONSEUR, J. B. ALVAREZ, J. GUIJARRO y E. MORCILLO: Secreción lateral y mineralizaciones asociadas en el zócalo de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza)	413
J. MARTÍNEZ FRÍAS, R. LUNAR y E. VINDEL: Estudio geológico y metalogénico de la mineralización argentífera de Hiendelaencina, Sistema Central	592
S. DEL BARRIO MARTÍN, J. GARCÍA GARZÓN y A. VERGARA PARDEIRO: Determinación de estaño en minerales de baja ley por espectrometría de Emisión de Plasma (DCP). Comparación de los resultados con el método de análisis volumétrico	607
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) ...	770
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)	777
J. MARTÍNEZ FRÍAS, R. LUNAR y E. VINDEL: La mineralización de sulfuros y sulfosales de plata de La Bodega: Geología, mineralogía y texturas (Sistema Central)	941
S. DEL BARRIO, A. VERGARA, Y. BENITO y E. ALONSO: Análisis de minerales y concentrados minerales por espectrometría de emisión plasma DCP: Determinación simultánea de Fe, Pb, Cu, Zn y Ag	951
AGUAS SUBTERRANEAS	
A. IGLESIAS LÓPEZ y M. VILLANUEVA MARTÍNEZ: Diseño de un método para la selección de rejillas y macizos de gravas	120
M. VILLANUEVA MARTÍNEZ, J. CANDIL GONZALO y A. IGLESIAS LÓPEZ: Recopilación de criterios para selección de la grava de macizos filtrantes	280
A. PULIDO BOSCH: Estudio de caudales de descarga de acuíferos kársticos mediante deconvolución	425
A. VERGARA, P. DE LA FUENTE, Y. BENITO y E. ALONSO: Aplicación de la técnica de espectrometría de emisión plasma DCP al análisis de aguas	611
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	786
ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES	
R. M. ESBERT, M. VÁZQUEZ y F. J. ALONSO: Petrografía, formas y procesos de alteración desarrollados en las piedras de algunos monumentos de Avilés (Asturias)	432
ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS	
J. CASAS, J. L. MARTÍN DE VIDALES, J. GUIJARRO y M. A. HOYOS: Origen de arcillas aluminicas en suelos desarrollados sobre el volcán de Bolaños (Ciudad Real).	444

	Páginas
M. A. BUSTILLO y M. BUSTILLO: Características diferenciales e interpretación genética de ópalo constituidos en sedimentos biosilíceos y ópalo inorgánicos (Esquivias, Cuenca de Madrid)	615
E. GARCÍA ROMERO, M. DOVAL, J. M. BRELL y A. PERRUCHOT: Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (Cuenca del Tajo)	958
C. RUIZ GARCÍA: Caracterización y posibilidades económicas de las pegmatitas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama (Provincia de Avila)	975
INFORMACION	
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: La segunda Dirección General de Minas (1825-1849) ...	125
F. CAÑADA: Energía maremotriz en el Estrecho de Gibraltar. Esquema de unos proyectos para su aprovechamiento	132
L. M. RÍOS ARAGÜES, J. M. GALERA FERNÁNDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIII Campamento para Prácticas de Geología «Hecho 1987»	145
J. J. CEREZUELA BONET: Nuevas líneas de actuación en el sector minero	149
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: La tercera Dirección General de Minas (1928-1936)	287
O. PUCHE RIART: Los primeros estudios sobre la geología de Almadén	292
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Ramón Rúa Figueroa y Fraga (1825-1875)	451
J. FUERTES MARCUELLO: El naturalista Miguel Fuertes Loren. Su obra geológica y minera	456
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Eugenio Maffei y Ramos (1827-1892)	628
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Manuel Fernández de Castro (1825-1895)	809
J. F. FONOLLÁ OCETE: Estudio comparativo de calidades entre las hullas térmicas de importación y las de producción nacional (HUNOSA)	815
E. GARCÍA ALVAREZ: Conferencia en el Club Español de la Minería	983
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Justo Egozcue y Cía. (1833-1900)	986
J. F. FONOLLÁ OCETE: Palinofacies del Pérmico en Europa Occidental y en otras regiones	990
L. M. RÍOS, J. M. GALERA, D. BARETTINO y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIV Campamento para Prácticas de Geología «Pont de Suert 1988»	998

INDICE DE AUTORES

Tomo XCIX

	Páginas
ALONSO, E.; VERGARA, A.; DE LA FUENTE, P., y BENITO, Y.: Aplicación de la técnica de la espectrometría y emisión plasma DCP al análisis de aguas	611
ALONSO, E.; DEL BARRIO MARTÍN, S.; VERGARA, A., y BENITO, Y.: Análisis de minerales y concentrados minerales por espectrometría de emisión plasma DCP: Determinación simultánea de Fe, Pb, Cu, Zn y Ag	951
ALONSO, F. J.; ESBERT, R. M., y VÁZQUEZ, M.: Petrografía, formas y procesos de alteración desarrollados en las piedras de algunos monumentos de Avilés (Asturias)	432
ALVAREZ, J. B.; GUTIÉRREZ, A.; MONSEUR, J.; GUIJARRO, J., y MORCILLO, E.: Secreción lateral y mineralizaciones asociadas en el zócalo de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza)	413
ALVAREZ RODRÍGUEZ, R.; GÓMEZ-LIMÓN, D.; GARCÍA GARZÓN, J., y RUIZ, C.: Estudio de concentración de mineral de estaño de la mina «Santa Elisa» (Zamora)	770
ALVAREZ RODRÍGUEZ, R., y GÓMEZ-LIMÓN GALINDO, D.: Problemática previsible en la concentración del mineral de estaño de la montera del yacimiento «Cortijo Oropesa» (Córdoba)	777
APARICIO, A.; BRELL, J. M., y DOVAL, M.: El Metamorfismo de los afloramientos Paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel)	847
ARAÑA, V.; HANSEN, A., y MARTÍ, J.: La Caldera y el Pico de Vandama (Gran Canaria).	47
ARRIBAS, J.; ROSELL, J.; ELÍZAGA, E., y GÓMEZ, D.: Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja Permo-Triásica de la Isla de Menorca	71
BARETTINO FRAILE, D.; RÍOS ARAGÜES, L. M.; GALERA FERNÁNDEZ, J. M., y BODEGA BARAHONA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIII Campamento para Prácticas de Geología «Hecho 1987»	145
BARETTINO, D.; RÍOS, L. M.; GALERA, J. M., y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización desarrollo y trabajos realizados en el XXXIV Campamento para Prácticas de Geología «Pont de Suert 1988»	998
DEL BARRIO MARTÍN, S.; GARCÍA GARZÓN, J., y VERGARA PARDEIRO, A.: Determinación de estaño en minerales de baja ley por espectrometría de Emisión de Plasma (DCP). Comparación de los resultados con el método de análisis volumétrico.	607
DEL BARRIO, S.; VERGARA, A.; BENITO, Y., y ALONSO, E.: Análisis de minerales y concentrados minerales por espectrometría de emisión plasma DCP: Determinación simultánea de Fe, Pb, Cu, Zn y Ag	951
BENITO, Y.; VERGARA, A.; DE LA FUENTE, P., y ALONSO, E.: Aplicación de la técnica de espectrometría de emisión plasma DCP al análisis de aguas	611
BENITO, Y.; BARRIO DEL, S.; VERGARA, A., y ALONSO, E.: Análisis de minerales y concentrados minerales de espectrometría de emisión plasma DCP: Determinación simultánea de Fe, Pb, Cu, Zn y Ag	951

	Páginas
BODEGA BARAHONA, F.; RÍOS ARAGÜES, L. M.; GALERA FERNÁNDEZ, J. M., y BARETTINO FRAILE, D.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIII Campamento para Prácticas de Geología «Hecho 1987»	145
BODEGA, F.; RÍOS, L. M.; GALERA, J. M., y BARETTINO, D.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIV Campamento para Prácticas de Geología «Pont de Suert 1988»	998
BRELL, J. M.; APARICIO, A., y DOVAL, M.: El Metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel)	847
BRELL, J. M.; GARCÍA ROMERO, E.; DOVAL, M., y PERRUCHOT, A.: Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (Cuenca del Tajo)	958
BUSTILLO, M., y BUSTILLO, M. A.: Características diferenciales e interpretación genética de ópalos constituidos en sedimentos biosilíceos y ópalos inorgánicos (Esquivias, Cuenca de Madrid)	615
BUSTILLO, M. A., y BUSTILLO, M.: Características diferenciales e interpretación genética de ópalos constituidos en sedimentos biosilíceos y ópalos inorgánicos (Esquivias, Cuenca de Madrid)	615
CANDIL GONZALO, J.; VILLANUEVA MARTÍNEZ, M., e IGLESIAS LÓPEZ, A.: Recopilación de criterios para selección de la grava de macizos filtrantes	280
CALVO SORANDO, J. P., y ELÍZAGA, E.: Evolución sedimentaria de las Cuencas Lacustres Neógenas de la zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero	837
F. CAÑADA: Energía maremotriz en el Estrecho de Gibraltar. Esquema de unos proyectos para su aprovechamiento	132
CASAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. L.; GUIJARRO, J., y HOYOS, M. A.: Origen de arcillas aluminicas en suelos desarrollados sobre el volcán de Bolaños (Ciudad Real).	444
CEREZUELA BONET, J. J.: Nuevas líneas de actuación en el sector minero	149
COMA MOLIST, F.; MARTÍN CALVO, M., y RANZ BUQUERÍN, I.: Contribución al análisis geológico, mineralógico y metalogénico del yacimiento de uranio «mina FE» Saellices el Chico, Salamanca	102
DOVAL, M.; APARICIO, A., y BRELL, J. M.: El Metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel)	847
DOVAL, M.; GARCÍA ROMERO, E.; BRELL, J. M., y PERRUCHOT, A.: Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (Cuenca del Tajo)	958
ELÍZAGA, E., y CALVO SORANDO, J. P.: Evolución sedimentaria de las Cuencas Lacustres Neógenas de la zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero	837
ELÍZAGA, E.; ROSELL, J.; ARRIBAS, J., y GÓMEZ, D.: Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja Permo-Triásica de la Isla de Menorca	71
ESBERT, R. M.; VÁZQUEZ, M., y ALONSO, F. J.: Petrografía, formas y procesos de alteración desarrollados en las piedras de algunos monumentos de Avilés (Asturias).	432
EGUILUZ, L.; MARTÍNEZ-TORRES, L. M.; RAMÓN LLUCH, R., y ZUAZO, J. A.: Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca)	59

	Páginas
FONOLLÁ OCETE, J. F.: Estudio comparativo de calidades entre las hullas térmicas de importación y las de producción nacional (HUNOSA)	815
FONOLLÁ OCETE, J. F.: Palinofacies del Pérmico en Europa Occidental y en otras regiones	990
DE LA FUENTE P.; VERGARA, A.; BENITO, Y., y ALONSO, E.: Aplicación de la técnica de espectrometría de emisión plasma DCP al análisis de aguas	611
FUERTES MARCUELLO, J.: El naturalista Miguel Fuertes Loren. Su obra geológica y minera	456
GALBÁN BERNAL, J.; PÉREZ LORENTE, F.; SANZ ASENSIO, J.; ORTEGA LOZANO, A.; JIMÉNEZ, I., y PÉREZ-GÓMEZ, A.: Consideraciones sobre la hidroquímica de un área muestra de la Rioja	786
GALERA FERNÁNDEZ, J. M.; RÍOS ARAGÜES, L. M.; BARETTINO FRAILE, D., y BODEGA BARRAHONA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXI Campamento para Prácticas de Geología «Hecho 1987»	145
GALERA, J. M.; RÍOS, L. M.; BARETTINO, D., y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIV Campamento para Prácticas de Geología «Pont de Suert 1988»	998
GARCÍA ALVAREZ, E.: Conferencia en el Club Español de la Minería	983
GARCÍA CASQUERO, J. L.; NOZAL MARTÍN, F., y PICART BOIRA, J.: Discordancia intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo	473
GARCÍA DOMINGO, A.; MORENO SERRANO, F.; GONZÁLEZ LASTRA, J.; HERNÁIZ HUERTA, P. P., y RUIZ REIG, P.: Modelo de evolución tectónica del arco de Gibraltar (Provincia de Cádiz)	315
GARCÍA GARZÓN, J.; ALVAREZ RODRÍGUEZ, R.; GÓMEZ-LIMÓN, D., y RUIZ, C.: Estudio de concentración del mineral de estaño de la mina «Santa Elisa» (Zamora)	770
GARCÍA GARZÓN, J.; DEL BARRIO MARTÍN, S., y VERGARA PARDEIRO, A.: Determinación de estaño en minerales de baja ley por espectrometría de Emisión de Plasma (DCP). Comparación de los resultados con el método de análisis volumétrico	607
GARCÍA GIL, E.; VINDEL CATENA, E., y LUNAR HERNÁNDEZ, R.: Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza)	250
GARCÍA MAGARIÑO, M.; GARCÍA PALOMERO, F.; MALAVE MORA, J.; SOBOL BIALCZAK, F., y SIDES, E.: Modelos geológicos para la exploración y cálculo de reservas a largo y corto plazo, en el yacimiento de cobre de Cerro Colorado (Minas de Riotinto)	83
GARCÍA PALOMERO, F.; GARCÍA MAGARIÑO, M.; MALAVE MORA, J.; SOBOL BIALCZAK, F., y SIDES, E.: Modelos geológicos para la exploración y cálculo de reservas a largo y corto plazo, en el yacimiento de cobre de Cerro Colorado (Minas de Riotinto).	83
GARCÍA ROMERO, E.; DOVAL, M.; BRELL, J. M., y PERRUCHOT, A.: Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (Cuenca del Tajo)	958
GIL CID, M. D.: Protolenidae del Cámbrico Inferior de la Puebla del Maestre (Badajoz)	65
GIL CID, M. D.: Nuevos datos sobre la fauna del Cámbrico Inferior (Marianense de Llerena - Badajoz)	578

	Páginas
GIL CID, M. D.: Redlichiiidae del Cámbrico Inferior de Los Navalucillos (Toledo)	584
GÓMEZ, D.; ROSELL, J.; ARRIBAS, J., y ELÍZAGA, E.: Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja Permo-Triásica de la Isla de Menorca	71
GÓMEZ-LIMÓN, D.; ALVAREZ RODRÍGUEZ, R.; GARCÍA GARZÓN, J., y RUIZ, C.: Estudio de concentración del mineral de estaño de la mina «Santa Elisa» (Zamora)	770
GÓMEZ-LIMÓN GALINDO, D.; ALVAREZ RODRÍGUEZ, R.: Problemática previsible en la concentración del mineral de estaño de la montera del yacimiento «Cortijo Oropesa» (Córdoba)	777
GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: Nota sobre los peces elasmobranquios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)	748
GONZÁLEZ LASTRA, J.; MORENO SERRANO, F.; GARCÍA DE DOMINGO, A.; HERNÁIZ HUERTA, P. P., y RUIZ REIG, P.: Modelo de evolución tectónica del arco de Gibraltar (Provincia de Cádiz)	315
GUIJARRO, J.; GUTIÉRREZ, A.; MONSEUR, J.; ALVAREZ, J. B., y MORCILLO, E.: Secreción lateral y mineralizaciones asociadas en el zócalo de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza).	413
GUIJARRO, J.; CASAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. L., y HOYOS, M. A.: Origen de arcillas alumínicas en suelos desarrollados sobre el volcán de Bolaños (Ciudad Real)	444
GUTIÉRREZ, A.; MONSEUR, J.; ALVAREZ, J. B.; GUIJARRO, J., y MORCILLO, E.: Secreción lateral y mineralizaciones asociadas en el zócalo de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica (provincia de Zaragoza)	413
HANSEN, A.; ARAÑA, V., y MARTÍN, J.: La Caldera y el Pico de Vandama (Gran Canaria)	47
HEREDIA, N., y VILLA, E.: Aportaciones al conocimiento del carbonífero de la región de mantos y de la cuenca carbonífera central (Cordillera Cantábrica, NO de España)	757
HEREDIA, N., y RODRÍGUEZ, L. R.: Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Coballes - Tanes (Asturias, NO de España)	213
HERNÁIZ HUERTA, P. P.; MORENO SERRANO, F.; GARCÍA DE DOMINGO, A.; GONZÁLEZ LASTRA, J., y RUIZ REIG, P.: Modelo de evolución tectónica del arco de Gibraltar (Provincia de Cádiz)	315
HOYOS, M. A.; CASAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. L., y GUIJARRO, J.: Origen de arcillas alumínicas en suelos desarrollados sobre el volcán de Bolaños (Ciudad Real)	444
IGLESIAS LÓPEZ, A., y VILLANUEVA MARTÍNEZ, M.: Diseño de un método para la selección de rejillas y macizos de gravas	120
IGLESIAS LÓPEZ, A., y VILLANUEVA MARTÍNEZ, M., y CANDIL GONZALO, J.: Recopilación de criterios para selección de la grava de macizos filtrantes	280
JIMÉNEZ, I.; PÉREZ LORENTE, F.; SANZ ASENSIO, J.; GALBÁN BERNAL, J.; ORTEGA LOZANO, A., y PÉREZ-GÓMEZ, A.: Consideraciones sobre la hidroquímica de un área muestra de La Rioja	786
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: La segunda Dirección General de Minas (1825-1849)	125
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: La tercera Dirección General de Minas (1928-1936)	287

	Páginas
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Ramón Rúa Figueroa y Fraga (1825-1875)	451
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Eugenio Maffei y Ramos (1827-1892)	628
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Manuel Fernández de Castro (1825-1895)	809
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Justo Egozcue y Cía. (1833-1900)	986
LUNAR, R.; MARTÍNEZ FRÍAS, J., y VINDEL, E.: Estudio geológico y metalogénico de la mineralización argentífera de Hiendelaencina, Sistema Central	592
LUNAR, R.; MARTÍNEZ FRÍAS, J., y VINDEL, E.: La mineralización de sulfuros y sulfosales de plata de La Bodega: Geología, mineralogía y texturas (Sistema Central)	941
LUNAR HERNÁNDEZ, R.; GARCÍA GIL, E., y VINDEL CATENA, E.: Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza)	250
MALAVE MORA, J.; GARCÍA PALOMERO, F.; GARCÍA MAGARIÑO, M.; SOBOL BIALCZAK, F., y SIDES, E.: Modelos geológicos para la exploración y cálculo de reservas a largo y corto plazo, en el yacimiento de cobre de Cerro Colorado (Minas de Riotinto).	83
MARTÍ, J.; ARAÑA, V., y HANSEN, A.: La Caldera y el Pico de Vandama (Gran Canaria)	47
MARTÍN CALVO, M.; COMA MOLIST, F., y RANZ BUQUERÍN, I.: Contribución al análisis geológico, mineralógico y metalogénico del yacimiento de uranio «mina Fe» Saellices el Chico, Salamanca	102
MARTÍN SERRANO GARCÍA, A.: Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales	855
MARTÍN VIDALES, J. L.; CASAS, J.; GUIJARRO, J., y HOYOS, M. A.: Origen de arcillas aluminicas en suelos desarrollados sobre el volcán de Bolaños (Ciudad Real)	494
MARTÍNEZ FRÍAS, J.; LUNAR, R., y VINDEL, E.: Estudio geológico y metalogénico de la mineralización argentífera de Hiendelaencina, Sistema Central	592
MARTÍNEZ FRÍAS, J.; LUNAR, R., y VINDEL, E.: La mineralización de sulfuros y sulfosales de plata de La Bodega: Geología, mineralogía y texturas (Sistema Central).	941
MARTÍNEZ-TORRES, L. M.; EGUILUZ, L.; RAMÓN LLUCH, R., y ZUAZO, J. A.: Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca)	59
MOLINA, A. L.: Magnesita en caliches. Sierra de Gádor (Almería)	262
MONSEUR, J.; GUTIÉRREZ, A.; ALVAREZ, J. B.; GUIJARRO, J., y MORCILLO, E.: Secreción lateral y mineralizaciones asociadas en el zócalo de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza)	413
MORCILLO, E.; GUTIÉRREZ, A.; MONSEUR, J.; ALVAREZ, J. B., y GUIJARRO, J.: Secreción lateral y mineralizaciones asociadas en el zócalo de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza)	413
MORENO SERRANO, F.; GARCÍA DE DOMINGO, A.; GONZÁLEZ LASTRA, J.; HERNÁNIZ HUERTA, P. P., y RUIZ REIG, P.: Modelo de la evolución tectónica del arco de Gibraltar (Provincia de Cádiz)	315

	Páginas
NAVAS, A., y TENA, J.: Caracteres petrológicos y estructurales del Paleozoico de las Sierras de Vicort y Algairén (Provincia de Zaragoza)	647
NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L., y PICART BOIRA, J.: Discordancia intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo	473
ORTEGA LOZANO, A.; PÉREZ LORENTE, F.; SANZ ASENSIO, J.; GALBÁN BERNAL, J.; JIMÉNEZ, I., y PÉREZ-GÓMEZ, A.: Consideraciones sobre la hidroquímica de un área muestra de La Rioja	786
PÉREZ GÓMEZ, A.; PÉREZ LORENTE, F.; SANZ ASENSIO, J.; GALBÁN BERNAL, J.; ORTEGA LOZANO, A., y JIMÉNEZ, I.: Consideraciones sobre la hidroquímica de un área muestra de La Rioja	786
PÉREZ LORENTE, F.; SANZ ASENSIO, J.; GALBÁN BERNAL, J.; ORTEGA LOZANO, A.; JIMÉNEZ, I., y PÉREZ-GÓMEZ, A.: Consideraciones sobre la hidroquímica de un área muestra de La Rioja	786
PERRUCHOT, A.; GARCÍA ROMERO, E.; DOVAL, M., y BRELL, J. M.: Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (Cuenca del Tajo)	958
PICART BOIRA, J.; NOZAL MARTÍN, F., y GARCÍA CASQUERO, J. L.: Discordancia intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo	473
PUCHE RIART, O.: Los primeros estudios sobre la geología de Almadén	292
PULIDO BOSCH, A.: Estudio de caudales de descarga de acuíferos kársticos mediante deconvolución	425
RAMÓN LLUCH, R.; EGUILUZ, L.; MARTÍNEZ TORRES, L. M., y ZUAZO, J. A.: Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca)	59
RANZ BUQUERÍN, I.; MARTÍN CALVO, M., y COMAS MOLIST, F.: Contribución al análisis geológico, mineralógico y metalogénico del yacimiento de uranio «mina Fe» Saellices el Chico, Salamanca	102
RÍOS ARAGÜES, L. M.; GALERA FERNÁNDEZ, J. M.; BARETTINO FRAILE, D., y BODEGA BARAHONA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIII Campamento para Prácticas de Geología «Hecho 1987»	145
RÍOS, L. M.; GALERA, J. M.; BARETTINO, D., y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIV Campamento para Prácticas de Geología «Pont de Suert 1988»	998
RODRÍGUEZ, L. R., y HEREDIA, N.: Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Coballes - Tanes (Asturias, NO de España)	213
ROSELL, J.; ARRIBAS, J.; ELÍZAGA, E., y GÓMEZ, D.: Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja Permo-Triásica de la Isla de Menorca	71
RUIZ GARCÍA, C.: Caracterización y posibilidades económicas de las pegmatitas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama (Provincia de Avila)	975
RUIZ, C.; ALVAREZ RODRÍGUEZ, R.; GÓMEZ-LIMÓN, S., y GARCÍA GARZÓN, J.: Estudio de concentración del mineral de estaño de la mina «Santa Elisa» (Zamora)	770
RUIZ REIG, P.; MORENO SERRANO, F.; GARCÍA DE DOMINGO, A.; GONZÁLEZ LASTRA, J., y HERNÁNIZ HUERTA, P. P.: Modelo de evolución tectónica del arco de Gibraltar (Provincia de Cádiz)	315

	Páginas
SANZ ASENSIO, J.; PÉREZ LORENTE, F.; GALBÁN BERNAL, J.; ORTEGA LOZANO, A.; JIMÉNEZ, I., y PÉREZ-GÓMEZ, A.: Consideraciones sobre la hidroquímica de un área muestra de La Rioja	786
SERRA-KIEL, J., y TEIXELL, A.: Sedimentología y distribución de foraminíferos en medios litorales y de plataforma mixta (Eoceno Medio y Superior, Cuenca del Ebro oriental)	871
SIDES, E.; GARCÍA PALOMERO, F.; GARCÍA MAGARIÑO, M.; MALAVE MORA, J., y SOBOL BIALCZAK, F.: Modelos geológicos para la exploración y cálculo de reservas a largo y corto plazo, en el yacimiento de cobre de Cerro Colorado (Minas de Riotinto)	83
SOBOL BIALCZAK, F.; GARCÍA PALOMERO, F.; GARCÍA MAGARIÑO, M.; MALAVE MORA, J., y SIDES, E.: Modelos geológicos para la exploración y cálculo de reservas a largo y corto plazo, en el yacimiento de cobre de Cerro Colorado (Minas de Riotinto) ...	83
TEIXELL, A., y SERRA-KIEL, J.: Sedimentología y distribución de foraminíferos en medios litorales y de plataforma mixta (Eoceno Medio y Superior, Cuenca del Ebro oriental)	871
TENA, J., y NAVAS, A.: Caracteres petrológicos y estructurales del Paleozoico de las Sierras de Vicort y Algairén (Provincia de Zaragoza)	647
DE TORRES PÉREZ-HIDALGO, T.: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico: I. Filogenia: Distribución estratigráfica y geográfica. Estudio anatómico y métrico del cráneo	3
DE TORRES PÉREZ-HIDALGO, T.: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (<i>U. deningeri</i> Von Reichenau, <i>U. spelaeus</i> Rosenmüller-Heinroth, <i>U. arctos</i> Linneo): II: Estudio anatómico y métrico de la mandíbula hioides, atlas y axis	220
DE TORRES PÉREZ-HIDALGO, T.: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (<i>U. deningeri</i> Von Reichenau, <i>U. spelaeus</i> Rosenmüller-Heinroth, <i>U. arctos</i> Linneo): III. Estudio anatómico y métrico del miembro torácico, carpo y metacarpo	356
DE TORRES PÉREZ-HIDALGO, T.: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (<i>U. deningeri</i> Von Reichenau, <i>U. spelaeus</i> Rosenmüller-Heinroth, <i>U. arctos</i> Linneo): IV. Estudio anatómico y métrico del miembro pelviano, tarso, metatarso y dedos	516
DE TORRES PÉREZ-HIDALGO, T.: 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	660
DE TORRES PÉREZ-HIDALGO, T.: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (<i>U. deningeri</i> Von Reichenau, <i>U. spelaeus</i> Rosenmüller-Heinroth, <i>U. arctos</i> Linneo): VI. Dentición inferior	886
TUBÍA, J. M.: Estructura de los Alpujárrides Occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las Peridotitas de Ronda. Parte I: Características litológicas	165
TUBÍA, J. M.: Estructura de los Alpujárrides Occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las Peridotitas de Ronda. Parte II: Metamorfismo ...	340

	Páginas
TUBÍA, J. M.: Estructura de los Alpujárrides Occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las Peridotitas de Ronda. Parte III: Tectónica de la aureola dinamo-térmica del Manto de Ojén	490
TUBÍA, J. M.: Estructura de los Alpujárrides Occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las Peridotitas de Ronda. Parte IV: Deformaciones de las Peridotitas de Sierra Alpujata	715
VÁZQUEZ, M.; ESBERT, R. M., y ALONSO, F. J.: Petrografía, formas y procesos de alteración desarrollados en las piedras de algunos monumentos de Avilés (Asturias).	432
VERGARA, A.; DE LA FUENTE, P.; BENITO, Y., y ALONSO, E.: Aplicación de la técnica de espectrometría de emisión plasma DCP al análisis de aguas	611
VERGARA PARDEIRO, A.; DEL BARRIO MARTÍN, S., y GARCÍA GARZÓN, J.: Determinación de estaño en minerales de baja ley por espectrometría de Emisión de Plasma (DCP). Comparación de los resultados con el método de análisis volumétrico ...	607
VERGARA, A.; DEL BARRIO, S.; BENITO, Y., y ALONSO, E.: Análisis de minerales y concentrados minerales por espectrometría de emisión plasma DCP: Determinación simultánea de Fe, Pb, Cu, Zn y Ag	951
VILLA, E., y HEREDIA, N.: Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España)	757
VILLANUEVA MARTÍNEZ, M.; CANDIL GONZALO, J., e IGLESIAS LÓPEZ, A.: Recopilación de criterios para selección de la grava de macizos filtrantes	280
VILLANUEVA MARTÍNEZ, M., e IGLESIAS LÓPEZ, A.: Diseño de un método para la selección de rejillas y macizos de gravas	120
VINDEL, E.; MARTÍNEZ FRÍAS, J., y LUNAR, R.: Estudio geológico y metalogénico de la mineralización argentífera de Hiendelaencina, Sistema Central	592
VINDEL, E.; MARTÍNEZ FRÍAS, J., y LUNAR, R.: La mineralización de sulfuros y sulfosales de plata de La Bodera: Geología, mineralogía y texturas (Sistema Central) ...	941
VINDEL CATENA, E.; GARCÍA GIL, E., y LUNAR HERNÁNDEZ, R.: Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza)	250
ZUAZO, J. A.; EGUILUZ, L.; MARTÍNEZ-TORRES, L. M., y RAMÓN LLUCH, R.: Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca)	59

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara. Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía

ISSN 0366 - 0176