

En este número:

- Estructura de los Alpujárrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte I: Características litológicas.
- Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Coballes-Tanes (Asturias, NO de España).
- Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. espelaeus* Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos* Linneo): II. Estudio anatómico y métrico de la mandíbula, hioides, atlas y axis.
- Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza).
- Magnesita en caliches. Sierra de Gádor (Almería).
- Recopilación de criterios para selección de la grava de macizos filtrantes.

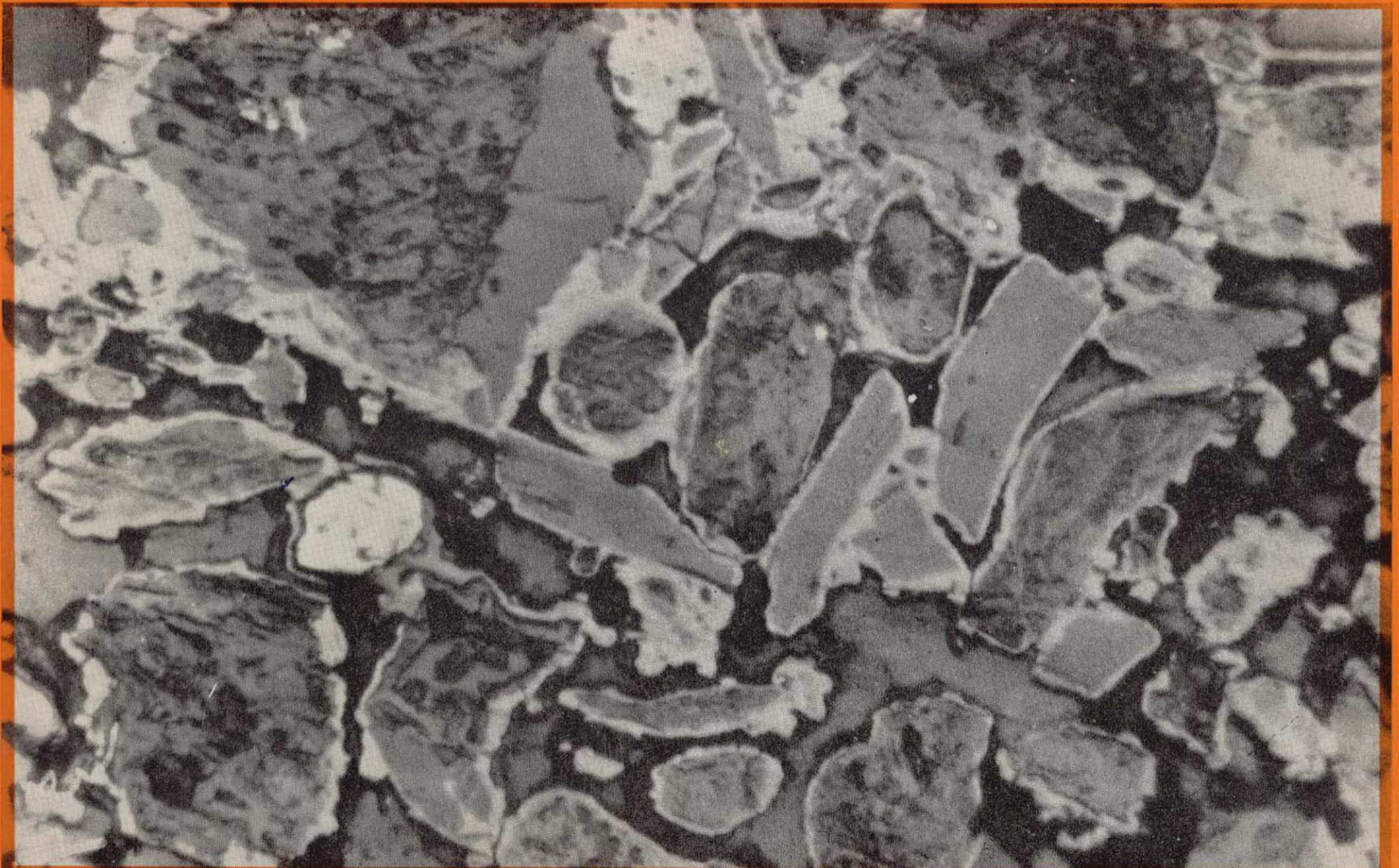
REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

Tomo XCIX. Segundo Fascículo. Marzo - Abril 1988

boletín geológico y minero

21 JUN. 1988

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



Tomo 99
Fascículo II
Marzo - Abril 1988

Boletín Geológico y Minero

II/5-4-1

21 JUN. 1988



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en

SUMARIO

Geología	X J. M. TUBÍA: Estructura de los Alpujárrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte I: Características litológicas	3
	X N. HEREDIA y L. R. RODRÍGUEZ: Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Coballes-Tanes (Asturias, NO de España)	51
	X T. DE TORRES PÉREZ HIDALGO: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (<i>U. deningeri</i> Von Reichenau, <i>U. espelaeus</i> Rosenmüller-Heinroth, <i>U. arctos</i> Linneo): II. Estudio anatómico y métrico de la mandíbula, hioides, atlas y axis	58
Minería	X E. GARCÍA GIL, E. VINDEL CATENA y R. LUNAR HERNÁNDEZ: Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza)	88
	X A. L. MOLINA: Magnesita en caliches. Sierra de Gádor (Almería).	100
Aguas subterráneas	X M. VILLANUEVA MARTÍNEZ, J. CANDIL GONZALO y A. IGLESIAS LÓPEZ: Recopilación de criterios para selección de la grava de macizos filtrantes	118
Información	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: La tercera Dirección General de Minas (1928-1936)	125
	O. PUCHE RIART: Los primeros estudios sobre la geología de Almadén	130
	Noticias y Notas bibliográficas	138

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.

NUESTRA PORTADA:

Sección pulida, L.N. x 230. Mina FE (Salamanca). Un aspecto microscópico de brecha filoniana uranífera. Fragmentos dominantes de pechblenda, de moscovita, calcita y pirita revestidos con pechblenda de segunda generación.

Foto: M. Martín Calvo

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

Estructura de los Alpujárrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte I: Características litológicas (*)

Por JOSE M. TUBIA (**)

RESUMEN

El Complejo Alpujárride del oeste de Málaga está formado, en orden ascendente, por los mantos de Ojén, de Guadaiza y de Los Reales. El manto de Ojén presenta un importante tramo de mármoles (Sierras Blanca y de Mijas) sobre una sucesión metapelítica con esquistos y anfibolitas. El manto de Guadaiza está caracterizado por esquistos cuarcíticos y migmatitas. El manto de Los Reales muestra una secuencia metamórfica, con esquistos, migmatitas y kinzigitas, superpuesta a las peridotitas de Ronda.

ABSTRACT

West of Málaga (Southern Spain), the Alpujárride Complex is composed from bottom to top by the Ojén nappe, the Guadaiza nappe and the Los Reales nappe. The Ojén nappe is composed of a metapelitic sequence overlain by marbles. The Guadaiza nappe is characterized by the presence of quartz-schist and migmatites. The Los Reales nappe shows a metasedimentary sequence, with schist, migmatites and kinzigites, overlaying the Ronda peridotites.

1. INTRODUCCION

1.1. LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

La región investigada se encuentra al oeste de Málaga (fig. 1). Comprende la totalidad de la Hoja de Coín (1066) del Mapa Topográfico Nacional (E. 1:50.000) y la Hoja de Marbella (1065), desde su borde oriental hasta la transversal de Benahavís; también he realizado el estudio de Sierra Gorda, situada al NE de Coín, y de la Sierra de Cártama (Hoja de Alora), para comprobar, mediante las oportunas correlaciones, las posiciones relativas de las unidades tectónicas que he establecido más al sur, en las Sierras de Mijas y Blanca.

Desde un punto de vista geológico, la región constituye el extremo occidental de la Zona Bética de las Cordilleras Béticas, que se extiende desde

el estrecho de Gibraltar hasta Alicante (fig. 2). En la mayor parte de los trabajos anteriores se admite que, en este sector, la Zona Bética está compuesta por el Complejo Maláguide (DURAND-DELGA, 1968), en la posición tectónica más alta, y por otras dos unidades estructurales con significación regional: la inferior, llamada Unidad de Blanca y la superior, de Los Reales (DIDON et al., 1973). Ambas unidades ofrecen la particularidad de presentar sucesiones de rocas metamórficas relacionadas espacialmente con las peridotitas de la Serranía de Ronda. También existen, aunque en menor proporción, algunos elementos atribuidos a las unidades del Campo de Gibraltar, la unidad de las Nieves y materiales post-manto de edad terciaria y cuaternaria.

1.2. ANTECEDENTES

Las primeras referencias geológicas de la Zona Bética de la Serranía de Ronda datan de mediados del siglo pasado. Entre otros, cabe citar los trabajos de ALVAREZ DE LINERA (1851) y BERTRAND y KILIAN (1889), que proporcionan descripciones

(*) Este artículo es el primero de una serie de cuatro, que aparecerán sucesivamente y que componen la memoria de la Tesis Doctoral del autor, defendida en la Universidad del País Vasco en marzo de 1985.

(**) Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco.

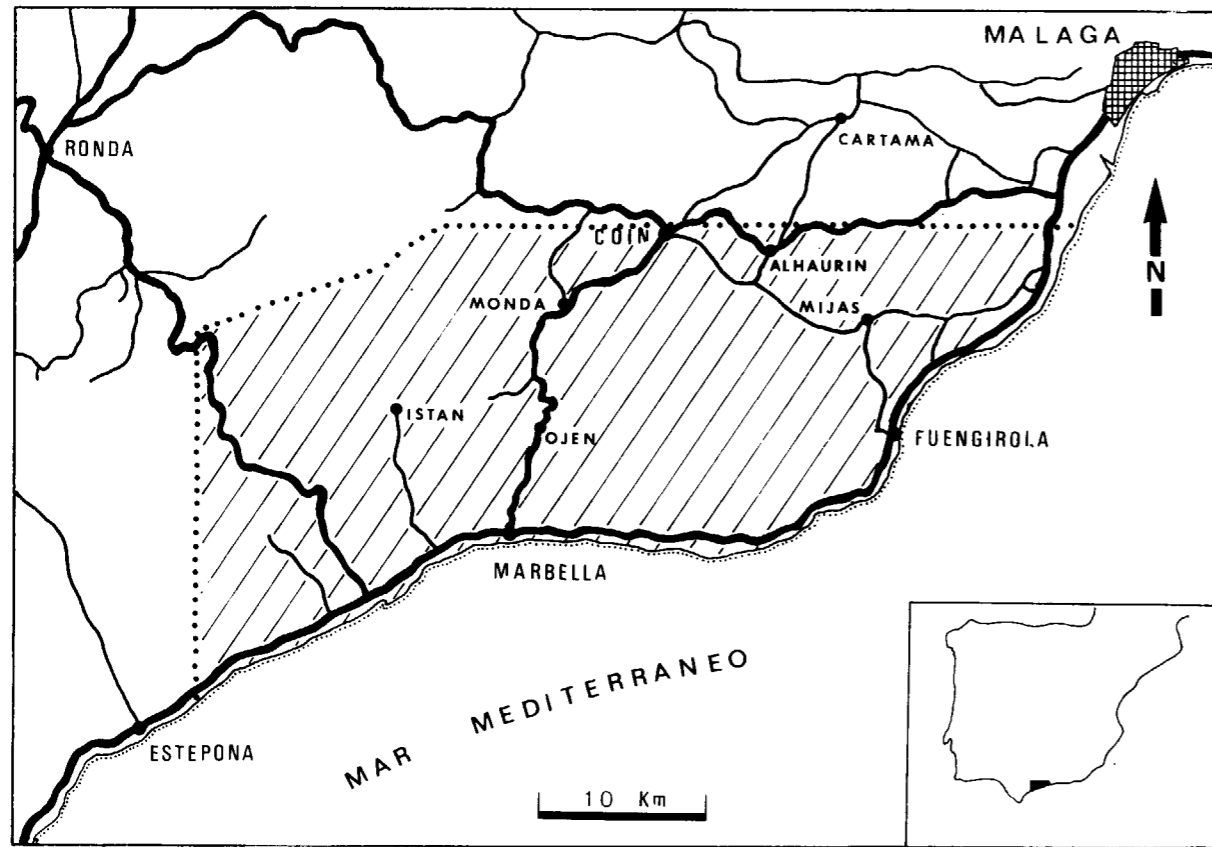


Figura 1.—Localización geográfica del área estudiada.

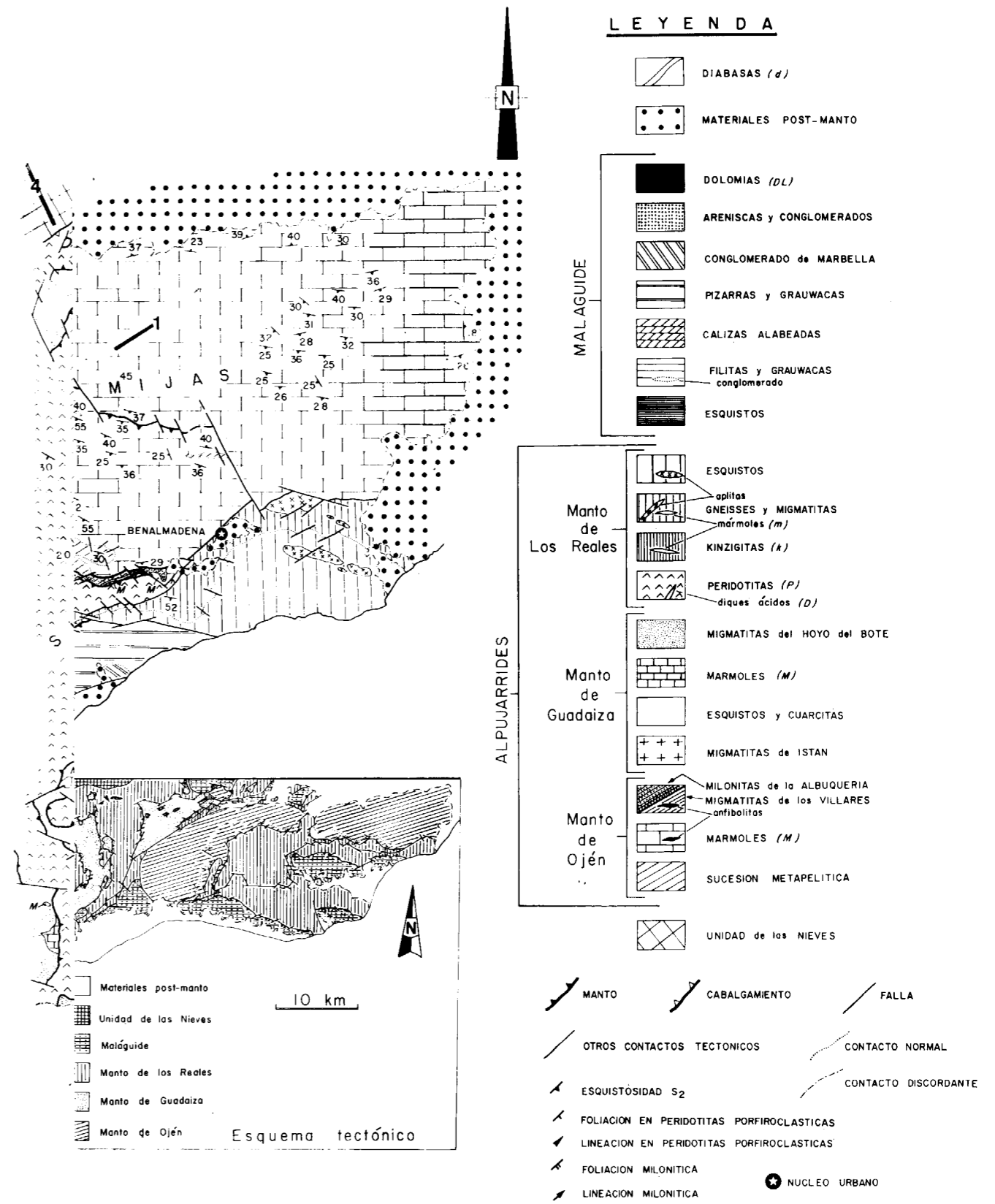
litológicas y paleontológicas de los materiales de la región.

A principios del siglo (pero aún en la etapa en la que no se suscitan problemas de aloctonía a gran escala en la cordillera), aparecen las memorias de ORUETA (1917, 1919), en las que establece las bases de los estudios petrográficos y petrológicos de las peridotitas y rocas metamórficas de la Serranía de Ronda. Casi al mismo tiempo, GALVALA y LABORDE (1918, 1924) publican sus resultados sobre la geología de la Sierra de Grazalema y un mapa geológico de Cádiz.

El descubrimiento de importantes mantos de corrimiento en las Cordilleras Béticas (NICKLES, 1902; TERMIER, 1911; STAUB, 1926; BROUWER, 1926) marca el inicio de una nueva época, en la que destaca la obra de BLUMENTHAL (1927, 1928, 1929, 1930, 1931, 1933, 1935, 1949) sobre cualquier otra. BLUMENTHAL (1927) reconoció la existencia de uno de los grandes conjuntos estructurales de las

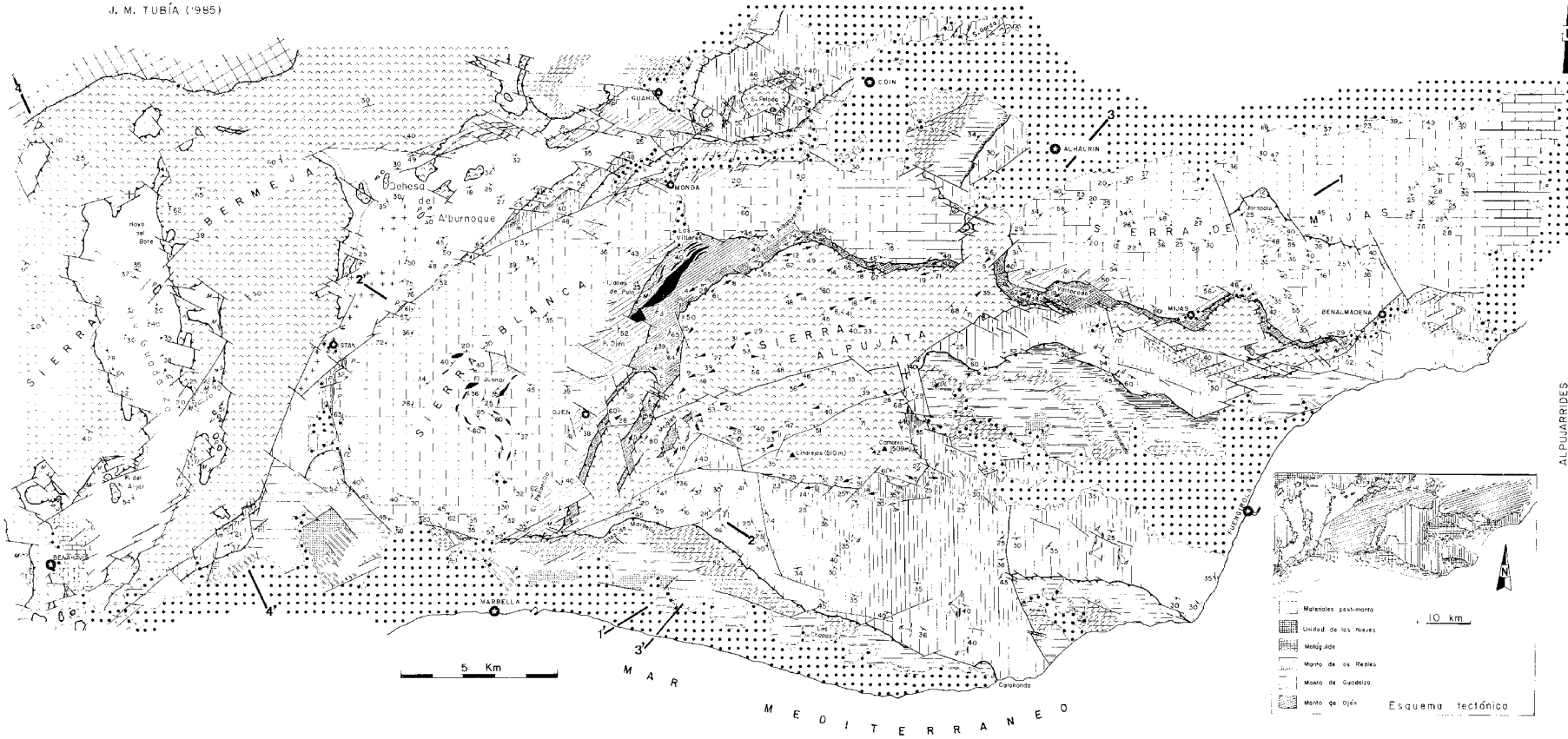
Zonas Internas, el «Bético de Málaga» (donde determinó la existencia de Devónico y Silúrico), situando los terrenos metamórficos de la región, incluidos los mármoles de las sierras de Mijas y Blanca, en su base; inicialmente había considerado que los mármoles eran materiales mesozoicos metamorfizados que aparecían en ventana tectónica, bajo el Bético de Málaga. Indicó, además, la presencia de un metamorfismo de contacto, atribuido a la acción de las peridotitas y otro de tipo regional.

Los resultados del equipo alemán de la Universidad de Bonn, en los años sesenta, modifican apreciablemente los de Blumenthal y ofrecen una cartografía geológica muy detallada, que ha servido de base para la realización de trabajos de autores posteriores. Su aportación más interesante reside en el reconocimiento de dos unidades alpujarrides dentro de los términos metamórficos de la base del Bético de Málaga de Blumenthal: la de «Casares» (DÜRR, 1963), al O de Sierra Bermeja y



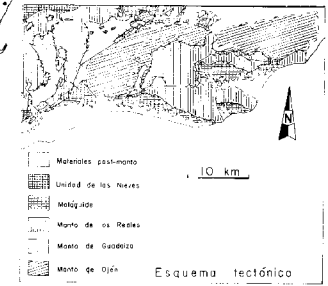
MAPA GEOLOGICO DE LOS ALPUJARRIDES OCCIDENTALES (entre Benalmádena y el río Guadaiza)

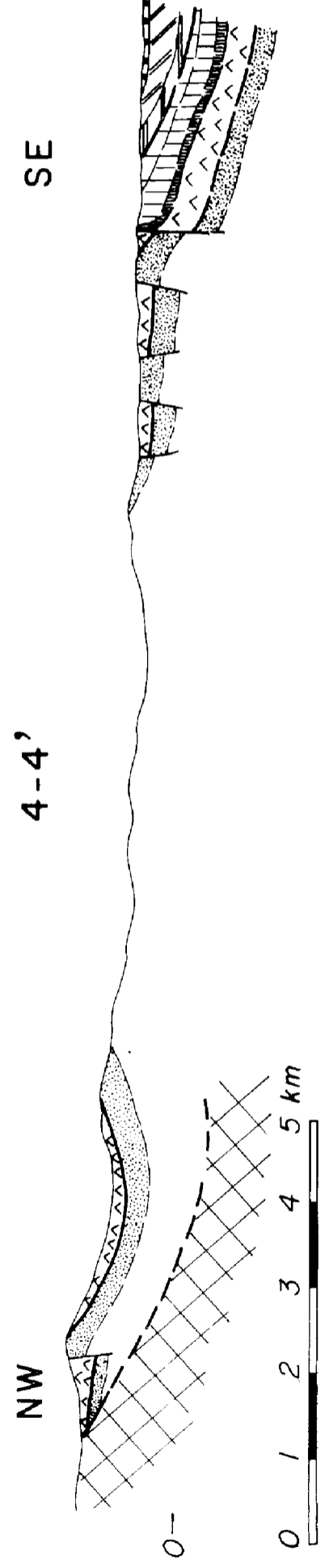
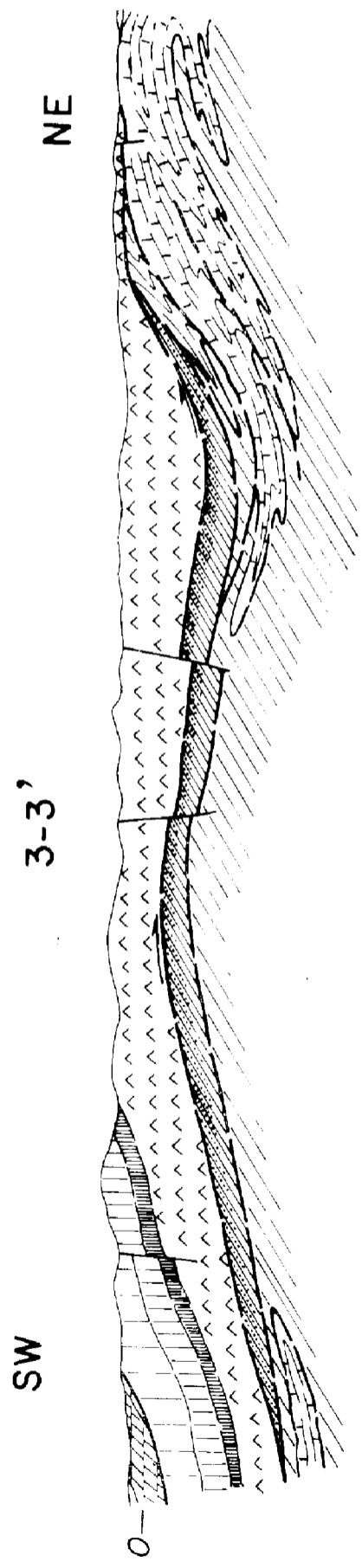
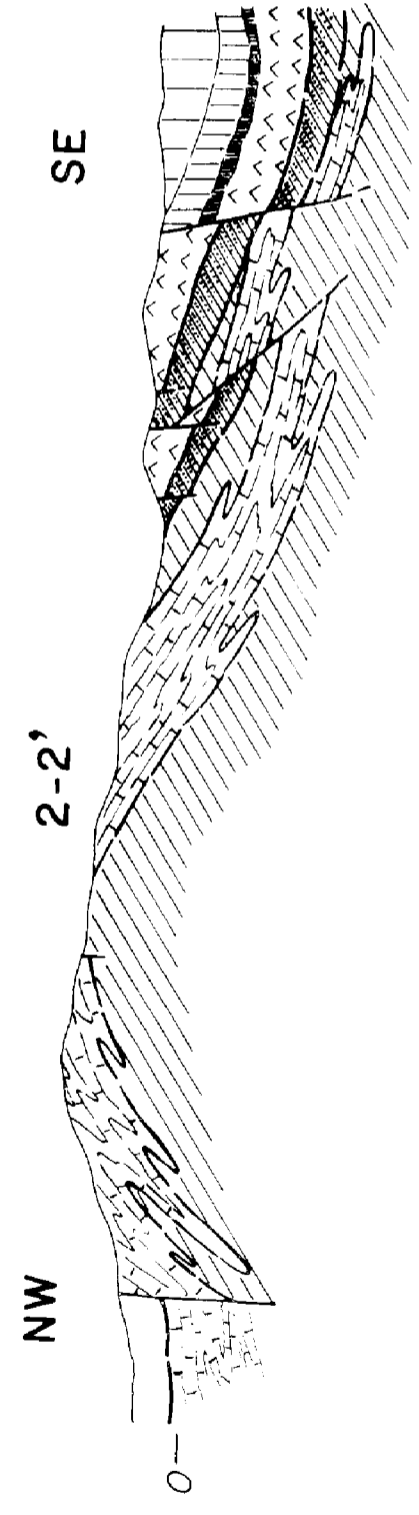
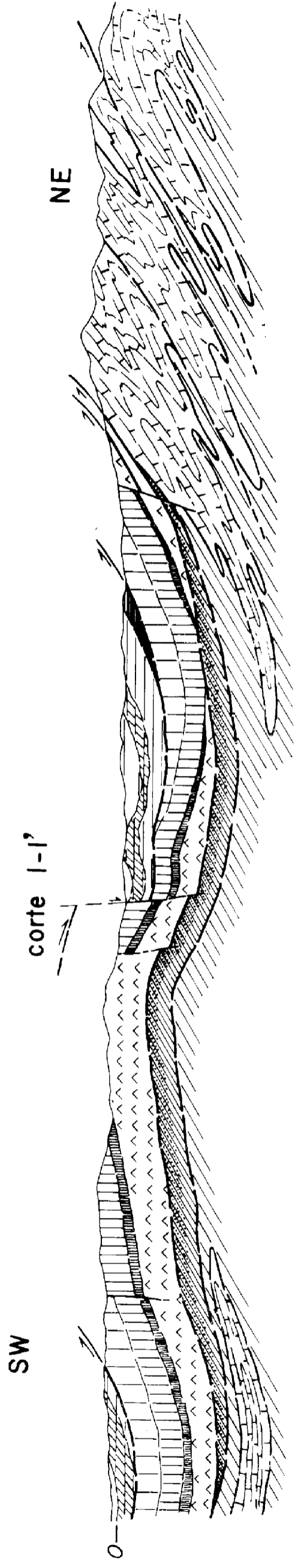
J. M. TUBÍA (1985)



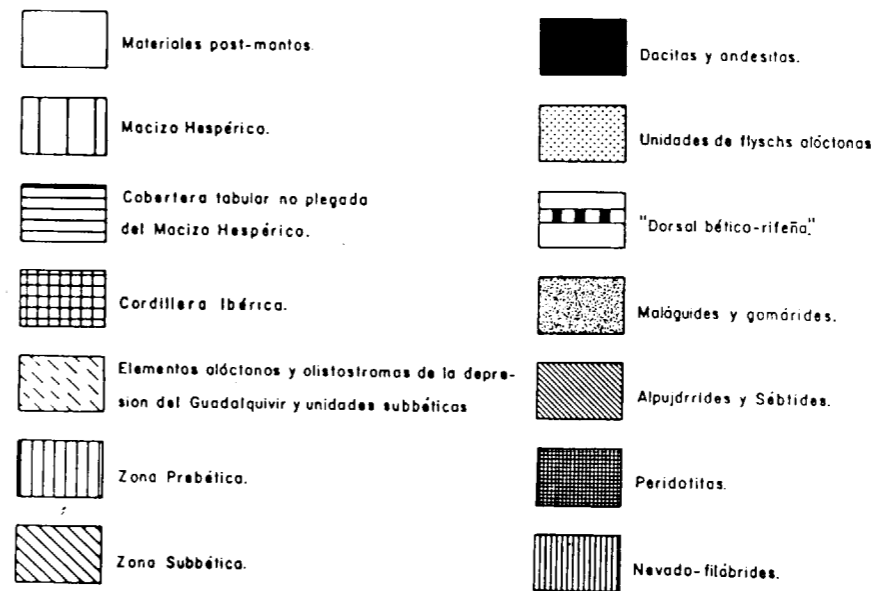
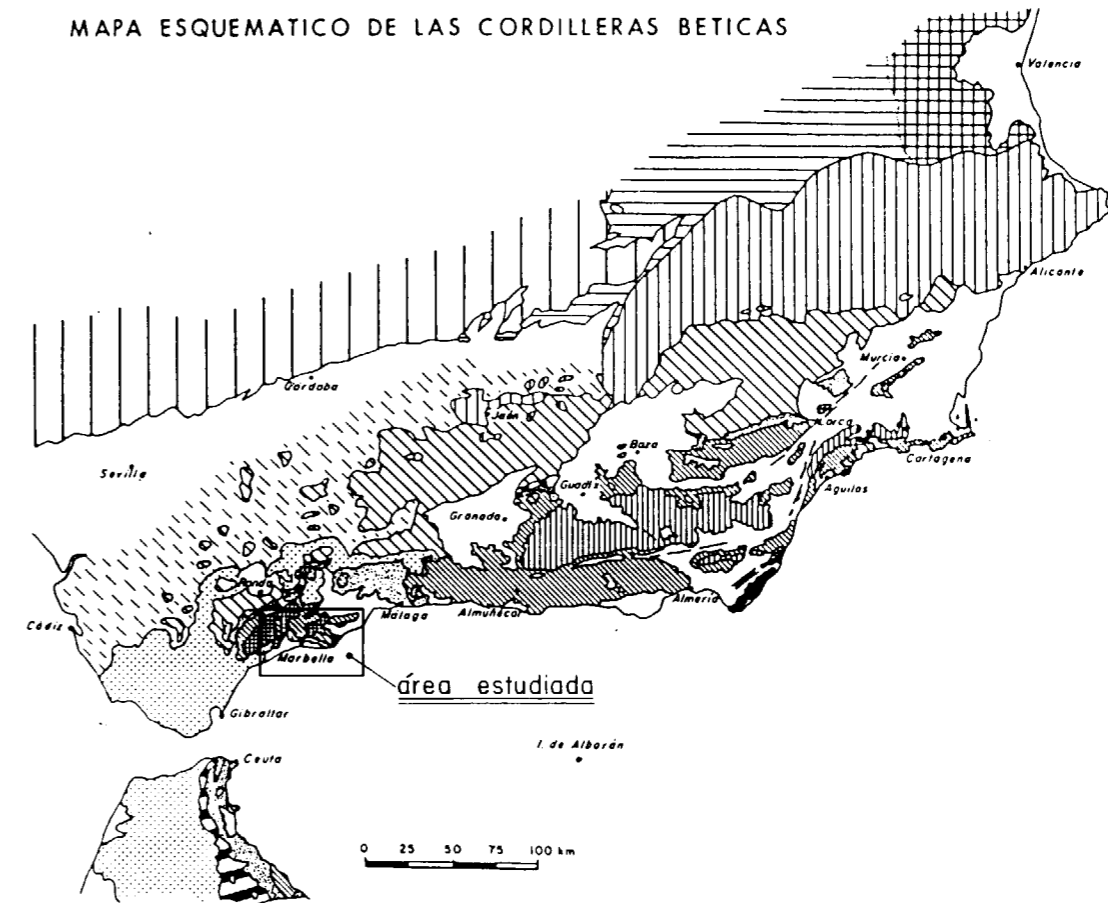
LEYENDA

- DIABASAS (d)
 - MATERIALES POST-MANTO
- MALAQUIDE**
- DOLOMITAS (DL)
 - ARENISCAS Y CONGLOMERADOS
 - CONGLOMERADO DE MARBELLA
 - PIZARRAS Y GRAUWACAS
 - CALIZAS ALABEADAS
 - FILITAS Y GRAUWACAS CONGLOMERADAS
 - ESQUISTOS
- Manto de Los Reales**
- ESQUISTOS
 - GNEISES Y MIGMATITAS gneises (m)
 - MIGMATITAS (M)
 - MIGMATITAS DE HOYOS DEL BOTE
- Manto de Guadiza**
- MARMÓLES (M)
 - ESQUISTOS Y CUARCITAS
 - MIGMATITAS DE ISTAN
- Manto de Ojén**
- MELONITAS DE LA ALBUQUERIA
 - MIGMATITAS DE LOS VILLARES
 - MARMÓLES (M)
 - SUCESSION METAPELITICA
- UNIDAD DE LOS NIEVES**
- UNIDAD DE LOS NIEVES
- Esquema tectónico**
- MANTO
 - CABALGAMIENTO
 - FALLA
 - OTROS CONTACTOS TECTONICOS
 - CONTACTO NORMAL
 - CONTACTO DISCORDANTE
 - ESQUISTOSIDAD Sg
 - FOLIACION EN PERIDOTITAS PORFIROCLASTICAS
 - LINEACION EN PERIDOTITAS PORFIROCLASTICAS
 - FOLIACION MELONITICA
 - LINEACION MELONITICA
 - NUCLEO URBANO





MAPA ESQUEMATICO DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS



F. ALDAYA y F. NAVARRO-VILÁ, 1981

Figura 2.—Situación geológica de la zona estudiada en las Cordilleras Béticas.

la de «Blanca» (MOLLAT, 1965) al E. De esta manera el Bético de Málaga, en la hipótesis de Dürr, queda despojado de sus términos metamórficos; no así en la de MOLLAT (1965), en la que aún sigue conservando una base metamórfica, a la que denomina «gneis basal», y, además, se establece la presencia de alpujarrides en este sector de la cordillera. DURAND-DELGA (1968) propuso el nombre de Maláguides, en sustitución del Bético de Málaga; en su opinión los materiales cristalinos antiguos no formarían parte de la secuencia maláguide, sino que serían elementos alpujarrides.

KORNPROBST (en DIDON et al., 1973) sugiere una nueva división estructural para los alpujarrides de esta zona y establece su correlación con los Sébtides (DURAND-DELGA, 1963; DURAND-DELGA y KORNPROBST, 1963) de la Cordillera Rifeña.

Conviene señalar que la unidad de Blanca ha sido atribuida tanto al Complejo Nevado-Filábride (EGELER y SIMON, 1969; LUNDEEN, 1978; PILES et al., 1978) como al Alpujarride (MOLLAT, 1965; MON, 1969; DIDON et al., 1973; TORRES-ROLDÁN, 1979a) y que no existe unanimidad sobre su situación, superior o inferior, en relación a los macizos ultramáficos, ni sobre las disposiciones relativas y edades de sus materiales.

Los extensos afloramientos de peridotitas que hay en el área han atraído, desde antiguo, el interés de numerosos investigadores. ORUETA realizó en 1919 un exhaustivo estudio petrográfico del macizo de Sierra Bermeja, y planteó cuestiones que aún constituyen temas de discusión, como son la relación de las rocas ultrabásicas con el metamorfismo de las rocas adyacentes y la edad del emplazamiento. La mayor parte de los trabajos sobre las peridotitas de Ronda se han realizado en Sierra Bermeja y son, principalmente, de naturaleza petrológica (DICKY, 1970; OBATA, 1977; SCHUBERT, 1977) o geoquímica (SUEN, 1978). El estudio de DAROT (1973, 1974) es el único que ha descrito los rasgos estructurales del macizo de Sierra Bermeja. También los datos existentes sobre Sierra Alpujata son exclusivamente petrológicos y geoquímicos (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1967; AGUILAR et al., 1973). Hay que añadir, además, los estudios de KORNPROBST (1969, 1971) y REUBER et al. (1982) sobre las peridotitas rifeñas de Beni-Boussera (Marruecos), equivalentes africanas de las de Ronda. El viejo problema concerniente a la posible relación entre las rocas ultrabásicas y los materiales metamórficos circundantes ha atraído

do, recientemente, la atención de varios investigadores. En los trabajos de LOOMIS (1972a, 1972b, 1972c, 1975a, 1975b), WESTERHOF (1975, 1977), LUNDEEN (1978) y TORRES-ROLDÁN (1979a, 1983) se analizan las características de las sucesiones metamórficas de los diferentes conjuntos estructurales de la región, y se discute el significado tectónico de los afloramientos peridotíticos.

Puede resumirse que, respecto de las peridotitas y rocas metamórficas adyacentes, la opinión de los autores precedentes difiere notablemente en cuestiones básicas, como son:

- La posición que ocupan las peridotitas respecto de las unidades alóctonas con materiales metamórficos. MOLLAT (1965) propuso que las peridotitas descansan sobre un conjunto metamórfico, al que llamó Unidad de Blanca; la mayor parte de los investigadores posteriores (DICKY, 1970; KORNPROBST, en DIDON et al., 1973; DAROT, 1973; WESTERHOF, 1975; OBATA, 1977; LUNDEEN, 1978) comparten la misma opinión. Hay investigadores que sostienen, aún, la postura opuesta, es decir, que las peridotitas yacen bajo la unidad de Blanca, como LOOMIS (1975a) y TORRES-ROLDÁN (1979a, 1983). Una tercera posibilidad es la que aporta KORNPROBST (en DIDON et al., 1973), que mantiene que existen peridotitas no sólo en el techo de la unidad de Blanca, sino también en su base.
- La edad de emplazamiento de las rocas ultrabásicas. Sobre este punto hay un grupo de autores (MOLLAT, 1965; LOOMIS, 1975a; WESTERHOF, 1975; LUNDEEN, 1978; TORRES-ROLDÁN, 1979a; PRIEM et al., 1979) que se pronuncian por un emplazamiento durante la orogenia alpina. LOOMIS (1975a) y PRIEM et al. (1979) proporcionan dataciones isotópicas que indican una edad terciaria para el metamorfismo de las rocas adyacentes a las peridotitas; los datos de POLVE y ALLEGRE (1980) y MICHARD et al. (1983) convergen en el mismo sentido. En cambio, KORNPROBST (1976) se inclina por un emplazamiento prealpino, opinión que comparten REUBER et al. (1982).

Las publicaciones de los autores citados presentan cartografías parciales que se completan con la publicada por el Instituto Geológico y Minero de España, de escala 1/200.000 y 1/50.000.

1.3. LAS UNIDADES TECTONICAS DIFERENCIADAS

En esta porción de las zonas internas de las Cordilleras Béticas existen tres mantos alpujarrides (fig. 3), que son de abajo a arriba (NAVARRO-VILA y TUBIA, 1983):

- El manto de Ojén.
- El manto de Guadaiza.
- El manto de Los Reales.

Sobre ellos se disponen diversos términos pertenecientes al Complejo Maláguide.

Los tres mantos tienen estructuras adquiridas durante un proceso de deformación polifásico, que atestiguan una evolución tectónica comparable.

La primera fase de deformación se reconoce únicamente por una esquistosidad residual, conservada habitualmente como una S interna en porfiroblastos. La segunda fase de deformación es la más prominente de las tres; está representada por la esquistosidad principal de las rocas, S₂, y sólo esporádicamente se aprecian los pliegues, P₂, relacionados con S₂. La tercera fase de deforma-

ción se manifiesta generalmente por la existencia de pliegues que deforman a S₂ y que desarrollan localmente una esquistosidad, S₃, de crenulación.

Todas las referencias toponímicas que utilizo en la descripción de los capítulos siguientes se pueden encontrar en las Hojas 1/50.000 del Mapa Topográfico Nacional, 1.065 (Marbella) y 1.066 (Coín).

Manto de Ojén

La denominación procede del pueblo de Ojén, localizado unos 5 Km. al norte de Marbella, dentro de terrenos que pertenecen a este manto. El manto de Ojén está compuesto por una sucesión metapelítica rica en anfibolitas y cuarcitas, sobre la que descansa un potente tramo de mármoles. Completan el registro litológico del manto de Ojén un conjunto migmatítico, las migmatitas de los Villares, que aflora sobre los mármoles y la sucesión metapelítica y bajo los macizos de peridotitas (Alpujata y Mijas) del manto de Los Reales; las migmatitas de los Villares contienen in-

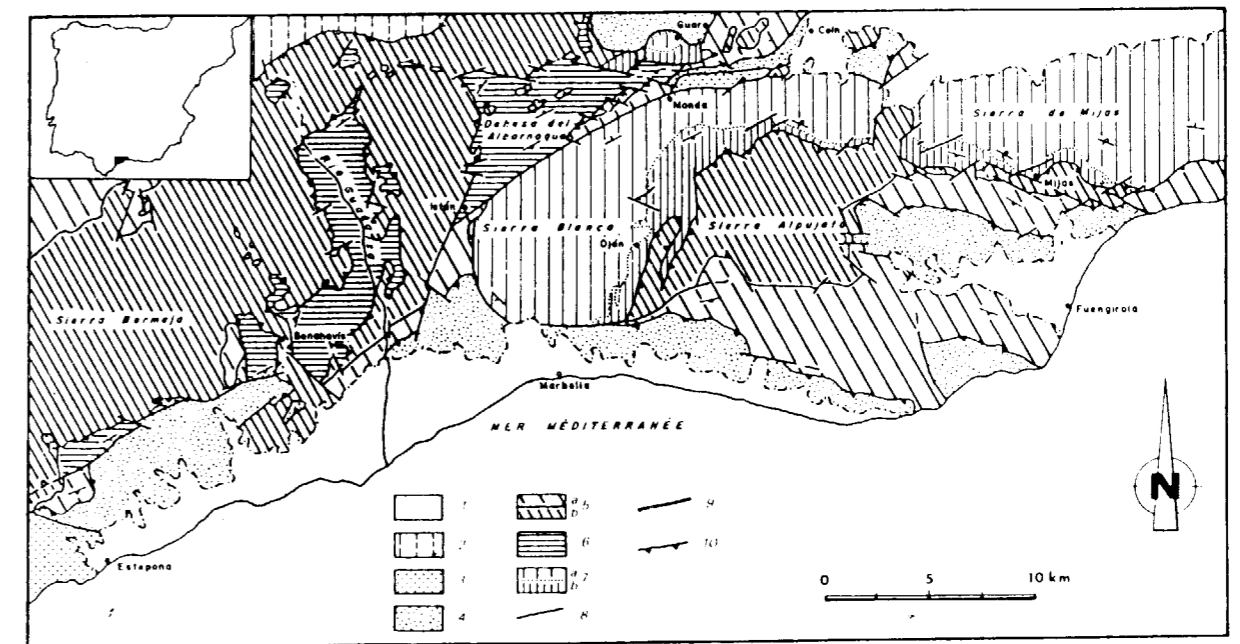


Figura 3.—Esquema cartográfico de las unidades diferenciadas (tomado de NAVARRO VILA y TUBIA, 1983). 1. Depósitos post-manto; 2. Unidad de las Nieves; 3. Flyschs alóctonos; 4. Complejo Maláguide; 5. Manto de Los Reales (5a. sucesión metamórfica; 5b. peridotitas); 6. Manto de Guadaiza; 7. Manto de Ojén (7a. mármoles; 7b. sucesión metapelítica); 8. Contacto tectónico; 9. Falla; 10. Cabalgamiento.

clusiones de anfibolitas ortoderivadas. Las migmatitas cercanas al contacto con las peridotitas han sufrido una intensa deformación plástica que permite diferenciar un tramo de tectonitas, las milonitas de la Albuqueria, sobre las migmatitas de los Villares.

Manto de Guadaiza

El manto de Guadaiza adquiere el nombre del río Guadaiza, en cuyo valle se pueden observar los materiales sobre los que reposan las peridotitas de Sierra Bermeja. Ocupa una región de dimensiones reducidas, aproximadamente 75 Km², dentro de la mitad occidental de la zona estudiada; aflora bajo las peridotitas del macizo de Sierra Bermeja, términos basales del manto de Los Reales, en la ventana del río Guadaiza y en la Dehesa del Albornoque, situada al norte de Sierra Blanca, entre Istán, Monda y Guaro (fig. 3). Las pequeñas masas migmatíticas dispersas entre las peridotitas de Sierra Bermeja completan sus afloramientos. Los micaesquistos y las cuarcitas son los materiales dominantes en el manto de Guadaiza, que además tiene una buena representación de productos migmatíticos y, en menor proporción, mármoles. La columna de materiales del manto de Guadaiza está formada, en orden ascendente, por:

- Las migmatitas de Istán.
- Un tramo de esquistos cuarcíticos.
- Mármoles.

A estos materiales hay que añadir las migmatitas del Hoyo del Bote que ocupan estructuralmente la posición superior en la sucesión litológica del manto de Guadaiza.

Manto de Los Reales

El nombre deriva del pico de Los Reales (1.452 metros) que es la cima más alta del macizo ultrabásico de Sierra Bermeja. El término Unidad de Los Reales fue propuesto por KORNPROBST (en DIDON et al., 1973) aplicándolo a los términos más bajos de la Unidad de Casares de DÜRR (1963), para designar al conjunto de las peridotitas del macizo de Sierra Bermeja y la envoltura metamórfica superior de su contacto noroccidental. En este trabajo he conservado la denominación de manto de Los Reales, con idéntico sentido, aunque incluyendo regiones (peridotitas de Sierra Al-

pujata y los materiales metamórficos que se les superponen por el sur) que KORNPROBST atribuía a la Unidad de Blanca (MOLLAT, 1965).

Los macizos de peridotitas de la Serranía de Ronda son los términos inferiores de la secuencia del manto de Los Reales. Sobre las peridotitas existe una sucesión metamórfica que consta, de abajo hacia arriba, de los siguientes tramos: una banda estrecha, pero muy continua, de rocas granulíticas, que son reemplazadas gradualmente por un conjunto de gneisses y migmatitas y un tramo de esquistos grafitosos, con metamorfismo decreciente hacia arriba, que presentan algunas intercalaciones de cuarcitas y metaconglomerados.

Equivalencias con unidades previas

El reconocimiento de las unidades de Casares (DÜRR, 1963) y de Blanca (MOLLAT, 1965) sentó las bases para la división estructural de esta porción de la Zona Bética. KORNPROBST (en DIDON et al., 1973) modifica parcialmente esta diferenciación, al proponer la separación de la Unidad de Casares en dos unidades: la superior, llamada también Unidad de Casares, queda reducida a los términos epimetamórficos de la Unidad de Casares de DÜRR, y la inferior, o Unidad de Los Reales, estaría formada por las peridotitas de Sierra Bermeja y los materiales metamórficos suprayacentes. LOOMIS (1972a) diferencia dos conjuntos metamórficos, «gneiss series» y «hornfels series» que considera colocados sobre los macizos ultrabásicos.

La diferenciación de unidades seguida en esta Tesis establece la separación de dos mantos en la Unidad de Blanca, los dos desprovistos de peridotitas: el manto de Guadaiza, que reposa sobre el de Ojén. El manto de Los Reales es equivalente a la Unidad de Los Reales de Kornprobst, aunque amplía considerablemente su extensión superficial, al incluir en él todos los macizos peridotíticos de la región y los materiales alpujarrides suprayacentes. La figura 4 establece las equivalencias entre las unidades propuestas por diversos autores con las seguidas en este trabajo.

2. CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS

2.1. MANTO DE OJÉN

La sucesión normal de materiales del manto de

DÜRR (1963)	MOLLAT (1965)	LOOMIS (1972a)	KORNPROBST (en DIDON et al., 1973)	NAVARRO-VILA y TUBIA (1983)
Unidad de Casares		Gneiss series	Unidad de Casares	Manto de Los Reales
			Unidad de Los Reales	
	Unidad de Blanca	Hornfels series	Unidad de Blanca	Manto de Guadaiza
				Manto de Ojén

Figura 4.—Equivalencias de los mantos diferenciados en este trabajo con las unidades definidas por autores anteriores.

Ojén, mármoles sobre la secuencia metapelítica, es observable en la Sierra de Cártama (situación en la fig. 1), en el núcleo de Sierra Blanca, en los alrededores de Monda y al norte de Benalmádena, mientras que a lo largo del borde meridional de la Sierra de Mijas y del oriental de Sierra Blanca se aprecia lo contrario, es decir, que la sucesión metapelítica reposa sobre los mármoles; como propusiera MOLLAT en 1965, en las últimas zonas ocurre una inversión generalizada de la secuencia de materiales de la unidad de Blanca, equivalente al manto de Ojén. Esta misma situación ha conducido a WESTERHOF (1975), que ha estudiado el metamorfismo del sector de la mina del Peñoncillo, de unos 10 Km² de extensión, al SE de Sierra Blanca, a sostener que los mármoles ocupan una posición estratigráfica inferior a la sucesión metapelítica.

Además de los mármoles y de la sucesión metapelítica, existen las migmatitas de los Villares y las milonitas de la Albuqueria, que forman una aureola de rocas metamórficas en torno a las peridotitas del manto de Los Reales, que se sigue desde el macizo de Mijas hasta el de Sierra Alpujata; desde Valtocado, en el extremo oriental del macizo de Sierra Alpujata, hasta el Peñoncillo en el occidental, esta banda se ve interrumpida sólo en la apófisis de Alhaurín, donde las peridotitas reposan directamente sobre los mármoles por medio de un contacto subhorizontal.

2.1.1. Mármoles

La presencia de extensos afloramientos de mármoles contribuye a diferenciar el manto de Ojén de las otras unidades alpujarrides de la zona. Los mármoles constituyen la Sierra Blanca y la alineación

montañosa que se prolonga desde ella, con dirección este-oeste, hasta la Sierra de Mijas, donde acaban hundiéndose bajo los materiales post-orogénicos de la cuenca del Guadalhorce; vuelven a aparecer en Guaro y en la Sierra de Cártama.

A pesar de su homogeneidad, pueden separarse varios tramos dentro del conjunto carbonatado (figura 5). En Jarapalo y en el norte de Benalmádena, lugares donde la sucesión metapelítica aflora en posición normal bajo las rocas carbonatadas, se encuentran unos mármoles de color ocre y grano medio, que contienen numerosos niveles boudinados de anfibolitas y también calcoesquistos y nódulos redondeados de cuarzo blanco (de tamaño variable entre 1-2 mm. y 10 cm.); los nódulos de cuarzo tienen bordes epidotizados cuando están asociados a los calcoesquistos. Estos niveles de mármoles alternan con bancos decamétricos de mármoles calcáreos de color blanco y azulado y

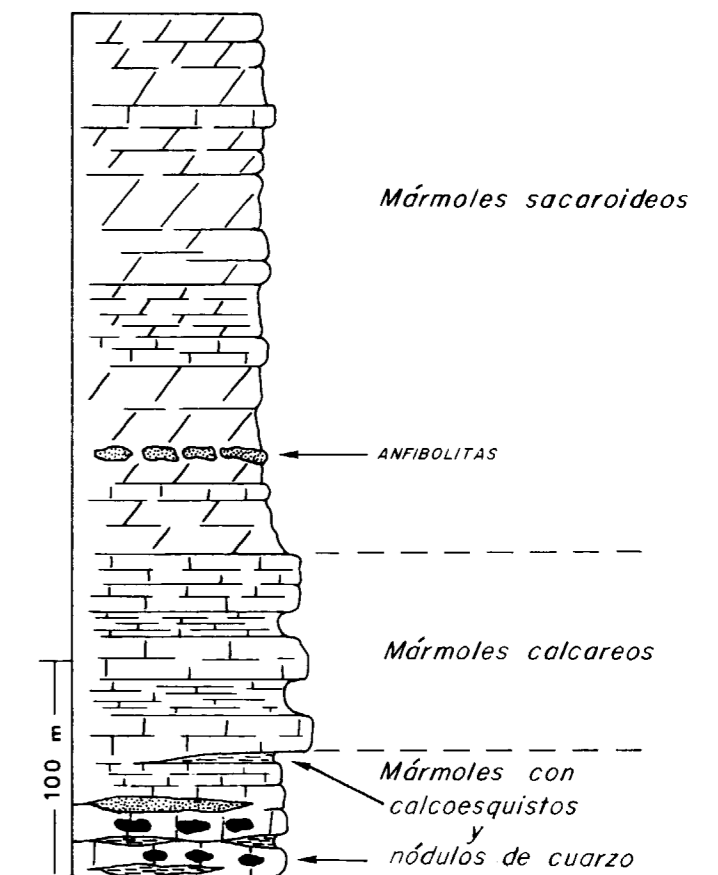


Figura 5.—Columna esquemática de la sucesión carbonatada del manto de Ojén.

de tamaño de grano grueso; niveles semejantes con nódulos de cuarzo y calcoesquistos aparecen en el Juanar, sobre las cuarcitas de la sucesión metapelítica y al sur de Sierra Blanca. En otros lugares, como en la Sierra de Cártama y en el Puerto de Ojén, los mármoles que contactan con la sucesión metapelítica contienen casi exclusivamente niveles discontinuos de anfibolitas.

Encima vienen mármoles sacaroideos, de composición dolomítica, muy homogéneos. Se trata de mármoles de color blanco y de grano grueso, que se disgregan con suma facilidad, transformándose en arenales formados por romboedros de dolomita. Esta característica permite distinguir los dos conjuntos ya que los mármoles basales, de composición calcárea, dan relieves mucho más abruptos que los mármoles sacaroideos superiores, de composición esencialmente dolomítica. Ambos tipos de mármoles son fértidos.

En Jarapalo (N de la Sierra de Mijas) y en Sierra Blanca, se observan los mármoles sacaroideos debajo de los mármoles bandeados, como consecuencia de la tectónica local (ver cortes geológicos). Los mármoles están habitualmente muy plegados, hecho fácilmente comprobable en el tramo inferior dada la abundancia de intercalaciones, y, consecuentemente, la estimación de la potencia de la secuencia marmórea es difícil, aunque puede cifrarse en unos 400 m., aproximadamente.

Descripción petrográfica

La mayor parte de los mármoles son composicional y texturalmente homogéneos; están constituidos por uno o dos carbonatos (calcita y/o dolomita) y sus texturas más habituales son granoblásticas, con cristales de tamaño grueso a muy grueso. También existen, en multitud de afloramientos mármoles impuros que contienen silicatos además de carbonatos. Los silicatos aparecen en niveles centimétricos a decimétricos dentro de mármoles puros, dibujando un bandeo que denota un origen sedimentario probable, dado por la alternancia inicial de calizas y niveles detríticos. Es posible constatar que la proximidad de las peridotitas del manto de Los Reales ejerce un cierto control sobre el tipo de silicatos que se desarrollan en las rocas carbonatadas; en efecto, se comprueba de manera sistemática que las asociaciones minerales de los mármoles próximos a las peridotitas (mina Serillare, Valtocado) son di-

ferentes, e indicativas de un grado metamórfico más elevado, a las que presentan los de zonas alejadas (Jarapalo, Juanar) de las rocas ultrabásicas.

Las asociaciones minerales más frecuentes en los mármoles cercanos a las ultrabásitas constan de:

calcita + diópsido + forsterita ± flogopita ± espinela

Además de estos minerales contienen, localmente, granate (mina Serillare) o plagioclasa + cuarzo (Valtocado).

Las de mármoles alejados de las peridotitas están compuestos corrientemente por:

tremolita + diópsido + talco + dolomita

Hay que señalar que los mármoles ricos en espinela o forsterita son pobres en flogopita y viceversa, así como que las muestras con plagioclasa y cuarzo carecen de olivino.

Por lo que respecta a las texturas, se observa con frecuencia que los mármoles con nódulos de cuarzo del norte de la Sierra de Mijas tienen texturas granoblásticas elongadas, que definen una foliación neta y son de tamaño de grano medio-fino. Los que están situados bajo las peridotitas de la «apófisis de Alhaurín» son de textura granoblástica elongada y tienen un bandeo milimétrico, ligeramente oblicuo al alargamiento de los granos que son de grano fino o muy fino. Finalmente hay mármoles con texturas cataclásticas incluidos en las migmatitas de Valtocado; también presentan un bandeo, producido como consecuencia de fracturaciones intragranulares y deslizamientos intergranulares que producen una reducción del tamaño de los granos en bandas, selectivamente.

2.1.2. Sucesión metapelítica

La sucesión metapelítica está caracterizada por la alternancia de niveles, de espesor decimétrico a centimétrico, de anfibolitas, esquistos grises con sillimanita y cuarcitas. Estos materiales afloran entre las migmatitas de los Villares y las Sierras de mármoles en las zonas del Puerto de Ojén y de Valtocado, presentando, en ambos casos, formas lenticulares megascópicas. También aparecen en el borde oriental de Sierra Blanca, aunque con características de restitas de grandes dimensiones asociadas a las migmatitas de los Villares.

Los términos de la sucesión metapelítica próximos a las migmatitas de los Villares son gneísicos, de colores oscuros y con aspecto bandeado. Estos gneises son ricos en niveles de leucosomas de composición granítica, que pueden interpretarse como fundidos «in situ». Casi siempre los niveles milimétricos de leucosoma son concordantes con el bandeo composicional de los gneises, aunque también los hay discordantes; los primeros suelen aparecer plegados isoclinamente a escala centimétrica o métrica, mientras que los segundos se colocan en la posición de las superficies axiales de los pliegues (foto 1); los discordantes son por lo tanto de una generación más joven que los concordantes.

Como en los mármoles, también en los materiales de la sucesión metapelítica es posible constatar una variación espacial de las asociaciones minerales en relación con la mayor o menor proximidad a las peridotitas; las muestras procedentes de las intercalaciones pelíticas de Jarapalo y del Juanar, alejadas de las peridotitas, contienen andalucita, mientras que las cercanas a las rocas ultrabásicas contienen porfiroblastos de cordierita, idioblásticos y helicíticos, de tamaño milimétrico a centimétrico (foto 2).

Descripción petrográfica

La característica más peculiar de la sucesión metapelítica, desde un punto de vista petrográfico, es la distribución generalizada de la sillimanita en todos los términos de composición adecuada, y con independencia de su posición en la columna de materiales.

La sillimanita existe como una variedad prismática y como fibrolita; en ambos casos forma intercrecimientos con la biotita. Son estos agregados de sillimanita y biotita, alternantes con bandas en las que se concentran los minerales leucocratos, los que contribuyen del modo más claro a definir la foliación. La esquistosidad general está microplegada, lo que conduce a la poligonización de la sillimanita y la biotita en las zonas de charnela de los micropliegues (foto 3). En algunos casos la sillimanita, prismática y fibrolítica, se concentra en haces que adoptan una forma sigmoide (foto 4).

El granate, que tiene siempre unos rasgos texturales característicos, cristaliza en porfiroblastos de dimensiones milimétricas (llegan a superar 5

milímetros de diámetro) en los que se diferencian dos zonas (foto 5): un núcleo interno, de forma redondeada o elíptica, con numerosas inclusiones de cuarzo ordenadas según una estructura planar interna rectilínea, S_1 , y, ocasionalmente, una zona marginal que forma una corona continua alrededor de la anterior.

La zona externa es ligeramente rosada, mientras que la interna es incolora. La S_1 del núcleo de los granates choca bruscamente con la esquistosidad externa (normalmente forman 35°) y se observa que los granates están rodeados por sombras de presión, generalmente asimétricas. Estas características sugieren que el granate ha crecido en dos etapas: el núcleo es claramente anterior al desarrollo de la esquistosidad general, y el borde, más tardío, probablemente también, ya que nunca se observan criterios que permitan suponer un crecimiento sincinemático, y sí, por el contrario, sombras de presión.

La asimetría de las sombras de presión de los granates y las formas sigmoides de la sillimanita convergen para indicar el carácter rotacional de la deformación.

Las cuarcitas constituyen una parte importante de la sucesión metapelítica. Su composición mineral es muy variada, encontrándose desde cuarcitas puras (% cuarzo > .95%) a otras caracterizadas por las asociaciones:

cuarzo + sillimanita
 cuarzo + plagioclasa + clinopiroxeno + anfíbol +
 + biotita + calcita
 cuarzo + biotita
 cuarzo + sillimanita + andalucita

Las cuarcitas con piroxenos son de colores azules, tanto más intensos cuanto mayor es el contenido en piroxenos. Las características ópticas corresponden a las del diópsido. Los clinopiroxenos se agrupan en niveles milimétricos alternantes con bandas de composición cuarcítica.

La plagioclasa se concentra en las bandas cuarcíticas. Las determinaciones ópticas, realizadas según el método de Michel-Levy señalan un contenido en An_{40-55} , lo que corresponde a términos andesina-labradorita. Tanto los cristales de plagioclasa como los de clinopiroxeno adoptan con frecuencia forma de almendra.

La hornblenda está siempre relacionada con el

diópsido al que reemplaza, comenzando a sustituirle por las zonas periféricas.

La andalucita se concentra preferentemente en las rocas más cuarcíticas, aunque aparece también en otras con un elevado contenido en biotita. En todos los casos procede de los sectores más alejados de las peridotitas, de las cuarcitas intercaladas con los mármoles del Juanar, de Jarapalo y del N de Benalmádena; también existe en la Sierra de Cártama. La andalucita crece en las bandas ricas en fibrolita y se muestra desorientada y sin signos de deformación. Sus características indican un crecimiento estático y que sustituye a la fibrolita.

2.1.3. Migmatitas de los Villares

Las migmatitas de los Villares, que alcanzan un espesor máximo de 500 m. en la transversal de los Villares, están formadas por tipos nebulíticos mayoritariamente y, en menor medida, estromáticos. En Valtocado y en los sectores orientales de Sierra Blanca las migmatitas se colocan sobre la sucesión metapelítica (fig. 6), mientras que al sur de Coin y Monda afloran directamente sobre los mármoles. Como se aprecia en el mapa geológico, la forma de los afloramientos de las migmatitas es, a grandes rasgos, lenticular.

El contacto que separa las migmatitas de la sucesión metapelítica infrayacente es subparalelo a la disposición de la esquistosidad general de la sucesión metapelítica. La colocación de las migmatitas sobre la sucesión metapelítica puede explicarse por un proceso de metamorfismo, posterior a la inversión del borde sur del manto de Ojén, producido por el emplazamiento, a elevada temperatura, de las peridotitas del manto de Los Reales.

En los contactos con la sucesión metapelítica se aprecia que las rocas cuarzo-feldespáticas están foliadas y afectadas por un metamorfismo retrógrado muy acusado, en facies esquistos verdes, que se traduce en la cloritización y/o seritización de los componentes minerales de las migmatitas. Sobre los materiales retromorfizados aparecen habitualmente migmatitas de grano grueso y texturas nebulíticas, con nódulos verdosos de cordierita y con los minerales carentes de una orientación determinada. Como rasgo característico de las migmatitas más cercanas a la sucesión metapelítica hay que destacar la presencia de enclaves anfibolíticos y cuarcíticos, esencialmente, aunque también los hay de gneisses (fig. 6). Composicional y texturalmente estos enclaves son idénticos a los niveles de anfibolitas, cuarcitas y gneisses de la sucesión metapelítica infrayacente, por lo que pueden ser interpretados como restitas de la serie metapelítica que no han sido asimilados por la migmatización.

El paso a las milonitas de la Albuqueria que se desarrollan sobre las migmatitas es gradual (figura 6), y viene marcado por la aparición progresiva de una foliación paralela al contacto con las peridotitas.

El paso a las milonitas de la Albuqueria que se desarrollan sobre las migmatitas es gradual (figura 6), y viene marcado por la aparición progresiva de una foliación paralela al contacto con las peridotitas.

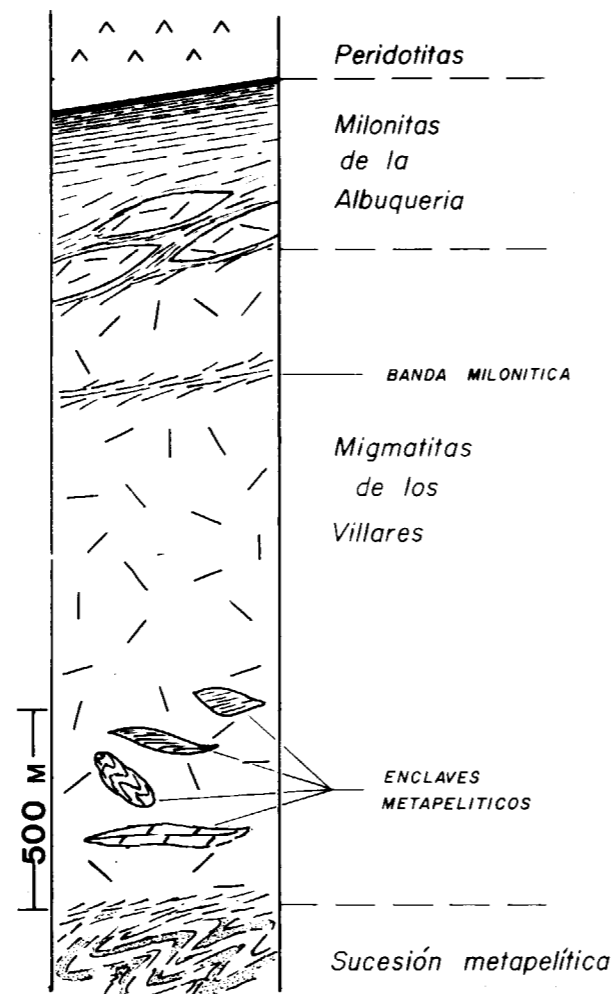


Figura 6.—Sección idealizada de las migmatitas de los Villares; en ella se muestra su posición con respecto a la sucesión metapelítica y a las milonitas de la Albuqueria. La intensidad del rayado en las milonitas indica la importancia de la deformación. El tamaño de los enclaves está exagerado.

siva de una foliación paralela al contacto con las peridotitas.

Descripción petrográfica

La composición mineral de las migmatitas es muy homogénea en todos los sectores, como hacía suponer la uniformidad estructural de los afloramientos: están constituidas principalmente por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y cordierita; en cantidades siempre inferiores al 5 por 100 aparecen granate, sillimanita y biotita; como accesorios presentan apatito, circón, rutilo y turmalina ocasionalmente.

La cordierita siempre forma blastos subidiomorfos, abundando las secciones rectangulares. A lo sumo presentan una débil extinción ondulante. No están muy alteradas: la alteración produce a veces pinnitización, o bien se manifiesta por la aparición de productos isótopos de color anaranjado en los bordes de los cristales que progresan hacia su interior a través de fracturas.

El feldespato potásico aparece como porfiroblastos (0,8-2,5 cm.) de formas subrectangulares, carentes de orientación. Son pecilíticos, englobando sillimanita, granate, cuarzo, biotita y plagioclasa. Están maclados según la ley de Karlsbad y son finamente pertíticos. Las zonas de borde presentan frecuentemente desarrollo de mirmekitas al contactar con plagioclasas y una generación de pequeños neoblastos, producto de una recristalización.

El granate que existe en las migmatitas es siempre de pequeñas dimensiones, de formas redondeadas, y se conserva generalmente como inclusiones en plagioclasa y feldespato potásico y también dentro de cordieritas, aunque más raramente (figura 7). Con carácter general es posible constatar que las rocas con mayor contenido en cordierita carecen de granate y que las que presentan este mineral contienen, comparativamente, poca cordierita.

La plagioclasa, de composición andesina-labradorita (An_{40.55}), es el componente mineral que tiene un hábito idiomorfo mejor desarrollado. Contiene numerosas inclusiones de cuarzo, biotita y granate; las inclusiones de cuarzo son, con frecuencia, aproximadamente poligonales, y se disponen en continuidad con el zonado interno de las plagioclasas, lo que sugiere que el cuarzo procede

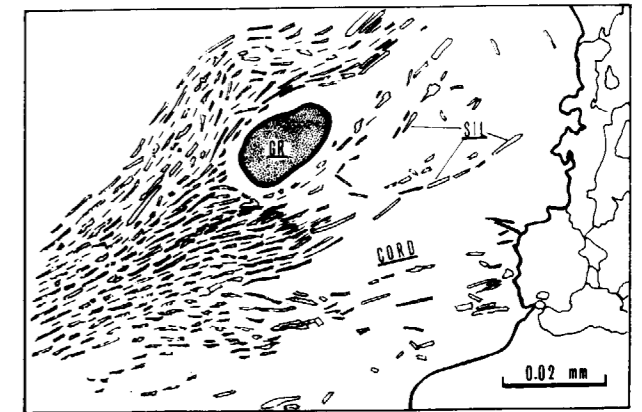


Figura 7.—Inclusiones de granate y sillimanita prismática en un cristal de cordierita (migmatitas de los Villares). CORD: Cordierita. GR: Granate. SIL: Sillimanita.

de cristales de alta temperatura, de formación simultánea a la de la plagioclasa. También los cristales de biotita englobados en plagioclasas ocupan posiciones paralelas a los lados de los zonados, lo que indica que el desarrollo de la biotita es sincrónico de la migmatización. Una característica textural corriente es que los núcleos de los cristales procedan de la coalescencia de varios individuos, lo que proporciona una forma de mosaico a los zonados desarrollados a partir de estas plagioclasas policristalinas (fig. 8). De acuerdo con MEHNERT (1968) las características de las plagioclasas son propias de las diatexitas y denotan contenidos relativamente bajos de agua durante la migmatización.

La sillimanita aparece en forma de prismas agrupados entre los bordes de otros minerales. También puede estar incluida en el feldespato potásico y en la cordierita (fig. 7).

2.1.4. Anfibolitas de los Villares

Las migmatitas de los Villares contienen niveles de anfibolitas. Este tipo de rocas abunda especialmente en los Villares, 3 Km. al S de Monda, desde donde se prolonga hasta los Llanos de Pula, y también en la mina del Peñoncillo, al S de Ojén.

Constituyen masas lenticulares, paralelas entre sí y a la esquistosidad general de la sucesión metapelítica. Algunos cuerpos de anfibolitas superan los 5 Km. de longitud y 100 m. de anchura, mien-

tras que otros son de anchura métrica y longitud decamétrica; afloran también como masas ovoideas de algunos decímetros. En todos los casos aparecen incluidas en las migmatitas; las migmatitas basales son habitualmente biotíticas y de tipos flebiticos o nebulíticos, mientras que las superiores son siempre de tipo nebulítico.

Muestran una gran diversidad estructural: unas son de grano fino, color oscuro y aspecto masivo (las que contienen granate), mientras que otras son de grano grueso, color claro (proporcionado por la abundancia de plagioclasa) y foliadas. Las alternancias de niveles masivos de grano fino con otros de textura «flasher», de grano grueso con plagioclasa, e incluso con niveles de cristales grandes de piroxeno configuran un bandeo a escala de afloramiento que, además, frecuentemente aparece boudinado. Contrastan la manifiesta foliación y lineación de estos materiales con el carácter homogéneo de las migmatitas que las engloban.

Las composiciones minerales de estas rocas presentan grandes variaciones. Las anfibolitas con clinopiroxeno son las más frecuentes, y están constituidas por anfíbol, plagioclasa y clinopiroxeno. Son también muy abundantes las que contienen granate, formadas por anfíbol verde, anfíbol incoloro, plagioclasa, granate y clinopiroxeno; en algún caso se llegan a encontrar rocas constituidas esencialmente por granate (50-70 por 100), clinopiroxeno (30-40 por 100) y plagioclasa (0-10 por 100). Como minerales accesorios existen apatito, rutilo, esfena e ilmenita; no se observa nunca circón, aspecto ya señalado por WESTERHOF (1975) en las anfibolitas de la Mina del Peñoncillo, y que apoya un origen ortoderivado para las anfibolitas.

Los clinopiroxenos presentan corrientemente un hábito porfiroclástico, con sombras de presión (foto 6) en las que se concentra la plagioclasa. En su mayor parte están reemplazadas por un mosaico de pequeños anfíboles incoloros.

Los granates son de formas redondeadas, se concentran en regueros de espesor milimétrico que alternan con otros constituidos por clinopiroxeno, plagioclasa y hornblenda. Generalmente los granates presentan coronas cuando contactan con otros minerales; tales coronas corresponden a texturas de desequilibrio y son de particular interés, ya que reflejan reacciones continuas o discontinuas, bajo condiciones físicas variables, y también

un crecimiento en situación estática. Las coronas están formadas por intercrecimientos radiales finos, en los que coexiste un anfíbol verde azulado y plagioclasa; reemplazan al granate parcialmente (foto 7) o en su totalidad en algunas ocasiones.

La plagioclasa de grano medio a grueso forma agregados de cristales poligonales, que constituyen bandas milimétricas entre las que contienen hornblenda. En las anfibolitas con granate, por el contrario, adopta hábitos intersticiales, adaptándose a los contornos de los clinopiroxenos. Su contenido en anortita proporciona composiciones de andesina-labradorita ($An_{40.65}$), que se desplazan hacia la labradorita-bitownita ($An_{68.80}$) en las anfibolitas con granate.

Las anfibolitas que forman pequeñas inclusiones muestran un grado de transformación del granate y del clinopiroxeno mucho más avanzado que el que exhiben las procedentes de los afloramientos mayores. Las anfibolitas en las que el granate y clinopiroxeno han sido sustituidos prácticamente en su totalidad, indican la existencia de un metamorfismo estático, retrógrado desde facies granulíticas a las condiciones de facies anfibolitas; esta etapa conduce a la formación de los intercrecimientos simplectíticos, a partir del granate, en las anfibolitas, y al desarrollo de las migmatitas de los Villares.

2.1.5. Milonitas de la Albuqueria

Las milonitas de la Albuqueria son tectonitas, de composición cuarzo-feldespatítica, que corresponden a los distintos tipos de rocas de la «serie de las milonitas», en el sentido de SIBSON (1977). La posición estructural de la banda milonítica es invariable: debajo de las peridotitas de Sierra Alpujata y de Mijas, y siempre sobre las migmatitas de los Villares (fig. 6).

El contacto con las peridotitas es siempre neto, y viene marcado, además de por las diferencias de coloración —ocres y blancos, respectivamente— por la vegetación, mucho más exuberante en las milonitas cuarzo-feldespatíticas que en las peridotitas. En cambio, la separación con las migmatitas de los Villares infrayacentes es transicional; en efecto, las migmatitas adquieren progresivamente una deformación, al aproximarse a las rocas ultrabásicas, que se expresa por la aparición de una foliación milonítica y de una marcada lineación

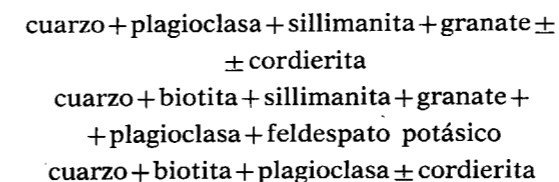
mineral de estiramiento. Inicialmente la foliación aparece en bandas aisladas en el seno de las migmatitas, y va adquiriendo un carácter más penetrativo paulatinamente; finalmente las rocas son finamente foliadas en una distancia de 100 m. desde el contacto con las peridotitas (fig. 6). De esta manera las milonitas adquieren una pronunciada fábrica plano-lineal que las diferencia de las migmatitas de los Villares, de aspecto masivo y sin deformación.

Descripción petrográfica

Las milonitas difieren de las migmatitas infrayacentes no sólo texturalmente, sino también por su composición mineralógica; efectivamente se comprueba la aparición masiva de biotita y sillimanita prismática al pasar de las migmatitas al tramo milonitizado, y se aprecia, a simple vista también, que la proporción de granate aumenta al desplazarse hacia las peridotitas, mientras que la de la cordierita disminuye en el mismo sentido.

La presencia generalizada de biotita, sillimanita, cuarzo, plagioclasa y cordierita permite agrupar estas rocas en las kinzigitas (FISCHER, 1860), aunque hay que precisar que contienen también una proporción notable de feldespatos potásicos, como ocurre con las kinzigitas con distena del manto de Los Reales y de Beni Bousera (ver KORNPROBST, 1971).

Las asociaciones minerales más habituales son:



La sillimanita prismática y la biotita, de color marrón o rojo, forman agregados agrupados en niveles milimétricos o menores, que dibujan la foliación junto con el cuarzo. La plagioclasa, cordierita y el feldespatos potásico forman porfiroclastos, que aparecen rodeados por los otros minerales, dando sombras de presión. La biotita y sillimanita aparecen frecuentemente como inclusiones en los porfiroclastos de feldespatos potásicos (foto 8) y cordierita.

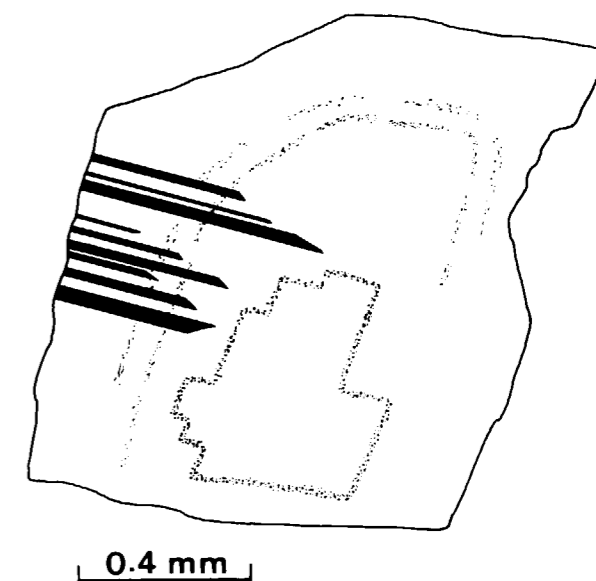


Figura 8.—Plagioclasa con núcleo en forma de mosaico en las migmatitas de los Villares.

Ultramilonitas

Los materiales más deformados presentan un aspecto típicamente ultramilonítico. Las ultramilonitas, perfectamente reconocibles a simple vista, aparecen en niveles negros, de espesor milimétrico a centimétrico (ocasionalmente llegan a ser decimétricos), dentro de los otros tipos de rocas milonitizadas; son concordantes con la foliación de las milonitas. En algunos afloramientos los niveles de ultramilonitas cortan oblicuamente a las milonitas en parte de su recorrido, y se anastomosan con otros niveles, delimitando en su interior masas lenticulares de milonitas. Finalmente aparecen también en el interior de las bandas de cizalla; se observa entonces una inflexión progresiva de la foliación milonítica al aproximarse a las ultramilonitas.

Los contactos con las rocas encajantes son netos a simple vista, salvo cuando ocupan el interior de las bandas de cizalla. En lámina delgada se aprecia que el contacto inferior de las bandas ultramiloníticas es brusco y rectilíneo, pero en ocasiones se amolda a la forma de porfiroclastos de feldespatos potásicos de la milonita encajante; el contacto superior, en cambio, tiene un carácter transicional.

Un rasgo observado en todas las muestras estudiadas es la presencia de micropliegues apretados, asimétricos e intrafoliares; los micropliegues cercanos a los porfiroclastos se amoldan a sus formas.

Las ultramilonitas están caracterizadas, microscópicamente, por una elevada proporción (>90%) de una matriz isotropa, de color marrón, que engloba porfiroclastos milimétricos de feldespato potásico (~85%), granate (~10%) y sillimanita prismática y/o cordierita (~5%). Los porfiroclastos son de formas más o menos redondeadas y tienen sombras de presión asimétrica.

2.2. MANTO DE GUADAIZA

El manto de Guadaiza ocupa la posición intermedia del edificio alpujarride en la zona cartografiada, situándose debajo del manto de Los Reales y encima del manto de Ojén. La superposición del manto de Los Reales sobre el de Guadaiza es apreciable en varios afloramientos de la ventana tectónica del río Guadaiza y en la Dehesa del Albornoque. En cambio, el contacto entre los mantos de Guadaiza y Ojén se establece mediante una falla, de dirección N 60° E, localizada en el norte de Sierra Blanca, aunque en el sector comprendido entre Monda y Guaro se observa que los materiales del manto de Guadaiza se colocan sobre los del manto de Ojén (fig. 3).

La disposición habitual de los términos de la secuencia de este manto está reflejada en la figura 9. En orden ascendente aparecen las migmatitas de Istán, los esquistos cuarcíticos y las migmatitas del Hoyo del Bote; en los afloramientos del manto de Guadaiza cercanos a Benahavís existe una desviación local de la columna tipo, ya que entre las peridotitas del manto de Los Reales y los esquistos cuarcíticos no están las migmatitas del Hoyo del Bote, sino un tramo de mármoles.

Uno de los aspectos más relevantes del manto de Guadaiza es que permite diferenciar dos migmatizaciones (fig. 9): una, asociada al metamorfismo regional progresivo, afecta a la parte baja de la secuencia de esquistos cuarcíticos, y se localiza en el Albornoque, exclusivamente (migmatitas de Istán); la otra (migmatitas del Hoyo del Bote), se desarrolla en términos diferentes de la columna del manto de Guadaiza y está situada inmediatamente debajo de las peridotitas del manto de Los

Reales, por lo que aparece tanto en el Albornoque como en el valle del Guadaiza, y en numerosos afloramientos que constituyen ventanas tectónicas bajo las peridotitas del macizo de Sierra Bermeja.

Los materiales que constituyen el manto de Guadaiza han sido denominados anteriormente gneisses andalucíticos y gneisses cordieríticos por MOLLAT (1965) y BUNTFUSS (1970), englobados dentro de la

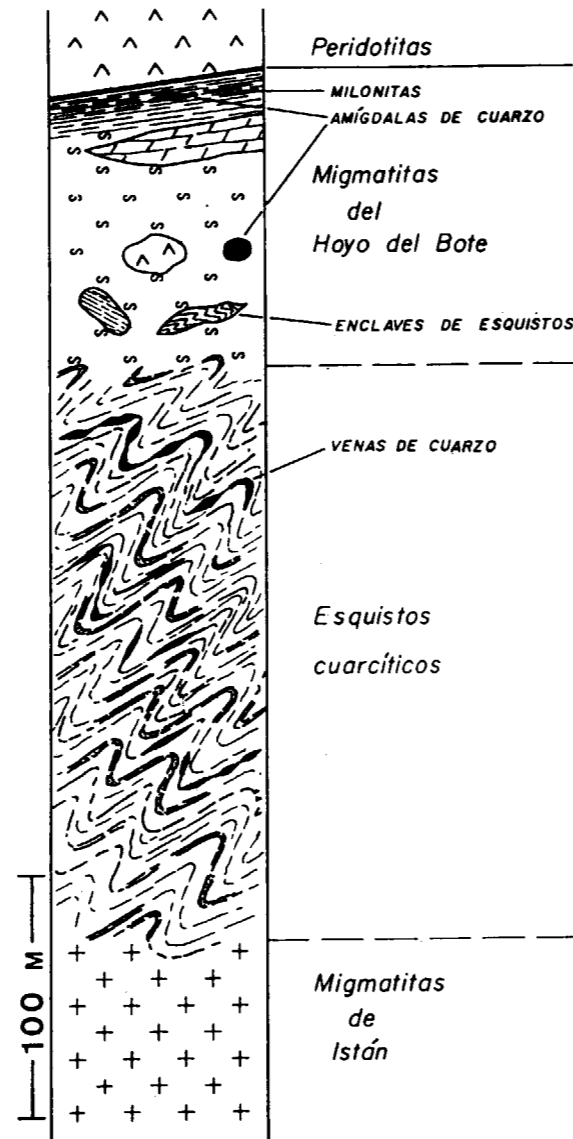


Figura 9.—Columna sintética del Manto de Guadaiza. En ella se muestra la posición estructural de las dos migmatizaciones en relación a los esquistos cuarcíticos. El tamaño de los enclaves está exagerado.

unidad de Blanca, definida por MOLLAT (1965) y «Hornfels series» por LOOMIS (1972a).

2.1.2. Migmatitas de Istán

Las migmatitas de Istán se extienden sobre una superficie de 5 Km², en la terminación SO de la Dehesa del Albornoque, al norte de Istán (ver el mapa y la fig. 3). Son los términos más bajos de la secuencia del manto de Guadaiza (fig. 9), lo que impide fijar su potencia, observándose un espesor máximo de unos 150 m. La desaparición del tramo de esquistos cuarcíticos en las cercanías de Istán, hace que las migmatitas del Hoyo del Bote estén directamente sobre las migmatitas de Istán, en cuyo caso la presencia de enclaves ayuda a precisar la separación entre los dos tipos de migmatitas.

El desarrollo de la fusión parcial provoca la desaparición gradual de la esquistosidad que afecta al tramo superior de esquistos cuarcíticos, y, además, conduce a la formación de rocas leucocráticas de grano grueso, equigranulares y salpicadas por cordierita que se concentra en nódulos; la presencia de este mineral proporciona a las rocas una apariencia característica, pues sobre el fondo claro del leucosoma destacan manchas centimétricas de color verde-azulado, que corresponden a los cristales alterados de cordierita. Este aspecto macroscópico, que indica un estadio avanzado de movilización, corresponde al de una migmatita nebulítica, según la terminología de MEHNERT (1968). En el Albornoque se llega a tener verdaderos granitos de anatexia. En las cercanías a Istán las migmatitas no tienen estructura nebulítica, sino que son de tipo flebítico y contienen, intercaladas entre ellas, rocas de un tipo particular, con características de restitas (foto 9). Se trata de rocas oscuras y brillantes, de grano medio y muy delezables. Están constituidas principalmente por biotita y tienen una marcada esquistosidad. Aparecen en bandas centimétricas a decimétricas, distribuidas irregularmente en el leucosoma; a grandes rasgos las bandas son paralelas unas a otras y con respecto a la superficie de flujo de las migmatitas.

Descripción petrográfica

Las migmatitas nebulíticas corresponden, por su composición mineralógica, a granitoides con fel-

despato potásico, que contienen habitualmente cordierita y biotita en cantidades apreciables; su textura es granuda, más o menos porfiroblástica y muy homogénea, aunque ocasionalmente conservan algunos haces de sillimanita, dispersos en la matriz cuarzo-feldespática, que confieren un aspecto foliado a las rocas.

Los cristales de biotita son de color rojo y de pequeño tamaño (0,5-2 mm.); muestran una distribución completamente aleatoria. Cuando está incluida en otros minerales, feldespato potásico y cordierita, es de menores dimensiones (0,02-0,05 milímetros) que las que forman parte del entramado de las rocas.

La cordierita aparece constituyendo nódulos centimétricos, que engloban cuarzo, biotita y sillimanita, o como blastos pequeños de secciones rectangulares dentro de la matriz cuarzo-feldespática; es normal que las primeras estén casi completamente pinnitizadas, mientras que las segundas apenas están transformadas.

El cuarzo es intersticial; adopta formas ameboides, y ocasionalmente los bordes de los agregados son rectilíneos, al adaptarse a la forma de otros minerales. No muestra evidencias de haber sufrido deformaciones.

El feldespato potásico se presenta en forma de gruesos cristales xenomorfos finamente pertíticos; es pecilítico y engloba, habitualmente, cuarzoes redondeados y pequeñas plagioclasas en secciones cuadradas. Los bordes de los cristales aparecen recristalizados frecuentemente y desarrollan mirmequitas cuando contactan con plagioclasas.

La plagioclasa es idioblástica habitualmente y a veces aparece zonada, con bordes albiticos y núcleos de composición intermedia.

La observación microscópica de las restitas pone de manifiesto su textura lepidoblástica, y que no consta sólo de biotita, sino también de sillimanita, cordierita, cuarzo y turmalina, menas, apatito y circón como accesorios. El cuarzo es muy escaso y cristaliza en individuos pequeños, equidimensionales, de formas redondeadas incluidos en la cordierita; este último mineral aparece en nódulos milimétricos rodeados por la biotita. La fibrolita existente está asociada a la biotita o dentro de las cordieritas.

2.2.2. Esquistos cuarcíticos

Forman la parte esencial de los afloramientos de este manto en el valle del Guadaiza y en la Dehesa del Albornoque. Su potencia máxima, observable en la Dehesa del Albornoque, puede cifrarse en torno a los 200-250 m.

El corte más representativo y de más fácil acceso al mismo tiempo, es el que proporciona la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara al atravesar la ventana tectónica del Guadaiza. La sucesión tiene un marcado carácter cuarcítico; está formada por esquistos grafitosos, de color ocre oscuro, en los que son muy abundantes porfiroblastos de andalucita, con forma de prismas de hasta 3 cm. de longitud, distribuidos al azar sobre las superficies de esquistosidad. Alternando con los esquistos hay frecuentemente cuarcitas oscuras, casi negras, en bancos de 10-30 cm. de espesor; también se ven cuarcitas de tonos blanquecinos menos abundantes y en bancos finos de 5 cm., y esquistos cuarcíticos amarillos.

Sus características macroscópicas más llamativas son la uniformidad y el avanzado grado de alteración que afecta a las muestras procedentes de todos los cortes. Otro rasgo macroscópico llamativo de la secuencia de esquistos cuarcíticos es la presencia, casi ubicua, de venas con cuarzo de exudación. Habitualmente son continuas, concordantes con la foliación y de 1-10 cm. de espesor. Están afectadas por pliegues de geometría similar que admiten la esquistosidad regional en su plano axial (foto 10) y exhiben boudines y/o estructuras «pinch & swell» en los flancos (foto 11); llegan a fragmentarse, quedando totalmente aisladas en los esquistos masas de cuarzo de sección lenticular.

Descripción petrográfica

Las características microscópicas de los esquistos son relativamente monótonas, debido al predominio de los minerales de alteración. Esta circunstancia impide establecer la variación espacial de las asociaciones metamórficas a partir de muestras seriadas; sólo es posible constatar un aumento de la cristalinidad al desplazarse hacia las migmatitas. Además de los minerales de alteración, clorita y sericita, se encuentran con frecuencia biotita y fibrolita y más raramente granate y estauroilita; la andalucita está presente en la mayoría de las muestras.

La textura de las rocas varía desde lepidoblástica, en las de mayor contenido en biotita y/o sillimanita a granoledipoblástica en los esquistos más cuarcíticos.

La andalucita existe como porfiroblastos con hábitos prismáticos de 0,5-3 cm. de largo y de color blanco, que destacan sobre las superficies de esquistosidad, de color ocre. Crece sobre la esquistosidad principal y se superpone al resto de los minerales; con frecuencia las inclusiones de cuarzo se distribuyen a lo largo de los planos del cleavage mineral; aunque su aparición es posterior al desarrollo de la esquistosidad principal de las rocas, se aprecia que su blastesis es anterior al microplegado que afecta a la esquistosidad general, pues hay continuidad entre la S_0 plegada y la S_1 rectilínea y, además, los blastos de andalucita están englobados por la esquistosidad de crenulación asociada al microplegado.

El cuarzo es el mineral más abundante, formando cristales alargados o equidimensionales, con bordes entre granos rectilíneos. El cuarzo de las venas está deformado, muestra los efectos de una recristalización dinámica; las venas están constituidas por un agregado equigranular de granos con límites rectos y texturas en damero, que rodean a porfiroblastos de 3-4 mm. con subjuntas y textura en mosaico.

Las relaciones del granate respecto de las deformaciones no se han podido precisar, ya que se presenta como pequeños blastos de carácter residual dispersos en la matriz cuarcítica de las muestras.

La estauroilita ha aparecido en pocas muestras y en todas tiene características idénticas. Contiene numerosas inclusiones grafitosas que dibujan una S_1 que no coincide con la S_0 , al estar esta última trastocada por el microplegado; dada su escasez y el mal estado de conservación de las asociaciones minerales primarias de estas rocas, no puedo precisar si se trata de blastos precinemáticos de la S principal, siendo S_1 una esquistosidad previa, o si son minerales post S principal, en cuyo caso la S_1 y la S_0 corresponderían, ambas, a la S principal.

La sillimanita se agrupa en haces de fibrolita que definen junto con la biotita, de color rojo/marrón, la foliación. Se observa en muchas ocasiones que la esquistosidad definida por la sillimanita está afectada por un microplegado posterior,

que llega a producir, localmente, una esquistosidad de crenulación.

2.2.3. Mármoles

Tienen dos formas de afloramiento: la más frecuente (fig. 9) es observable en los afloramientos de la ventana tectónica del Guadaiza y cerca del cortijo de la Fuenfría, y corresponde a la de masas de mármoles, de dimensiones métricas o hectométricas, dispersas en el seno de las migmatitas del Hoyo del Bote. En cambio, los mármoles de las proximidades de Benáhavís, los de mayor extensión, aparecen como niveles de 50 cm.-1 m. de espesor, agrupados en un tramo de 30 m. de potencia, que no está englobado en migmatitas, como los anteriores, sino que aflora directamente debajo de las peridotitas de Sierra Bermeja y sobre la sucesión de esquistos cuarcíticos, que aquí presenta casi exclusivamente niveles de cuarcitas amarillas.

En todos los casos los mármoles son de color blanco, de tamaño de grano grueso y de composición dolomítica. En alguna ocasión contienen intercalaciones de niveles de anfíbolitas y migmatitas nebulíticas con cordierita (foto 12), como ocurre en los mármoles del puerto del Alijar, en la carretera de San Pedro de Alcántara-Ronda. Hay niveles de silicatos, lo que denota la presencia inicial de rocas carbonatadas con aportes detríticos; como característica general, en los mármoles del sur de Benáhavís los silicatos más abundantes son la flogopita y el diópsido, mientras que en los que están inmersos en las migmatitas aparecen además olivino (variedad magnésica) y espinela.

2.2.4. Migmatitas del Hoyo del Bote

Con esta denominación se designa a las migmatitas que están asociadas a las peridotitas de Sierra Bermeja, tanto en el valle del Guadaiza como en el Albornoque. Estas migmatitas se disponen siempre sobre la sucesión esquistosa, y forman una aureola, de unos 100 m. de espesor, casi continua entre los esquistos del manto de Guadaiza y las peridotitas, de posición tectónica más alta (fig. 9).

Son rocas globalmente homogéneas, de grano grueso y color gris, en las que resaltan los fenocristales de cordierita y feldespato potásico; su textura corresponde a la de una granoblastita. Ade-

más de las migmatitas se pueden distinguir otros tipos de rocas (fig. 9); la parte alta del tramo está constituida, generalmente, por milonitas, y en la mitad inferior abundan enclaves de otras litologías. Los enclaves y las milonitas se tratarán después de la descripción petrográfica de las migmatitas.

Descripción petrográfica

Las características texturales y mineralógicas de las migmatitas del Hoyo del Bote son muy uniformes, aunque se producen algunas variaciones cuantitativas en su contenido mineralógico. Por ejemplo, las migmatitas de la mitad inferior, con enclaves, tienen menos feldespato potásico y más cordierita y biotita que las de la mitad superior.

Los cristales de cordierita son habitualmente idiomorfos y contienen inclusiones de cuarzo, biotita y sillimanita; con relativa frecuencia se observa que las inclusiones de sillimanita se agrupan en paralelogramos concéntricos paralelos a los límites de los cristales, indicando un crecimiento simultáneo y en diversos episodios de ambos minerales (foto 13).

El cuarzo se adapta a las formas de otros minerales, por lo que su hábito es xenomorfo habitualmente; sin embargo, los agregados de varios cristales muestran una tendencia a desarrollar texturas granoblásticas poligonales, con puntos triples.

El feldespato potásico es xenomorfo y de dimensiones mayores que otros minerales. Generalmente su distribución es aleatoria, aunque en las migmatitas sin enclaves puede presentar una orientación por flujo. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa frecuentemente, y de granate y de pequeñas cordieritas (fig. 10) más raramente. Los feldespatos de las migmatitas sin enclaves contienen cordierita, pero no granate.

La plagioclasa es, junto con la cordierita, el mineral de hábito más idiomorfo. Presentan núcleos policristalinos procedentes de la coalescencia de varios cristales, semejantes a los descritos en las plagioclasas de las migmatitas de los Villares (manto de Ojén), y zonados de geometría idiomorfa.

En algunas muestras, procedentes de la parte más baja de las migmatitas aparecen cristales de andalucita asociados a micas blancas.

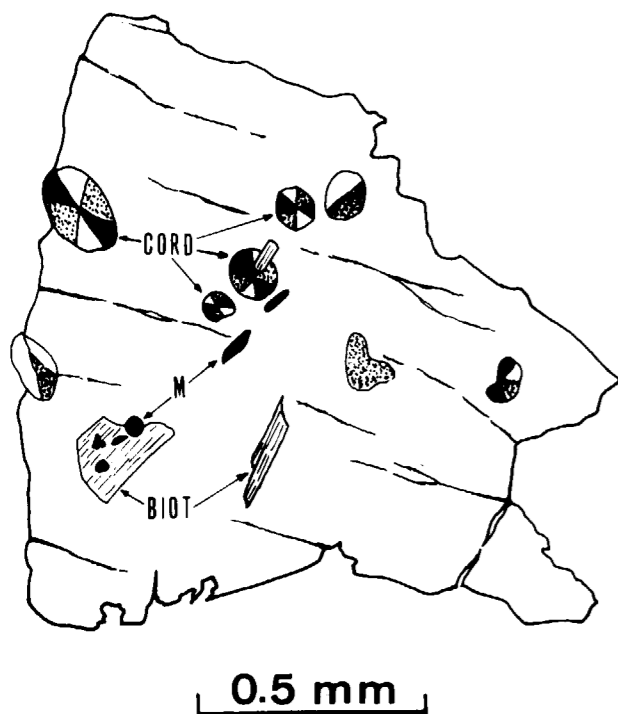


Figura 10.—Feldespato potásico con inclusiones de cordierita (CORD), biotita (BIOT) y minerales opacos (M) en las migmatitas del Hoyo del Bote.

Los enclaves

Los enclaves están formados por materiales de mineralogía diferente a la de las migmatitas que los engloban. Son de formas y tamaños muy variables; los hay de formas alargadas, aunque habitualmente son elipsoidales, y sus tamaños varían desde unos milímetros hasta varios decímetros (fotos 14 y 15). Muchos enclaves conservan una foliación, e incluso pliegues (foto 14), hecho que contrasta con el aspecto masivo de los movilizados que los contienen. En general, los enclaves carecen de una orientación definida.

La naturaleza mineralógica de los enclaves es muy variada; dominan los de rocas con minerales aluminicos, aunque los hay también de cuarcitas; son también muy abundantes los nódulos redondeados de cuarzo blanco y, aunque escasos, hay enclaves de peridotitas.

Los enclaves de composición hiperaluminosa se diferencian mineralógicamente de las migmatitas por sus bajos contenidos en cuarzo y feldspatos,

y por constar de asociaciones minerales formadas por biotita, sillimanita (andalucita), cordierita, granate y menas metálicas. El granate y la sillimanita reaccionan, formándose entre ambos coronas de hercinita y cordierita. Los enclaves cuarcíticos contienen plagioclasa, biotita y pargasita, además de cuarzo. Los enclaves de cuarzo están formados por agregados policristalinos de granos de tamaño grueso, equigranulares y con límites rectilíneos entre granos.

La litología de los enclaves descritos y su concentración preferente en la parte más baja de las migmatitas del Hoyo del Bote, junto al tramo de esquistos cuarcíticos infrayacentes, sugiere que representan, salvo los peridotíticos, materiales de carácter restítico procedentes de la sucesión esquistosa inferior, que no han sido asimilados completamente durante el proceso de fusión parcial que origina las migmatitas del Hoyo del Bote. Los enclaves han sido interpretados como fragmentos líticos («lithic inclusions»), procedentes de una antigua «melange tectónica» metamorfozada estáticamente con posterioridad, por LUNDEEN (1978) y como productos restíticos por TORRES-ROLDÁN (1979a); como he expresado anteriormente, en este trabajo se estima más adecuada la última interpretación.

Los enclaves de rocas ultrabásicas que he encontrado en el río Verde, unos 4 Km. al norte de Istán, se sitúan unos 30 m. por debajo del contacto entre las peridotitas y las migmatitas del Hoyo del Bote. Son de formas redondeadas (de 10 a 30 cm. de diámetro) y corresponden a una lherzolita con espinela de textura porfiroclástica, de grano grueso, completamente inalterada.

En mi opinión estos enclaves proceden de fragmentos desgajados de la lámina peridotítica suprayacente. Esta interpretación requiere, en primer lugar, un mecanismo capaz de producir fragmentos en las peridotitas. Sobre este particular puede argumentarse que el emplazamiento mecánico de las peridotitas sobre el manto de Guadaiza ha podido aislar escamas de peridotitas; por otra parte, la intrusión de diques en las peridotitas, como los de composición ácida que atraviesan a las peridotitas de Ronda, es un proceso capaz de producir la fragmentación de las peridotitas encajantes. En segundo lugar implica admitir que los fragmentos así formados se han desplazado gravitatoriamente, en el seno de materiales par-

cialmente fundidos con una elevada movilidad, hasta llegar a su posición actual.

2.2.5. Milonitas

Las migmatitas que contactan con las peridotitas están milonitizadas. En efecto, muestran una estructura planar, paralela al contacto con las peridotitas y una lineación mineral de estiramiento, que se atenúa hacia niveles inferiores; el aspecto foliado contrasta con el masivo que presentan las migmatitas infrayacentes.

En las milonitas también existen nódulos de cuarzo, pero no son redondeados, sino de formas aplastadas dispuestas paralelamente entre sí, y alargados en la dirección de la lineación mineral (foto 15). Además de esta variación de forma, los nódulos de cuarzo exhiben los efectos de una recristalización dinámica, que se manifiesta por la aparición de agregados equigranulares con límites entre granos rectos y texturas en damero; estos agregados se desarrollan en la periferia de porfiroclastos de cuarzo con textura en mosaico y subjuntas prismáticas. Estas características texturales de los nódulos de cuarzo de las milonitas denotan una deformación plástica en estado sólido, que contrastan con las propias de una recristalización estática del cuarzo de los nódulos de las migmatitas.

2.3. MANTO DE LOS REALES

El manto de Los Reales es el más extenso de las tres unidades alpujarrides que he diferenciado, y descansa, indistintamente, sobre los mantos de Guadaiza y de Ojén. La superposición del manto de Los Reales sobre el de Guadaiza se reconoce en la ventana tectónica del Guadaiza y en la Dehesa del Albornoque, y sobre el manto de Ojén al norte de Sierra Alpujata y al sur de la Sierra de Mijas (figura 3). La singularidad de este manto radica en que incorpora materiales procedentes del manto superior de la Tierra, las peridotitas de Ronda.

La figura 11 representa la secuencia completa del manto de Los Reales, y muestra las posiciones relativas de los tramos diferenciados y sus potencias máximas.

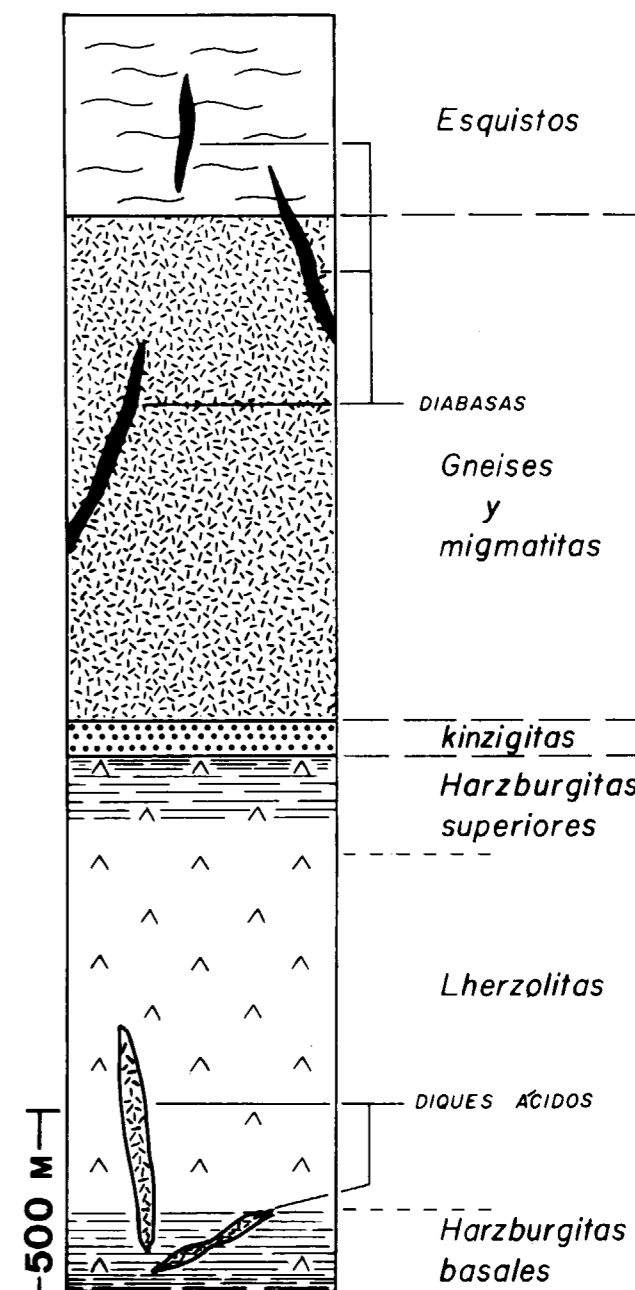


Figura 11.—Columna sintética de la secuencia de materiales del manto de Los Reales.

2.3.1. Peridotitas

Con el nombre de «peridotitas de la Serranía de Ronda», o simplemente peridotitas de Ronda, se designa el conjunto de macizos de rocas ultrabásicas que afloran en el extremo occidental de

la Zona Bética, al oeste de Málaga. Las peridotitas de Ronda son de tipo alpino (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1967) y pertenecen al subtipo lherzolítico de JACKSON y THAYER (1972). Su extensión, superior a 450 kilómetros cuadrados, hace del conjunto ultrabásico de Ronda el mayor afloramiento de lherzolitas alpinas del mundo.

Las peridotitas propiamente dichas son las rocas más abundantes en todos estos macizos; en las zonas de contacto con los materiales encajantes existen serpentinitas, como también a lo largo de algunas zonas de fractura, desarrolladas dentro de las masas peridotíticas. Además se encuentran diques con rocas de composición ácida que intruyen en las peridotitas.

Las ultrabasitas se distribuyen en varios macizos de formas más o menos elípticas y alargadas

en dirección NE. El macizo de Sierra Bermeja, situado al norte de Estepona, destaca por su superficie mayor de 300 Km². Otros macizos de dimensiones grandes son los de Sierra Alpujata, al este de Ojén y Sierra de las Aguas, junto a Carratraca, con 70 y 60 Km² respectivamente (figura 12A).

En el sector cartografiado están comprendidos la mitad oriental del macizo de Sierra Bermeja y el de Sierra Alpujata en su totalidad. Incluye, además, masas más pequeñas (1-10 Km²) como las que aparecen en Sierra Pelada, el Albornoque y en el sur de Mijas; también, existen numerosos afloramientos, de extensión plurimétrica a hectométrica, bordeando los mármoles de Sierra Blanca y al norte de la alineación montañosa que forman las sierras de mármoles del manto de Ojén, entre los pueblos de Monda y Alhaurín (fig. 12B).

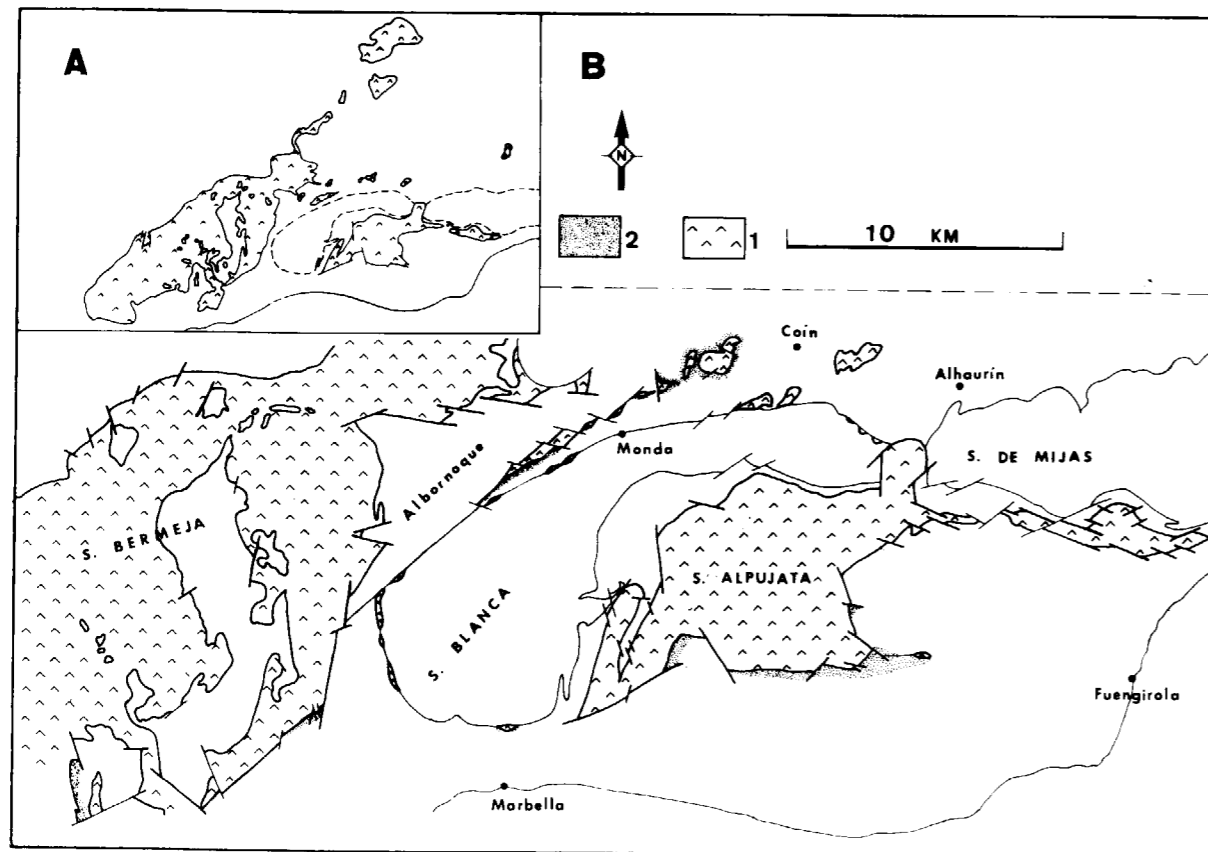


Figura 12.—A: Principales afloramientos de peridotitas en el sector occidental de las Cordilleras Béticas. B: Afloramientos de peridotitas (1) y de kinzigitas (2) en la zona cartografiada.

2.3.1.1. Tipos de peridotitas

En todos los macizos de peridotitas de Ronda hay filones de piroxenitas y gabros, además de peridotitas. No obstante, la abundancia de rocas ultrabásicas es tal que las zonaciones petrológicas atienden, principalmente, a los tipos de peridotitas. DICKEY (1970) y OBATA (1977) estiman que las peridotitas representan el 90-95 por 100 del macizo de Sierra Bermeja y las capas máficas, el 10-15 por 100 restante.

La figura 11 representa los tipos de peridotitas mayoritarios en Sierra Alpujata y sus posiciones relativas. De la base hacia el techo de la lámina peridotítica, cuyo espesor máximo puede cifrarse en 1,5 Km., aparece la siguiente secuencia: un tramo basal harzburgítico sobre el que descansa otro lherzolítico, para volver a encontrar, finalmente, un tramo superior harzburgítico. Esta distinción de dos zonas marginales reside en el hecho de que las rocas de composición harzburgítica son mucho más abundantes en los bordes que en el centro de la lámina de peridotitas, aunque es importante señalar que, en realidad, en las tres zonas son dominantes las lherzolitas.

El sistema de clasificación modal seguido en este estudio para la diferenciación de rocas ultrabásicas es el propuesto por la Subcomisión de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas para la sistemática de rocas ígneas (STRECKEISEN, 1976). Sin embargo, en opinión de algunos petrólogos como BOYD (1973) y O'HARA et al. (1975), las peridotitas que contienen clinopiroxeno deberían ser consideradas lherzolitas; de acuerdo con este criterio la mayor parte de las rocas clasificadas en este estudio como harzburgitas serían lherzolitas.

Harzburgitas basales

Constituyen una banda, de unos 200 m. de potencia, que se prolonga continuamente a lo largo del contacto norte del macizo de Sierra Alpujata. Las rocas tienen texturas porfiroclásticas de grano grueso que evolucionan hacia tipos de grano fino, porfiroclásticos y miloníticos al aproximarse al contacto con el manto de Ojén. Hay una foliación bien desarrollada y en las zonas más bajas aparece una lineación lamelar de enstatita, definida por los porfiroclastos alargados (0,5-0,9 cm.) de ortopiroxeno.

El tramo contiene numerosas bandas, de espe-

sor métrico a decimétrico, duníticas y de piroxenitas, destacando las de composición websterítica; cerca del contacto hay dunitas y piroxenitas con granate, de distribución muy discontinua, en una franja de 30 m., aproximadamente, según PILES et al. (1978). Independientemente de su composición, este bandeo es, generalmente, paralelo a la foliación de las peridotitas.

Hay que destacar el reducido grado de serpentinización de muchas rocas en este tramo; de hecho, pueden encontrarse rocas completamente anhidras, sobre todo entre las peridotitas con textura milonítica.

Lherzolitas

Forman una faja de potencia próxima a 1.000 m., orientada hacia el NE, que configura el núcleo de Sierra Alpujata. Se caracterizan por las texturas porfiroclásticas de grano grueso. La foliación no es tan marcada como en las otras dos zonas, aunque destaca por la presencia de cristales de plagioclasa aplastados; aquí la lineación se manifiesta por agregados minerales de plagioclasa, con o sin espinela, de hábito alargado.

En las lherzolitas más bajas del tramo hay filones de piroxenitas y gabros olivínicos deformados pero oblicuos a la foliación, lo que indica que han sufrido deformaciones menos severas que las que afectan a los filones que se paralelizan con la foliación.

Harzburgitas superiores

Afloran en los sectores meridionales de la sierra, con un espesor aproximado de 300 m. Las peridotitas de Sierra Pelada y las del afloramiento de mayores dimensiones del Albornoque (fig. 11B) también pertenecen a este grupo.

Las características estructurales y los tipos de capas máficas asociadas son semejantes a los de las harzburgitas basales; no obstante, ambos tramos se diferencian macroscópicamente en algunos aspectos, principalmente en que la serpentinización se manifiesta de manera más acusada en las harzburgitas superiores (hasta el punto de que frecuentemente sólo se conservan los porfiroclastos de enstatita); el tamaño de los porfiroclastos de enstatita es mayor, superiores incluso a 5 cm. de longitud.

Contienen, al igual que el tramo harzburgítico basal, dunitas y piroxenitas granatíferas, que forman bandas decimétricas, distribuidas irregularmente en los 150 m. superiores. El bandeo es paralelo a la foliación.

Zonación cartográfica de Sierra Alpujata

La zonación del macizo de Sierra Alpujata realizada por el I.G.M.E. (en PILES et al., 1978) refleja la existencia de estos tres tramos (fig. 13). Considero válida esta zonación, con la precisión de que

la posición de los contactos entre los distintos tipos de peridotitas es sólo aproximado, pues la diferenciación entre lherzolitas y harzburgitas se establece en muchos casos en el microscopio y frecuentemente los cambios composicionales son graduales. Hay que precisar, además, que las posiciones relativas propuestas en este estudio para cada tramo difieren de las de PILES et al. (1978), como consecuencia de que aquí se interpretan las peridotitas como una lámina cabalgante, mientras que para PILES et al. (1978) las peridotitas son intrusivas.

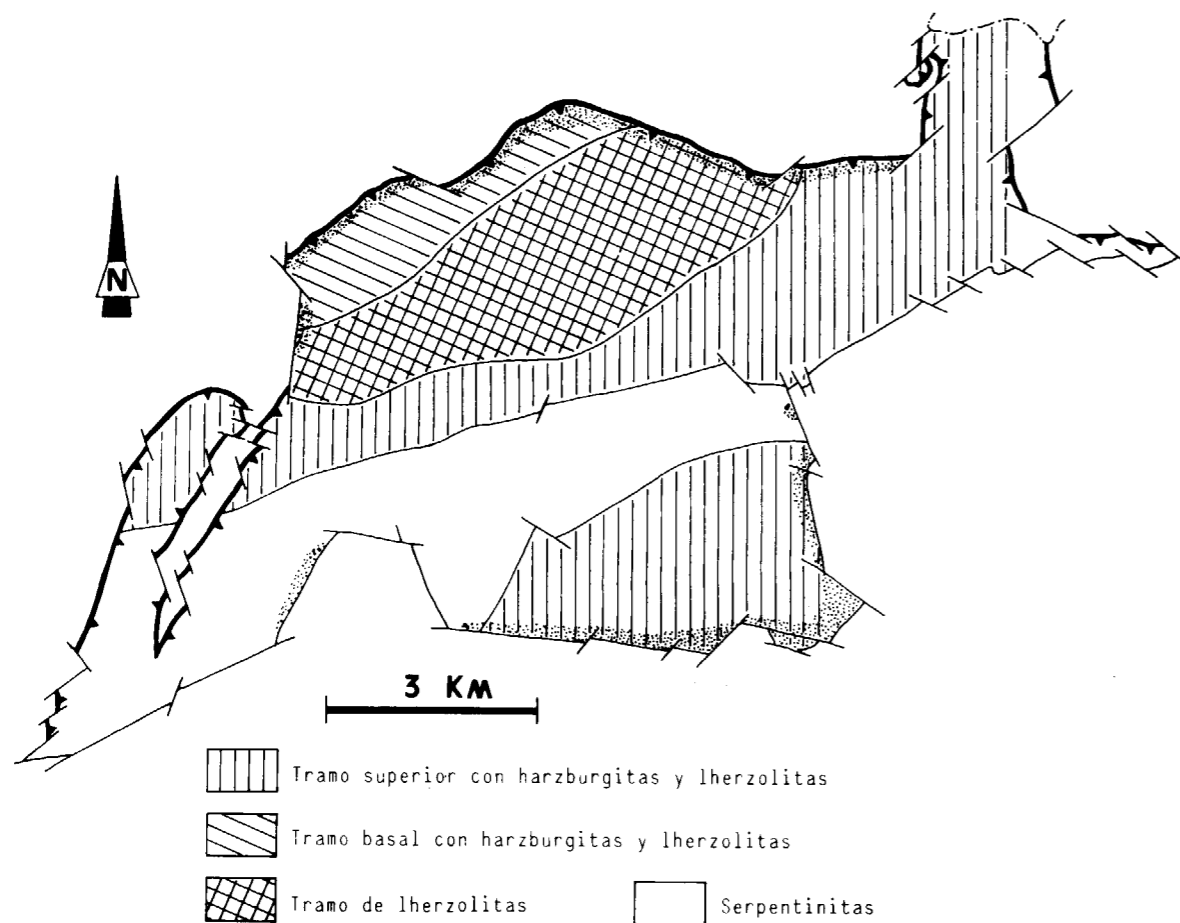


Figura 13.—Cartografía de las peridotitas del macizo ultramáfico de Sierra Alpujata (según PILES et al., 1978, modificado). La orientación de los tramos coincide aproximadamente con la de la foliación de las peridotitas, por lo que los materiales del norte de la sierra ocupan la parte más baja de la lámina peridotítica. Las rocas básicas y ultrabásicas con granate (en punteado) están restringidas a las zonas marginales, superior e inferior, del macizo. La facies con granate del contacto norte se desarrolla, indistintamente, sobre los tres tramos peridotíticos distinguidos en el mapa, y se mantiene paralela al contacto con las milonitas de la Albuquería subyacentes; esta distribución espacial es de sumo interés, porque indica que la facies septentrional con granate se ha desarrollado con posterioridad a la diferenciación de los tres tramos peridotíticos, y sugiere que su desarrollo está asociado al emplazamiento de las peridotitas sobre el manto de Ojén.

2.3.1.2. Los minerales alumínicos

Las peridotitas muestran, de manera general, una foliación y microestructuras que denotan los efectos de una intensa deformación plástica. Son por tanto rocas anisótropas con características de tectonitas.

La deformación está acompañada por recristalizaciones; por este motivo, estas peridotitas contienen, junto con el olivino y los piroxenos, minerales alumínicos, como son la espinela, el granate y la plagioclasa. La presencia de uno u otro mineral alumínico denota condiciones de presión diferentes (O'HARA, 1967).

Las peridotitas de Sierra Alpujata se caracterizan por presentar texturas porfiroclásticas o miloníticas, en el sentido de MERCIER y NICOLAS (1975), por lo que el hábito y tamaño de un mineral varían considerablemente en muestras procedentes de zonas diferentes del macizo.

El hábito más frecuente de la espinela es el de núcleos, con formas esqueléticas, envueltos por aureolas de plagioclasa. En las facies granudas del tramo lherzolítico del macizo aparece, además, asociada a porfiroclastos de enstatita o a agregados de orto y clinopiroxeno (opx y cpx); en estos casos se muestra como inclusiones, más o menos redondeadas y de tamaño milimétrico, en los porfiroclastos de ortopiroxeno, o formando un entramado, de hasta 5 mm., que aglutina neoblastos del ortopiroxeno, en la periferia de los porfiroclastos de enstatita (fig. 14). Las asociaciones con ol+opx+cpx+es pueden derivar de otra previa con ol+opx rico en al+cpx, ya que el tipo de asociación de la figura 14, con espinela esquelética asociada a ortopiroxeno, es semejante a la estructura protogranular descrita por MERCIER y NICOLAS (1975) en la que aparecen agregados de ortopiroxeno y clinopiroxeno.

En las dos zonas marginales del macizo los cristales de espinela son de formas ahusadas ($X/Z > 6$) y se agrupan en hileras discontinuas, paralelas a la lineación mineral de estiramiento.

En las láminas que he observado no he encontrado granate, aunque sí los productos procedentes de su transformación. En algunas muestras se encuentran agregados equigranulares del clinopiroxeno (tamaño aproximado 0,5 mm.) englobados en aureolas kelifíticas de forma redondeada y tamaños entre 1 y 9 mm.; en numerosas ocasiones los

agregados contienen inclusiones de espinela marrón (aproximadamente 5 mm.) y más raramente olivino. Las rocas con este tipo de asociaciones minerales se reconocen fácilmente en el campo, al resaltar las kelifitas, más resistentes a la meteorización, del resto de la roca, de composición harzburgítica. Aparecen en las rocas cercanas a los materiales metamórficos encajantes; se presentan de forma continua en el borde sur del macizo de Sierra Alpujata, a lo largo del curso del río Ojén, y también alrededor de Sierra Pelada; como norma general puede afirmarse que hay rocas con estas características siempre que las kinzigitas del manto de Los Reales contactan con las peridotitas.

Estas texturas son semejantes a las descritas por OBATA (1977, 1980) en rocas procedentes del borde noroccidental del macizo de Sierra Bermeja, donde afloran también las kinzigitas del manto de Los Reales. De acuerdo con OBATA (op. cit.) los agregados de piroxeno y las kelifitas son productos de transformación de granates, a los que llegan a sustituir completamente.

La presencia de granos de olivino en contacto con granate y la composición rica en piropo de este último, llevan a OBATA a concluir que el granate era estable en las peridotitas antes del desarrollo de las kelifitas; piensa, en suma, que en el macizo de Sierra Bermeja hay peridotitas con granate. Sin embargo KORNPROBST (1966) opina que el granate ha sido introducido mecánicamente



Figura 14.—Asociación de espinela (negro), ortopiroxeno (rayado) y clinopiroxeno (punteado) en una lherzolita de textura porfiroclástica. El olivino está en blanco. Sección XZ.

en las peridotitas, a partir de antiguos niveles de piroxenitas con granate destruidos tectónicamente, por lo que llama «pseudo-peridotitas con granate» a estas rocas.

En mi opinión la hipótesis más apropiada es la propuesta por OBATA ya que, además de los argumentos proporcios por este autor (OBATA, 1977; página 32), los granates aparecen en rocas de composición harzburgítica con escasos ortopiroxenos, y es difícil explicar un proceso tectónico que haga desaparecer la mayor parte de los componentes minerales de una roca (piroxenos) y conserve, al mismo tiempo, un mineral escaso (granate); un argumento adicional es que en estas facies de peridotitas con granate, en las que la deformación es ciertamente intensa (como testimonia la presencia de enstatitas lamelares), existen bandas de piroxenitas, algunas con granates, paralelas a la foliación de las peridotitas y con evidencias estructurales de haber sufrido la misma deformación.

La plagioclasa es el mineral con aluminio más frecuente en Sierra Alpujata. Se desarrolla a expensas de la espinela. Generalmente aparece formando halos continuos en torno a la espinela (figura 15). En ocasiones la espinela llega a faltar completamente. Estas asociaciones bimineralicas son de hábito alargado y de tamaño entre 1-7 mm. La plagioclasa se dispone orientada paralelamente al plano de foliación, y contribuye a definir la orientación de la lineación en las lherzolitas de

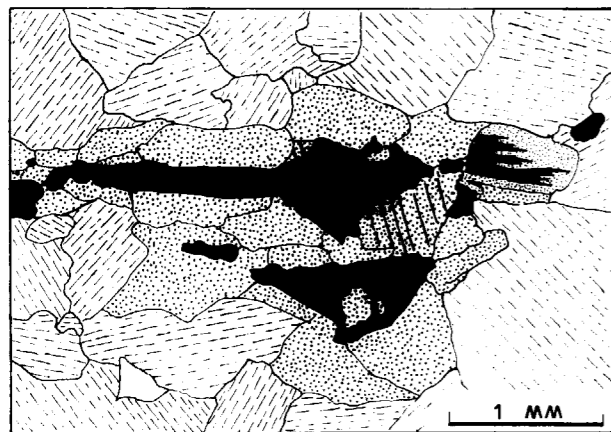


Figura 15.—Asociación de espinela (negro) y plagioclasa (punteado) en una peridotita de textura porfiroclástica (sección XZ); el olivino aparece rayado.

grano grueso. Las determinaciones del contenido en anortita, realizadas por HERNÁNDEZ-PACHECO (1967), señalan variaciones desde An₆₈ en las harzburgitas a An_{84.5} en algunas lherzolitas. En ocasiones la plagioclasa está completamente saururizada, siendo reemplazada por productos micáceos amarillentos. Cuando está inalterada aparece afectada por maclas originadas por deformación, que terminan en bisel. En las facies de grano grueso que hay en el núcleo del macizo la plagioclasa también existe como exoluciones en el interior de porfiroclastos de enstatita. La asociación mineral más frecuente en la que aparece la plagioclasa consta de ol+en+di+pl±es.

2.3.1.3. Facies petrográficas

De acuerdo con los resultados de O'HARA (1967), la naturaleza de la fase aluminica que coexiste con el olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, en asociaciones magnésicas, varía con las condiciones de cristalización, y puede ser utilizada para diferenciar las siguientes facies minerales (fig. 16):

- Lherzolitas con plagioclasa.
- Lherzolitas con espinela.
- Lherzolitas con granate.

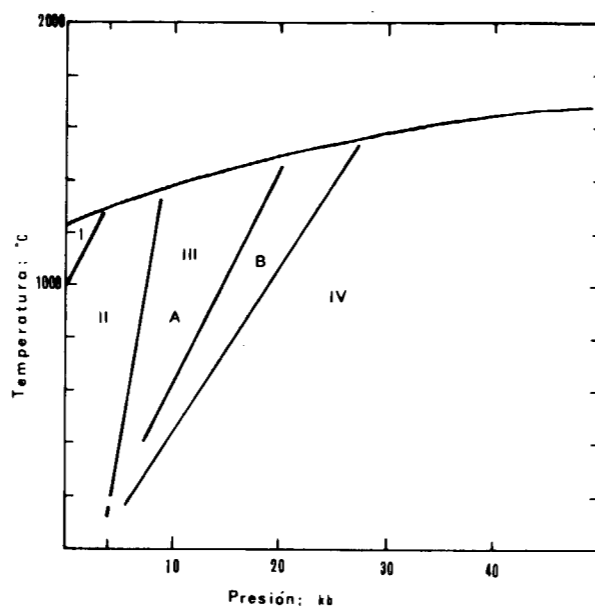


Figura 16.—Campos de presión y temperatura de las facies mineralógicas de O'HARA (1967). II. Facies de lherzolitas con plagioclasa; III. Facies de lherzolitas con espinela (A. subfacies seiland; B. subfacies ariegita); IV. Facies de lherzolitas con granate.

La facies de las lherzolitas con espinela puede dividirse, a su vez, en dos campos en función de que presente espinela y plagioclasa, subfacies Seiland, o que exista la asociación espinela y granate, subfacies Ariegita. La aparición de estas facies se produce durante el emplazamiento de las peridotitas, desde el manto superior, en niveles corticales progresivamente más superficiales. Cada facies es estable en condiciones de presión diferentes, sucesivamente crecientes como se indica en la figura 16: es menor de 7-10 Kb en las lherzolitas con plagioclasa, entre 7-10 Kb y 15-25 Kb en las lherzolitas con espinela y superior a 15-25 Kb en las que contienen granate (O'HARA, 1967).

El interés de esta clasificación complementaria de la utilizada anteriormente (STRECKEISEN, 1976), reside en que permite establecer episodios en el proceso de emplazamiento de las peridotitas de Ronda (OBATA, 1977).

La mayor parte del macizo de Sierra Alpujata corresponde a la facies de lherzolitas con plagioclasa o a la subfacies Seiland de las lherzolitas con espinela, caracterizada por la coexistencia de espinela y plagioclasa.

En las zonas del contacto sur (tramo de las harzburgitas superiores) y en menor extensión en las cercanías del manto de Ojén (harzburgitas basales), las asociaciones minerales tienen granate, asociado a espinela, lo que corresponde a la presencia de la subfacies Ariegita; esta subfacies se superpone, de manera aproximada, a los tramos harzburgíticos que limitan a muro y a techo la lámina de peridotitas, aunque el espesor de las zonas en que aparece es considerablemente menor en el lado norte (aproximadamente 30 m.), muro del macizo, que en el sur (aproximadamente 150 m.). Las facies con plagioclasa afloran en el núcleo del macizo.

En Sierra Bermeja y en Sierra Alpujata se encuentran representadas las mismas facies petrográficas. Sin embargo en Sierra Alpujata dominan las facies con plagioclasa (lherzolitas con plagioclasa y subfacies Seiland), mientras que en Sierra Bermeja hay importantes variaciones, con un sector occidental caracterizado por peridotitas con granate (lherzolitas con granate y subfacies Ariegita) y otro sector, aproximadamente al este de Benahavis, en el que hay sobre todo lherzolitas con plagioclasa (DAROT, 1973; OBATA, 1977). Se puede establecer, por lo tanto, la semejanza entre las

sierras Alpujata y Bermeja en cuanto a que en ambas las facies con plagioclasa afloran en la parte interna de los macizos.

Para finalizar este apartado hay que insistir en la importancia de la interpretación correcta de las rocas con granate, como «peridotitas con granate» (OBATA, 1977) o «pseudo-peridotitas con granate» (KORNPROBST, 1971), dado su extraordinario interés para explicar la evolución petrogenética de las peridotitas durante el proceso de su incorporación a una corteza de tipo continental. Si la interpretación de OBATA es correcta, los macizos de peridotitas de Ronda serían los únicos conocidos, hasta el presente, en los que coexistirían todas las facies petrográficas definidas por O'HARA (1967).

2.3.1.4. Transformación de las peridotitas

Las rocas ultrabásicas han experimentado dos tipos de transformaciones:

— *Alteraciones superficiales.*—Está muy extendida; afecta al olivino y respeta a los piroxenos y espinela. Este proceso, llamado rubefacción por LACROIX (1894) conduce a la formación de una costra mate, de color marrón, en la que sobresalen los granos brillantes de piroxenos y espinela; la corteza alterada alcanza hasta 1 dm. de espesor, conservándose debajo la roca sin alterar. Este tipo de alteración es el que proporciona el aspecto típico, de tonos ocres, a los macizos peridotíticos, lo que se expresa perfectamente en la toponimia local (sierras Bermeja, Negra, Parda).

— *Serpentinización.*—Pueden diferenciarse, desde un punto de vista tectónico, dos tipos de yacimientos de serpentinitas: los que están asociados a las zonas de contacto de las peridotitas con las rocas encajantes y los que corresponden a transformaciones relacionadas con fracturas en las peridotitas.

Los primeros son los más abundantes. Las serpentinitas están originadas en este caso por la transformación «in situ» de las masas peridotíticas. La serpentinización es muy avanzada en la periferia de los macizos y disminuye hacia el núcleo. Los macizos pequeños, como el de Mijas están completamente serpentinizados, conservándose tan sólo los diques de piroxenitas y gabros, mientras que en el de Sierra Alpujata únicamente se aprecia esta serpentinización en las zonas mar-

ginales, principalmente en la del sur. La serpentinización hace que las rocas adquieran un color verde oscuro. Las serpentinitas son masivas en el interior del macizo de Mijas, en cambio en los contactos con los macizos son bandeadas, disponiéndose el bandeo en paralelo con la foliación de las rocas inalteradas. Un hecho notable es que se puede constatar estadísticamente que, en las zonas de contacto de los macizos, la serpentinización afecta de manera acusada a las rocas de grano grueso con textura porfiroclástica y no afecta sensiblemente a las facies finas de textura milonítica, por lo que puede suponerse, razonablemente, que el tamaño de grano de la roca ejerce un control sobre la serpentinización.

Durante la serpentinización puede originarse calcedonia, procedente de la sílice liberada por las peridotitas y del agua de los fluidos liberados de las rocas subyacentes (RODGERS, 1976). La calcedonia, con hábito filoniano, aparece en Sierra Pelada, en Sierra Alpujata y en Mijas.

Las serpentinas fisurales, asociadas a zonas de fractura, tienen una distribución irregular. Son abundantes en el tercio central del macizo de Sierra Alpujata, donde se desarrollan a favor de un sistema de fractura de dirección NE-SO.

Los productos de relleno de las fracturas pueden estar formados por masas isotropas, de color verde claro brillante y con fractura concoidea, o por fibras de crisotilo que crecen perpendicularmente a las paredes de las fracturas.

También las serpentinitas se alteran, apareciendo como productos de su transformación dolomita y giobertita; ambas aparecen asociadas en el macizo de Mijas, formando filones paralelos al bandeo de las serpentinitas.

2.3.1.5. Diques ácidos

En los macizos peridotíticos hay rocas leucocráticas que afloran en pequeñas masas redondeadas o lenticulares, o como filones que atraviesan la foliación de las peridotitas (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1967; DICKEY y OBATA, 1974). En todos los casos tienen contactos bruscos con las rocas encajantes.

Su distribución no es homogénea, aunque se localizan preferentemente en la mitad inferior de la lámina peridotítica; en Sierra Bermeja apare-

cen principalmente en la zona oriental, en Sierra Alpujata se concentran en el tercio occidental del macizo y en el macizo de Mijas se sitúan próximos al contacto basal de las peridotitas.

Desde un punto de vista textural pueden diferenciarse dos grupos de filones; el primero está caracterizado por filones de texturas aplíticas o pegmatíticas y el segundo por filones con texturas de tectonitas, que varían desde protomiloníticas a miloníticas. Estas diferencias texturales también se manifiestan macroscópicamente, ya que los primeros son homogéneos y habitualmente muy verticales, mientras que los segundos tienden a paralelizarse con la foliación de las peridotitas (foto 16) y son foliados (foto 17).

La mineralogía de estos materiales es muy variada; hay filones prácticamente monominerálicos, de cuarzo, plagioclasa e incluso de cordierita (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1967), aunque lo normal es que estén formados por cantidades variables de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico. Como accesorios contienen cordierita, granate, sillimanita, turmalina y biotita. Algunos filones de Sierra Bermeja contienen cantidades importantes de grafito y de cordierita (DICKEY y OBATA, 1974) e incluso nódulos de cuarzo como los existentes en las migmatitas del Hoyo del Bote.

La comparación de los estudios de HERNÁNDEZ-PACHECO (1967) y de DICKEY y OBATA (1974) pone de manifiesto las diferencias petrográficas de los filones ácidos. Las divergencias texturales más acusadas son resultado de la existencia o no de deformación. En los filones sin deformación los minerales carecen de orientación preferente, mientras que en los deformados existe una orientación bidimensional preferente de los minerales, que confiere el aspecto foliado a las rocas. El cuarzo de los primeros filones es intersticial, xenomorfo y no muestra orientación óptica, en cambio en los filones deformados el cuarzo muestra una orientación de forma bien definida. Se agrupa en agregados de granos pequeños (0,2-0,3 mm.) con textura en damero y límites que se adaptan a las formas cristalinas de otros minerales; también existe como cristales grandes (2-3 mm.) con formas poligonales, propias de cuarzos de alta temperatura, aislados en la matriz cordierítica; en este caso muestra una recristalización interna parcial, con subgranos en damero y bandas de deformación con subjuntas basales (fig. 17).

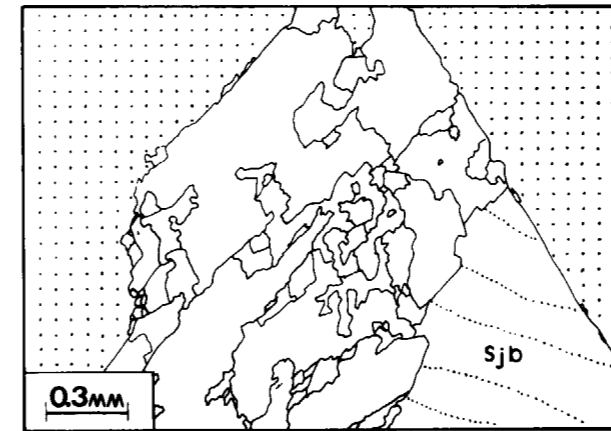


Figura 17.—Cristal de cuarzo con textura en damero y subjuntas basales (líneas punteadas) oblicuas a los lados del damero; procede de un dique ácido deformado. Sección XZ.

En las zonas de mayor densidad filoniana, la intrusión de los diques ácidos llega a producir la brechificación de las peridotitas (foto 18); estos efectos mecánicos de la circulación de fluidos magmáticos en el interior de peridotitas consolidadas son frecuentes en las peridotitas de muchas sucesiones ofiolíticas (DAHL et al., 1983).

La concentración de los filones en la parte inferior de la lámina peridotítica, y la semejanza composicional de estas rocas con las migmatitas de los Villares (en Sierra Alpujata), o con las migmatitas del Hoyo del Bote (en Sierra Bermeja), indican que los diques representan fundidos anatócticos originados en las rocas encajantes durante el proceso de emplazamiento de los macizos peridotíticos sobre los mantos de Ojén o Guadaiza.

2.3.2. Kinzigitas

El término de kinzigitas fue propuesto por FISCHER (1860) para describir paragneisses parcialmente anatócticos del Valle de Kinzig, en la Selva Negra, compuestos por granate, cordierita, biotita, sillimanita y grafito, con cantidades variables de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo (ver MEHNERT, 1968). Esta descripción se aproxima a las características de las rocas granulíticas de composición ácida que se disponen sobre las peridotitas del manto de Los Reales.

KORNPROBST (1971) utilizó el nombre de kinzigitas para describir las facies alumínicas catazonales con granate, sillimanita prismática, biotita, cordierita y grafito asociadas a las migmatitas de la envoltura metamórfica del macizo peridotítico de Beni Bousera (Marruecos) en la Cordillera Riféña, y también lo aplicó a las rocas metamórficas de alto grado asociadas a las peridotitas béticas, aunque supuso que estaban relacionadas únicamente con el macizo de Sierra Bermeja. Este término se ha venido empleando desde entonces en la zona (WESTERHOF, 1975, 1977) aunque otros autores usan denominaciones diferentes: «gneiss series» (LOOMIS, 1972a, 1975a); «gneiss con granate» (PILES et al., 1978).

Forman una franja muy continua sobre las peridotitas, a pesar de que su espesor raramente alcanza 100 m. Los afloramientos más extensos y representativos son los que se encuentran en el extremo SE del macizo de Sierra Alpujata, que cubren una superficie de 4 Km²; esta situación inusual se debe a que dicho sector corresponde al cierre de una estructura anticlinal con buzamiento axial suave (~10°) hacia el SE. Desde allí se prolongan por el borde sur de Sierra Alpujata hasta la transversal del Cerro de Los Linarejos, al oeste; existen otros afloramientos en Sierra Alpujata, al NE del Cerro Camorro (ángulo SE del macizo) y al este del Cerro Majales (oeste del macizo).

Las kinzigitas se disponen también en torno a la mayoría de los afloramientos de peridotitas, como son los de Sierra Pelada, el Albornoque, sur de Sierra Bermeja y en varios puntos del borde sur de Sierra Blanca (fig. 12 B).

Están asociadas, espacial y estructuralmente, a las harzburgitas superiores de los macizos ultrabásicos, de las que se separan por medio de un contacto neto. El paso a los gneisses y migmatitas se realiza en un tramo pequeño y es de naturaleza progresiva, con numerosas recurrencias. El aspecto macroscópico de las kinzigitas varía con la distancia a las peridotitas. Son rocas bandeadas, de grano grueso, con apariencia gneissica a esquistosa, y localmente aparecen como materiales masivos; los tipos masivos, con textura granoblástica, sólo se encuentran en la parte más profunda de la banda kinzigítica, mientras que en la zona superior sólo están representados los gneissicos. El paso de las rocas con uno u otro tipo de estructura es gradual, existiendo muchos aflora-

mientos en los que alternan niveles con las dos estructuras citadas. El bandeado se debe a la alternancia de niveles ricos en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con otros en los que predominan la sillimanita, biotita, granate y cuarzo.

En el campo destacan por sus colores rojizos, que resultan de la abundancia de óxidos de hierro de alteración superficial y del elevado contenido, ocasionalmente, en biotita. Algunas muestras especialmente ricas en distena y/o cordierita tienen un color verde-azulado característico.

Las kinzigitas tienen una foliación, tanto los tipos gneissicos como los granoblásticos, aunque en estos últimos es menos evidente, a simple vista, que en los primeros. Habitualmente la foliación coincide con el trazado del bandeado, aunque en ocasiones se observan pliegues de geometría isoclinal y tamaño decimétrico que deforman el bandeado, y de plano axial paralelo a la foliación. Si la foliación se reconoce generalmente con facilidad, no ocurre lo mismo con la lineación mineral; la definición de la lineación es mala, salvo en los casos en los que hay una proporción elevada de sillimanita y/o biotita; en esta circunstancia se puede observar que la lineación mineral es subparalela a los ejes de los pliegues anteriores y a la lineación de enstatita lamelar de las peridotitas infrayacentes.

Las kinzigitas son las rocas tipo del primer tramo de la sucesión metamórfica del manto de Los Reales, pero no las únicas. Intercalados en las kinzigitas hay materiales de diferente composición mineralógica, entre los que destacan por su abundancia los mármoles y venas pegmatoides con cuarzo y feldespatos. Sin embargo, en las zonas que he reconocido no he encontrado niveles de piroxenitas como los señalados por KORNPROBST (1971) en las kinzigitas de Beni Bousera; no obstante, es probable que existan, ya que también LOMIS (1977) cita afloramientos, aunque escasos, de tales rocas en la aureola de Sierra Bermeja. Sí existen, en cambio, rocas que tienen cordierita y granate como minerales mayoritarios.

KORNPROBST (1971) hace referencia a dos afloramientos de rocas constituidas casi exclusivamente por cordierita y granate, a las que llama cordierititas con granate, en Beni Bousera. Sólo he encontrado un afloramiento con tales materiales, al este de la Sierra de Cártama. Se trata de un nivel de dos metros de potencia, concordante con

la foliación de las kinzigitas, de las que se separa por bordes netos; está incluido en las kinzigitas masivas y se sitúa próximo a las peridotitas. El afloramiento es de color verde y de aspecto masivo; no obstante, la observación en muestra de mano, cortada y pulida, revela la existencia de una fábrica planar plegada, característica que la diferencia de las descritas por KORNPROBST (1971). La cordierita, que es el mineral mayoritario de la roca (~60 por 100), muestra un avanzado grado de alteración, aunque todos los granos, alterados o no, conservan formas idioblásticas, rectangulares o hexagonales y contienen numerosas inclusiones redondeadas de cuarzo. El granate es de color rosa o incoloro en lámina delgada; alcanza tamaños de hasta 1 cm. de diámetro. Con frecuencia los granates están afectados por una fracturación perpendicular a la foliación, lo que les proporciona formas lenticulares; en los espacios de separación entre fragmentos adyacentes de granate crecen micas (fig. 18). Esta microestructura define una lineación de estiramiento en el granate.

Los mármoles constituyen masas aisladas, de dimensiones métricas a decamétricas, dispersas en el seno de las kinzigitas. Se encuentran en el extremo sureste del macizo de Sierra Bermeja, en la dehesa del Albornoque, al sur de Sierra Alpujata y en los alrededores de Sierra Pelada, que es donde afloran en mayor extensión. Se presentan ya sea como mármoles puros, de color blanco y tamaño de grano grueso (>2 mm.) o como mármoles impuros, de color grisáceo, con un elevado contenido en silicatos. En ambos casos los contactos con las kinzigitas son bruscos, aunque en

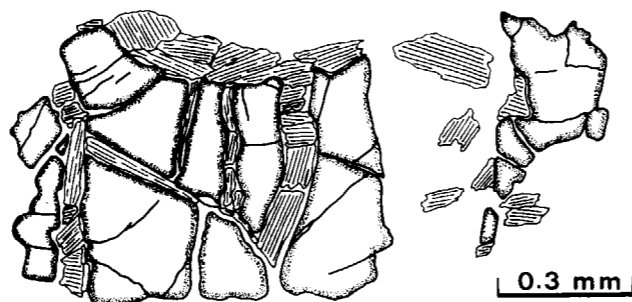


Figura 18.—Granate, en sección XZ, de una roca con cordierita del tramo de kinzigitas del manto de Los Reales. El alargamiento del granate es aproximadamente perpendicular a la fracturación. Con el rayado se representan las micas que crecen entre los fragmentos del granate.

los impuros se aprecia una concentración de los minerales silicatados en las zonas marginales del banco. Corresponden a antiguos niveles disgregados, como se observa en el sector oriental de Sierra Pelada, donde los niveles, de espesor métrico, se afinan progresivamente hasta desaparecer y conservan su paralelismo con la foliación; a una cierta distancia, siguiendo la foliación, aparece otro nivel con similares características de afloramiento. En este mismo sector abundan niveles que son zonas de charnela aisladas. Los mármoles puros están constituidos exclusivamente por calcita y dolomita, mientras que en los impuros abundan además granate (variedad uvarovita), epidotas, olivino, más o menos serpentinizado y menas.

Descripción petrográfica

El estudio de las láminas delgadas pone de manifiesto la gran variedad que existe en las proporciones de los minerales principales. Los minerales mayoritarios de las kinzigitas son: biotita, cuarzo, granate, feldespato potásico, plagioclasa y silicatos de aluminio (sillimanita y distena); los secundarios: espinela, cordierita, biotita y micas blancas; como accesorios están: apatito, grafito, circón, rutilo y menas metálicas. Las observaciones microscópicas que siguen se han realizado, salvo especificación contraria, en secciones de orientación XZ.

La biotita se encuentra en cristales grandes (~1 mm.) y alargados, que crecen desorientados en torno al granate, y que se asocian frecuentemente a la sillimanita prismática. Además de esta generación de biotita, hay otra representada por pequeños cristales (~0.1 mm.), de formas elípticas o rectangulares, que se distribuyen homogéneamente entre los restantes minerales que componen la matriz cuarzo-feldespática; estos cristales sí poseen una orientación preferente, a diferencia de los anteriores.

El cuarzo es el mineral más abundante; supera generalmente el 20 por 100 del volumen de las rocas, pero raramente llega al 50 por 100. En las muestras más cuarcíticas es de tamaño de grano grueso (≥ 2 mm.) y exhibe una gama microestructural muy variada. Son frecuentes las texturas en damero (BEHR, 1961; LISTER y DORNSTIEPEN, 1982) y en mosaico alargado (BOUCHEZ, 1977a); en las rocas menos cuarcíticas el tamaño de grano es más pequeño (0.03-0.2 mm.) y los granos de cuar-

zo se agrupan en agregados policristalinos con forma de cintas («ribbon quartz»), estructuradas internamente en damero.

El feldespato potásico constituye fenoblastos (4 mm.-1 cm.), con textura en mortero; los núcleos de feldespato potásico son de bordes irregulares y están rodeados por un agregado equigranular de pequeños feldespatos potásicos con textura granoblástica. Frecuentemente los granos nuevos de feldespato potásico forman sombras de presión en torno a los fenoblastos. Este mineral existe también en la matriz leucocrática de las kinzigitas, bajo el aspecto de cristales pequeños (~0.1 mm.) poligonales, que coexisten con el cuarzo y la plagioclasa. Las características ópticas del feldespato potásico son semejantes en ambos casos; siempre tiene micropertitas alargadas, muy abundantes, y nunca aparece maclado.

El granate existe en todas las litologías del complejo kinzigítico, llegando a constituir el 20 por 100 del volumen total en las facies granoblásticas. Es el mineral que más contribuye a configurar el aspecto típico de estas rocas, ya que su resistencia a la meteorización hace que resalten sobre el fondo cuarzo-feldespático, contrastando, a simple vista, su color rojo brillante con el amarillento de la matriz.

El granate es incoloro o de color rosa en el microscopio. Aparece generalmente como porfiroblastos de tamaño superior a 2 mm., que llegan a alcanzar dimensiones de 2-3 cm. Son de forma redondeada y su textura es habitualmente poikiloblástica: contiene numerosas inclusiones globulosas de cuarzo, con diámetros de hasta 0.5-1 mm., que muestran extinción ondulante y subjuntas, de biotitas rojas con inclusiones de rutilo y circón, de plagioclasas macladas y también de sillimanita prismática y distena. Las inclusiones se distribuyen desordenadamente en los porfiroblastos en unos casos, pero con frecuencia se reparten concéntricamente. El cuarzo de la matriz cuarzo-feldespática es estadísticamente menor que el que está incluido en los granates, lo que sugiere una reducción del tamaño de grano de la matriz, por deformación y recristalización, tras el desarrollo de los porfiroblastos.

Los granates de pequeñas dimensiones, como los restantes granos de la matriz de la roca, muestran una tendencia a adoptar formas alargadas y a disponerse paralelamente a la traza de la foliación;

las relaciones X/Z oscilan entre 3 y 6. Están afectados por un sistema de microfracturas, de tipo «pull-apart», perpendicularmente a la foliación (fig. 18).

En muestras de mano se aprecia que los granos están rodeados por aureolas finas (~0.2-0.5 milímetros) de color verde oscuro. La observación microscópica señala que corresponden a agregados policristalinos y poliminerálicos, con espinela verde y cordierita, que aparece transformada normalmente a un conjunto de materiales micáceos amarillentos (pinnitas) (foto 19).

La plagioclasa es abundante en las rocas más cuarcíticas, donde puede alcanzar el 10 por 100, y llega a estar totalmente ausente en las muestras más ricas en biotita y sillimanita. Presenta dos hábitos diferentes, correspondientes a dos generaciones distintas; en la mayoría de los casos forma porfiroblastos de pequeñas dimensiones (raramente superiores a 1-1,5 mm.) con los bordes recristalizados parcialmente, y que están maclados polisintéticamente según la ley de la albita y ocasionalmente también de la periclina. Generalmente tienen forma lenticular asimétrica, siendo el sentido de asimetría uniforme en cada lámina delgada. Están deformados, lo que se traduce en la aparición de una extinción ondulante y en la presencia de microkinks que doblan los planos de macla; en estas situaciones se aprecia que la densidad del maclado polisintético en la proximidad a los planos axiales es aproximadamente el doble que en las zonas de flancos (foto 20). No están zonadas; las determinaciones por los métodos clásicos de microscopía óptica apuntan hacia términos ácidos (oligoclasa). En algunas raras ocasiones se aprecian antipertitas; la textura es poikiloblástica en muchos casos, incluyendo cristales pequeños de biotita, cuarzo y sillimanita.

También existe como neoblastos, distribuidos en la trama de la roca; su tamaño oscila entre 0.1 y 0.3 mm. Son de formas rectangulares; habitualmente están macladas y no exhiben trazas de deformación. Su composición es semejante a la de los granos grandes.

La sillimanita y la distena siempre están presentes en las kinzigitas; la primera es más abundante que la segunda, que frecuentemente tiene carácter residual. La sillimanita es prismática; los prismas, solos o concentrados en agregados policristalinos alargados, se disponen en el pla-

no de la foliación, orientados según la lineación de las rocas. Los agregados de sillimanita se amoldan a la forma de los porfiroblastos de granate, apareciendo los cristales doblados y con extinción ondulante en tales casos. La sillimanita se agrupa también en masas circulares, de hasta 1 cm. de diámetro, integradas por un conjunto de minerales con disposición radial o, más corrientemente, por un grupo de haces que interfieren entre sí (foto 21).

Con mucha frecuencia se observan prismas pequeños de sillimanita (0.01-0.03 mm.) que divergen, con formas palmeadas, desde los dos extremos de un megacristal (0.5-1 mm.) de sillimanita, que tiene formas rectangulares. La sillimanita parece proceder de la transformación de distena, a la que llega a sustituir completamente; existen sillimanitas, pseudomorfos de distena, con las propiedades ópticas de la sillimanita y que conservan un hábito, con dos exfoliaciones casi perpendiculares, propio de la distena (foto 22). Situaciones similares a la descrita están documentadas en las granulitas ácidas de Beni Bousera (KORNPROBST, 1971), de Sierra Bermeja (LOOMIS, 1972a), de la Montaña Negra (LEYRELOUP, 1973; MARCHAND, 1974). LEYRELOUP y MARCHAND consideran que son productos transicionales entre la distena y la sillimanita, y que corresponden a etapas intermedias del reemplazamiento directo de distena por sillimanita; existen toda una serie de pasos intermedios que corresponden a estadios sucesivos de la sustitución distena/sillimanita, con características semejantes a las descritas por MARCHAND (1974) en los gneisses kondalito-kinzigíticos del Haut Allier (Francia).

En ocasiones se observan en contacto distena o sillimanita con granate; entre ambos suele interponerse una corona con un mineral isótropo de color verde y con cordierita, frecuentemente alterada (foto 20); los estudios de KORNPROBST (1971) y LOOMIS (1976, 1979) señalan que el mineral verde es una espinela, y que las coronas son productos del metamorfismo retrógrado que resultan de reacciones entre el granate y los silicatos de aluminio.

2.3.3. Gneisses y migmatitas

Los gneisses y las migmatitas son los materiales más abundantes de la sucesión metamórfica del manto de Los Reales en el área cartografiada.

Se concentran en varios sectores, entre los que destaca el que se extiende al sur de Sierra Alpujata, de superficie cercana a los 30 Km², entre el meridiano de Calahonda por el este y las Chapas de Marbella por el oeste; aparecen, también en torno a los macizos peridotíticos de Sierra Pelada y en una franja continua, de 1/2 Km. de anchura, que se prolonga con dirección E-O, desde el norte en Fuengirola hasta Sierra Alpujata. Existen otros afloramientos más reducidos al sur de Benalmádena, en Sierra de Cártama, en el Albornoque y en el extremo sudoccidental de Sierra Bermeja. En casi todos los casos se disponen sobre las kinzigitas, aunque también aparecen colocados directamente sobre las peridotitas.

El conjunto migmatítico-gneissico posee una gran variedad de tipos estructurales, de distribución lateral irregular; entre ellos destacan tres tipos principales, que muestran, «grosso modo», la siguiente ordenación espacial: en la parte inferior del conjunto, en contacto con las kinzigitas, dominan rocas de tamaño de grano medio-grueso, con estructura gneissica. A continuación, hay una zona intermedia caracterizada por anatexitas homogéneas, de estructura nebulítica; en esta zona aparecen, con carácter local, gneisses glandulares con gruesos porfiroblastos de feldespato potásico y migmatitas con estructura en «schlieren». Finalmente, la parte superior está formada, mayoritariamente, por materiales bandeados: migmatitas de estructura estromática y/o flebítica y gneisses de grano medio-fino con sillimanita y mica blanca.

Junto a los gneisses y las migmatitas aparecen otras litologías. Al sur de Sierra Alpujata, dentro de los gneisses basales, hay masas lenticulares de mármoles (de 3 m. de potencia y 10 m. de longitud) que se distribuyen paralelamente a la esquistosidad; son de color blanco, de grano grueso y de composición calcárea. En la carretera de Mijas a Fuengirola las migmatitas están atravesadas por filones de aplitas y diabasas. PILES et al. (1978) citan la presencia de «pequeñas masas ovoides» de rocas semejantes a las que HERNÁNDEZ-PACHECO (1967) considera eclogitas y que no he encontrado en la zona reconocida. Probablemente se trata de intercalaciones de rocas básicas como las descritas por KORNPROBST (1971) en los gneisses de Filali (zona interna del Rif, Marruecos).

El espesor máximo del conjunto puede cifrar-

se en 1.5 Km. aproximadamente, en la zona sur de Sierra Alpujata, estimado perpendicularmente a la disposición de la esquistosidad en dicho sector. Este valor experimenta variaciones locales importantes, quedando reducido a un centenar de metros en el oeste de Coín.

Merece reseñarse que en los gneisses basales los minerales exhiben un importante grado de alteración, particularmente avanzado en los que contactan con las kinzigitas. Este hecho proporciona un color marrón oscuro a los afloramientos; los gneisses homogéneos que siguen a continuación están caracterizados por tonalidades rojizas en superficie, debido a la alteración de feldespato potásico, que contienen en cantidades importantes.

Descripción petrográfica

En el conjunto migmatítico-gneissico se aprecia una evolución espacial desde rocas con la asociación mineral sillimanita-biotita-plagioclasa-feldespato potásico-cuarzo a otras con sillimanita-biotita-mica blanca-plagioclasa-cuarzo en zonas más superficiales. Todo el tramo inferior e intermedio cae dentro del campo en el que existe el feldespato potásico, mientras que en la parte alta del tramo superior se observan, además, micas blancas.

Los gneisses inferiores conservan escasos relictos de granate y de distena, que recuerdan mineralógicamente a las kinzigitas infrayacentes; no obstante la abundancia de biotita y la aparición de fibrolita, en vez de sillimanita prismática, diferencia a estos gneisses de las kinzigitas.

La biotita es un componente abundante en estas rocas, salvo en algunas facies muy movilizadas. Es pleocroica en tonos rojos y su tamaño alcanza 1 mm. Se concentra en capas milimétricas, paralelas al bandeo de las rocas, en las que los cristales individuales muestran una orientación preferente; en los extremos de los agregados, la biotita está asociada a la fibrolita. También existe en grandes cristales desorientados que sustituyen al granate.

El cuarzo forma parte de la matriz cuarzo-feldespática en los niveles de leucosoma. Aparece como granos tabulares con bordes lobulados y rectos, afectados por extinción ondulante y con bandas de deformación, en las rocas gneissicas; en

los términos con un grado de movilización elevado, el cuarzo no presenta microestructuras de deformación, y es xenomorfo.

La estauroлита se distribuye irregularmente entre las zonas melanocráticas del tercio superior de la sucesión de gneisses y migmatitas. Generalmente presenta características residuales, y aparece corroída por moscovita, biotita o andalucita.

El feldespato potásico es escaso, salvo en las facies oclares con gruesos blastos, de hasta 3-4 centímetros de longitud. Habitualmente es de hábito xenomorfo e incluye cristales de biotita y agujas de sillimanita. Los bordes de los blastos son sinuosos frecuentemente y corroen a las biotitas y cuarzos adyacentes. El hábito más frecuente del feldespato potásico de los gneisses oclares es el de porfiroblastos de formas paralelepípedas, con tendencia a presentar una orientación bidimensional paralela a la esquistosidad regional; son finamente pertíticos y normalmente están maclados por la ley de Karlsbad, lo que contrasta con el carácter de los del tramo gneíscico inferior y con los de las kinzigitas.

La mica blanca acompaña a la biotita y sillimanita en las bandas melanocráticas del tramo superior del conjunto migmatítico-gneíscico. Se halla también como productos de alteración de los feldespatos.

La plagioclasa es más abundante que el feldespato potásico. Se presenta con dos aspectos distintos: los que tienen carácter sin-S principal, particularmente presentes en los tramos medio e inferior son xenomorfos y de pequeño tamaño (0.1-0.4 mm.) y con maclas polisintéticas; en cambio los que son post-S principal, bien desarrollados en el tramo superior, son de talla mayor (1 a 3 mm.), se superponen a la esquistosidad y tienen un maclado poco pronunciado. En los contactos entre plagioclasa y feldespato potásico existen mirmequitas. Los blastos de plagioclasa contienen, frecuentemente, pequeños granates (~0.02 mm.), redondeados y con textura en atolón.

La sillimanita está representada en la mayor parte de estos materiales. Se agrupa en regueros paralelos a la esquistosidad, que conservan algún núcleo prismático, rodeado por fibrolita palmeada.

La mineralogía de los términos superiores del tramo gneíscico-migmatítico no difiere excesivamente de la de los esquistos de la zona de sillima-

nita con los que contactan, aunque proporcionalmente contienen menos mica blanca que los esquistos, y también se constata una disminución de andalucita, estauroлита y granate al descender de la sucesión esquistosa a la gneíscica.

2.3.4. Sucesión esquistosa

En la región investigada, el techo del manto de Los Reales está formado por una sucesión esquistosa en la que predominan los esquistos micáceos. Estos materiales se reparten en varios afloramientos, entre los que destacan los situados al sur de Benalmádena, los de la banda, de dirección E-O, que se extiende desde el norte de Fuengirola hasta Sierra Alpujata, los de Calahonda y los del norte de las Chapas de Marbella. A grandes rasgos, su distribución cartográfica, al igual que la del resto de la secuencia metamórfica del manto de Los Reales, es paralela al trazado de los contactos superiores de la lámina peridotítica. El paso al conjunto gneíscico-migmatítico inferior es de tipo transicional, estableciéndose por medio de una franja, de anchura muy variable, en la que alternan niveles métricos de esquistos con otros en los que ya se aprecia diferenciación de material leucocrático. Con fines cartográficos he establecido el límite entre ambos tramos donde a simple vista se aprecian niveles leucocráticos y melanocráticos alternantes con carácter general; la aparición de bandas leucocráticas está marcada en el campo por un color más claro de los afloramientos de migmatitas y gneisses.

En general, la sucesión esquistosa es sumamente monótona, aunque se aprecia una cristalinidad creciente al descender hacia términos más metamórficos. Su aspecto macroscópico es bastante uniforme. Los términos altos son de color oscuro, casi negro, de tamaño de grano de fino a medio y están finamente foliados; en cambio, los de la parte más baja tienen colores ocres, tamaño de grano grueso y una esquistosidad más irregular, debido a las distorsiones producidas por los abundantes porfiroblastos.

La homogeneidad de la sucesión se ve alterada, en la parte más baja de esquistos con sillimanita, por la presencia de bancos de esquistos cuarcíticos de espesor centimétrico a decimétrico, agrupados en un tramo que alcanza los 30 m. de espesor (medido perpendicularmente a la esquistosidad) en Calahonda. Son de color dorado, con alternan-

cias de niveles centimétricos de color verde, de cuarcitas anfibólicas. La potencial real del tramo cuarcítico debe ser sensiblemente menor, pues se observan en él numerosos pliegues de geometría isoclinal, que producen repeticiones de la sucesión. La distinción de dos tramos, uno con esquistos micáceos y otro superior de naturaleza cuarcítica, es clásica en las sucesiones de los Mantos Alpujarrides del este de Málaga (ALDAYA, 1969a; OROZCO, 1972; NAVARRO-VILA, 1976; AVIDAD, 1976; ELORZA, 1979); a diferencia de lo que ocurre en las zonas más orientales estudiadas por los autores citados, aquí el tramo cuarcítico subyace al pelítico y es más metamórfico que él. La columna del manto de Los Reales se aparta de la sucesión-tipo de los Alpujarrides no sólo por este motivo, sino también por la presencia de peridotitas y granulitas en su base y por la carencia de mármoles en la parte superior.

Dentro de los esquistos con sillimanita hay también conglomerados, que forman masas lenticulares discontinuas, de espesor decimétrico; están constituidos por clastos de cuarzo que flotan dispersos en una matriz biotítica con fibrolita. Los clastos de cuarzo presentan morfologías diferentes según la sección considerada: en sección XZ son alargados, miden 2-10 mm., tienen relaciones $X/Z \approx 6$ y frecuentemente adoptan disposiciones sigmoides; en sección XY son de menores dimensiones (0.5-2 mm.), y de formas más o menos redondeadas ($X/Y \approx 1.5$). Al microscopio se aprecia su carácter policristalino, con bordes entre granos rectos o ligeramente lobulados, dando agregados granoblásticos.

En la sucesión esquistosa abundan las venas de cuarzo; generalmente cortan a la esquistosidad principal, aunque algunas, que aparecen plegadas, son paralelas a ella. Entre estas últimas destacan las formadas por cuarzo y cristales centimétricos de andalucita rosada que se encuentran en la zona de la estauroлита.

Descripción petrográfica

Los materiales de la sucesión esquistosa tienen mineralogías diferentes, según su posición en la secuencia, que reflejan condiciones metamórficas diferentes. A continuación se describen las características de aquellos minerales que son más significativos, para establecer las variaciones del metamorfismo.

La andalucita cristaliza en prismas rectangulares que alcanzan 2 cm. de longitud. Crece desorientada, aunque con preferencia a disponerse paralelamente a la superficie de esquistosidad. En sección basal, los porfiroblastos de andalucita tienen un núcleo, usualmente idioblástico, rodeado de una aureola irregular con la misma orientación óptica. Son porfiroblastos de crecimiento estático, que se superponen a la esquistosidad e incluso a los micropliegues que deforman a la esquistosidad principal.

La biotita es el mineral más abundante en casi toda la sucesión esquistosa. Su color es marrón. Existe con hábitos distintos, aunque lo más normal es que forme blastos orientados que definen la esquistosidad principal. En las muestras que tienen la esquistosidad principal microplegada las biotitas se concentran en los flancos de los micropliegues (foto 23); parte de las biotitas que subsisten en los dominios cuarcíticos son de una generación nueva, procedentes de la poligonización de las anteriores. Finalmente, aparecen blastos de pequeño tamaño (0.2 mm.) y formas rectangulares totalmente desorientados y que crecen sobre la esquistosidad principal y sobre el microplegado y otros que proceden de la desestabilización del granate.

Dentro de la zona de la sillimanita aparece distena, aunque su distribución es muy escasa e irregular; es de pequeño tamaño, idiomorfa y está deformada (foto 24). Es difícil precisar su relación con la esquistosidad de las rocas, ya que suele aparecer blindada por micas; no obstante, parece ser anterior a la esquistosidad principal.

La estauroлита está presente como porfiroblastos de tamaño pequeño (0.2-2 mm.) y color amarillo. Presenta inclusiones de biotitas y grafito, que se orientan como la esquistosidad principal, y contiene, también, granates redondeados pequeños (0.01-0.05 mm.). Casi siempre es subidiomorfa y tardía en relación a la esquistosidad principal, aunque está afectada por el microplegado; en raros casos aparecen estauroлитas englobadas por la esquistosidad principal. La estauroлита está en muchas ocasiones blindada por moscovitas y en otros casos aparece como núcleos dentro de porfiroblastos de andalucita, asociada también a agregados de espinela de color verde (foto 25).

Los granates son muy abundantes en toda la sucesión. Forman porfiroblastos, de color rosado

en lámina delgada, que alcanzan 1-2 mm. de diámetro; habitualmente son de carácter precinemático respecto de la esquistosidad general, de formas redondeadas o alargadas, y están transformados, parcialmente, en biotita y mica blanca. En los esquistos de la parte alta de la sucesión aparecen granates sincinemáticos, con texturas rotacionales en bola de nieve (foto 26); las inclusiones de cuarzo y materiales opacos se ordenan según una *S_{interna}* sigmoide que está en continuidad con la *S_{externa}*, o esquistosidad principal. Estos granates sincinemáticos son, a diferencia de los precinemáticos, subidioblásticos (foto 27) y no están alterados; ambos aparecen englobados en sombras de presión.

La mica blanca está presente en casi toda la sucesión, aunque es posible constatar su escasez, incluso su ausencia, en los esquistos con estauroлита; generalmente se orienta paralelamente a la esquistosidad principal, aunque algunos blastos, tardíos, carecen de orientación preferente.

La plagioclasa abunda en los tramos de esquistos con estauroлита y sillimanita. Hay blastos de generaciones diferentes, con relaciones distintas respecto de la esquistosidad principal. El hábito más frecuente es el de porfiroblastos que contienen inclusiones de granate y grafito orientadas según una esquistosidad interna que choca claramente con la externa (foto 28). Estos blastos de plagioclasa pueden ser precinemáticos respecto de la esquistosidad principal, que los engloba; no obstante, algunos casos, como el de la foto 28, pueden interpretarse como sincinemáticos, en cuyo caso la divergencia entre la esquistosidad interna y la externa se produciría durante la rotación que atestigua la disposición sigmoide de las inclusiones del blasto. Hay otra generación de plagioclasa postcinemática, que crece claramente sobre la esquistosidad principal, y que se asocia, frecuentemente, a la andalucita.

La sillimanita existe en la variedad fibrolítica. Se agrupa en haces asociados generalmente a la biotita.

2.4. MALAGUIDE

Aunque este trabajo ha estado enfocado desde su comienzo a los problemas de las Unidades Al-

pujárrides de la región, ha sido necesario también abordar el estudio del Complejo Maláguide suprayacente; esto era imprescindible para tratar de esclarecer el debatido asunto de la atribución de determinados materiales ya sea al Complejo Maláguide o al Alpujárride, y la consiguiente separación entre ambos. Esta cuestión estaba planteada desde antiguo en el tercio occidental de la Zona Bética. Además era de necesidad completar la cartografía de la zona, en la que existen extensos sectores con materiales maláguides.

En este área se pueden reconocer la mayor parte de los tramos de la columna litoestratigráfica maláguide establecida por diversos autores en otros lugares (BLUMENTHAL, 1949; KOCKEL, 1959; AZEMA, 1961; DIDON et al., 1973; GEEL, 1973; NAVARRO-VILA, 1976). La sucesión de materiales que se cita a continuación resume las características de los tramos diferenciados cartográficamente, y aflora de manera continua en varios cortes. En orden ascendente se encuentra (fig. 19):

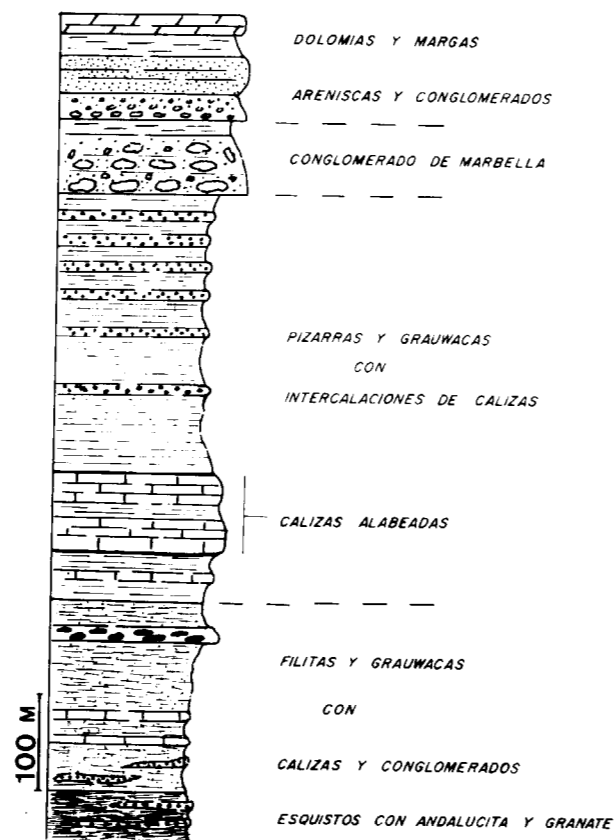


Figura 19.—Columna sintética de la sucesión maláguide.

— Un paquete de esquistos biotíticos, ocasionalmente con andalucita y granate, particularmente abundantes en los niveles más bajos. Tiene intercalaciones detríticas, de esquistos cuarcíticos, metagrauwacas y metaconglomerados. Su espesor máximo es de 50 m.

— Sobre los esquistos se dispone un tramo caracterizado por filitas grises satinadas, con bancos de grauwas; localmente contienen niveles decimétricos de calizas grises, y hacia la parte alta muestran frecuentemente bancos de conglomerados, con cantos centimétricos, cuarcíticos en su mayor parte. La potencia máxima de este tramo es de 200-300 m.

— Encima hay calizas, conocidas clásicamente como calizas alabeadas (ORUETA, 1917), y niveles de areniscas calcáreas y grauwas. Su espesor, que se reduce a unos pocos metros en algunos afloramientos, puede alcanzar la centena de metros.

— A continuación viene un tramo caracterizado por la alternancia de pizarras brillantes de colores grises, grauwas, cuarcitas y conglomerados. Localmente se encuentra un conglomerado cartografiado, localizado en la parte alta de la secuencia; es un conglomerado poligénico conocido en la región por el nombre de «conglomerado de Marbella» (BLUMENTHAL, 1949). La potencia de este conjunto en los Altos de Marbella alcanza 400 m.

— Finalmente, en la parte más alta de la columna maláguide de la región se sitúan conglomerados y areniscas de tonalidades rojizas y margas rojas y verdes. En el noroeste de Fuengirola hay dolomías blancas sobre las areniscas y conglomerados.

2.4.1. La base del Maláguide

La situación de la base del Maláguide es un tema largamente discutido en la Cordillera, que ha recibido diversas soluciones por parte de los autores que lo han analizado. Para BLUMENTHAL (1949) todos los materiales metamórficos del Occidente de Málaga pertenecerían al Bético de Málaga, que se prolongaría así hasta las peridotitas de Ronda; autores posteriores (MICHELAU, 1941; KOCKEL, 1959) participan de la misma opinión de BLUMENTHAL. Los investigadores alemanes que estudiaron posteriormente el tercio occidental de la

Cordillera, consideraron que la mayor parte de las rocas metamórficas inferiores del Bético de Málaga de BLUMENTHAL debían incluirse en el Alpujárride (DÜRR, 1963; MOLLAT, 1965; MAUTHE, 1971); no obstante, MOLLAT (1965) sigue opinando que, en la región de Marbella, los términos más bajos del Bético de Málaga están representados por un «Gneiss basal».

En una revisión del problema DURAND-DELGA (1968) redefinió el término de MALAGUIDE, estableciendo que los materiales más bajos de estas formaciones, que sólo aflorarían en algunas unidades del complejo, eran las filitas grises y azuladas y las grauwas, de posible edad silúrica; los materiales metamórficos infrayacentes a las filitas son considerados como alpujárrides por este autor. La propuesta de DURAND-DELGA ha sido seguida en trabajos posteriores (MON, 1969; DIDON et al., 1973; DAROT, 1974), pero el límite entre Maláguides y Alpujárrides ha continuado planteando dificultades, principalmente en la región de Málaga, donde el maláguide alcanza, además, mayor desarrollo; así, ESTÉVEZ y CHAMÓN (1978) y ELORZA y GARCÍA-DUEÑAS (1981) han optado por diferenciar una unidad de posición intermedia entre ambos conjuntos en la región de Vélez-Málaga (este de Málaga), la Unidad de Benamocarra, que separa sucesiones superiores maláguides de otras inferiores típicamente alpujárrides (micaesquistos con granate, andalucita y estauroлита), y TORRES-ROLDÁN (1979a) ha definido la Unidad de la Loma de la Portezuela (norte de Estepona) en la que incluye, bajo materiales del Paleozoico maláguide, una secuencia metamórfica con esquistos y migmatitas, retornando así a la acepción antigua del Bético de Málaga.

En la región estudiada hay numerosos afloramientos en los que el paso de materiales de indiscutible pertenencia maláguide a los micaesquistos claramente correlacionables al manto de Los Reales se hace por medio de micaesquistos con granate y andalucita cuya atribución, en principio, es muy dudosa. El análisis estructural y el estudio petrográfico de estos materiales de transición, me han conducido a proponer una solución diferente a las anteriores. En mi opinión, bajo materiales reconocidos clásicamente como maláguides en otros sectores, como son las filitas grises de edad silúrica (DURAND-DELGA, 1968; DIDON et al., 1973; GEEL, 1973; NAVARRO-VILA, 1976), existe un paquete de esquistos con andalucita y granate que debe

ser incluido en el Maláguide, por consideraciones tanto estructurales y litológicas como por las específicas relaciones blastesis-deformación de los granates.

2.4.4.1. *Esquistos basales*

Los esquistos constituyen, como queda dicho, los términos inferiores del Complejo Maláguide en el área cartografiada y están presentes en casi todos los casos en que afloran los segmentos inferiores de la sucesión maláguide reposando sobre esquistos del manto de Los Reales. Afloran en la Loma del Flamenco (noroeste de Fuengirola), en el norte de Calahonda, en los Altos de Marbella y al oeste de Alhaurín el Grande.

El espesor del tramo esquistoso es muy variable; en la Loma del Flamenco, donde alcanzan mayor desarrollo, no superan los 50 m. de potencia. Su aspecto macroscópico es muy uniforme: se trata de esquistos de grano fino muy brillantes, de color marrón oscuro, que tienen un moteado de andalucita sobre los planos de esquistosidad. Con fines cartográficos he optado por situar el techo de los esquistos donde aparece por vez primera la andalucita, aunque el tránsito a la formación suprayacente de filitas y grauwacas es gradual.

Los esquistos de composición metapelítica alternan con bancos centimétricos de esquistos cuarcíticos de tonalidades grises. Destacan, también, en la formación esquistosa numerosas intercalaciones detríticas, de colores amarillentos, meta-grauwacas y metaconglomerados de características y desarrollo semejante al que adquieren los niveles detríticos en la formación maláguide suprayacente.

La andalucita está restringida a los niveles metapelíticos, de espesor centimétrico o decimétrico, y es más abundante en sus bordes, cercanos a los bancos cuarcíticos, que en el interior. La repartición de la andalucita en el tramo de esquistos es muy desigual; comienza apareciendo con carácter muy esporádico en las partes altas de la columna y su abundancia aumenta al descender en la sucesión. El incremento del tamaño de los cristales sigue una evolución semejante: en los esquistos más altos el moteado es muy pequeño, inferior a 0,5 milímetros, mientras que en los más bajos los porfiroblastos de andalucita alcanzan frecuentemente 5 mm. En las muestras de mayor tamaño de grano

se aprecia que las andalucitas crecen sobre las superficies de la esquistosidad sin orientación preferente. La observación microscópica muestra que la andalucita tiene siempre texturas pecilíticas, creciendo sobre la esquistosidad, a la que engloba, con independencia del tamaño de los blastos. La abundancia de inclusiones, de cuarzo, materia carbonosa y mica, impide el reconocimiento óptico de los blastos más pequeños, aunque deben corresponder a andalucita, por comparación con los de mayor tamaño, en los que se reconocen idénticas texturas y formas cristalinas. En algunas ocasiones (foto 29) las texturas relacionadas a la andalucita señalan la existencia de un período de deformación posterior a su blastesis, ya que se observa el desarrollo incipiente de sombras de presión en torno a los porfiroblastos de andalucita; las sombras de presión son asimétricas, y tienen un sentido de asimetría constante, lo que indica el carácter rotacional de la deformación.

La biotita, de color marrón, es muy abundante, particularmente en los niveles metapelíticos más bajos. El tamaño de los blastos es pequeño, 0,1 milímetro, aunque se aprecia un aumento hacia los tramos bajos de la secuencia, donde alcanza 0,5 milímetros. Determinan la esquistosidad general de los esquistos; la esquistosidad general procede de la crenulación de otra esquistosidad anterior, durante la cual también se produjo la blastesis de biotita, como se deduce de la observación, en láminas delgadas, de cristales que dibujan los micropliegues.

En los esquistos pertenecientes a la base de la secuencia existen, localmente, niveles metapelíticos centimétricos ricos en pequeños granates (0,2-1 milímetro). Sus características texturales son muy uniformes: se trata de blastos idiomorfos, de sección hexagonal casi siempre, de blastesis posterior a la deformación, ya que crecen sobre la esquistosidad, sin que ésta muestre distorsión alguna en torno a los granates (foto 30). Este crecimiento tardío del granate merece destacarse ya que, según la bibliografía, supone una diferencia respecto del granate de los esquistos alpujarrides, siempre precinemáticos o sincinemáticos (NAVARRO-VILA, 1976) o de atribución dudosa (ELORZA y GARCÍA-DUEÑAS, 1981). En todo caso, son claramente distintos, texturalmente, de los granates del manto de Los Reales subyacente, pre o sincinemáticos, tanto en la región que he estudiado como en el N-O de Sierra Bermeja (TORRES-ROLDÁN, 1979a).

ELORZA y GARCÍA-DUEÑAS (1981) citan granates de características semejantes a las descritas aquí en esquistos de la Unidad de Benamocarra (al este de Málaga), que también presenta problemas de atribución a los complejos maláguides o alpujarrides.

2.4.2. **Otros términos de la sucesión Maláguide**

2.4.2.1. *Filitas y grauwacas*

Estos términos están bien desarrollados en la Loma del Flamenco, en los afloramientos del complejo Maláguide próximo a la costa y en el lado suroeste de Sierra Blanca, aunque con diferencias de espesor muy acusadas; en la costa llegan a estar reducidos a una veintena de metros, mientras que en la Loma del Flamenco alcanzan, aproximadamente, 300 m.

Las filitas grises satinadas son los materiales dominantes, aunque frecuentemente aparecen niveles de areniscas y grauwacas; las intercalaciones son de formas lenticulares y muy discontinuas lateralmente.

En la composición mineral de las filitas entran cantidades importantes de cuarzo y clorita; además contienen óxidos de hierro, biotita, micas blancas y materia carbonosa. La mayor parte de los componentes minerales que poseen las filitas se disponen paralelamente a la esquistosidad que poseen las rocas.

En los niveles de areniscas y grauwacas la esquistosidad es más irregular que en las filitas, ya que debe amoldarse a la forma de los cantos; la reorientación de las micas detríticas es también más imperfecta que en el caso anterior, hallándose cristales alargados de micas blancas dispuestos perpendicularmente a la esquistosidad.

El carácter detrítico se acentúa al ascender en la secuencia de filitas, al aumentar la proporción de grauwacas y conglomerados y hacerse más cuarcíticas las filitas. La parte alta del paquete de filitas tiene niveles conglomeráticos repartidos en afloramientos de formas lenticulares; aunque los afloramientos son discontinuos, se distribuyen en una banda que define la posición de la estratificación y que, a grandes rasgos, es paralela a la esquistosidad de las filitas. Los cantos son mayoritariamente de cuarzo blanco, aunque los hay también de cuarcitas negras y de esquistos cuarcíticos; su tamaño es generalmente centimétrico,

llegando a superar frecuentemente 5 cm. En algunos casos los cantos de cuarzo están estirados, adoptando formas elipsoidales, con relaciones X/Y ~ 4 y X/Z ~ 7, como ocurre al oeste de Sierra Pelada; en cambio, el nivel de conglomerados de la Loma del Flamenco tiene cantos redondeados, sin evidencias de haber sufrido un alargamiento apreciable.

Localmente existen bancos de calizas grises, de poca potencia (~50 cm.), intercalados a distintas alturas del tramo de filitas; contienen intercalaciones milimétricas de metapelitas que aparecen plegadas. Sobre las filitas hay pizarras que son idénticas a las que forman el tramo de pizarras y grauwacas que existe sobre las calizas alabeadas, pero que cartográficamente han sido incluidas en este tramo por su posición inferior a la de las calizas alabeadas.

La edad de este conjunto ha sido determinada por KOCKEL y STOPPEL (1962) y GEEL (1973), en base a conodontos y conodontos y tentaculites, respectivamente, entre el Devónico Inferior y el Devónico Superior. Cabe suponer, en consecuencia, que las filitas más bajas corresponden al Silúrico.

2.4.2.2. *Calizas alabeadas*

Con este nombre se conoce a un tramo carbonatado que, a pesar de sufrir importantes variaciones laterales y verticales, sirve como nivel-guía en la región. Este miembro está constituido mayoritariamente por calizas detríticas, de color gris-azulado, que contienen cantidades variables de granos de cuarzo y micas; pueden aparecer finamente estratificadas (1 cm.), aunque habitualmente forman capas mucho más gruesas (>30 cm.). Interstratificadas con las calizas hay areniscas amarillas de cemento calcáreo, grauwacas y pizarras verdes.

Entre las calizas alabeadas y las pizarras y grauwacas se producen cambios laterales de facies; este hecho, que se observa en los afloramientos poco potentes de calizas, está reflejado cartográficamente por las rápidas variaciones de espesor del paquete de calizas, en zonas en las que el contacto con los materiales superiores a inferiores no es tectónico, como en el noroeste de Fuengirola.

2.4.2.3. *Pizarras y grauwacas*

Las pizarras y grauwacas que se disponen sobre

las calizas alabeadas están interstratificadas, aunque las primeras dominan en la parte baja de la sucesión y las segundas en la mitad superior. Las pizarras son de color azul oscuro y están finamente laminadas; alternan con capas milimétricas o centimétricas de grauwacas, y en las zonas más próximas a las calizas alabeadas contienen intercalaciones delgadas, 3-4 cm., de liditas negras y de bancos decimétricos de calizas grises; en ocasiones las alternancias se producen regularmente, lo que proporciona un aspecto listado a las rocas.

La disminución en la frecuencia de intercalaciones de pizarras coincide con el aumento de espesor de los bancos de grauwacas, que llegan a formar niveles de 1 m. En las grauwacas es frecuente hallar estructuras sedimentarias, como estratificaciones gradadas, laminaciones cruzadas y estructuras de carga. Dentro de las grauwacas se reconocen varios paquetes de conglomerados, con cantos de naturaleza cuarcítica.

El paso de unos conjuntos a otros es gradual, lo que dificulta su separación cartográfica; esta situación es particularmente ardua cuando las calizas alabeadas llegan a desaparecer lateralmente, poniéndose en contacto las pizarras del tramo inferior de filitas y grauwacas con las del superior de pizarras y grauwacas. La potencia de este tramo en los Altos de Marbella es del orden de 400 metros.

Las edades de este conjunto no han sido precisadas nunca ni la de las calizas alabeadas, aunque están comprendidas entre el Devónico superior, edad de las filitas infrayacentes y el Viseense, edad del conglomerado de Marbella (GEEL, 1973).

2.4.2.4. Conglomerado de Marbella

BLUMENTHAL (1949) designó de esta manera a un conjunto de niveles conglomeráticos que coronan las grauwacas y pizarras maláguides, en los alrededores de Marbella. Su singularidad reside en que son conglomerados poligénicos que tienen cantos de composiciones muy variadas; abundan los cantos de filitas, grauwacas y calizas de los tramos maláguides infrayacentes y en algunos afloramientos hay, además, rocas plutónicas, gneisses con granate, esquistos con moscovita y granate, cuarcitas con biotita, cantos de cuarzo y fragmentos de rocas volcánicas. Los cantos de calizas, grauwacas y filitas son generalmente angulosos y

llegan a dar bloques superiores a 50 cm., mientras que los de las restantes litologías están bien redondeados y raramente alcanzan tamaños de 10 centímetros; ambos hechos sugieren que el transporte de los primeros ha sido menor que el de los segundos.

La mayor parte de afloramientos ofrecen un aspecto macroscópico masivo, como consecuencia de la mala definición de la estratificación; la presencia de niveles conglomeráticos de granulometría más fina, 2-3 cm., o de grauwacas permite reconocer localmente la estratificación.

Los autores que han descrito el conglomerado de Marbella en diferentes áreas (BLUMENTHAL, 1949; MAUTHE, 1971; GEEL, 1973; NAVARRO-VILA, 1976; PILES et al., 1978; ESTÉVEZ y CHAMÓN, 1978) han señalado su situación sobre el tramo de grauwacas y pizarras; no obstante, la existencia de cambios laterales de facies conglomerados/grauwacas determina que en los afloramientos del norte de Marbella existen varios niveles de conglomerados, de espesor métrico, intercalados en las grauwacas.

KORNPROBST (1976) ha citado la existencia de diversos minerales pesados, que atribuye a la erosión de rocas ultrabásicas, en un conglomerado gomaride del Rif (Marruecos), equivalente al de Marbella.

2.4.2.5. Conglomerados y areniscas rojas (permo-trías)

La columna maláguide de esta zona termina en un conjunto netamente detrítico, que destaca del resto de los materiales por su coloración rojiza. La base está formada habitualmente por un conglomerado rojo, con cantos de areniscas, cuarzo y cuarcitas negras; el tamaño de los cantos no excede de 10 cm., siendo los más numerosos de 2 a 3 cm. Contiene areniscas y pelitas rojas en bancos decimétricos de escasa continuidad. Este nivel de conglomerados es muy delgado, pero tiene una extensión lateral considerable: está presente en casi todos los afloramientos de Maláguide a pesar de que su espesor no supera 5 m.

Sobre el conglomerado se dispone un tramo caracterizado por la alternancia de areniscas y pelitas, de colores rojos y violetas, respectivamente; las pelitas se concentran en la parte inferior, y son minoritarias frente a las areniscas. Algunos estra-

tos de areniscas están gradados y presentan una base conglomerática. En los afloramientos de Monda su espesor no excede de 10 m., pero en las proximidades de Marbella y en el kilómetro 11 de la carretera de Istán, alcanza 100 m.

Un paquete de areniscas rosas y amarillas sucede a las areniscas y pelitas rojas. Contienen numerosos bancos de conglomerados cuarcíticos, de espesor mayor que el de los estratos de areniscas, 50 y 10 cm., respectivamente. En el afloramiento situado al noroeste de Fuengirola este paquete tiene una potencia de unos 100 m.

Este tramo finaliza con margas y areniscas de colores muy variados, rojos, verdes y amarillos. Sobre ellas existen niveles carbonatados, formados por dolomías blancas en bancos de 50 cm.; esta litología sólo aparece en el afloramiento del noroeste de Fuengirola.

La edad atribuida por BLUMENTHAL (1949) y GEEL (1973) a este conjunto es permo-triásica para los términos inferiores a las margas y areniscas versicolores y triásica para los restantes.

Los materiales permo-triásicos se colocan, indistintamente, sobre términos diferentes de la sucesión maláguide infrayacente, aunque habitualmente están sobre el conjunto de las pizarras y grauwacas, lo que se ha interpretado como una evidencia de su carácter discordante, clásicamente.

2.5. DIABASAS

La sucesión metamórfica del manto de Los Reales y parte de la secuencia maláguide están atravesadas por diques de diabasas, de potencias comprendidas entre 10 cm. y 4 m., que intruyen a través de fracturas subverticales de dirección N 10° E y N 80° E; en unos pocos casos se inyectan a favor de las superficies de esquistosidad.

Los diques están constituidos por un entramado de plagioclasas tabulares macladas, de composición andesina-labradorita, entre las que se disponen cristales idiomorfos de clinopiroxenos, de tipo augítico, también con maclas; en muchos diques el piroxeno está reemplazado por hornblenda, e incluso por clorita, y hay menas metálicas como minerales accesorios. El tamaño de grano depende de la potencia de los diques, de manera que en los de espesor métrico los cristales son milimétricos. En muchos diques existe una disminución

gradual del tamaño de los cristales desde el centro a los bordes. Composicionalmente son rocas básicas de tendencia calco-alcalina, de acuerdo con los resultados de ELORZA (1982) en un dique semejante de la región de Vélez-Málaga.

Estas rocas básicas están restringidas, en el área cartografiada, a los afloramientos de migmatitas y esquistos del manto de Los Reales y a la parte baja del Complejo Maláguide (hasta las calizas alabeadas); nunca las he encontrado en las peridotitas y granulitas del manto de Los Reales, ni en los mantos de Ojén o Guadaiza subyacentes, a pesar de que se sitúan geográficamente en el norte y en el sur de las sierras de mármoles y de Sierra Alpujata. También existen en la secuencia metamórfica del manto de Los Reales que aflora en la Sierra de Cártama y en el anticlinal de Santi Petri, en el este de Alora. Existen diques de diabasas similares en otros sectores de la cordillera; son muy abundantes en el Maláguide de los Montes de Málaga y en las Unidades de Benamocarra y Sayalonga (ELORZA y GARCÍA-DUEÑAS, 1981).

2.6. EL CORREDOR COIN-MONDA

Es una franja de terreno de 8 km. de largo y 400 m. de anchura, que se extiende con dirección E-O entre Coin y Monda, en la que el lado sur está invertido. En él afloran margas y areniscas que han sido atribuidas a la Unidad del Aljibe (PILES et al., 1978), perteneciente al Complejo alóctono del Campo de Gibraltar.

Las condiciones de observación son malas, debido a que el corredor está en terrenos de labranza, pero a pesar de ello puede reconocerse aún que una formación de brechas compone la base de la sucesión margo-areniscosa. Las brechas reposan sobre mármoles y cuarcitas del manto de Ojén o sobre peridotitas y migmatitas del manto de Los Reales en el lado sur del corredor, y sobre el Maláguide por el borde norte. La composición de la brecha está en estrecha relación con la naturaleza del sustrato, de tal manera que en el contacto sur está formada exclusivamente por fragmentos de peridotitas cerca de Monda, por gneisses y migmatitas en el centro y por mármoles en la mayor parte de los casos; en cambio, por el lado norte la brecha se nutre de fragmentos de rocas maláguides, filitas y grauwacas mayoritariamente.

La brecha es muy heterométrica, coexistiendo

fragmentos de 1 cm. con bloques de más de 1 m., y los clastos son angulosos, independientemente de su composición.

La colocación de la sucesión de margas y areniscas sobre las brechas sólo es observable en los extremos occidental y oriental del corredor. Las margas son de colores marrones casi siempre, aunque hay algunos niveles métricos de margas verdes, blancas y rojas; en los afloramientos más orientales hay margas que contienen fragmentos angulosos, de hasta 10 cm., de gneisses y peridotitas (fig. 20). Intercalados en las margas hay algunos paquetes de areniscas ocreas, de potencias variables entre 0,5 y 2 m. que tienen abundantes estructuras sedimentarias (gradaciones, laminaciones cruzadas y paralelas, convolutas, etc...) y nódulos de pirita. Ocasionalmente existen bancos de brechas intercalados en las margas; cerca de Monda hay dos intercalaciones métricas de brechas, constituidas por fragmentos de mármoles y gneisses alpujárrides o de filitas y grauwacas maláguides (fig. 20), mientras que en el extremo oriental los fragmentos de las brechas que aparecen entre las margas son de serpentinitas.

El carácter autóctono de las brechas basales está fuera de toda duda, habida cuenta de la dependen-

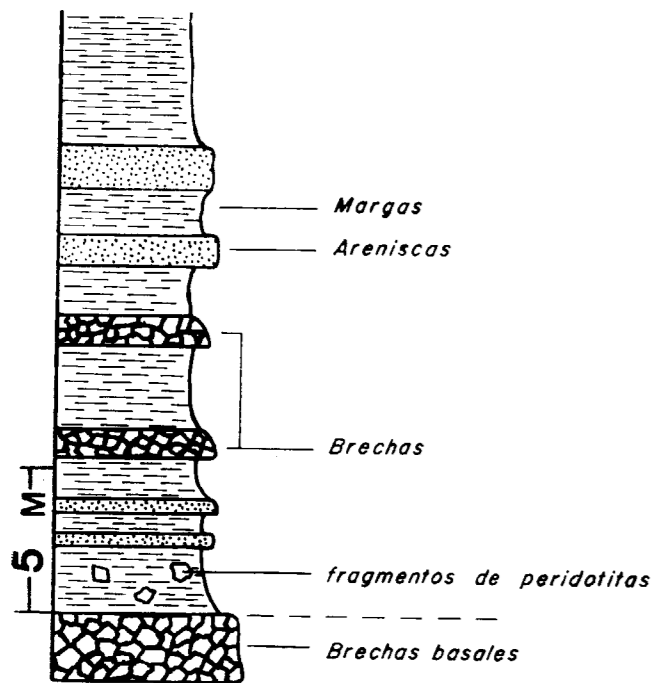


Figura 20.—Sucesión esquemática de los materiales en el corredor Coín-Monda.

cia existente entre la composición de los clastos y la de su sustrato. Sin embargo, podría considerarse la brecha como una base autóctona, discordante sobre las Zonas Internas, de significado equivalente al de las formaciones de las Millanas (BOURGOIS et al., 1972) o la Viñuela (VERA, 1969) y la sucesión de margas y areniscas como un conjunto alóctono perteneciente al Complejo del Campo de Gibraltar. En mi opinión, la presencia de brechas con fragmentos procedentes de los complejos Maláguide y Alpujárride de la región (mármoles, gneisses, migmatitas y peridotitas; filitas y grauwacas) intercaladas con las margas indica que toda la sucesión sedimentaria que descansa sobre las brechas basales es autóctona, en contra de la idea expresada previamente por PILES et al. (1978).

En todo el sector localizado entre San Pedro de Alcántara y la carretera de Benahavís afloran materiales semejantes a los del corredor Coín-Monda. Las brechas basales de San Pedro de Alcántara tienen intercalaciones lenticulares delgadas, 20-40 centímetros de margas blancas que no he visto en las brechas del corredor Coín-Monda.

La conservación de los materiales del corredor Coín-Monda y de San Pedro de Alcántara responde a la misma situación estructural; en ambos casos constituyen franjas estrechas deprimidas, limitadas por fallas de dirección E-O.

Las muestras que he recogido para su datación han resultado ser azoicas. Según MOLLAT (in MAUTHE, 1971) el flysch de Monda es de edad Eoceno superior, aunque dataciones recientes (OLIVIER, com. pers.) señalan una edad Aquitaniense.

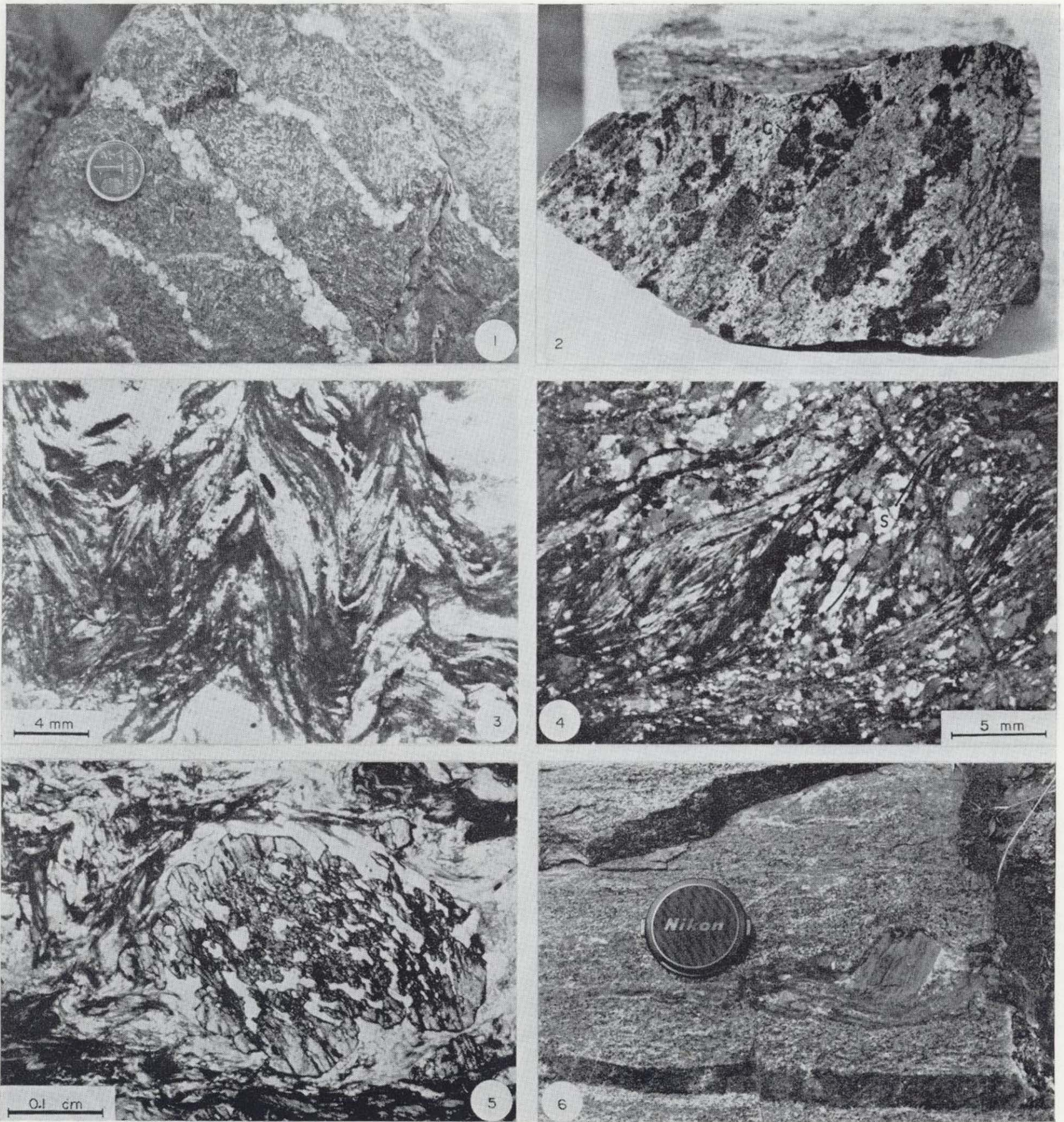
2.7. MATERIALES POST-MANTO

Son materiales posteriores a la tectónica de mantos, discordantes sobre todos los descritos previamente, de edades comprendidas entre el Plioceno y el Cuaternario. El Plioceno reposa horizontalmente sobre el Maláguide y el manto de Los Reales entre Coín, Monda y Guaro y en la zona costera. Está formado por arcillas margosas y areniscas blancas y tiene una base conglomerática.

El cuaternario está representado por travertinos asociados a los mármoles del manto de Ojén, por derrubios de ladera desarrollados al norte de la Sierra de Mijas, por costras carbonatadas, por depósitos aluviales y por playas antiguas en la zona costera.



- Foto 1.—Filones con cuarzo y plagioclasa en las metapelitas del manto de Ojén; intruyen paralelamente a la superficie axial de los pliegues de fase 3.
- Foto 2.—Porfiroblastos idiomorfos de cordierita (C) en un gneiss de la sección metapelítica del manto de Ojén.
- Foto 3.—Hacces de sillimanita (fibrolítica y prismática) plegados durante la tercera fase de deformación, con poligonización en las charnelas de los pliegues.
- Foto 4.—Sillimanita agrupada en hacces sigmoides asimétricos. La sillimanita se mantiene paralela a la esquistosidad (S), definida por el alargamiento de los minerales.
- Foto 5.—Porfiroblasto de granate (esquisto de la sucesión metapelítica de Ojén). La alineación de las inclusiones de cuarzo define una S₁ oblicua a la esquistosidad interna.
- Foto 6.—Porfiroblasto de clinopiroxeno en una anfibolita incluida en las migmatitas de los Villares. Obsérvese la asimetría de la sombra de presión (sección próxima a XZ).



- Foto 1.—Filones con cuarzo y plagioclasa en las metapelitas del manto de Ojén; intruyen paralelamente a la superficie axial de los pliegues de fase 3.
- Foto 2.—Porfiroblastos idiomorfos de cordierita (C) en un gneiss de la sección metapelítica del manto de Ojén.
- Foto 3.—Haces de sillimanita (fibrolítica y prismática) plegados durante la tercera fase de deformación, con poligonización en las charnelas de los pliegues.
- Foto 4.—Sillimanita agrupada en haces sigmoides asimétricos. La sillimanita se mantiene paralela a la esquistosidad (S), definida por el alargamiento de los minerales.
- Foto 5.—Porfiroblasto de granate (esquisto de la sucesión metapelítica de Ojén). La alineación de las inclusiones de cuarzo define una S_1 oblicua a la esquistosidad interna.
- Foto 6.—Porfiroblasto de clinopiroxeno en una anfibolita incluida en las migmatitas de los Villares. Obsérvese la asimetría de la sombra de presión (sección próxima a XZ).

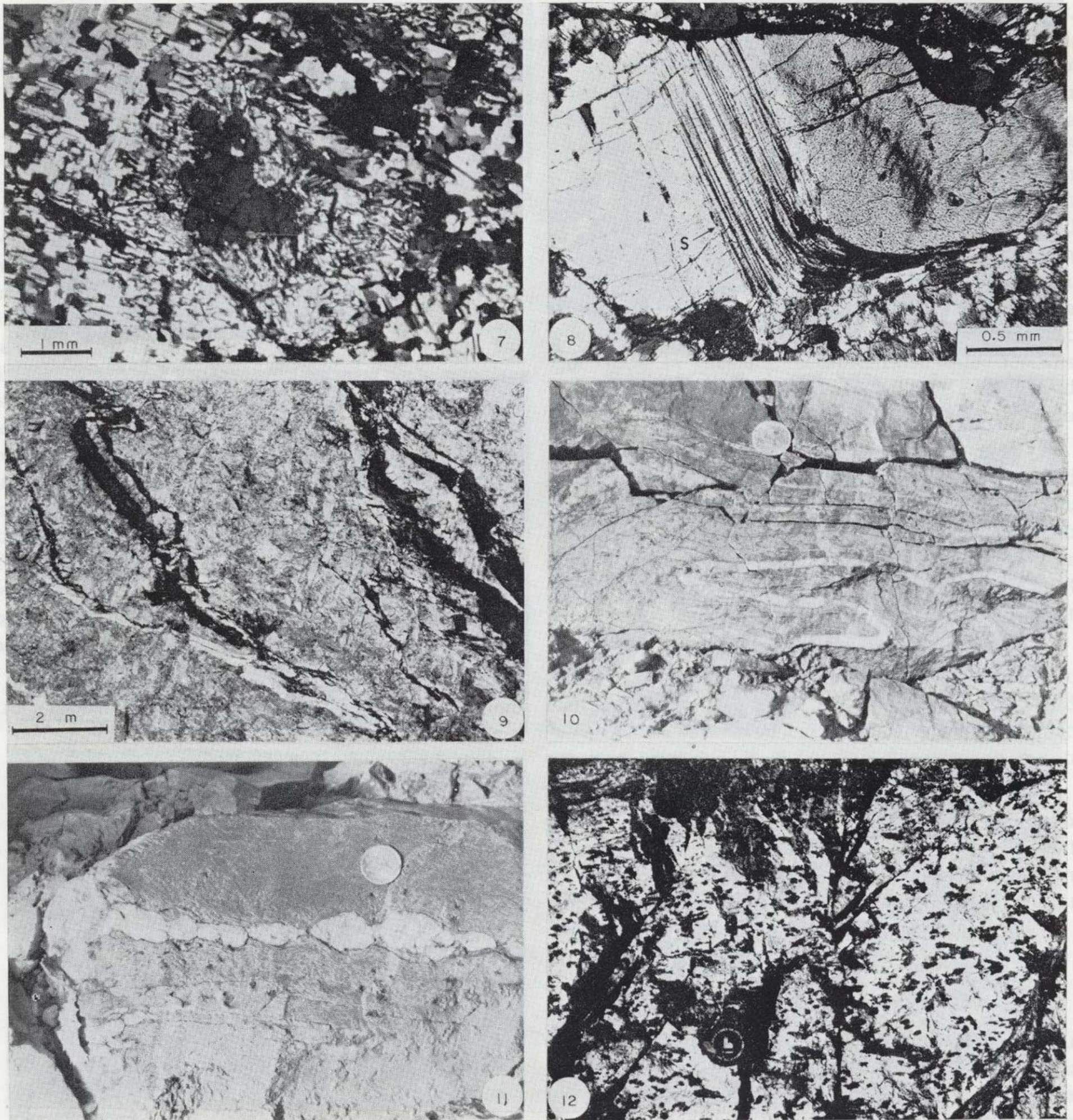


Foto 7.—Corona con intercrecimientos radiales de plagioclasa y anfíbol en torno a un granate. Anfíbolitas del tramo de migmatitas de los Villares.

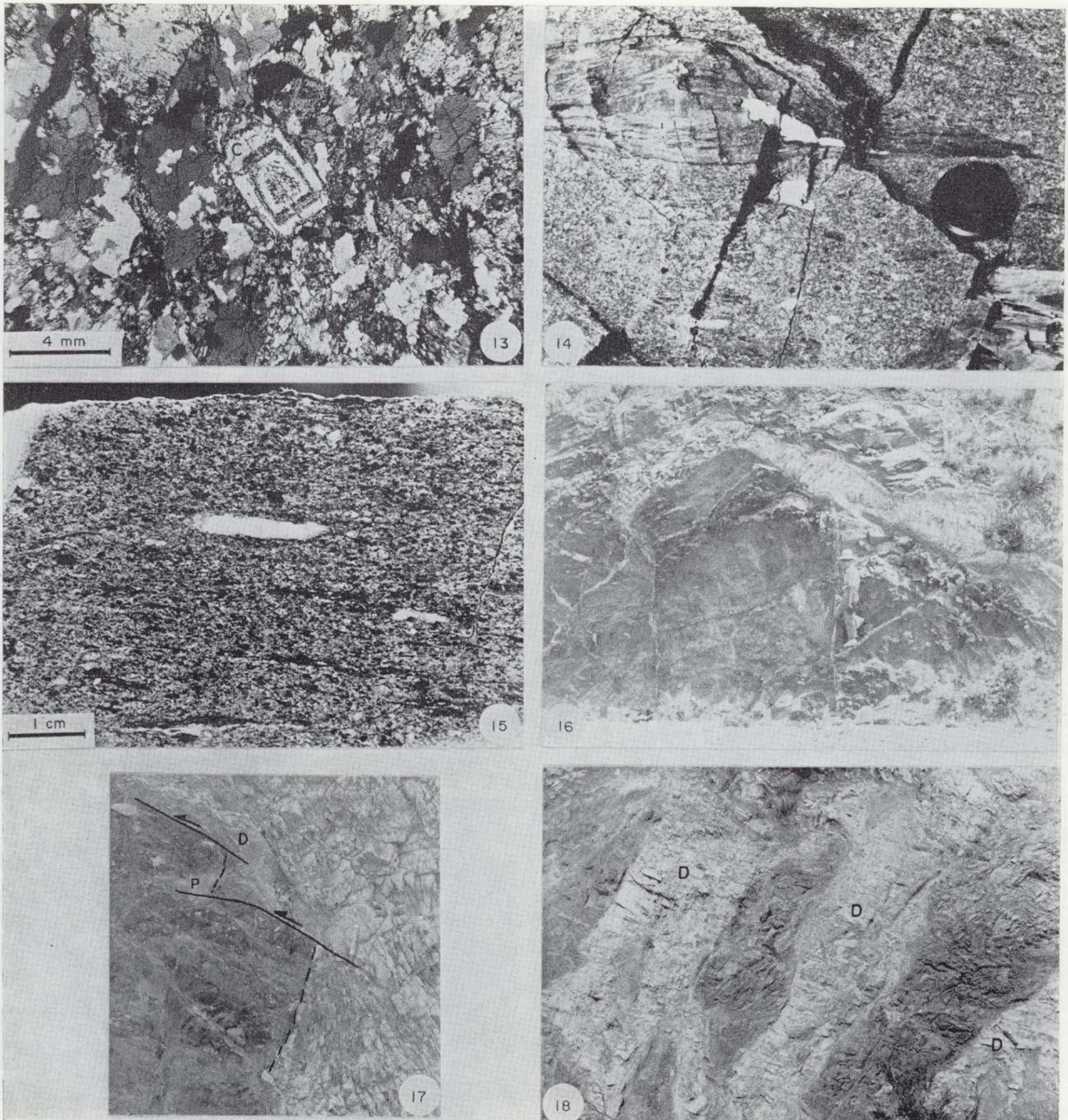
Foto 8.—Porfiroblasto maclado de feldespato potásico, con inclusiones de sillimanita prismática ordenadas paralelamente a la traza del plano de macla (sección XZ).

Foto 9.—Bandas de restitas, enriquecidas en biotita, conservadas en las migmatitas de Istán.

Foto 10.—Vena de cuarzo de la sucesión de esquistos cuarcíticos, del manto de Guadaiza, plegada isoclinalmente.

Foto 11.—Estructura «pinch & swell» afectando a una vena de cuarzo (esquistos cuarcíticos del manto de Guadaiza).

Foto 12.—Nebulita con cordierita (manchas oscuras), intercalada con los mármoles del manto de Guadaiza, del tramo de migmatitas del Hoyo del Bote; obsérvese que los blastos de cordierita muestran una orientación preferente.



- Foto 13.—Cristal de cordierita idiomorfo con inclusiones de sillimanita ordenados en zonas paralelas a los límites del cristal (migmatitas del Hoyo del Bote, manto de Guadaiza).
- Foto 14.—Enclaves foliados englobados por las migmatitas del Hoyo del Bote. Obsérvese que el enclave del ángulo inferior izquierdo de la fotografía está plegado, y que los enclaves de menores dimensiones proporcionan una orientación preferente a la roca.
- Foto 15.—Sección XZ de una milonita del manto de Guadaiza próxima al contacto con las peridotitas de Sierra Bermeja, en la Dehesa del Albornoque. Los nódulos de cuarzo están alargados en la dirección del eje X.
- Foto 16.—Dique ácido intruyendo las peridotitas del macizo del Sur de Mijas.
- Foto 17.—Dique ácido deformado (peridotitas de Mijas). La esquistosidad es oblicua a las fracturas que desplazan el dique.
- Foto 18.—Diques de rocas ácidas (D) que producen una fragmentación en las peridotitas encajantes, como consecuencia del pequeño espaciado que separa las diferentes intrusiones.

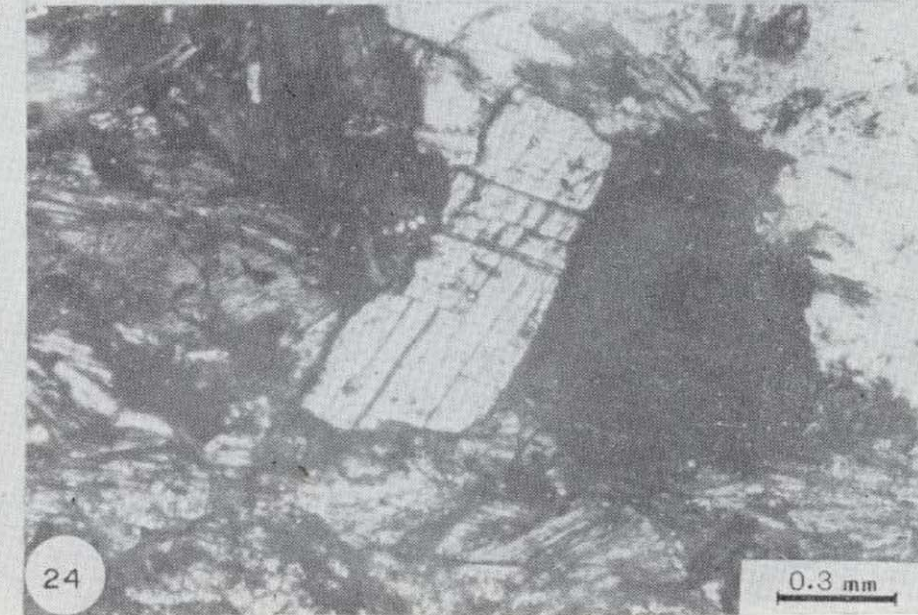
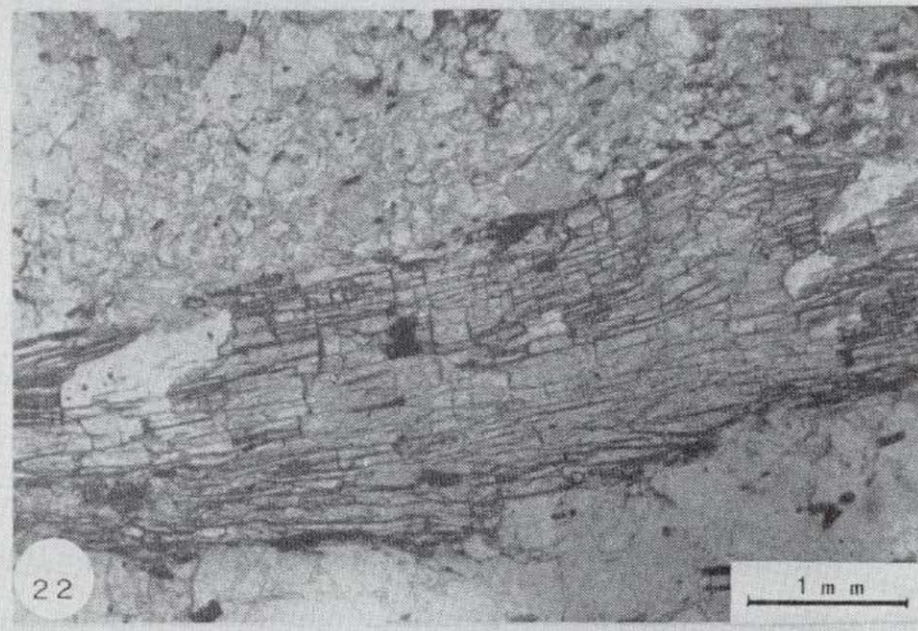
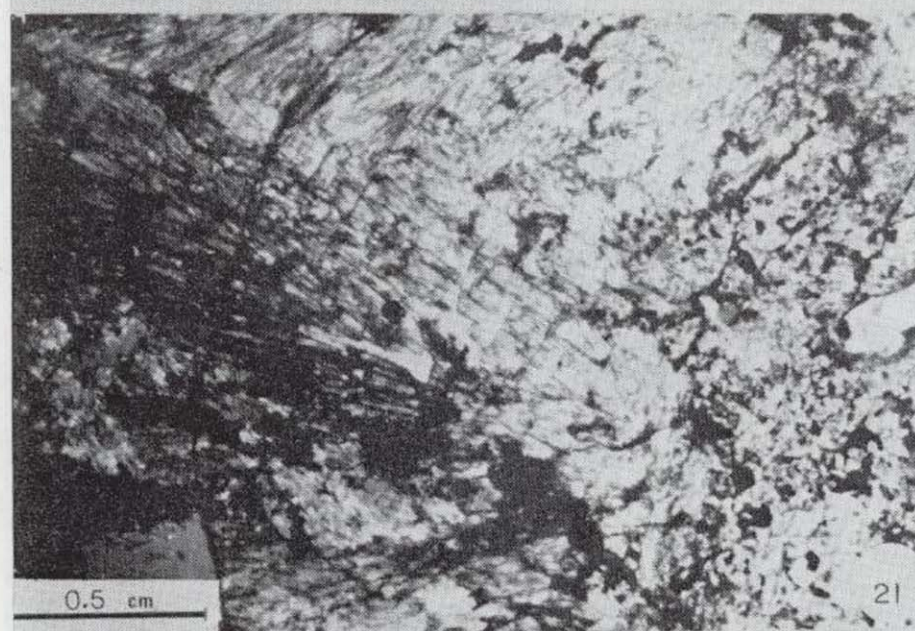
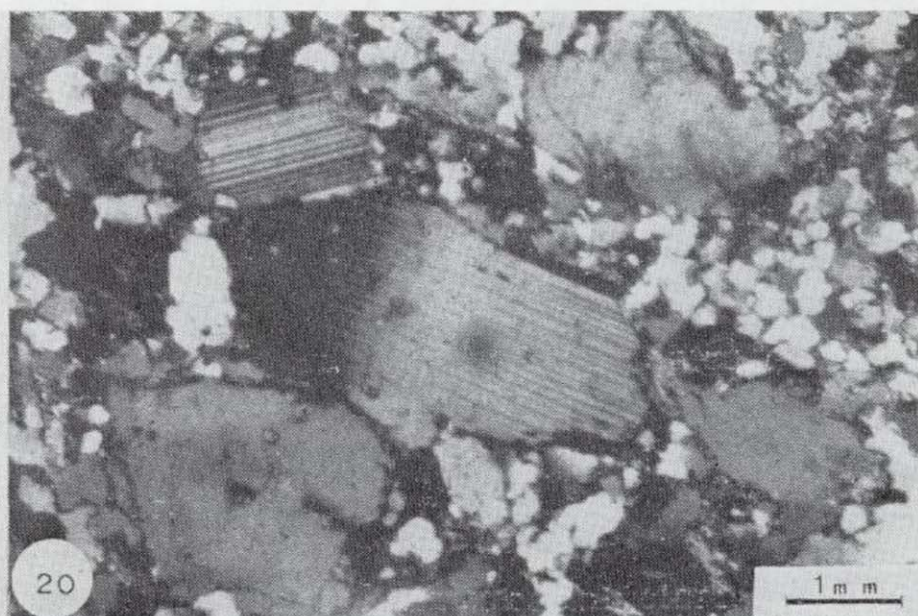
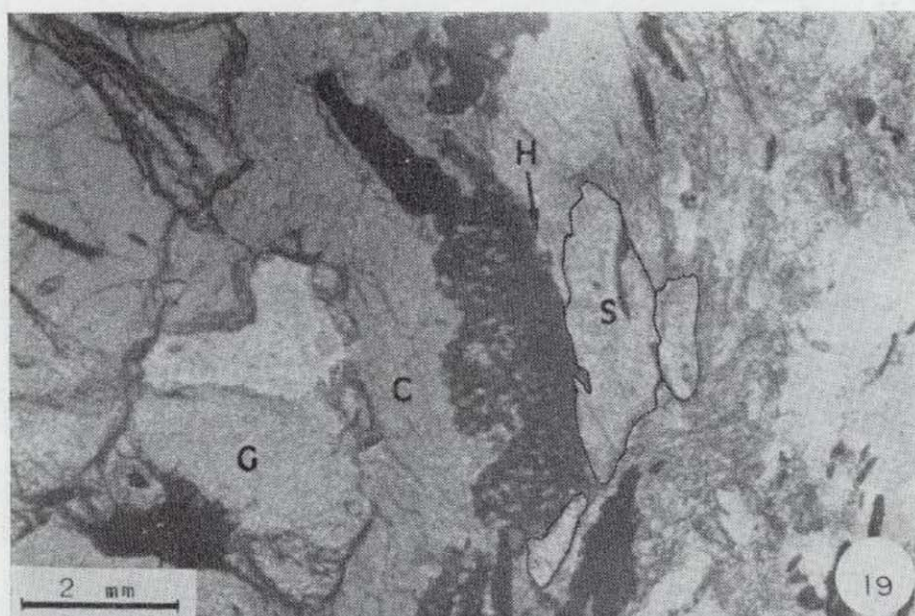


Foto 19.—Corona de hercinita (H) y cordierita (C) alrededor de granate (G) que contacta con sillimanita (S). Kinzigita del manto de Los Reales.

Foto 20.—Plagioclasa deformada por micro kink-bands en una kinzigita del manto de Los Reales.

Foto 21.—Crecimientos radiales de sillimanita prismática; kinzigita del manto de Los Reales.

Foto 22.—Cristal de sillimanita prismática pseudomorfo de un cristal anterior de distena; kinzigita del manto de Los Reales.

Foto 23.—Esquistosidad de crenulación en un esquistó con biotita y andalucita de la sucesión metamórfica del manto de Los Reales.

Foto 24.—Blasto de distena blindado por biotita; esquistó con sillimanita de la sucesión metamórfica del manto de Los Reales.

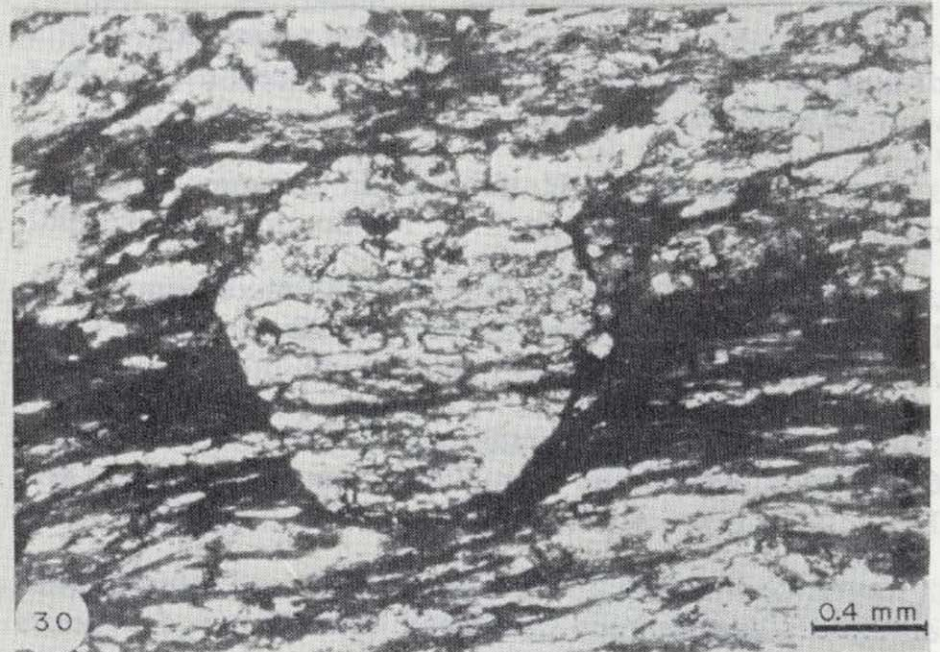
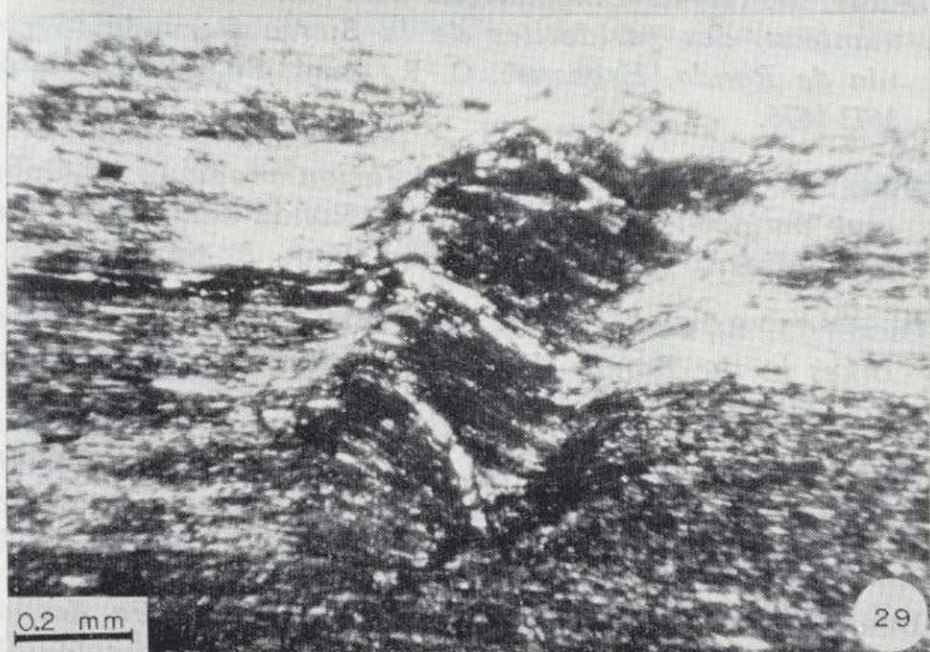
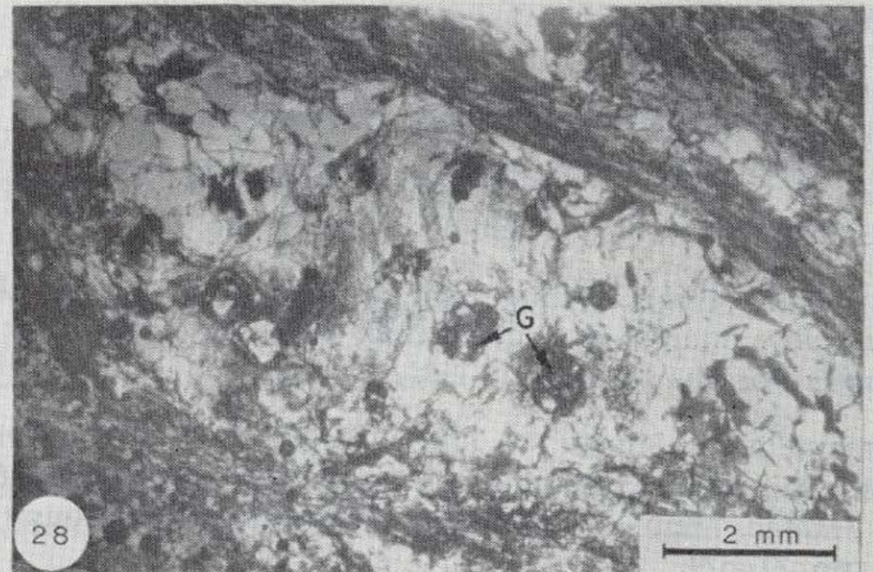
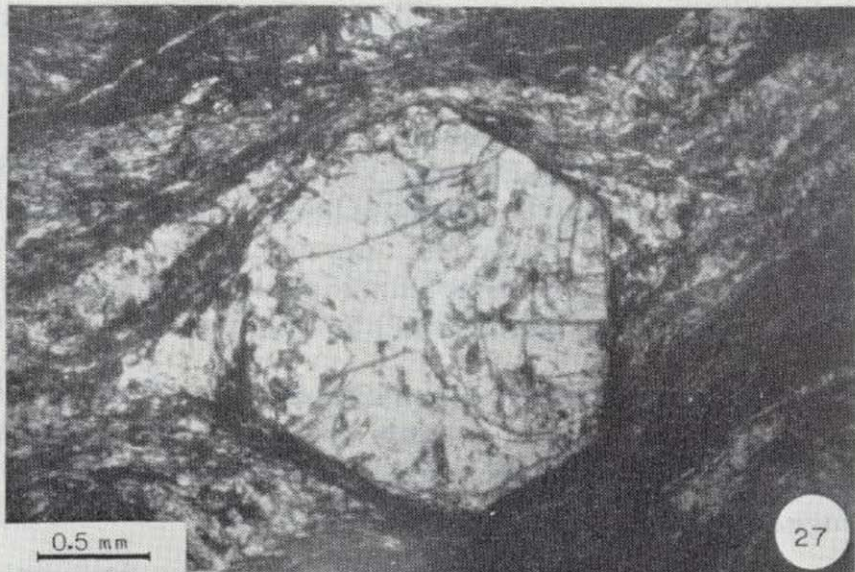
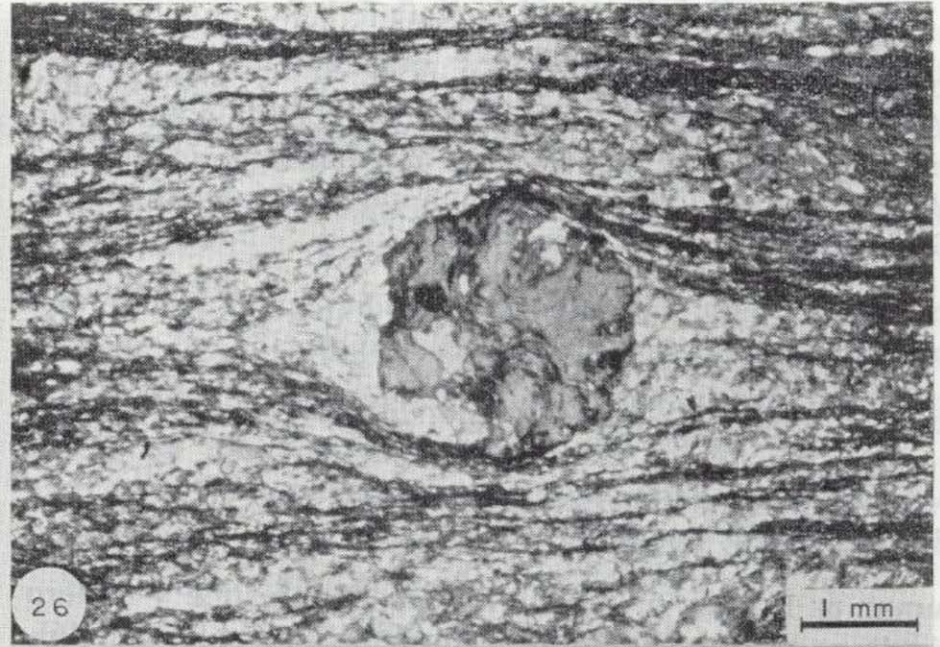
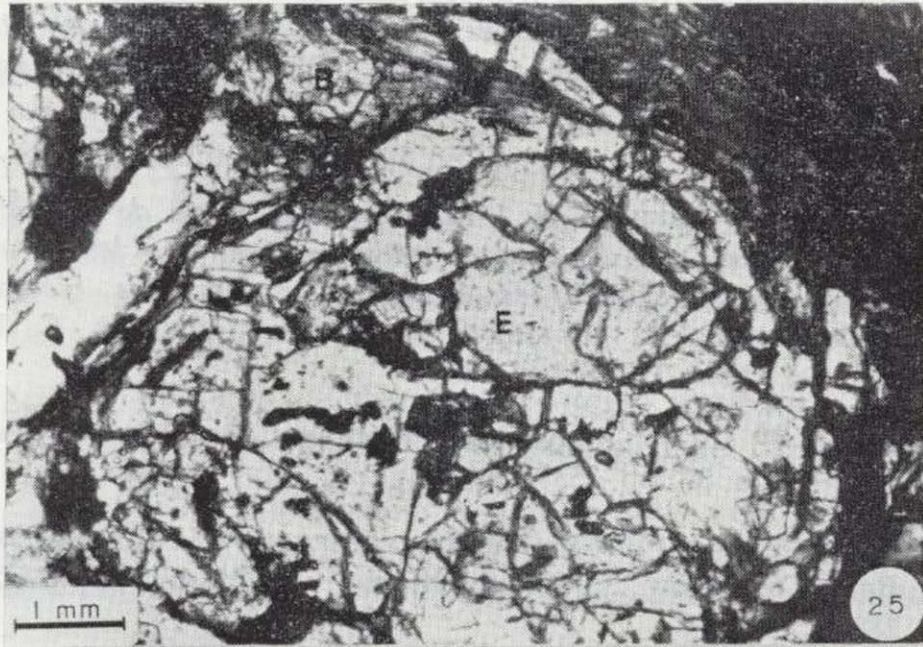


Foto 25.—Estauroлита (E) englobada por un porfidoblasto de andalucita, que, a su vez, crece sobre un dominio biotítico. Esquisto con sillimanita (manto de Los Reales).

Foto 26.—Blasto de granate sincinemático con textura rotacional en bola de nieve. Esquisto con biotita y granate (manto de Los Reales).

Foto 27.—Porfidoblasto de granate idiomorfo con sombras de presión. Esquisto con granate y biotita del manto de Los Reales.

Foto 28.—Porfidoblasto de plagioclasa precinemática, con inclusiones que definen una S interna, y con granates (G). Esquisto con estauroлита (manto de Los Reales).

Foto 29.—Porfidoblasto de andalucita post-cinemático respecto de la esquistosidad de la roca; la fotografía muestra una sombra de presión incipiente, que denota una componente de deformación rotacional posterior a la blastesis del mineral. Esquistos de la base del Maláguide.

Foto 30.—Porfidoblasto idiomorfo de granate post-cinemático respecto de la esquistosidad. Esquisto de la base de la sucesión litológica del Maláguide.

B I B L I O G R A F I A

- AGUILAR, M. J.; APARICIO, A.; CRESPO, V.; FÚSTER, J. M.; MUÑOZ, M.; REYES, J. L., y SAGREDO, J. (1973): *Investigación de níquel en los macizos ultrabásicos de Málaga. Nuevos datos sobre la geología y petrogénesis*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 84 (6), pp. 447-472.
- ALDAYA, F. (1969a): *Los mantos alpujarrides al sur de Sierra Nevada*. Tesis, Universidad de Granada.
- ALDAYA, F. (1970): *Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos Alpujarrides al S de Sierra Nevada (zona Bética, provincia de Granada)*. Cuadernos de Geología, 1, pp. 35-37.
- ALVAREZ DE LINERA, A. (1851): *Reseña geognóstica y minera de la provincia de Málaga*. Revista Minera, 2, pp. 161-193.
- AVIDAD, J. (1976): *Los Mantos Alpujarrides al SO de Sierra Nevada*. Tesis Univ. de Bilbao, 262 pp.
- AZEMA, J. (1961): *Etude géologique des abords de Málaga (Espagne)*. Estudios Geológicos, XVII, pp. 131-160.
- BEHR, H. J. (1961): *Beitrag zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges*. Freiburger Forsch., C119, pp. 1-118.
- BERTRAND, M., y KILIAN, W. (1889): *Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Malaga*. Mem. Ac. Sc. France (Mission d'Andalousie), 30, pp. 377-579.
- BLUMENTHAL, M. (1927): *Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central- und Südwest-Andalusien*. Ecl. geol. Helv., XX, pp. 487-532.
- BLUMENTHAL, M. (1928): *L'existence du Bétique de Málaga dans la région de Grenade*. C. R. Ac. Sc., 187, pp. 1059-1062.
- BLUMENTHAL, M. (1929): *Sur les relations tectoniques entre le Bétique de Málaga et le Bétique de Grenade*. C. R. Ac. Sc., 188, pp. 69-72.
- BLUMENTHAL, M. (1930): *Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Río Guadalhorce*. Ecl. Geol. Helv., XXIII, pp. 41-293.
- BLUMENTHAL, M. (1931): *Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie)*. Bull. Soc. géol. Fr., 1, pp. 25-94.
- BLUMENTHAL, M. (1933): *Geologie der Berge um Ronda (Andalusien)*. Ecl. Geol. Helv., XXVI, pp. 43-92.
- BLUMENTHAL, M. (1935): *Reliefüberschiebungen in den westlichen Betischen Cordilleren*. Géol. Méd. occid., IV (8), pp. 3-28.
- BLUMENTHAL, M. (1949): *Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXII, pp. 11-203.
- BOUCHEZ, J. L. (1977a): *Le quartz et la cinématique des zones ductiles*. Tesis, Univ. de Nantes, 176 pp.
- BOURGOIS, J. (1978): *La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Thèse, Univ. de Besançon, 445 pp.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; MAGNE, J.; MONNOT, J.; PEYRE, Y.; RIGO, E., y RIVIERE, M. (1972): *La formation de Las Millanas. Série burdigalienne transgressive, sur les zones internes des cordillères bétiques occidentales (région d'Alozaina-Tolox, province de Malaga, Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 275-D, 169-172.
- BOYD, F. R. (1973): *A pyroxene geotherm*. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, pp. 2533-2546.
- BROUWER, H. A. (1926): *Overthrust structure in the Eastern Betic Cordillera*. XIV Congrès géol. int. Madrid, pp. 1885-1888.
- BUNTFUSS, J. (1970): *Die Geologie der Küstenketten zw. dem Río Verde um dem Campo de Gibraltar*. Geol. Jahrb., 88, pp. 373-420.
- DAHL, R.; JUTEAU, T.; BOUDIER, F.; NICOLAS, A.; BOUCHEZ, J. L., y CRAMBERT, S. (1983): *Ophiolites des nappes de Semail (Oman): Nouvelles données de terrain sur les parties plutoniques supérieures des massifs de Rustaq et de Nakhl*. Sci. Géol. Bull., 36 (1), pp. 35-59.
- DAROT, M. (1973): *Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Application à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda-Andalousie-Espagne)*. Thèse 3ème cycle, Univ. de Nantes, 120 pp.
- DAROT, M. (1974): *Cinématique de l'extrusion, à partir du manteau, des péridotites de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda, Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 278, pp. 1673-1676.
- DICKEY, J. S., Jr. (1970): *Partial fusion products in Alpine-type peridotites: Serranía de la Ronda and other examples*. Mineral Soc. Amer. Spec. Pap., 3, pp. 33-49.
- DICKEY, J. S., Jr., y OBATA, M. (1974): *Graphitic Hornfels Dikes in the Ronda High-Temperature Peridotite Massif*. Am. Miner., 59, pp. 1183-1189.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M., y KORNPROBST, J. (1973): *Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France, XV (2), pp. 77-104.
- DURAND-DELGA, M. (1963): *Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale*. Com. Congrès de Berne.
- DURAND-DELGA, M. (1968): *Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères bétiques (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 266, pp. 190-193.
- DURAND-DELGA, M., y KORNPROBST, J. (1963): *Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc)*. Bull. Soc. Geol. France, V, pp. 1049-1057.
- DÜRR, S. H. (1963): *Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalousien)*. Tesis, Univ. de Bonn.
- EGLER, C. G., y SIMON, O. J. (1969): *Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Verh. Kon. Ned. Ak. Wet. aft. Nat. a, 1er. 25, 90 pp.
- ELORZA, J. J. (1979): *Las Unidades Alpujarrides en la transversal de Sierra Tejada (SW de Sierra Nevada)*. Tesis, Univ. del País Vasco, 364 pp.
- ELORZA, J. J. (1982): *Peculiaridades y disposición de la Unidad de Benamocarra en la transversal de Sierra Tejada (zona bética). Su atribución al Complejo Alpujarride*. Bol. Geol. Min. Esp., XCVIII-V, pp. 379-389.
- ELORZA, J. J., y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1981): *Hoja y Memoria de Vélez-Málaga (1.054)*. Mapa geológico de España, escala 1:50.000 (2.ª serie), IGME.
- ESTÉVEZ, C., y CHAMÓN, C. (1978): *Hoja y Memoria de Málaga-Torremolinos (1.053-67)*. Mapa geológico de España, 1:50.000 (2.ª serie), IGME.
- FISCHER, L. H. (1860): *Neue Mineralien im Schwarzwald*. Neues Jb. Miner. Geol. Paläont., pp. 795-797.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1918): *Descripción geográfica y geológica de la Serranía de Grazalema en la provincia de Cádiz*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 39 (1), pp. 1-143.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1924): *Mapa geológico de la provincia de Cádiz*. Escala 1:200.000, Madrid.
- GEEL, T. (1973): *The Geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (Southern Spain)*. Tesis. Univ. de Amsterdam-GUA papers of Geology, 1 (5), 179 pp.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1967): *Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultrabásico de Ojén (Málaga)*. Estudios Geológicos, XXIII (1-2), pp. 85-143.
- JACKSON, E. D., y THAYER, T. P. (1972): *Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes*. 24th Internat. Geol. Congress, Montreal, 2, pp. 289-296.
- KOCKEL, F. (1959): *Conodontos del Paleozoico de Málaga*. Not. y Com. del IGME, 53, pp. 149-164.
- KOCKEL, F., y STOPPEL, D. (1962): *Nuevos hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga (Sur de España)*. Not. y Com. del IGME, 68, pp. 133-170.
- KORNPROBST, J. (1966): *A propos des péridotites du massif des Beni-Bouchera (Rif Septentrional, Maroc)*. Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist., 89, pp. 399-404.
- KORNPROBST, J. (1969): *Le massif ultrabásique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites à grenat ou sans grenat, qui leur son associées*. Contr. Mineral. Petrol., 23, pp. 283-322.
- KORNPROBST, J. (1976): *Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritits observés dans les sédiments paléozoïques*. Bull. Soc. Géol. Fr., 18 (3), pp. 607-618.
- LACROIX, A. (1894): *Etude minéralogique de la lherzolite des Pyrénées et de ses phénomènes de contact*. N. Arch. Mus., 6, pp. 209-308.
- LEYRELOUP, A. (1973): *La lithologie du socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes: Granites et série charnockitique, leur thermométamorphisme (Massif Central français)*. Thèse 3ème cycle, Univ. de Nantes, 356 pp.
- LISTER, G. S., y DORNSIEPEN, U. F. (1982): *Fabric transitions in the Saxony granulite terrain*. J. Struct. Geol., 4 (1), pp. 81-92.
- LOOMIS, T. P. (1972a): *Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, Southern Spain*. Geol. Soc. Am. Bull., 83, pp. 2449-2474.
- LOOMIS, T. P. (1972b): *Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain*. Geol. Soc. Am. Bull., 83, pp. 2475-2496.
- LOOMIS, T. P. (1972c): *Coexisting aluminum silicate phases in contact metamorphic aureoles*. Am. J. Sc., 272, pp. 933-945.
- LOOMIS, T. P. (1975a): *Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar*. Am. J. Sc., 275, pp. 1-30.
- LOOMIS, T. P. (1975b): *Reaction zoning of garnet*. Contrib. Mineral. Petrol., 52, pp. 285-305.
- LOOMIS, T. P. (1976): *Irreversible reactions in High-Grade Metapelitic Rocks*. J. Petrol., 17 (4), pp. 559-588.
- LOOMIS, T. P. (1977): *Kinetics of a Garnet Granulite Reaction*. Contrib. Mineral. Petrol., 62, pp. 1-22.
- LOOMIS, T. P. (1979): *A Natural example of Metastable Reactions Involving Garnet and Sillimanite*. J. Petrol., 20 (2), pp. 271-292.
- LUNDEEN, M. (1978): *Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain*. Geol. Soc. Am. Bull., 89, pp. 172-180.
- MARCHAND, J. (1974): *Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut-Allier). Les termes acides*. Thèse 3ème cycle, Univ. de Nantes, 107 pp.
- MAUTHE, F. (1971): *La Geologie de la Serranía de Ronda (Cordillera bética occidental)*. Bol. Geol. Min. Esp., LXXXII-I, pp. 1-36.
- MEHNERT, K. R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 393 pp.
- MERCIER, J. C., y NICOLAS, A. (1975): *Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts*. J. Petrology, 16 (2), pp. 454-487.
- MICHARD, A.; CHALOUAN, A.; MONTIGNY, R., y OUAZZANI-TOUHAMI, M. (1983): *Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtiides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur*. C. R. Acad. Sc. Paris, 296 (II), pp. 1337-1340.
- MICHELAU, P. (1941): *Das Paläozoikum der Betischen Ketten nordwestlichen von Málaga*. Diss. Berlin.
- MOLLAT, H. (1965): *Die Geologie der Sierra Blanca und ihrer Umgebung*. Tesis, Univ. de Bonn, 75 pp.

- MON, R. (1969): *Rapports entre la nappe de Malaga et les unités alpujarrides à l'Ouest de Malaga (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 268-D, pp. 1008-1011.
- NAVARRO-VILA, F. (1976): *Los Mantos Alpujarrides y Maláguides al N de Sierra Nevada*. Tesis Doctoral. Univ. de Bilbao, 288 pp.
- NAVARRO-VILA, F., y TUBIA, J. M. (1983): *Essai d'une nouvelle différenciation des Nappes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 296 (II), pp. 111-114.
- NICKLES, R. (1902): *Sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans la zone subbétique*. C. R. Ac. Sc., 134, pp. 493-495.
- OBATA, M. (1977): *Petrology and petrogenesis of the Ronda High-temperature peridotite intrusion, southern Spain*. Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, 220 pp.
- OBATA, M. (1980): *The Ronda peridotites Garnet-, Spinel-, and Plagioclase-Lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion*. J. Petrology, 21 (3), pp. 533-572.
- O'HARA, M. J. (1967): *Mineral paragenesis in ultrabasic rocks*. In: *Ultramafic and Related Rocks*. P. J. Wyllie Ed., New York, pp. 393-401.
- O'HARA, M. J.; SAUNDERS, M. J., y MERCY, E. L. P. (1975): *Garnet-peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite, interpretation of upper mantle processes in kimberlite*. In: *Physics and Chemistry of the Earth*, Pergamon, Ed., 9.
- OROZCO, M. (1972): *Los Alpujarrides en Sierra de Gádor Occidental (Cordilleras Béticas)*. Tesis. Univ. de Granada, 379 pp.
- ORUETA, D. (1917): *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*. Mem. Inst. Geol. Min., 28, 571 pp.
- ORUETA, D. (1919): *Estudio petrográfico de la Sierra Almirante y de la parte occidental de Sierra Nevada y Las Alpujarras*. Bol. Inst. Geol. Min., XLII, pp. 1-155.
- PILES, E.; ESTÉVEZ, C., y BARRA, A. (1978): *Hoja y Memoria de Coin (1.066)*. Mapa Geológico de España, 1:50.000 (2.ª serie), IGME.
- POLVE, M., y ALLEGRE, C. J. (1980): *Orogenic lherzolite complexes studied by ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr: a clue to understand the mantle convection processes?* Earth Planet Sci. Lett., 51, pp. 71-93.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; OEN, I. S.; VERDURMEN, E. A. TH., y VERSCHURE, R. H. (1979): *Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda, southern Spain*. Contrib. Mineral. Petrol., 70, pp. 103-109.
- REUBER, I.; MICHARD, A.; CHALOUAN, A.; JUTEAU, T., y JERMOUMI, B. (1982): *Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation*. Tectonophysics, 82, pp. 231-251.
- RODGERS, K. A. (1976): *Ultramafic and related rocks from southern New Caledonia*. Bull. Rech. Géol. Min., IV (1), pp. 33-35.
- SCHUBERT, W. (1977): *Reaktionen im alpinotypen Peridotitmassiv von Ronda (Spanien) und seinen partiellen Schmelzproduktion*. Contr. Mineral. Petrol., 62, pp. 205-220.
- SIBSON, R. H. (1977): *Fault rocks and fault mechanisms*. J. geol. Soc. Lond., 133, pp. 191-213.
- STAUB, R. (1926): *Gedanken zur Tektonik Spaniens*. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zurich, LXXI, pp. 196-261.
- STRECKEISEN, A. (1976): *To each plutonic rock its proper name*. Earth Sc. Reviews, 12, pp. 1-33.
- SUEN, CH.-Y. J. (1978): *Geochemistry of peridotites and associated mafic rocks Ronda Ultramafic Complex, Spain*. Ph. D. Thesis Massachusetts Institute of Technology, 283 pp.
- TERMIER, P. (1911): *Les problèmes de la Géologie tectonique dans la Méditerranée occidentale*. Rev. gén. Sc., páginas 1-33.
- TORRES-ROLDÁN, R. L. (1979a): *La evolución tectonometamórfica del macizo de Los Reales*. Tesis. Univ. de Granada, 230 pp.
- TORRES-ROLDÁN, R. L. (1983): *Fractionated melting of metapelite and further crystal-melt equilibria - the example of the Blanca Unit migmatite complex, north of Estepona (Southern Spain)*. Tectonophysics, 96, pp. 95-123.
- VERA, J. A. (1969): *Estudio Geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes*. Mem. IGME, LXXII, 191 pp.
- WESTERHOF, A. B. (1975): *Genesis of magnetite ore near Marbella, southern Spain: Formation by oxidation of silicates in polymetamorphic gedrite-bearing and other rocks*. Thesis. Univ. de Amsterdam, GUA papers of Geology, 216 pp.
- WESTERHOF, A. B. (1977): *On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serranía de Ronda, southern Spain*. Tectonophysics, 39 (4), pp. 579-591.

Recibido: Julio 1987.

Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Coballes-Tanes (Asturias, NO de España)

Por N. HEREDIA (*) y L. R. RODRIGUEZ FERNANDEZ (*)

RESUMEN

Se estudia, mediante técnicas geométricas habituales en el campo de la Geología estructural, tales como los «Cortes Compensados» (DAHLSTROM, 1969) y los «Mapas de Contornos Estructurales» (DONN y SHIMER, 1958), la estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero productivo de la «cuenca» de Coballes-Tanes (Asturias), oculto bajo el Manto de Rioseco. Mediante estas técnicas, es posible conocer la profundidad real a la que se encuentra el «paquete» productivo en cada punto de la superficie topográfica y determinar, por tanto, su grado de accesibilidad.

Por último, se discute la validez de este método para el estudio de yacimientos sedimentarios ocultos bajo grandes láminas cabalgantes alóctonas.

ABSTRACT

The structure and burial depth of the productive Carboniferous sediments of Coballes-Tanes coal basins, underneath Rioseco thrust-sheet were studied. Using the common geometrical techniques of Structural Geology such as «Balanced cross-sections» (DAHLSTROM, 1969) and «Structural contour interval maps» (DONN and SHIMER, 1958) we have determined the structure and burial depth of the Carboniferous producing zone.

These techniques provide a useful method to establish the actual depth to zone below the surface topographical level and evaluate its accessibility.

It is also discussed the validity of these method to study sedimentary deposits hidden underneath alloctonous thrust nappes.

INTRODUCCION

La Cuenca Carbonífera de Coballes-Tanes se encuentra situada en la Zona Cantábrica (LOZTE, 1945), que es la más externa, desde un punto de vista estructural, del sector septentrional de la Cordillera Herciniana Ibérica. Dentro de la Zona Cantábrica, se sitúa en la Región de Mantos (JULIVERT, 1971) (fig. 1), constituida por un conjunto de unidades alóctonas apiladas (fig. 2) en una de las cuales, denominada Manto de Caso, queda circunscrita. Dentro de esta unidad aparece una lámina cabalgante de rango menor, que afecta al Carbonífero productivo (fig. 2) y que ha sido denominada Escama de Coballes (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al., in litt.). Al oeste, el Manto de Caso se encuentra cobijado por una nueva unidad alóctona

denominada Manto de Rioseco (JULIVERT y MARCOS, 1970) (fig. 2). El Carbonífero de esta nueva unidad carece de interés económico al no contener capas de carbón.

Así pues, se denomina «Cuenca Carbonífera de Coballes-Tanes» al afloramiento de sedimentos carboníferos productivos correspondientes al Manto de Caso. La parte oculta de este Carbonífero productivo bajo el Manto de Rioseco, constituye el objeto de este trabajo.

EL MARCO GEOLOGICO

En términos generales la estructura de la Zona Cantábrica se caracteriza por la existencia de una serie de mantos de despegue de tipo «apalachense» (JULIVERT, op. cit.). Estos mantos, según el

(*) División de Geología del IGME.

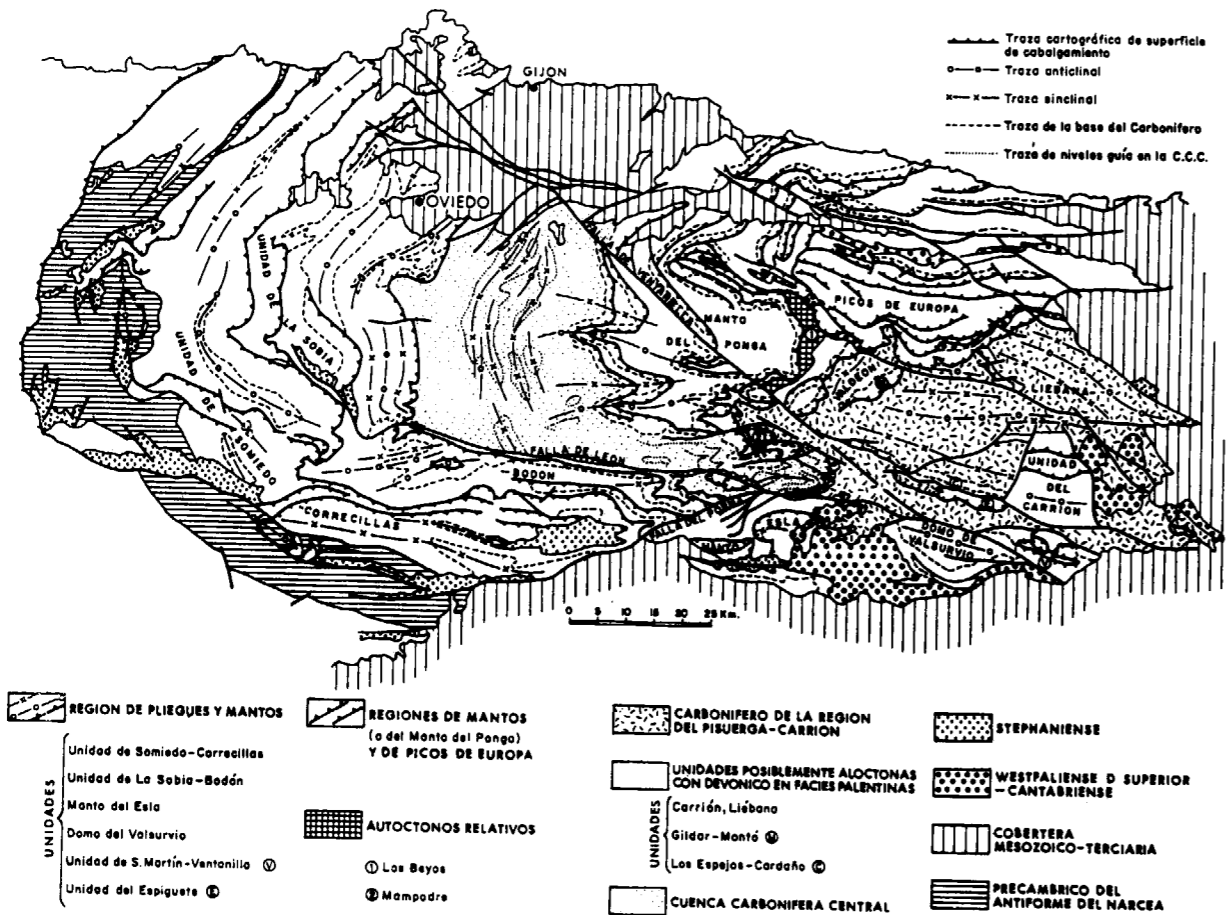


Figura 1.—Esquema estructural de la Zona Cantábrica (según RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1983).

autor antes citado, han sido deformados por dos generaciones de pliegues en condiciones flexurales que, por su posición respecto a las estructuras primarias, se han denominado sistemas «longitudinal» y «transversal», con formas de interferencia relativamente complejas (JULIVERT y MARCOS, 1973).

Recientemente, algunos autores han interpretado la complicada geometría de estos mantos como debida exclusivamente a la mecánica de emplazamiento de un conjunto de láminas cabalgantes con «rampas» frontales y laterales en posiciones geométricas variables. Se pueden destacar los trabajos de BASTIDA et al. (1984) y N. HEREDIA (1985) en el Manto de Somiedo; ALONSO (1985) en el Manto del Esla y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al. (in litt.) y ALVAREZ MARRÓN y PÉREZ ESTAUN (in litt.) en el área de este trabajo. La existencia de «pliegues» aparentemente afectando a láminas, ya sea longi-

tudinal o transversalmente a su traza cartográfica, se debería, para estos autores, al acoplamiento pasivo de las láminas suprayacentes a la geometría de las infrayacentes, más jóvenes en edad, como es habitual en la mecánica de emplazamiento de una secuencia «forward» de láminas cabalgantes.

Desde un punto de vista estratigráfico, el Manto de Caso y la Región de Mantos en general, se caracterizan por ausencia de materiales devónicos apoyándose el Carbonífero Inferior (Formaciones Vegamián y/o Alba), directamente sobre el Ordovícido (fig. 5). El Carbonífero Superior comprende la Formación Barcaliente («Caliza de Montaña») y la Formación Beleño (VAN GINKEL, 1965), constituyendo el horizonte carbonatado de la Formación Escalada (VAN GINKEL, 1965) el muro del Carbonífero productivo (fig. 5). Este autor denominó al conjunto productivo Formación Fito, aunque más re-

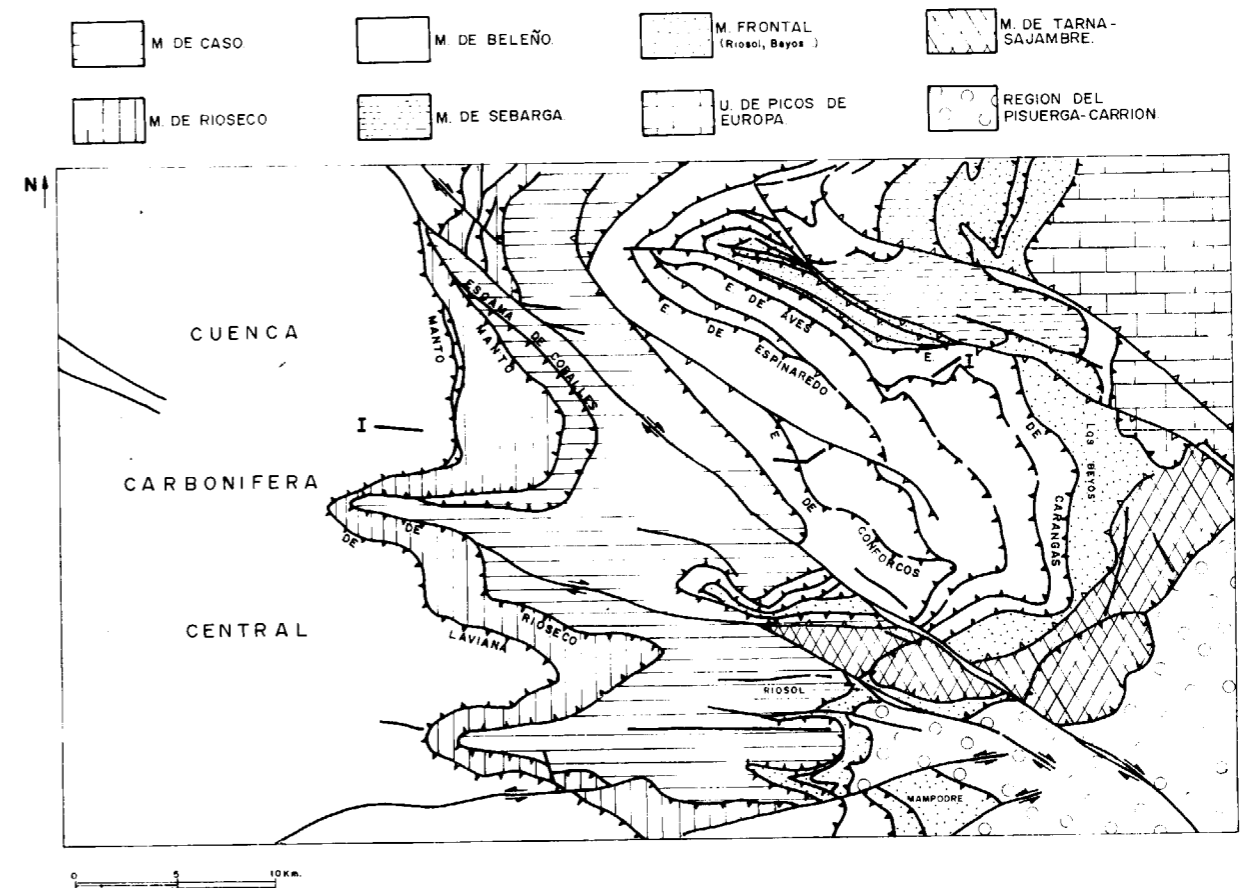


Figura 2.—Esquema estructural del Manto de Ponga con la situación del corte de la figura 4 (I-I').

cientemente ha sido subdividido en tres «paquetes» mineros, denominándose de muro a techo: Paquete Prieres, Paquete Coballes y Paquete Tanes (TRELL, 1985).

Dado el carácter eminentemente estructural de este estudio, no nos extenderemos más en aspectos estratigráficos. En la figura 3 se sintetizan, a grandes rasgos, las características de los materiales sedimentarios productivos de la Unidad de Caso. Una información más exhaustiva de estos aspectos puede encontrarse en el estudio geológico-minero de esta cuenca (TRELL et al.) depositado en el Fondo Documental del IGME.

METODOLOGIA DEL TRABAJO

Para la realización de este estudio se han utilizado métodos geométricos de empleo común en

el campo de la Geología Estructural, como son los Cortes Compensados («Balanced Cross Sections» de DAHLSTROM (1969), utilizados profusamente en los últimos años para el estudio de los Mantos y los Mapas de Contornos Estructurales (DONN y SHIMER, 1958) que pueden apoyarse parcialmente en el método anterior.

Los «Cortes Compensados» son cortes en los que existe una compatibilidad geométrica a todos los niveles dentro de la sección o corte que se estudia. Se basan en el hecho de que en áreas sin deformación interna apreciable, tanto la longitud como el espesor de las capas se mantiene durante la deformación que lo único que produce es un cambio de forma; o lo que es lo mismo, la deformación se realiza sin cambio de área apreciable en la transversal estudiada.

Partiendo de esta base, con los datos cartográficos existentes, a los que se pueden unir otros

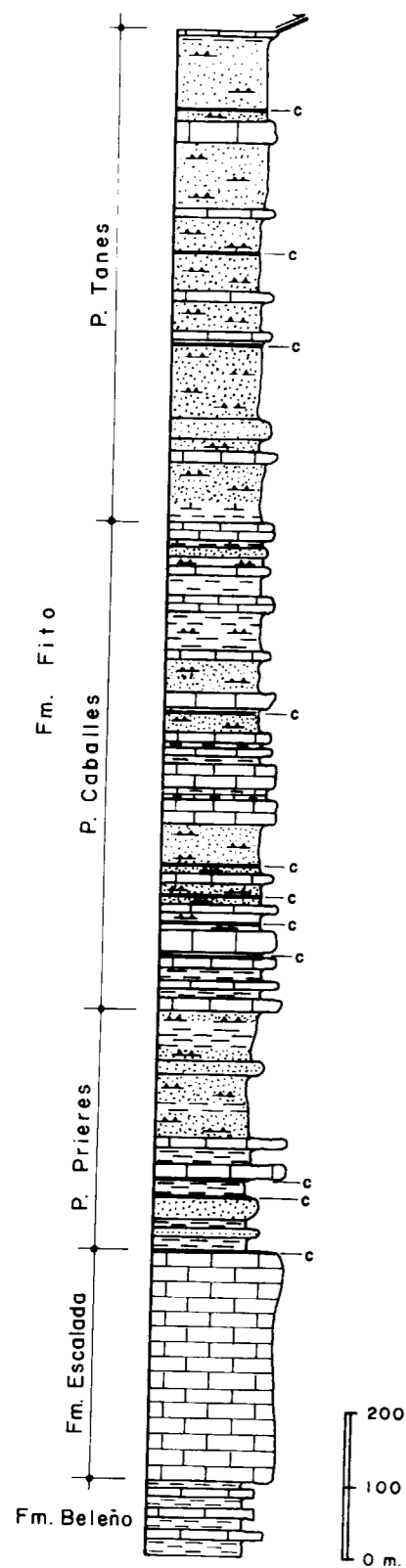


Figura 3.—Columna estratigráfica esquemática del Carbonífero productivo del Manto de Caso («cuenca» de Coballes-Tanes).

complementarios obtenidos mediante Geofísica, Sondeos, etc., se pueden construir una serie de cortes profundos, geoméricamente coherentes.

El método para la realización de estos cortes está sujeto a unas determinadas reglas cuyas bases han sido propuestas por DAHLSTROM (op. cit.), siendo posteriormente aceptadas y perfeccionadas por gran número de autores, lo que ha permitido un mejor conocimiento geométrico de los Mantos. De entre la pléyade de trabajos estructurales dedicados o basados en este método, se pueden destacar los de BOYER y ELLIOTT (1982) y BUTLER (1982), que compendian la terminología común empleada en estos trabajos así como las geometrías más frecuentes en los sistemas cabalgantes (Mantos).

Para realizar el presente estudio se ha utilizado el corte compensado de la Hoja de Rioseco, realizado por HEREDIA y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (in litt.) y que se ha tomado como base para el conocimiento bidimensional de la cuenca (fig. 4). De este corte se deduce una geometría «en escalera» para el Manto de Rioseco, con dos zonas planas y dos rampas («Flats» y «Ramps», de RICH, 1934), que se sitúan siempre en la sucesión correspondiente a la cuenca de Coballes-Tanes, por lo que se trata de «Flats» y «Ramps» cabalgados (BUTLER, 1982), ya que se encuentran en el autóctono relativo (figs. 4 y 5).

A partir de este corte y de la cartografía geológica (fig. 5), se puede aproximar con bastante precisión el límite occidental del productivo bajo la Unidad de Rioseco, en este caso vamos a centrar nuestro interés en el «paquete» superior (Paquete Tanes), ya que «a priori» es el más accesible, dada

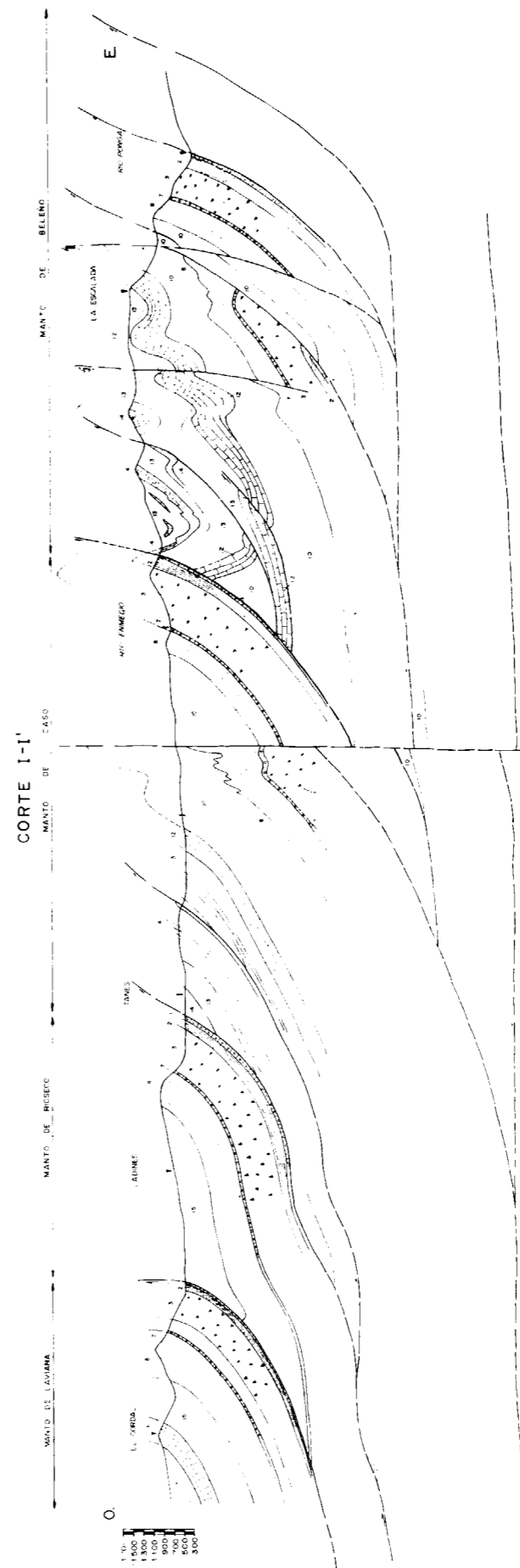
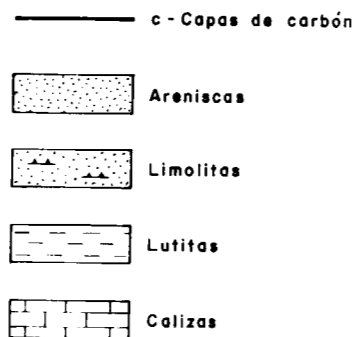


Figura 4.—Corte compensado de la parte norte de la región de Mantos (según HEREDIA y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, in litt.).

LEYENDA: 1. Formación Láncara (Cámbrico). 2. Formación Oville (Ordovícico). 3. Formación Barrios (Ordovícico). 7. Formación Alba y/o Vegamián (Carbonífero Inf.). 8. «Caliza de Montaña». Formación Barcaliente (Namuriense). 10. Formación Beleño (Bashkiriense-Moscoviense). 12. Formación Escalada (Moscoviense). 13 y 14. Formación Fito (Moscoviense). 15. «Paquete Fresnedo» (Bashkiriense). 16. «Caliza de Peña Redonda» (Moscoviense Inf.). 17. Grupo Lena (Moscoviense).

su menor profundidad, y presenta capas de carbón de buen desarrollo.

Para averiguar la magnitud superficial de «enterramiento» del Paquete Tanes debajo del Manto de Rioseco, lo primero que se ha obtenido es la «línea de intersección» que forma el muro de este «paquete» con la superficie de cabalgamiento del citado Manto; a esta línea de intersección se la conoce como «Cutoff line», según la terminología propuesta por BOYER y ELLIOTT (1982). La intersección de esta línea con el plano del corte es el punto P (fig. 5) y con la superficie topográfica, los puntos P'. Estos tres puntos nos permiten trazar la «línea de intersección» que en este caso es la línea límite de la extensión del Paquete Tanes debajo del Manto. Con estos datos puede estimarse una cobijadura de unos 5 km. para el Paquete Tanes.

Posteriormente se ha realizado un segundo corte transversal a la Unidad de Rioseco (Corte II-II' de la figura 5) y que solamente se ha prolongado hasta la base de ésta, ya que sólo es un apoyo para la confección del «Mapa de Contornos Estructurales».

Los «Mapas de Contornos Estructurales» o de «Isohipsas Estructurales» están compuestos por una serie de líneas que unen puntos de igual cota, situados sobre una superficie estructural; en el caso que nos ocupa, esta superficie es el cabalgamiento basal de la Unidad de Rioseco. La confección de estos mapas y su utilización se encuentra descrita en muchos manuales de Geología Estructural: DONN y SHIMER (1958); BADGLEY (1959); TURNER y WEISS (1963); DENNISON (1968); RAGAN (1980), etc.

En este trabajo hemos seguido este método tomando como base el esquema de ALLER (1984):

— En una primera etapa se reúnen todos los datos disponibles sobre la posición de la superficie de cabalgamiento, que en este caso son pun-

tos en los que ésta corta a determinadas cotas de la superficie topográfica.

— Sobre los dos cortes que se han realizado se obtiene la posición de la superficie de cabalgamiento para una serie de nuevos puntos situados a diferentes cotas que se proyectan sobre la línea de los cortes.

— En base a los datos anteriores, se obtiene una red de puntos cuya cota corresponde con la de las alturas para las que se ha decidido trazar los contornos estructurales (fig. 5), procurando que la red tenga la mayor densidad posible, a fin de que la componente de interpretación no sobrepase ciertos límites razonables. En este caso, como se parte de una cartografía a E. 1:50.000, se han utilizado los puntos suministrados por los dos cortes geológicos y los datos obtenidos de la cartografía.

— Por último, se unen los puntos de igual cota, teniendo en cuenta los principios generales que se aplican a la elaboración de cualquier mapa de isohipsas. Se obtiene así el Mapa de Isohipsas Estructurales de la figura 5.

RESULTADOS

— Una de las ventajas de los mapas de contornos estructurales sobre la cartografía geológica convencional es que en éstos la estructura se visualiza inmediatamente, ya que no está deformada por la intersección del relieve.

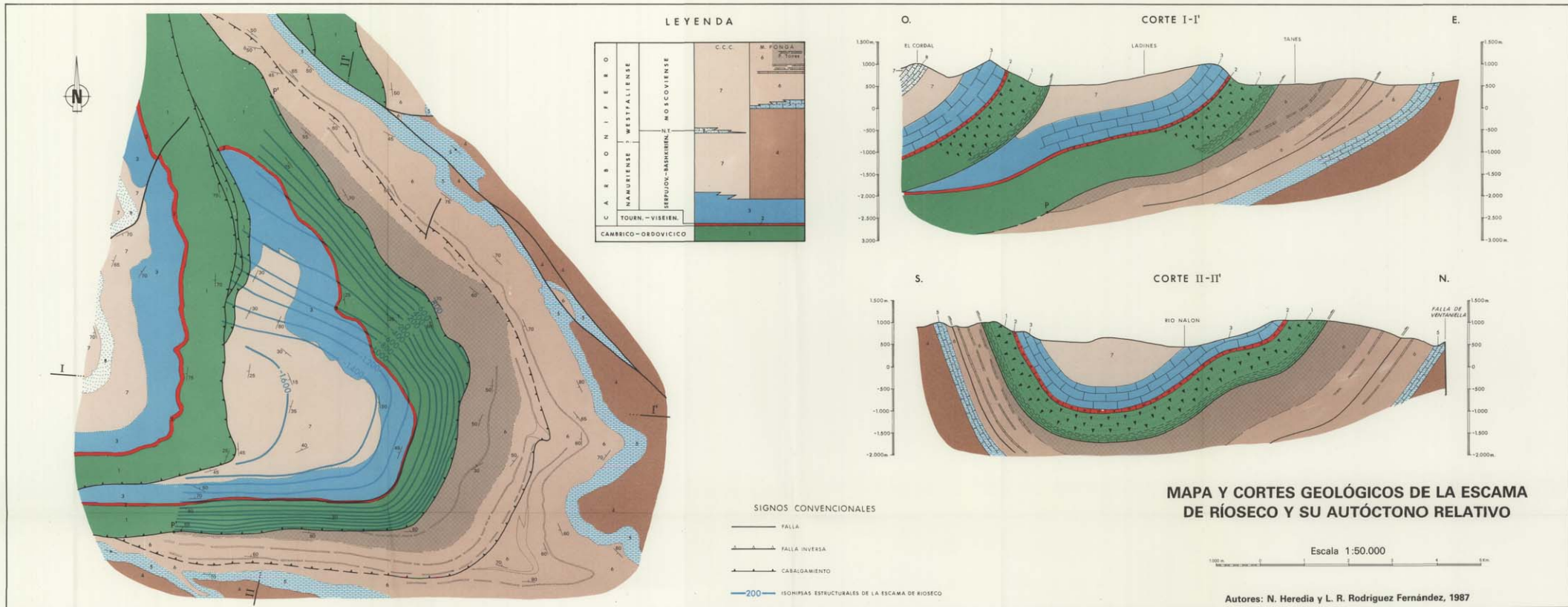
— En el caso concreto de la Cuenca de Coballes-Tanes nos permite conocer la profundidad s.n.m. a la que se encuentra el productivo (Paquete Tanes); si además queremos saber a la profundidad real a la que se encuentra, desde un punto de la superficie topográfica tendremos que sumarle o restarle la cota de ese punto, según la isolínea sobre la que nos encontramos tenga valor — ó +, respectivamente.

— Otra consecuencia directa que se extrae del Mapa de Isohipsas Estructurales, es la accesibili-

LEYENDA DE LA FIGURA 5

Figura 5.—Mapa y cortes geológicos de la escama de Rioseco y su autóctono relativo (Carbonífero productivo de Coballes-Tanes).

LEYENDA: 1. Ordovícico. 2. Carbonífero Inferior (Formación Alba y/o Vegamian). 3. «Caliza de Montaña», Formación Barcaliente. 4. Formación Beleño. 5. Formación Escalada. 6. Formación Fito (el Paquete Tanes es la parte con sombreado más oscuro). 7. Carbonífero Superior de los Mantos de Laviana (Cuenca Carbonífera Central) y Rioseco. 8. «Caliza de Peña Redonda».



su menor profundidad, y presenta capas de carbón de buen desarrollo.

Para averiguar la magnitud superficial de «enterramiento» del Paquete Tanes debajo del Manto de Rioseco, lo primero que se ha obtenido es la «línea de intersección» que forma el muro de este «paquete» con la superficie de cabalgamiento del citado Manto; a esta línea de intersección se la conoce como «Cutoff line», según la terminología propuesta por BOYER y ELLIOTT (1982). La intersección de esta línea con el plano del corte es el punto P (fig. 5) y con la superficie topográfica, los puntos P'. Estos tres puntos nos permiten trazar la «línea de intersección» que en este caso es la línea límite de la extensión del Paquete Tanes debajo del Manto. Con estos datos puede estimarse una cobijadura de unos 5 km. para el Paquete Tanes.

Posteriormente se ha realizado un segundo corte transversal a la Unidad de Rioseco (Corte II-II' de la figura 5) y que solamente se ha prolongado hasta la base de ésta, ya que sólo es un apoyo para la confección del «Mapa de Contornos Estructurales».

Los «Mapas de Contornos Estructurales» o de «Isohipsas Estructurales» están compuestos por una serie de líneas que unen puntos de igual cota, situados sobre una superficie estructural; en el caso que nos ocupa, esta superficie es el cabalgamiento basal de la Unidad de Rioseco. La confección de estos mapas y su utilización se encuentra descrita en muchos manuales de Geología Estructural: DONN y SHIMER (1958); BADGLEY (1959); TURNER y WEISS (1963); DENNISON (1968); RAGAN (1980), etc.

En este trabajo hemos seguido este método tomando como base el esquema de ALLER (1984):

— En una primera etapa se reúnen todos los datos disponibles sobre la posición de la superficie de cabalgamiento, que en este caso son pun-

tos en los que ésta corta a determinadas cotas de la superficie topográfica.

— Sobre los dos cortes que se han realizado se obtiene la posición de la superficie de cabalgamiento para una serie de nuevos puntos situados a diferentes cotas que se proyectan sobre la línea de los cortes.

— En base a los datos anteriores, se obtiene una red de puntos cuya cota corresponde con la de las alturas para las que se ha decidido trazar los contornos estructurales (fig. 5), procurando que la red tenga la mayor densidad posible, a fin de que la componente de interpretación no sobrepase ciertos límites razonables. En este caso, como se parte de una cartografía a E. 1:50.000, se han utilizado los puntos suministrados por los dos cortes geológicos y los datos obtenidos de la cartografía.

— Por último, se unen los puntos de igual cota, teniendo en cuenta los principios generales que se aplican a la elaboración de cualquier mapa de isohipsas. Se obtiene así el Mapa de Isohipsas Estructurales de la figura 5.

RESULTADOS

— Una de las ventajas de los mapas de contornos estructurales sobre la cartografía geológica convencional es que en éstos la estructura se visualiza inmediatamente, ya que no está deformada por la intersección del relieve.

— En el caso concreto de la Cuenca de Coballetes nos permite conocer la profundidad s.n.m. a la que se encuentra el productivo (Paquete Tanes); si además queremos saber a la profundidad real a la que se encuentra, desde un punto de la superficie topográfica tendremos que sumarle o restarle la cota de ese punto, según la isohipsa sobre la que nos encontramos tenga valor — ó +, respectivamente.

— Otra consecuencia directa que se extrae del Mapa de Isohipsas Estructurales, es la accesibili-

LEYENDA DE LA FIGURA 5

Figura 5.—Mapa y cortes geológicos de la escama de Rioseco y su autóctono relativo (Carbonífero productivo de Coballetes-Tanes).

LEYENDA: 1. Ordovícico. 2. Carbonífero Inferior (Formación Alba y/o Vegamian). 3. «Caliza de Montaña», Formación Barcaliente. 4. Formación Beñeo. 5. Formación Escalada. 6. Formación Fito (el Paquete Tanes es la parte con sombreado más oscuro). 7 Carbonífero Superior de los Mantos de Laviana (Cuenca Carbonífera Central) y Rioseco. 8. «Caliza de Peña Redonda».

dad del productivo. Tal como puede verse en la figura 5, si se exceptúa la zona más septentrional, en la mayor parte del área se alcanzan profundidades próximas a —800 m. s.n.m. muy rápidamente, lo que indica una fuerte pendiente de la superficie de cabalgamiento y, por lo tanto, una cobijadura escasa hasta ese nivel; esto también puede observarse en los cortes geológicos, lo que implica un descenso de casi 1,5 km. de profundidad, partiendo desde la cota más baja (curso del río Nalón) para acceder a la mayor parte del productivo oculto, que por otra parte nos es relativamente desconocido.

Como ya se ha dicho, el acceso más fácil al productivo oculto se realiza por la parte Norte, aunque su mayor altura topográfica obligaría a descender 1 km. para avanzar otro en horizontal, lo que unido a un peor conocimiento de las capas de carbón en este sector, no mejora sustancialmente las condiciones que se dan en el resto del área. Solamente sería interesante si las capas de carbón tuviesen un desarrollo comparable al que adquieren en el centro y sur de la cuenca.

— Por último, hay que destacar la eficacia del método utilizado en este estudio, del que pueden obtenerse muy buenos resultados, en áreas afines y sobre todo en aquellas donde los cabalgamientos se encuentren más tendidos o no hayan sufrido una deformación posterior importante. Puede aplicarse a cualquier yacimiento sedimentario o de otro tipo que requiera el conocimiento de áreas ocultas bajo grandes láminas alóctonas.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L. (1985): *Estructura y evolución tectono-estratigráfica de la Región del Manto del Esla*. Tes. Doctoral. Univ. Oviedo, 1-227 pp.
- ALLER, J. (1983): *La Estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo.
- ALVAREZ MARRÓN, N., y PÉREZ ESTAUN, A. (in litt.): *Thin skinned tectonics in the Ponga Region (Cantabrian Zone, NW Spain)*. Geologische Rundschau.
- BADGLEY, P. C. (1959): *Structural Methods for the Exploration Geologist*. Harper & Brothers. New York.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PÉREZ ESTAUN, A., y PULGAR, J. (1984): *Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España)*. Bol. Inst. Geol. y Minero de España, XCV-VI, 517-539.
- BOYER, S. E., y ELLIOTT (1982): *Thrust systems*. AAPG Bull., 66, 1196-1230 pp.

- BUTLER, R. W. H. (1982): *The Terminology of structures in thrust belts*. Journ. Struct. Geol. 4, 239-245 pp.
- DAHLSTROM, C. D. A. (1969): *Balanced cross sections*. Can. Jour. Earth Sci., 6, 743-757 pp.
- DENNISON, J. M. (1968): *Analysis of Geologic Structures*. Norton & Company Inc. New York.
- DONN, W. L., y SHIMER, J. A. (1958): *Graphic Methods in Structural Geology*. Appleton-Century-Crofts Inc. New York.
- HEREDIA, N. (1983): *La estructura de la escama de Villar de Vildás (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica)*. Trab. Geol. Univ. de Oviedo, 14.
- HEREDIA y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (in litt.): *Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000. Hoja núm. 54 (Rioseco)*. 2.ª Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- JULIVERT, M. (1967 a): *La Ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 1, 1-26 pp.
- JULIVERT, M. (1975 b): *La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 1, 59-76 pp.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1970): *Mapa geológico a escala 1:50.000, núm. 54 (Rioseco)*. 1.ª edición. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1973): *Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain)*. Amer. Jour. Sci., 273, 353-375 pp.
- LEYVA, F., y GERVILLA, M. (1983): *El Carbonífero Medio de la Cuenca Central Asturiana y áreas adyacentes. Libro Guía de la Excursión W del X Cong. Int. Geol. Estr. Carb. Madrid*, 200 pp.
- LOTZE, F. (1945): *Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, 78-92 pp.
- RAGAN, D. M. (1980): *Geología Estructural. Introducción a las técnicas geométricas*. Omega. Barcelona.
- RICH, J. L. (1934): *Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia-Kentucky-Tennessee*. AAPG Bull. 18, 1584-1596 pp.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1983): *Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero*. En «Carbonífero y Pérmico de España», Public. esp. X Congreso Internacional du Geologie du Carbonifère. IGME. Madrid.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; BARBA, P.; VILLA, E.; GALLASTEGUI, G., y LEYVA, F. (in litt.): *Memoria del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000, núm. 54 (Rioseco)*, 2.ª serie (MAGNA). IGME. Madrid.
- TRELL, A. (1984): *Prospección previa de las cuencas carboníferas de La Marea-Coballetes y Cofiño-Ribadesella (Asturias)*. Fondo Documental. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.
- TURNER, F. J., y WEISS, L. E. (1963): *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. Mc Graw-Hill.
- VAN GINKEL, A. C. (1965): *Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)*. Leids. Geol. Meded., 34, 1-225 pp.

GEOLOGIA

Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. spelaeus* Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos* Linneo): II. Estudio anatómico y métrico de la mandíbula, hioides atlas y axis.

Por TRINIDAD DE TORRES PEREZ HIDALGO (*)

RESUMEN

En este trabajo se analizan los aspectos morfológicos y métricos de la mandíbula, hioides, atlas y axis de los grandes osos del Pleistoceno de la Península Ibérica.

La mandíbula, como el cráneo, refleja los importantes cambios de origen biomecánico que se produjeron en la línea evolutiva *U. etruscus-U. deningeri-U. spelaeus*. La mandíbula de *U. etruscus* tiene características ancestrales: *ramus ascendentis* inclinado hacia atrás, rama horizontal con pequeñas dimensiones transversales y verticales. Cóndilo con pequeño desarrollo vertical. Fórmula dentaria usualmente completa.

La mandíbula de *U. spelaeus* representa el otro extremo de la línea evolutiva: *ramus ascendentis* vertical, rama horizontal más alta y gruesa, cóndilo con mayor diámetro vertical. Los tres primeros premolares están ausentes.

U. deningeri representa el estadio intermedio: la rama horizontal tiene dimensiones transversales y verticales modestas y el *ramus ascendentis* se sigue inclinando hacia atrás. Usualmente falta el segundo premolar. La mandíbula de *U. arctos* mantiene, aunque aumentadas, las principales características de la de su ancestro *U. etruscus*; el segundo premolar falta siempre.

Atlas y axis reflejan los importantes cambios morfológicos que tuvieron lugar en el cráneo del oso de las cavernas: importante aumento de sus diámetros dorsoventrales y desplazamiento hacia atrás de sus centros de gravedad.

ABSTRACT

Morphological and metrical aspects of the jaw, hioides, atlas and axis vertebrae will be the matter of this paper.

The mandible, as the skull, reflects biomechanical origin changes, that took place in the *U. etruscus-U. deningeri-U. spelaeus* evolutive lines. The *U. etruscus* mandible has ancestral features: *ramus ascendentis* dipping backwards, horizontal branch with reduced vertical and, mainly, transversal dimensions. The condyle has small vertical development; the dental formula usually is complet.

The *U. spelaeus* mandible represents the other side of this evolutive line: vertical *ramus ascendentis* and horizontal branch with vertical al transversal dimensions enormously enlarged. The condyle has bigger vertical diameter. The first three premolar are absent.

U. deningeri represents an intermediate evolutive state: horizontal branch with relative small transversal and vertical development, the *ramus ascendentis* dips backwards. Usually the second premolar is absent. The brown bear jaw keeps, slightly enlarged, the main characteristics of its ancestor *U. etruscus*, but the second premolar is absent.

Atlas and axis reflect the important morphological changes that took place at the cave bear skull: there is an important increase of the dorso-ventral diameter of the vertebrae and its gravity center moved backwards.

2. INTRODUCCION

En este artículo, segundo, de un total de seis, de la versión resumida de la tesis doctoral del autor, TORRES (1984), se tratan fundamentalmente

los aspectos métricos y anatómicos de las mandíbulas de los grandes osos del Pleistoceno ibérico. La mandíbula es una parte del esqueleto de enorme importancia en el análisis de las distintas especies de osos, probablemente de menor expresividad anatómica que el cráneo, pero dada su con-

figuración estructural, resultan más fáciles de preservar, de forma que pueda contarse con muestras relativamente mayores, que permiten analizar los cambios estructurales que acompañan a los que tienen lugar en el cráneo por efectos de la mecánica de masticación; también son muy útiles a la hora de analizar aspectos como el dimorfismo sexual y la reducción de la fórmula dentaria.

En este artículo se realiza también una somera descripción del aparato hioideo, así como de las dos primeras vértebras, atlas y axis, en las que su disposición morfológica refleja los cambios derivados del enorme desarrollo del cráneo en las especies espéleas: *U. deningeri* y *U. spelaeus*.

Obras generales sobre estas porciones del esqueleto son las constituidas por los trabajos de: COU-TURIER (1953), CRUSAFONT, CRUSAFONT y TRUYOLS (1956, 1957), DIDIER (1938), ERDBRINK (1967), FRIANT (1952) y TORRES (1978).

2.1. Mandíbula

La mandíbula es el hueso más ancho de la cara, sirve de soporte para los dientes inferiores, articulando sus cóndilos con la región postglenoidea de la porción escamosa del hueso temporal del cráneo.

Para su descripción anatómica puede dividirse en dos regiones claramente definidas: el cuerpo y las ramas (fig. 2.1). El cuerpo constituye la parte anterior de la mandíbula y alberga los seis incisivos, su cara mentoniana corresponde al labio inferior, es convexa y en su centro se marca un surco más o menos sinuoso que define la posición de la sínfisis mandibular. La cara lingual del cuerpo de la mandíbula es lisa y marcadamente cóncava. La región alveolar es plana, posee seis alvéolos para los incisivos, tres para cada lado, estrechos (transversalmente) y con bastante desarrollo anteroposterior, sus dimensiones varían escalonadamente desde el primero, que es el menor, al último; generalmente estos alvéolos no se encuentran alineados, el correspondiente al segundo incisivo se sitúa un poco más retrasado que los otros dos.

A partir del cuerpo de la mandíbula, se desarrollan las dos ramas, hacia atrás y hacia fuera, divergiendo marcadamente y determinando entre ellas el espacio mandibular. Cada rama termina en el cóndilo, cuerpo más o menos cilíndrico orien-

tado oblicuamente. De cada rama mandibular se pueden considerar dos porciones claramente definidas: la porción horizontal y la porción vertical.

El borde superior de la rama horizontal, prácticamente comienza en el alvéolo del canino, que posee un contorno elíptico con su eje mayor orientado en la dirección de la mandíbula. Tras este alvéolo hasta el cuarto premolar, el borde superior es agudo y suavemente cóncavo, en sentido vertical y latero-externo, constituye el diastema. Dependiendo de la especie, o incluso del individuo objeto de estudio, los tres premolares anteriores pueden estar presentes o no; el primero inmediatamente tras el canino, el segundo hacia el centro del diastema y el tercero delante del cuarto premolar. Debido a la variabilidad de este carácter, se referirá como diastema la región comprendida entre el borde posterior del canino y el anterior del cuarto premolar, que, ocasionalmente, puede quedar interrumpido por el alvéolo, casi circular, de alguno de los tres primeros premolares. Tras el diastema, la cara superior de la porción horizon-

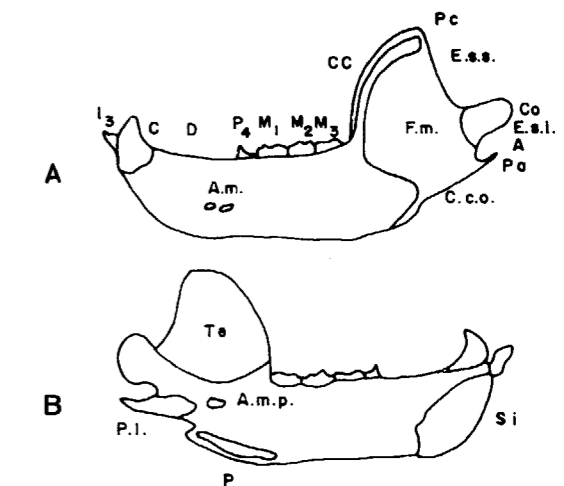


Figura 2.1.—Zonas de interés anatómico en la mandíbula. (A) cara externa: I₃, tercer incisivo inferior; C, canino; P₄, cuarto premolar; M₁, M₂, M₃, molares inferiores; D, diastema; A.m., agujeros mandibulares; Cc, cresta coronoidea; Pc, proceso coronoideo; F.m., fosa masetérica; E.s.s., escotadura semilunar superior; Co, cóndilo; E.s.i., escotadura semilunar inferior; Pa, proceso angular. (B) cara interna: Te, área de inserción del temporal; A.m.p., agujero mandibular posterior; P.L., área de inserción del pterigoide lateral; P, área de inserción del pterigoide interno; Si, sínfisis.

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

tal de la mandíbula se ensancha notablemente, apareciendo tres doubles alvéolos, correspondientes al cuarto premolar y dos primeros molares, así como un gran alvéolo que corresponde al tercero y último molar. El ensanchamiento de esta zona es progresivo de delante a atrás y de cada par de alvéolos el anterior es el menor. En animales jóvenes, parte de esta zona, en general la correspondiente al tercer molar, se coloca internamente respecto a la rama ascendente. Inmediatamente detrás del tercer molar, el borde superior del hueso se levanta bruscamente proyectándose, en forma más o menos marcada, hacia atrás, depende de la especie, a la vez que se adelgaza progresivamente en sentido transversal. La base de esta zona constituye los límites anterior y superior de la rama vertical, determinando el origen de la cresta coronoidea. En la parte más elevada se sitúa el proceso coronoideo; visto lateralmente este borde es suavemente cóncavo.

El borde inferior de la mandíbula (borde ventral), visto lateralmente, muestra una zona anterior suavemente cóncava, seguida de otra zona decididamente convexa que termina en una pequeña apófisis que marca el límite posterior del área de inserción del pterigoide interno. Detrás de esta pequeña apófisis, el borde inferior se levanta, produciendo una línea cóncavo-convexa que va a morir al extremo posterior del proceso angular. Si este borde inferior se observa ventralmente, hasta el final de la zona de inserción del pterigoide interno, está formado por una arista continua, más o menos redondeada según la especie; tras la apófisis de la inserción del pterigoide interno se ensancha notablemente, para adelgazarse en la zona del proceso angular. La porción externa de esta zona es, prácticamente, horizontal mientras que la parte interna se inclina marcadamente hacia abajo y hacia dentro.

El borde posterior de la mandíbula es topográficamente muy complejo. Visto lateralmente consta de las siguientes zonas: la escotadura mandibular superior, que puede ser cóncava o recta, según las especies. Esta escotadura está limitada por arriba por el proceso coronoideo y por debajo por el cóndilo mandibular, que, si se observa en norma externa presenta una forma cónico-irregular con su vértice en el borde superior; en norma interna es subcilíndrico. El cóndilo se emplaza en una posición oblicua respecto al plano anteroposterior de la mandíbula, ya que se inclina marcadamente de fuera a dentro y de arriba a abajo.

En realidad se emplaza en posición prácticamente perpendicular al eje de simetría del espacio mandibular. Bajo el cóndilo se observa la escotadura mandibular inferior, que es fuertemente cóncava, está limitada por debajo por el proceso angular: pequeña apófisis curvada hacia dentro y hacia arriba que se desarrolla casi hasta la vertical del borde posterior del cóndilo. Esta última característica es fuertemente variable incluso a nivel intraespecífico.

Si se observa el borde posterior de la mandíbula, norma posterior, arriba aparece la fina arista del borde libre de la escotadura mandibular superior, que se ensancha levemente de arriba a abajo, hasta la vecindad del cóndilo donde lo hace marcadamente. Luego aparece el borde superior del cóndilo, recto y horizontal, seguido del borde inferior, que es recto y corre horizontalmente en su mitad interna, siendo oblicuo, de abajo hacia arriba, pero conservando un perfil rectilíneo en el resto. Bajo el cóndilo se observa la escotadura mandibular inferior, ancha bajo el cóndilo para, estrechándose rápidamente, dar una arista que se desplaza hacia la parte interna del hueso, luego vuelve a proyectarse constituyendo el vértice del proceso angular.

La cara externa de la rama mandibular comienza por una zona marcadamente convexa, corresponde al cuerpo de la mandíbula, que en su parte más anterior termina en una línea regularmente convexa: la línea sinfisaria. Más o menos a un tercio de la altura de la mandíbula, y aproximadamente entre el canino y el tercer incisivo, aparece un agujero nutricio, a veces duplicado, que conecta con un canal que se dirige hacia dentro y hacia abajo. Su porción horizontal es prácticamente plana o suavemente convexa, aunque en las cercanías del borde ventral de la mandíbula y aproximadamente desde la vertical del borde anterior del segundo molar, presenta un suave y amplio surco que se pierde bajo la cresta condiloidea; la regularidad de esta superficie está interrumpida bajo todo el diastema, donde aparece una concavidad alargada, bajo los molariformes (1); esta superficie se inclina hacia dentro, de tal forma que en esta zona disminuye el espesor de la mandíbula. En la parte más anterior de la rama mandibular, entre el diastema y la parte anterior del cuarto

(1) Por similitud con la serie dental superior, también se denominará molariformes al conjunto P₄-M₃, aunque la molarización del P₄ es discutible.

premolar entre la mitad y el tercio inferior de la altura de la mandíbula, se sitúan los agujeros mentonianos, más o menos alineados, en número que oscila entre uno y cuatro. Lo más habitual es que sean dos o tres, de dimensiones variables y perfil elíptico, con su eje mayor orientado en sentido anteroposterior.

Los dos tercios de la cara mandibular externa situada tras el último molar, están ocupados por la gran fosa masetérica, profunda depresión de contorno triangular. Su borde anterior es fuertemente convexo, marcado por una fuerte ceja ósea, sobre la cual se sitúa una fina lámina, la cresta coronoidea. El borde posterior se adapta a la forma de la escotadura mandibular superior, recto o cóncavo. El lado inferior, más difuso, es cóncavo, podría considerarse como prolongación de la cresta condiloidea. Sobre el vértice superior se sitúa una zona aplanada, que es la más prominente de la mandíbula, prolongación de la cresta coronoidea: se trata del proceso coronoideo. Sobre la morfología y profundidad de la fosa masetérica poco puede decirse aparte de los rasgos generales que he apuntado, ya que es muy variable según la especie. En general, el área más deprimida se sitúa en la vecindad del ángulo anteroinferior. Esta fosa masetérica está surcada por pequeñas líneas rugosas que sirven de inserción al masetero, cuyo número y relieve varía con la edad y robustez del ejemplar. Como ya se ha indicado anteriormente, el borde inferior de la fosa masetérica es el peor definido de los tres que la limitan; simplemente aparece una zona bajo la fosa masetérica que no posee rugosidades, se proyecta fuertemente hacia abajo y hacia fuera, para acabar en el límite inferior del proceso angular, el cual, a veces, está marcado por una arista prominente en el borde inferior de la mandíbula bajo la fosa masetérica.

Si, finalmente, se observa la cara interna de la mandíbula, en su región anterior se aprecia un área rugosa con una serie de protuberancias y depresiones: la cara sinfisaria. En los osos, las dos mitades de la mandíbula no se fusionan totalmente, de forma que existe una sínfisis permanente. El oblicuo borde posterior de la cara sinfisaria está interrumpido en su centro por una zona deprimida y lisa que podría asimilarse a la fosa para la inserción del músculo geniohioideo. La cara sinfisaria se sitúa en la mitad anterior de un área prominente de contorno más bien elíptico, que se difumina y pierde relieve hacia su vértice poste-

rior sobre el borde ventral de la mandíbula, más o menos bajo el cuarto premolar. El resto de la rama horizontal de la mandíbula se sitúa en un plano más externo. A excepción del área prominente, situada en el borde anterior de la cara interna, el resto es bastante plano, a excepción de una zona más hundida bajo los molares. En la región posterior de la cara y más o menos hacia la mitad de la altura de la rama horizontal, hay un profundo agujero, con un borde anterior cóncavo muy definido que da una aguda y fina ceja ósea, es el agujero mandibular posterior. Bajo él y sobre el borde ventral de la cara hay un área rugosa, que a veces se prolonga dando una pequeña apófisis que sobresale del contorno general del borde ventral: es el área de inserción del pterigoide interno. La región opuesta a la fosa masetérica es plana, con un reborde anterior rugoso en el que se inserta el músculo temporal. El proceso angular muestra una fuerte arista curvada hacia arriba, en la que se inserta el pterigoide lateral.

Se ha tenido ocasión de estudiar un gran número de mandíbulas de *Ursus spelaeus*. De *Ursus deningeri* tres excepcionalmente completas, procedentes de Cueva Mayor, de la Colección Villalta, dos procedentes de la Cueva de Santa Isabel, dos fragmentos que sólo incluyen la rama vertical, procedentes de la Cueva Nueva I, y dos mandíbulas procedentes de Lezeixiki. También se ha estudiado una colección relativamente amplia de mandíbulas de *Ursus etruscus*, veinte, aunque su estado de conservación es, a veces, muy precario. De las veinte, sólo diez permiten observaciones anatómicas fiables. De *Ursus arctos* se ha estudiado un número apreciable de mandíbulas, al que hay que añadir el gran número de mandíbulas de subespecies americanas de oso pardo (*U.a. gyas*, *U.a. middendorfi*, y *U.a. horribilis*), que se revisaron en el American Museum of Natural History.

Antes de entrar en una discusión sobre las diferencias anatómicas de detalle existentes entre las mandíbulas de las cuatro especies, se estudiarán las diferencias morfológicas generales.

Con el fin de comparar los perfiles mandibulares, obviando las posibles diferencias intraespecíficas, debidas a la influencia de: edad, talla y sexo, se empleó un sistema de coordenadas relativas, TORRES (1978), inspirado en el método de coordenadas deformadas empleado por CRUSAFONT (1956) y TRUYOLS para el estudio de los dientes de castóridos. Este sistema transforma todas las mandíbulas

a una misma longitud; al quedar igualadas en tamaño, pueden separarse claramente aspectos morfológicos relativos a la robustez. El perfil mandibular lo definen totalmente (fig. 2.2).

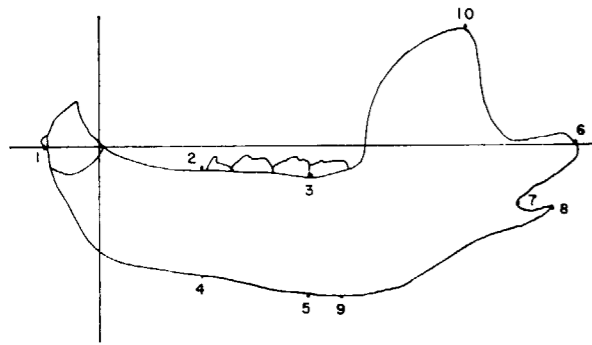


Figura 2.2.—Puntos que definen el contorno mandibular.

1. En la zona sinfisaria, el punto más anterior de la región incisival.
2. En la tabla alveolar de la rama horizontal el punto más anterior del cuarto premolar, sobre el diastema.
3. El borde posterior del alvéolo del segundo molar.
4. En el borde inferior de la mandíbula, la intersección con una perpendicular trazada desde el borde anterior del alvéolo del cuarto premolar.
5. En el borde inferior de la mandíbula, su intersección con la perpendicular trazada desde el borde inferior del alvéolo del segundo molar.
6. El punto más posterior del cóndilo mandibular.
7. El punto más anterior de la escotadura inferior.
8. El vértice de la apófisis angular (proceso angular).
9. El punto más bajo del borde inferior de la mandíbula.
10. El punto más elevado de la mandíbula, apófisis coronoidea.

Los puntos fueron referidos a un sistema de ejes y origen de referencia: eje horizontal, la línea que pasa por el punto más posterior del alvéolo del canino y por el centro del cóndilo; origen de coordenadas, el punto más posterior del alvéolo del canino y eje vertical la normal al eje horizontal en el origen de coordenadas.

De la figura 2.3, en la que aparecen en coordenadas relativas los puntos del perfil mandibular, se desprenden las siguientes observaciones: la distancia entre el borde posterior del canino y el punto más anterior de la sínfisis, punto 1, es homogénea en las tres especies consideradas, siendo imposible realizar una separación a partir de esta magnitud. En *Ursus spelaeus* esta distancia muestra un rango de variación más elevado que en las otras tres especies, aunque el mayor tamaño de la muestra podría justificar que los valores extremos estén mejor representados.

La longitud relativa del diastema, representado por la distancia entre los puntos 0 y 2 es también poco significativa. En general se agrupan los puntos de forma muy consistente, salvo la excepción presentada en numerosos ejemplares, procedentes en la Cueva del Reguerillo, en que los puntos representativos del extremo posterior del diastema, punto 2, se adelantarán. Este fenómeno más que como alguna diferencia significativa, podría corresponderse con una alometría, existente en la longitud del diastema, a lo largo del período de crecimiento de la mandíbula, lo cual corresponde excelentemente con lo observado en la zona del hocico, que fue tratado al estudiar el cráneo.

No se aprecian diferencias notables en la longitud relativa de la serie de molariformes de las cuatro especies, distancia comprendida entre los puntos 2 y 3, aunque el mayor tamaño de las piezas dentarias de *Ursus spelaeus* podría sugerir lo contrario, puede incluso observarse en el gráfico que, en general, los puntos correspondientes a la mandíbula de *Ursus spelaeus* tienden a colocarse en posición algo más adelantada que los correspondientes a las otras tres especies, con la salvedad importante de que en esta distancia no se contempla la longitud del tercer molar inferior, el cual está sobredesarrollado en *Ursus spelaeus*, contribuyendo en forma importante a la longitud de molariformes.

La posición relativa del cóndilo indicada por el punto 6, no indica sino una diferencia entre las

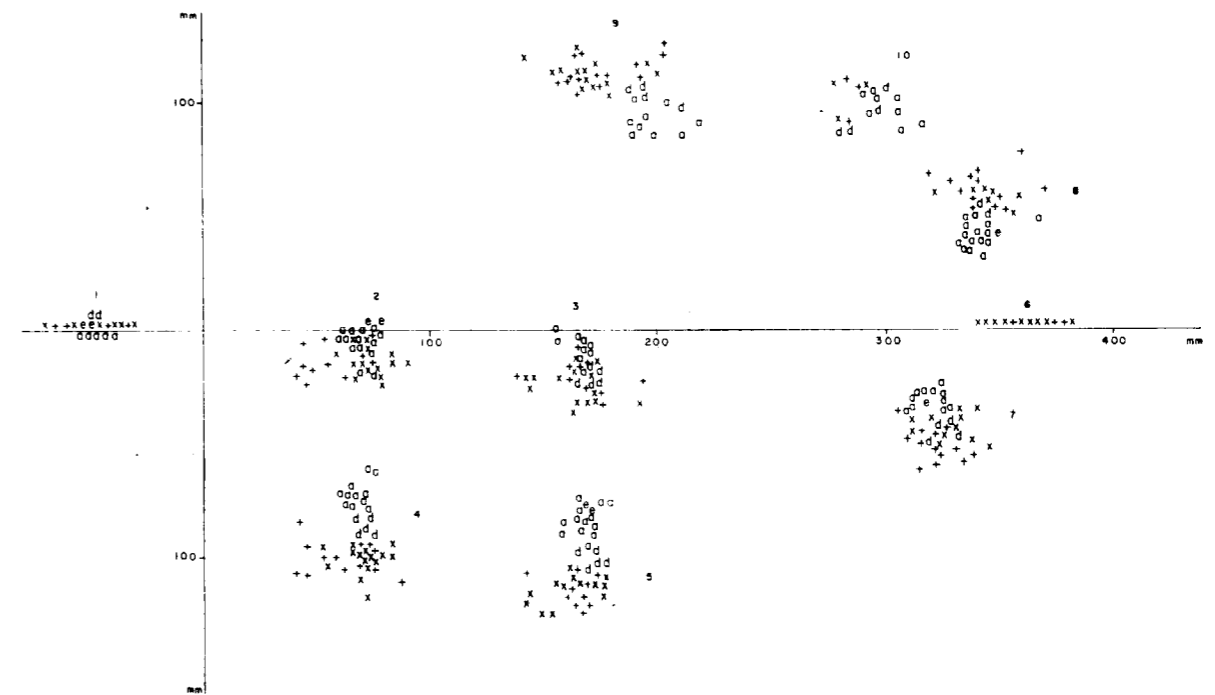


Figura 2.3.—Representación en coordenadas relativas de los puntos que definen en contorno mandibular.

cuatro especies, aunque el rango de variación es mayor en *Ursus spelaeus*, probablemente este hecho pueda deberse a una influencia del tamaño de la muestra.

La altura relativa de la rama mandibular, en el borde del cuarto premolar (punto 4), y en el borde posterior del segundo molar (punto 5), muestra curiosas e importantes diferencias. Se observa una gradación notable en la altura, que es, en orden decreciente, como sigue: *Ursus spelaeus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos-Ursus etruscus*. Esto pone, gráficamente, de manifiesto la evolución de la mandíbula, que desde las formas gráciles del *Ursus etruscus*, evolucionan a una forma intermedia, representada por *Ursus deningeri*. Finalmente, aparecen las formas masivas y extraordinariamente robustas de *Ursus spelaeus*.

De igual forma se observa la misma gradación de robustez en la agrupación de puntos que presenta la máxima altura de la mandíbula, punto 9. Se ha abatido hacia arriba para mayor claridad. *Ursus spelaeus* es el más robusto, siguiendo *Ursus deningeri*; finalmente se sitúa *Ursus arctos*. Además, se observa que mientras que en *Ursus spelaeus* la zona de mayor altura mandibular se al-

canza, prácticamente, bajo el segundo molar, con lo que la agrupación de estos puntos se superpone a la correspondiente para el punto 5, en las demás especies la máxima altura aparece situada en una zona retrasada, bajo el tercer molar.

En las dos agrupaciones de puntos, que representa el punto más anterior de la escotadura mandibular inferior y el vértice del proceso angular, no se aprecia ninguna zonación importante, salvo que también se refleja la menor altura mandibular, estando más próximos al eje de abscisas los puntos correspondientes a *Ursus arctos-Ursus etruscus*. Los correspondientes a mandíbulas de *Ursus deningeri* se sitúan en una posición intermedia, estando más alejados los correspondientes a mandíbulas de *Ursus spelaeus*.

La agrupación de puntos que marca la posición del punto más elevado de la rama ascendente de la mandíbula, presenta una disposición interesante: los correspondientes a mandíbulas de *Ursus spelaeus* se sitúan en una posición mucho más adelantada a como lo hacen en las otras tres especies. La explicación del origen anatómico de este fenómeno será tratada a continuación al hablar de

la comparación de los aspectos anatómicos de detalle.

A continuación se tratará de las diferencias que he podido localizar en aspectos anatómicos de detalle, así como las relaciones de estos aspectos morfológicos con la biomecánica de la masticación en las mandíbulas de *Ursus etruscus* (fig. 2.4), *Ursus deningeri* (figs. 2.5 y 2.6), *Ursus spelaeus* (figura 2.7) y *Ursus arctos* (figs. 2.8 y 2.9).

Al igual que en el cráneo, en la mandíbula pueden apreciarse numerosos cambios morfológicos, relacionados con la edad del animal. Esto se observa especialmente en las mandíbulas de *Ursus spelaeus*, lo cual se debe simplemente al hecho de que están mejor representadas las poblaciones. Se ha podido constatar que las inserciones musculares se hacen más extensas y muestran mayor relieve en los animales viejos: la cresta coronoidea se desarrolla más, el surco que aparece en la cara externa de la rama horizontal se marca mucho más, y que la curvatura externa se «aplana» con la edad. En otras palabras, mientras que en ejemplares subadultos sólo se presenta plana la mitad inferior de la cara externa de la rama horizontal y la mitad superior se inclina hacia dentro, en los ejemplares adultos la zona plana se extiende mucho más hacia arriba; por ello la máxima anchura transversal de la mandíbula entre el segundo y tercer molar, en las mandíbulas de animales

jóvenes se alcanza hacia la mitad de la altura de la rama horizontal, mientras que en ejemplares adultos se sitúa casi inmediatamente bajo los molares.

El mayor desarrollo de la cresta coronoidea produce una mayor depresión en el ángulo inferoanterior de la fosa del temporal.

Según CRUSAFONT y TRUYOLS (1957), en la tabla dentaria de un físpedo pueden distinguirse tres regiones claramente diferenciadas, en función de la labor que realizan durante el proceso de masticación. Una zona punzante, que va desde el vértice del canino al protocónido del cuarto premolar, una zona cortante, desde el protocónido del cuarto premolar al protocónido del primer molar, y un área triturante, que va desde el protocónido del primer molar al borde posterior del tercer molar. En los osos, en los que la función triturante es primordial debido a sus hábitos omnívoros, sobre todo en *Ursus spelaeus*, se produce un sobre-desarrollo de la zona triturante; esto explica el alargamiento del último molar en esta especie.

Si se observa la serie dental inferior en norma oclusal, procurando mantener la mandíbula en una verticalidad absoluta, el borde lingual de la serie de molariformes sobrepasa el borde de la mandíbula que lo soporta ocultándolo. Por el contrario, el borde labial de la serie de molariformes sobre-

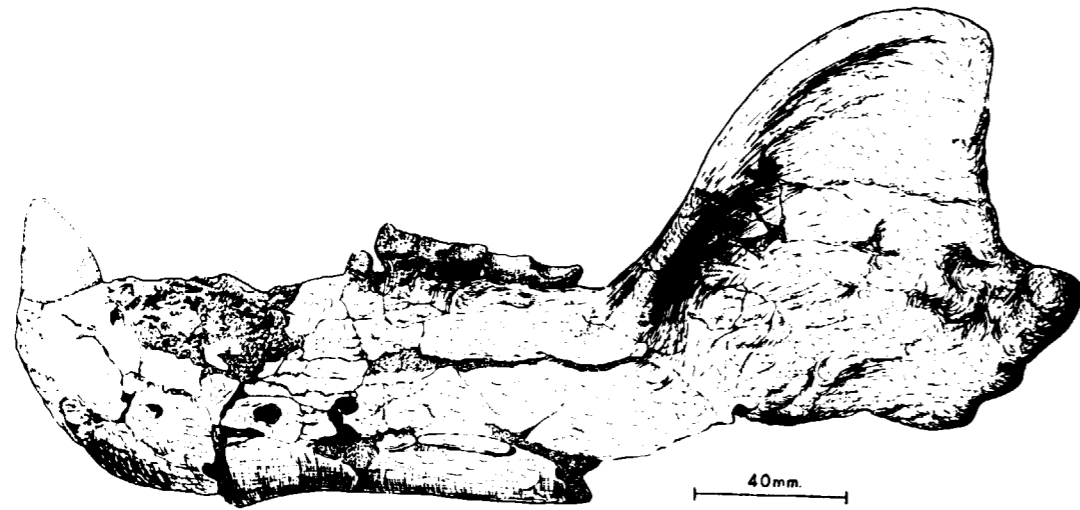


Figura 2.4.—Mandíbula (sin.) de *Ursus etruscus*, CUV. de Val d'Arno.

pasa el borde superior de la rama horizontal que lo soporta, sólo hasta, más o menos, el talónido del primer molar, a partir del cual ya sobresale el borde superior interno de la rama horizontal respecto a la serie de molariformes. Bajo el talónido del primer molar sobresale ligeramente, haciéndolo más fuertemente y con mayor regularidad bajo el segundo y tercer molares. Es decir, en términos de mecánica, se ha dotado a la parte de la dentición que más trabaja, de un soporte notablemente robustecido. Si se comparan exclusivamente individuos adultos, en *Ursus etruscus* la mandíbula, aunque sobresale respecto a la serie molariforme lo hace discretamente; en *Ursus arctos* ocurre prácticamente lo mismo, además la zona del borde superior interno de la mandíbula

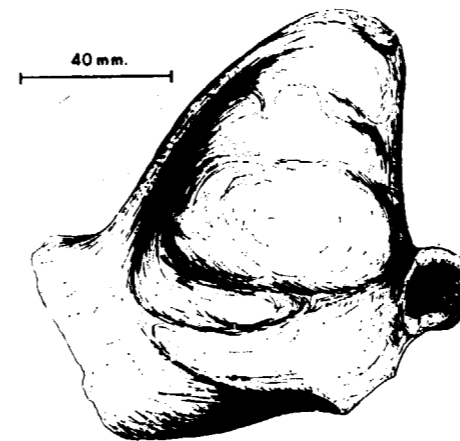


Figura 2.5.—Mandíbula (sin.) de *Ursus deningeri* V. REICH. de Cueva Nueva II (NV).

que se proyecta hacia fuera se localiza básicamente bajo el tercer molar, aunque se sigue claramente hasta el talónido del primer molar; en *Ursus deningeri* ya se nota una evolución importante, ya que sobresale fuertemente bajo el tercero y segundo molar, pudiéndose seguir todavía bajo el talónido del primer molar. Es, finalmente, en la mandíbula de *Ursus spelaeus* donde esta zona alcanza su mayor dimensión, ya que tiene un notable desarrollo desde el talónido del primer molar hasta el borde posterior del tercer molar. En definitiva, cuanto menos carnívora es la dentición de una especie, cuyo máximo exponente sería *Ursus spelaeus*, la mandíbula se desarrolla robusteciéndose, con el fin de poder soportar los mayores esfuer-

zos mecánicos debidos a la trituración de grandes volúmenes de alimentos. Este robustecimiento se produce en dos sentidos: uno transversal, bajo la zona triturante, descrito en los párrafos anteriores, y otro vertical, generalizado en toda la rama horizontal de la mandíbula, que se hace progresivamente más alta, tal y como quedó de manifiesto al tratar del perfil general de este hueso.

La comparación de la rama ascendente posee una importancia notable, ya que es allí donde se aplica el esfuerzo principal, constituyendo la superficie masticatoria la zona de aplicación del par resistente, el cóndilo actúa como punto de apoyo. Viniendo a constituir todo el conjunto de la mandíbula una palanca de las denominadas del primer género. El perfil general de la rama ascendente de la mandíbula de *Ursus spelaeus* es muy distinto al que presentan las mandíbulas de *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*. En *Ursus spelaeus*, todo el borde anterior de la rama ascendente, la cresta coronoidea, puede descomponerse en dos zonas, que la configuran en su conjunto como una línea quebrada: una inferior, más corta, subvertical y básicamente recta y otra de mayor longitud suavemente convexa que llega hasta el proceso coronoideo. Por el contrario, en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, toda la región anterior de la rama ascendente, vista lateralmente, muestra un perfil regularmente convexo. La existencia en *Ursus spelaeus* de una parte inferior de la rama ascendente muy verticalizada, origina que todo el conjunto de la rama ascendente se sitúe muy adelantado, en comparación a como lo hacen en las otras tres especies. Fenómeno que, en cierta forma, ya se puso de manifiesto al comparar el perfil mandibular con el método de las coordenadas relativas. Este adelantamiento de la rama ascendente produce una segunda alteración morfológica muy importante en la mandíbula del oso de las cavernas. El borde posterior de la rama ascendente (escotadura mandibular superior), visto lateralmente, aparece como una línea recta bastante regular que se inclina hacia atrás y hacia abajo. Por arriba enlaza abruptamente con el proceso coronoideo, haciéndolo también con brusquedad en su límite inferior con el cóndilo. Esta región en las otras tres especies, que se suponen de alimentación más carnívora, está formada por una línea regularmente cóncava, que en su parte superior enlaza bruscamente con el proceso coronoideo, haciéndolo suavemente con el cóndilo en su límite inferior. Resumiendo: dos tipos de morfo-

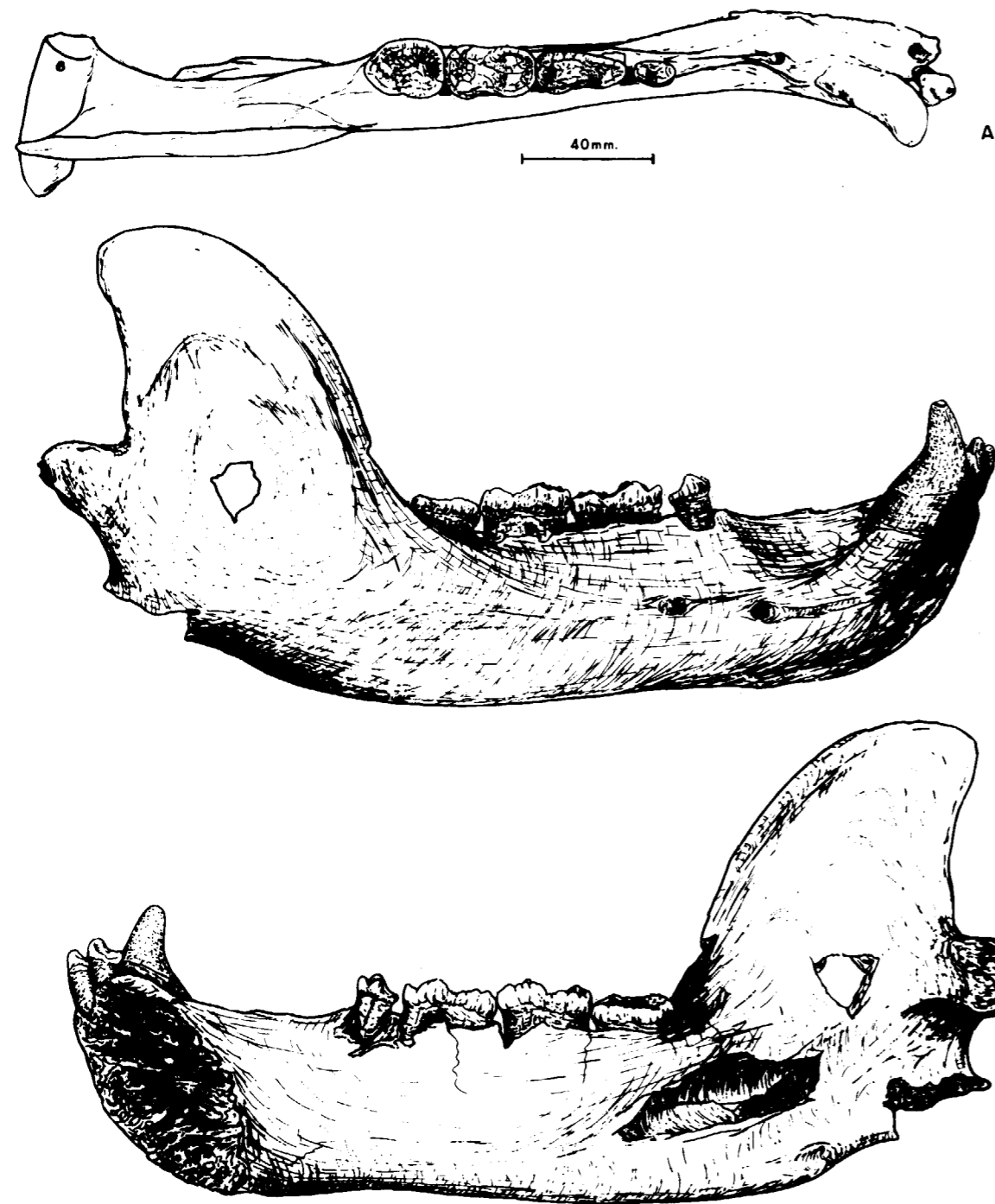


Figura 2.6.—Mandíbula (dex.) de *Ursus deningeri*, V. REICH de Cueva Mayor (B) (A) vista superior, (B) vista externa, (C) vista interna.

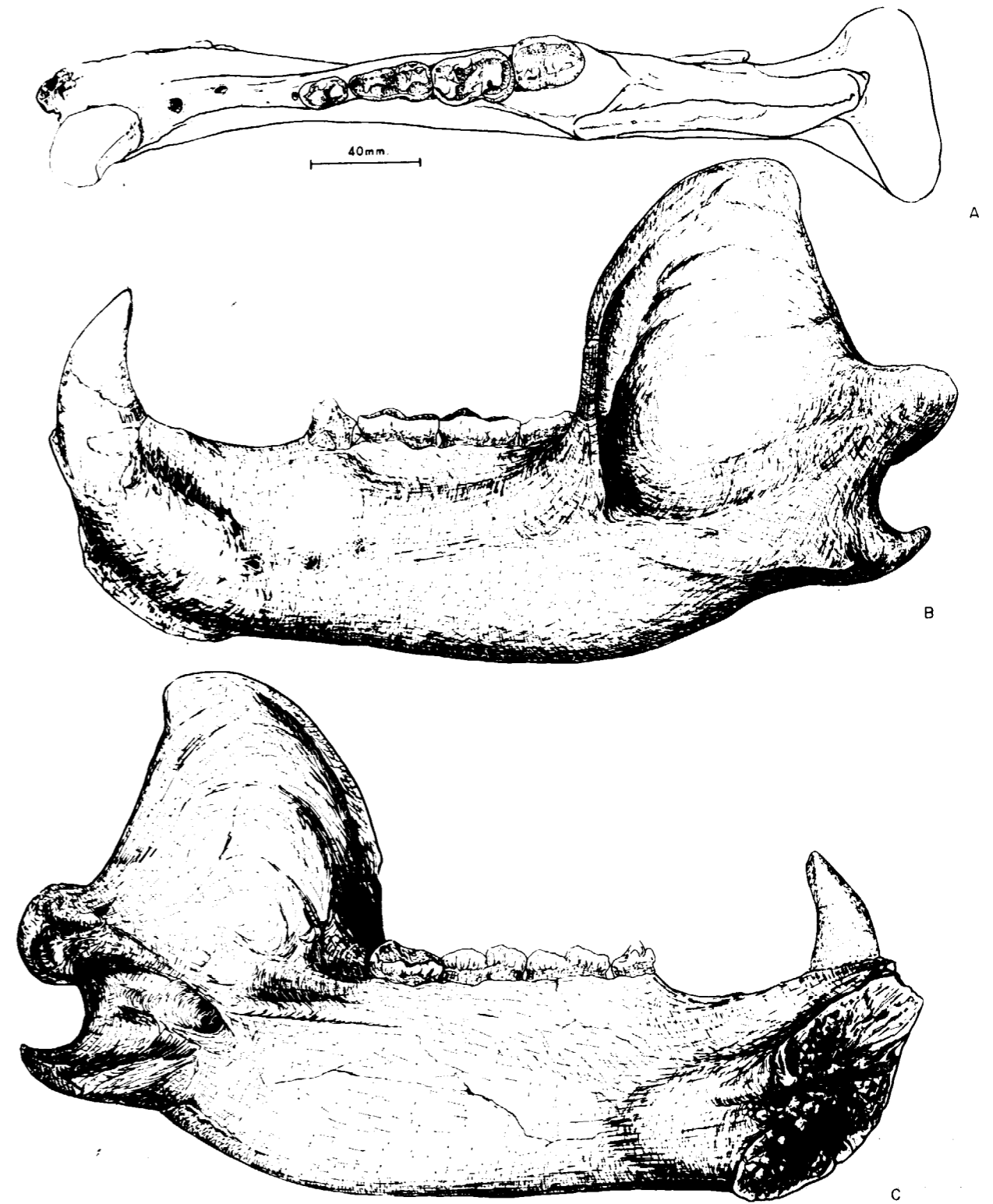


Figura 2.7.—Mandíbula (sin.) de *Ursus spelaeus*, ROS.-HEIN, macho viejo, procedente de la Cueva del Regucrillo (T) (A) vista superior, (B) vista externa, (C) vista interna.

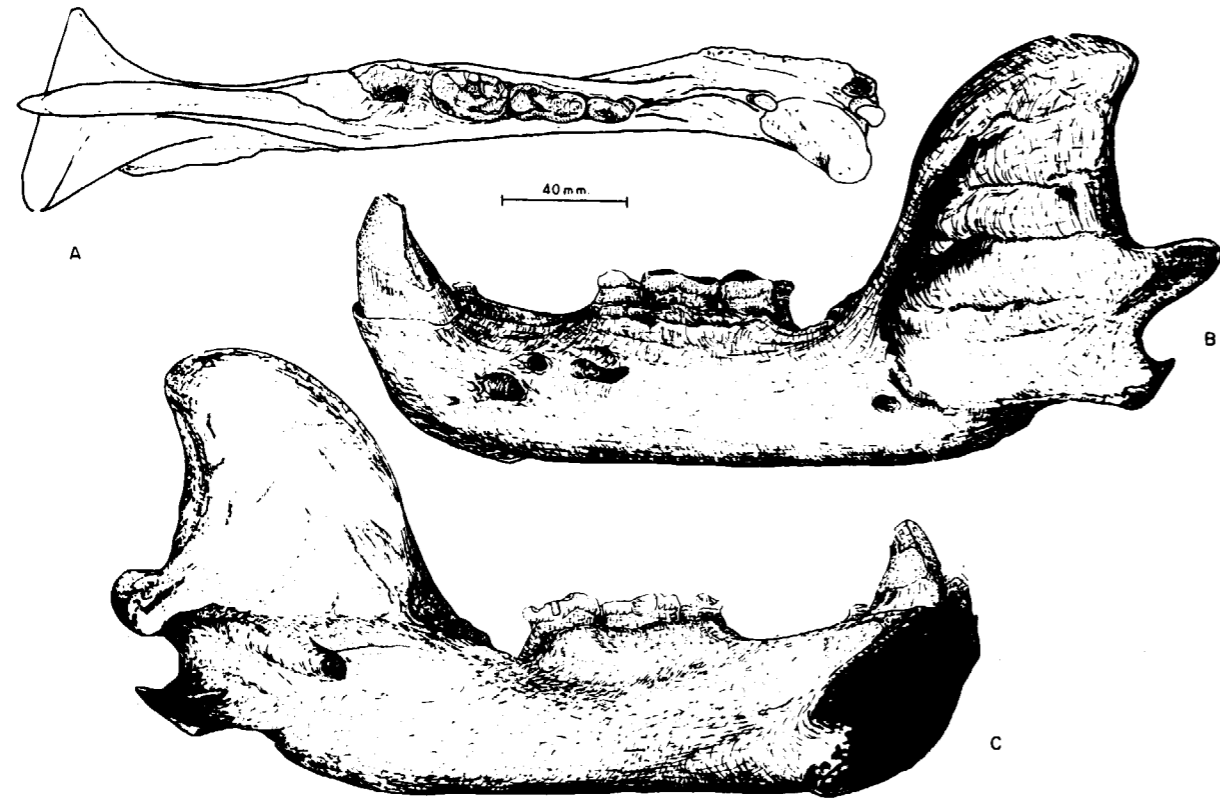


Figura 2.8.—Mandíbula (sin.) de *Ursus arctos* LIN, macho viejo, procedente de la Cueva de la Bodega (LB). (A) vista superior, (B) vista externa, (C) vista interna.

logías condicionan la existencia de dos tipos básicos de configuración de la rama ascendente mandibular, una rama ascendente relativamente angosta, fuertemente inclinada hacia atrás, que quizás favorezca los movimientos cizallantes de la mandíbula propia de las tres especies con hábitos supuestos o conocidos más carnívoros. Y en *Ursus spelaeus* una rama mandibular más adelantada y verticalizada, asociada probablemente a hábitos hipocarnívoros. Aunque sólo a nivel especulativo, podría pensarse que la mandíbula del oso de las cavernas muestra interesantes caracteres biomecánicos. El acortamiento del brazo de la palanca que, en definitiva, es lo que se produce al adelantarse la rama ascendente, redundaría posiblemente en un peor aprovechamiento del esfuerzo de los maseteros y temporales. El poder cizallante de esta mandíbula sería relativamente menor, aunque la mayor extensión de la fosa masetéica, que es el resultado de la pérdida de convexidad y concavidad de los bordes anterior y posterior de la rama ascendente, permitirá alojar un masetero mayor,

que trabaje eficazmente en la trituración de alimentos.

No se han podido encontrar diferencias específicas entre las ramas ascendentes de *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, ya que se trata de una región que, dentro de una morfología general ya descrita, muestra numerosas variaciones individuales. En la figura 2.5 aparece un fragmento de mandíbula de *Ursus deningeri* procedente de la Cueva Nueva I de Pedraza (Segovia), en la que se observa una brutal vergencia hacia atrás de la rama ascendente, enfatizada notablemente por el débil desarrollo de la cresta coronoidea, pese a tratarse de un ejemplar adulto, aunque de talla pequeña, ¿una hembra? Junto con esta mandíbula apareció otro fragmento de mandíbula de la misma especie, de grandes dimensiones y con la rama ascendente mostrando una inclinación hacia atrás dentro de los límites habituales. Su gran robustez anuncia claramente la inmediata aparición de *Ursus spelaeus*.

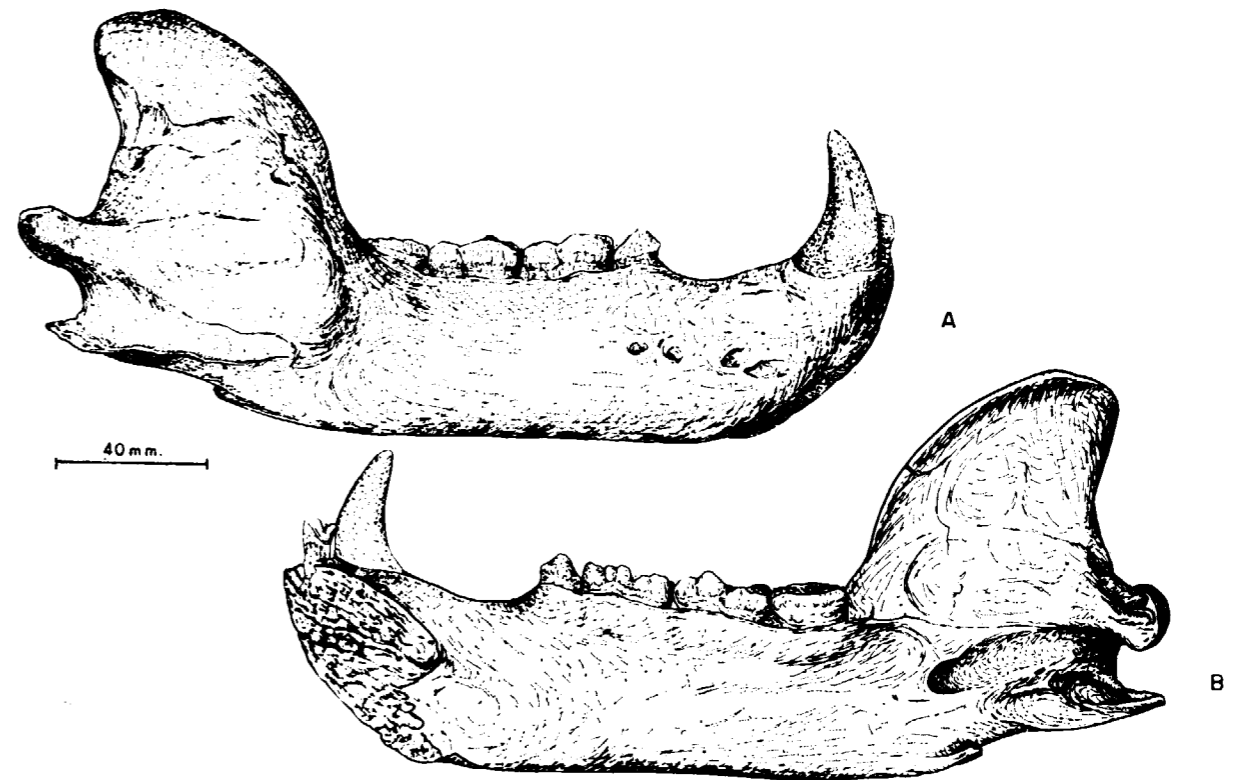


Figura 2.9.—Mandíbula de *Ursus arctos*, LIN, hembra adulta, procedente de la Cueva de Saldarrañao (D). (A) vista externa, (B) ista interna.

Toda la cara externa de la rama ascendente está ocupada por la fosa masetéica, que aloja al músculo del mismo nombre. Como ya se ha indicado en la descripción general de este hueso, es una depresión triangular con el ángulo posteroinferior prácticamente recto. La zona más profunda de la zona masetéica se alcanza en el ángulo anteroinferior. La morfología de la fosa cambia ligeramente de edad, ya que en animales viejos se observa una mayor elevación de la ceja ósea que la limita por delante, y la serie de líneas rugosas que la atraviesan en sentido anteroposterior también se marcan con mayor relieve. La morfología de la fosa masetéica es algo diferente en las tres especies. En *Ursus spelaeus* posee un mayor desarrollo anteroposterior, debido a la mayor superficie de la rama ascendente, fenómeno relacionado con la mayor verticalidad del borde anterior de la rama ascendente. Si obtenemos un perfil anteroposterior de esta fosa, a la altura del cóndilo se observan ciertas diferencias (fig. 2.10) en *Ursus etrus-*

cus y *Ursus arctos*, domina una morfología de fondo suavemente cóncavo, con un borde anterior, zona de cresta coronoidea, que se levanta abruptamente, no se observa un levantamiento del per-

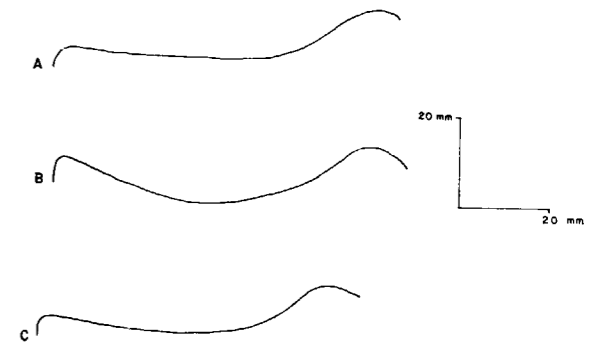


Figura 2.10.—Sección de la fosa masetéica a la altura del cóndilo: (A) *Ursus spelaeus*, (B) *Ursus deningeri*, (C) *Ursus arctos*.

fil en la zona cercana a la escotadura mandibular superior. En *Ursus deningeri* todo el perfil es suave y regularmente cóncavo; finalmente, en *Ursus spelaeus* se aprecia una morfología prácticamente plana, levantándose en forma muy suavizada en las cercanías de la cresta coronoidea. El límite inferior de la fosa masetérica está marcado por una arista rugosa que corre más o menos horizontal hasta el proceso angular, sobre el cual también se desarrolla. Esta arista está poco marcada en *Ursus spelaeus*, poseyendo relieve en las otras especies.

En la cara interna de la mandíbula no se aprecian grandes diferencias, salvo en una zona rugosa, situada en el borde inferior de la mandíbula, que sirve para la inserción de pterigoide interno; esta área (fig. 2.11), proporcionalmente es más extensa en la mandíbula de *Ursus spelaeus* que en la de *Ursus deningeri* y en éste más que en *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*. Además, en las dos especies últimamente citadas, esta superficie además

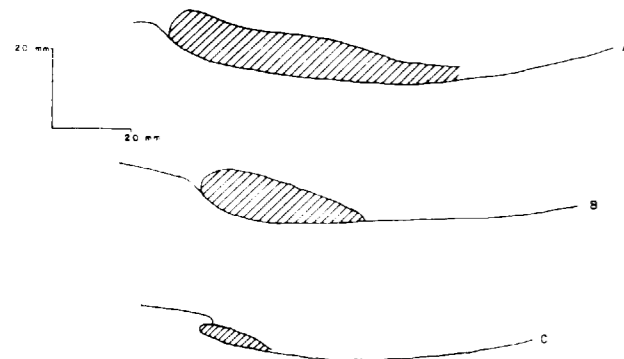


Figura 2.11.—Detalle de la inserción del pterigoide interno: (A) *Ursus spelaeus*, (B) *Ursus deningeri*, (C) *Ursus arctos*.

de dar una pequeña apófisis que sobresale de la zona ventral de la mandíbula, está orientada oblicuamente hacia abajo y hacia fuera, mientras que en *Ursus spelaeus* y en *Ursus deningeri* se orienta verticalmente. La zona interna del proceso angular, que va provista de una arista, así como el área inmediatamente anterior, constituyen la zona de inserción del pterigoide lateral que, en general, suele ser proporcionalmente más extensa, sobre todo en sentido anteroposterior, en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*; los músculos pterigoideos son los que controlan los movimientos laterales de la mandíbula.

No se ha detectado ninguna diferencia notable ni en la morfología de la escotadura inferior ni en la del proceso angular. La morfología de este último varía grandemente con la edad del animal.

Finalmente se va a considerar la morfología del cóndilo mandibular, región que posee una gran importancia anatómica, ya que mediante el cóndilo se produce la articulación con el surco articular del temporal, actuando como punto de apoyo de la palanca de primer grado a la que puede asimilarse físicamente la mandíbula. En la figura 2.12 aparecen los cóndilos de las cuatro especies, visto desde atrás: los de *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* son de gran dimensión transversal y poca altura, cilíndricos en su tercio más interno y cónicos debido a que el borde inferior tiende a unirse con el superior, en el resto. En *Ursus deningeri* ya ha aparecido un cambio fundamental; aumenta grandemente la altura relativa del cóndilo, siendo cilíndrico en algo más de su mitad interna. Este fenómeno se exagera marcadamente en *Ursus spelaeus*,

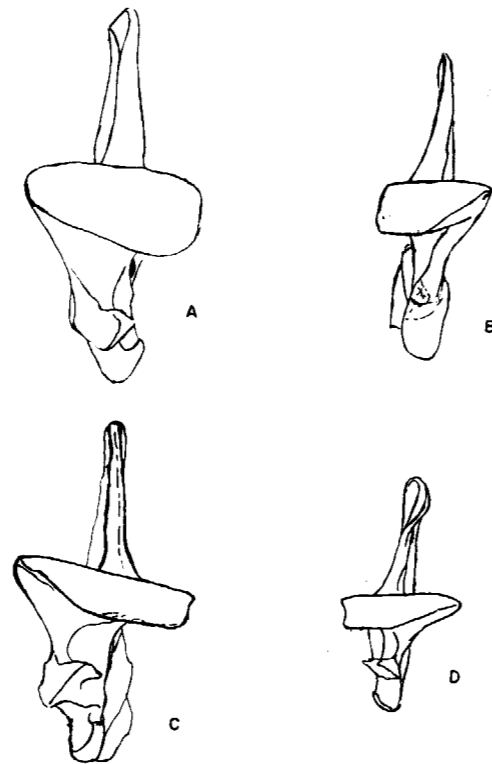


Figura 2.12.—Vista detallada del cóndilo mandibular: (A) *Ursus spelaeus*, (B) *Ursus deningeri*, (C) *Ursus arctos*, (D) *Ursus etruscus*.

en el índice porcentual anchura/altura que aparecerá en las tablas de medidas, lo indica muy claramente; además la porción cónica del cóndilo se reduce fuertemente, más de como lo hace en *ursus deningeri*. La combinación de estos dos caracteres: mayor desarrollo vertical y menor porción rectilínea del borde inferior del cóndilo, probablemente justifiquen una mayor movilidad lateral de la mandíbula.

Resumiendo: *Ursus spelaeus* constituye un estadio final de un largo proceso adaptativo, a lo largo del cual se pierden los caracteres carnívoros, claramente observables en *Ursus etruscus*, tras el paso por una especie de caracteres intermedios: *Ursus deningeri*, se llega al oso de las cavernas, excepcionalmente dotado para una alimentación omnívora: dentición ancha, soportada por una rama horizontal de la mandíbula de gran robustez, tanto en sentido vertical como transversal. Este último carácter se acentúa bajo la región triturante de la serie molar. Pterigoides más desarrollados, que junto con la especial configuración del cóndilo mandibular, permiten mayores movimientos laterales de la mandíbula. Finalmente una gran área para la inserción de un poderoso masetero, que actúa con un brazo de aplicación acortado. *Ursus deningeri* participa de algunas de estas características, sobre todo en el área condilar y zona de inserción de los pterigoideos, la robustez mandibular ha aumentado aunque morfológicamente la mandíbula recuerda fuertemente a la de *Ursus etruscus*. Pese a las diferencias de orden estratigráfico y filogenético existentes entre *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, sus mandíbulas poseen una similitud funcional.

Además de las diferencias morfológicas que separan las mandíbulas de las cuatro especies (*U. etruscus*, *U. deningeri*, *U. spelaeus* y *U. arctos*), existen diferencias métricas notables, algunas de las cuales ya se pusieron de manifiesto al representar en coordenadas relativas los puntos notables del perfil mandibular. Antes de entrar en consideraciones métricas, convendría comprobar si la mandíbula refleja también dimorfismo sexual.

En la figura 2.13 aparecen representados en forma bivariada, las longitudes mandibulares y los diámetros transversales de los caninos. Fundamentalmente se han representado los correspondientes a *U. arctos* y a *U. spelaeus*. A primera vista, se observa que existe una buena separación métrica entre las mandíbulas de machos y hembras del oso

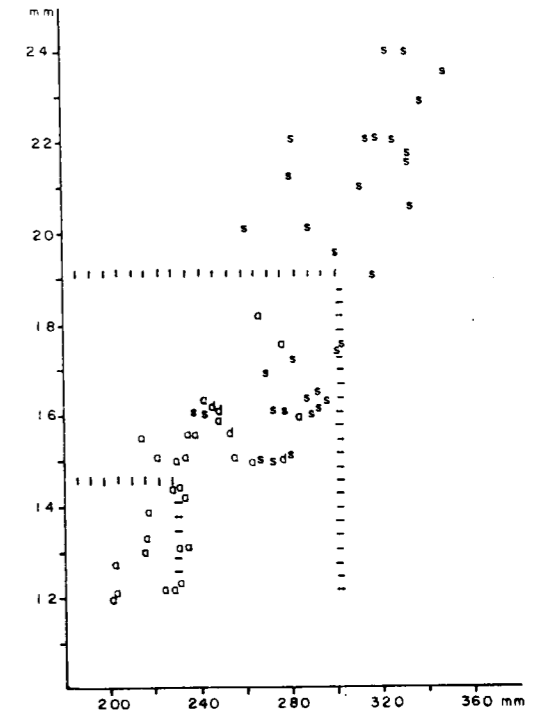


Figura 2.13.—Representación bivariada: Longitud mandibular (X) (1) en función del diámetro transversal del canino (Y) (14); s.—*U.s.*, a.—*U.a.*, d.—*U.d.*

de las cavernas, aunque la muestra considerada es muy pequeña (n = 28), no siempre es fácil encontrar mandíbulas completas con el canino o viceversa. Esta separación métrica se pone también de manifiesto en el histograma de la figura 2.14. Se produce un corte en la distribución en la clase 295 mm. Uniendo la ordenada 19 mm., correspondiente al valor separador de sexos según el diámetro transversal del canino, y la abscisa 295 mm., correspondiente al corte en la distribución de frecuencias de longitudes mandibulares, se separan dos áreas, observándose tres puntos en la zona límite (representan un 10 por 100 de la muestra) que carecen de sexado según la longitud mandibular y el diámetro transversal del canino. En estas zonas de sexados inciertos suelen situarse algunos ejemplares: un 4 por 100 en el histograma de la longitud mandibular y entre un 1 y un 4 por 100 en los histogramas de frecuencias del diámetro transversal de los caninos de diversos yacimientos. En la representación bivariada de la figura 2.13 el valor más alto (10 por 100) de ejemplares indeterminables puede deberse a las pequeñas dimensiones de la muestra.

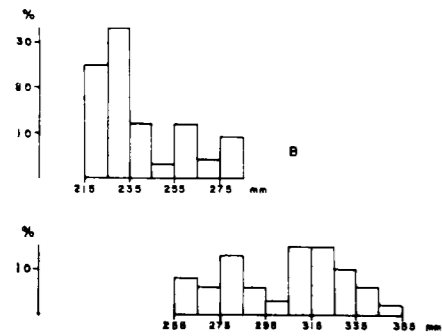


Figura 2.14.—Histogramas de la longitud mandibular (1): (A) *Ursus spelaeus*, (B) *Ursus arctos*.

El histograma de distribución de longitudes mandibulares de *Ursus arctos*, muestra (fig. 2.14) un corte en la clase 245 mm. Aunque es adelantar algunas ideas, el histograma del diámetro transversal del canino, muestran un claro corte a nivel de la clase 14 mm. (14-14.99 mm.). Estos cortes en la distribución cabe atribuirlos a las diferencias métricas entre machos y hembras, en el caso de la mandíbula a la clase 245 mm. pertenece un 4 por 100 de un total de 48 mandíbulas, en los caninos existe un 10 por 100 de la muestra representado en la clase 14 mm. (de un total de 88 caninos). Si, al igual que en el caso del oso de las cavernas, se trazan las líneas que unen estas ordenadas y abscisas habremos delimitado las áreas en las que están representados machos y hembras de *U. arctos*, en este caso existe un 16 por 100 de casos indeterminados.

Como era de esperar, la longitud de la serie compuesta por el cuarto premolar y los tres molares, está relacionada con el sexo. Es claramente mayor en los machos. Figura 2.15. Si previamente observamos los histogramas de las longitudes de la serie compuesta por el cuarto premolar y los molares inferiores, es evidente que se produce un claro corte en las distribuciones de frecuencias: en *U. spelaeus* es muy claro (fig. 2.16 A), ya que el tamaño de la muestra es bastante considerable (116 ejemplares), estando la separación en la clase 98 mm. (98.0-99.99 mm.), hay un 4 por 100 de casos en los que existe indeterminación. En el histograma correspondiente a *Ursus arctos* (figura 2.16 B), existe también un corte en la distribución que se sitúa en la clase correspondiente a 80 mm. (80-81.99 mm.), pero en relación al oso de las cavernas, el porcentaje de casos indeterminados

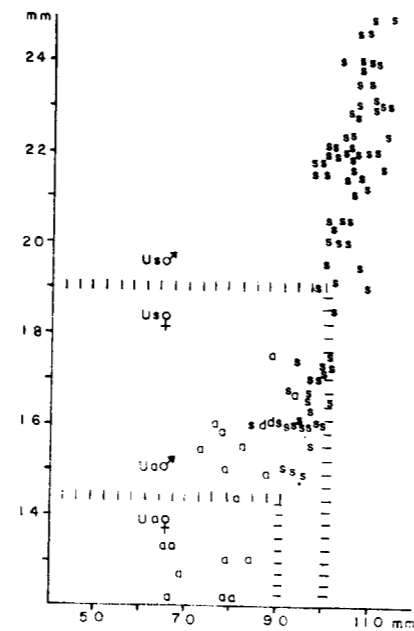


Figura 2.15.—Representación bivariada: longitud de los molariformes (X) (9) en función del diámetro transversal del canino (Y) (14).

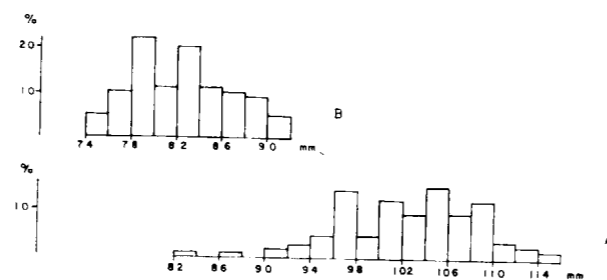


Figura 2.16.—Histogramas de las longitudes de los molariformes (9); (A) *Ursus spelaeus*, (B) *Ursus arctos*.

ha aumentado (11 por 100). Existe además un importante problema: de forma aparente se ha resuelto el problema del sexado con la realización del histograma de la figura 2.16 B, pero si se vuelve a la representación bivariada de la figura 2.15, y en el gráfico se delimita un área mediante la ordenada separación entre machos y hembras según el diámetro transversal del canino, y la abscisa tomada de la clase que separa machos y hembras en el histograma de la figura 2.16 B, se observa claramente que existe un importante solape entre las longitudes dentarias de machos y hembras, por ello podría cuestionarse el valor que se

ha deducido del histograma de la figura 2.16 B, debido a lo pobre de la muestra (18 ejemplares).

Se tomaron las siguientes medidas sobre las mandíbulas: (1) longitud mandibular (cóndilo-sínfisis); (2) longitud del diastema (borde posterior del alvéolo del canino-borde anterior del alvéolo del P₄); (3) altura de la mandíbula en el P₄ (centro del diente); (4) altura de la mandíbula en el M₁ (centro del diente); (5) altura de la mandíbula en el M₃ (centro del diente); (6) grosor de la mandíbula entre el P₄ y M₁; (7) grosor de la mandíbula entre el M₂-M₃; (8) longitud existente entre el borde posterior del canino y el talónido del M₃; (9) longitud P₄-M₃; (10) longitud del P₄; (11) longitud de los molares (M₁-M₃); (12) diámetro transversal del cóndilo; (13) diámetro vertical del cóndilo; (14) diámetro transversal del canino (en la base del esmalte); (15) altura de la rama ascendente. Además se calcularon los siguientes índices: (16) longitud del diastema/longitud mandibular en porcentaje; (17) altura de la mandíbula en el P₄/longitud mandibular en porcentaje; (18) altura de la mandíbula en el M₁/longitud mandibular en porcentaje; (19) altura de la mandíbula en el P₄/altura de la mandíbula en el M₁ en porcentaje; (20) grosor de la mandíbula entre M₂-M₃/longitud mandibular en porcentaje; (21) longitud borde posterior alvéolo del canino-borde posterior del talónido del M₃/longitud mandibular en porcentaje; (22) longitud de los molares/longitud mandibular en porcentaje; (23) diámetro transversal del cóndilo/diámetro vertical del cóndilo en porcentaje.

En la tabla 2.1, aparecen las medidas de la mandíbula de *Ursus etruscus*. En la tabla 2.2, aparecen las correspondientes a *Ursus deningeri*. En la tabla 2.3, las de *Ursus spelaeus*, y en la tabla 2.4, las de *Ursus arctos*.

Debido a los pequeños tamaños de las muestras, no se han podido realizar cálculos estadísticos de detalle más que en las mandíbulas de oso de las cavernas procedentes de las Cuevas de Arrikruz, Troškaeta y del Reguerillo.

La simple observación de las tablas de medidas es bastante explícita; es evidente que existe una notable diferencia métrica entre las mandíbulas de *Ursus spelaeus* y de *Ursus arctos*, aunque existen solapamientos entre las mandíbulas pertenecientes a machos de oso pardo y hembras de oso de las cavernas. Lo cual ya se observó en el apartado anterior, al tratar de las dimensiones del crá-

neo de estas dos especies. Una manera de evitar el efecto de los valores extremos, es decir: anular el solapamiento existente entre las mandíbulas mayores de *U. arctos* (machos muy robustos) y las menores de *Ursus spelaeus* (hembras muy gráciles) consiste en tratar dimensiones medias, unificando los datos de los diversos yacimientos. En la figura 2.17 A se han representando las diferencias entre los valores medios de las mandíbulas e índices de las mandíbulas de las especies que se están comparando (*Ursus spelaeus*, *Ursus deningeri*, *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*), habiéndose tomado como referencia los datos medios de la mandíbula del oso de las cavernas, que es la que está mejor representada numéricamente. De la figura se deduce inmediatamente que la mandíbula de dimensiones menores y mayor gracilidad es la del oso pardo. Sus índices también son notablemente más bajos que sus homólogos del oso de las cavernas si se exceptúa el índice (24), que expresa la relación porcentual entre los diámetros transversal y vertical del cóndilo; al ser el cóndilo de la mandíbula de oso pardo más aplanado que el de la mandíbula del oso de las cavernas, este índice sube espectacularmente para la primera de estas dos especies. Las dimensiones medias de las mandíbulas de *Ursus etruscus*, difieren poco de las del oso pardo, hay que subrayar la mala representación numérica de las mandíbulas de *U. e.*, por ello estos valores deben de tomarse con ciertas reservas. En concreto sólo se ha podido mediar la longitud mandibular absoluta (1) sobre una mandíbula. Las dimensiones de la mandíbula de *Ursus deningeri* se aproximan a las de *Ursus etruscus*, aunque son mayores, pero lo que es más importante: se detecta una menor diferencia entre los valores medios de los índices.

Como se han estudiado tres poblaciones de oso de las cavernas con características marcadamente distintas, podría probarse comparar sus dimensiones e índices medios, estas poblaciones son: Cueva del Reguerillo (T) con un notable predominio de hembras sobre machos y dominancia de individuos no seniles; Cueva de Arrikruz (A) con mayor porcentaje de machos que de hembras, abundan mayoritariamente los individuos seniles. Finalmente se tiene el yacimiento de la Cueva de Troškaeta (TR), donde se detectan numerosos caracteres arcaizantes tanto en el cráneo como en la mandíbula, en especial en lo que se refiere a la presencia de premolares supernumerarios y cierta gracilidad de los huesos del esqueleto postcranial.

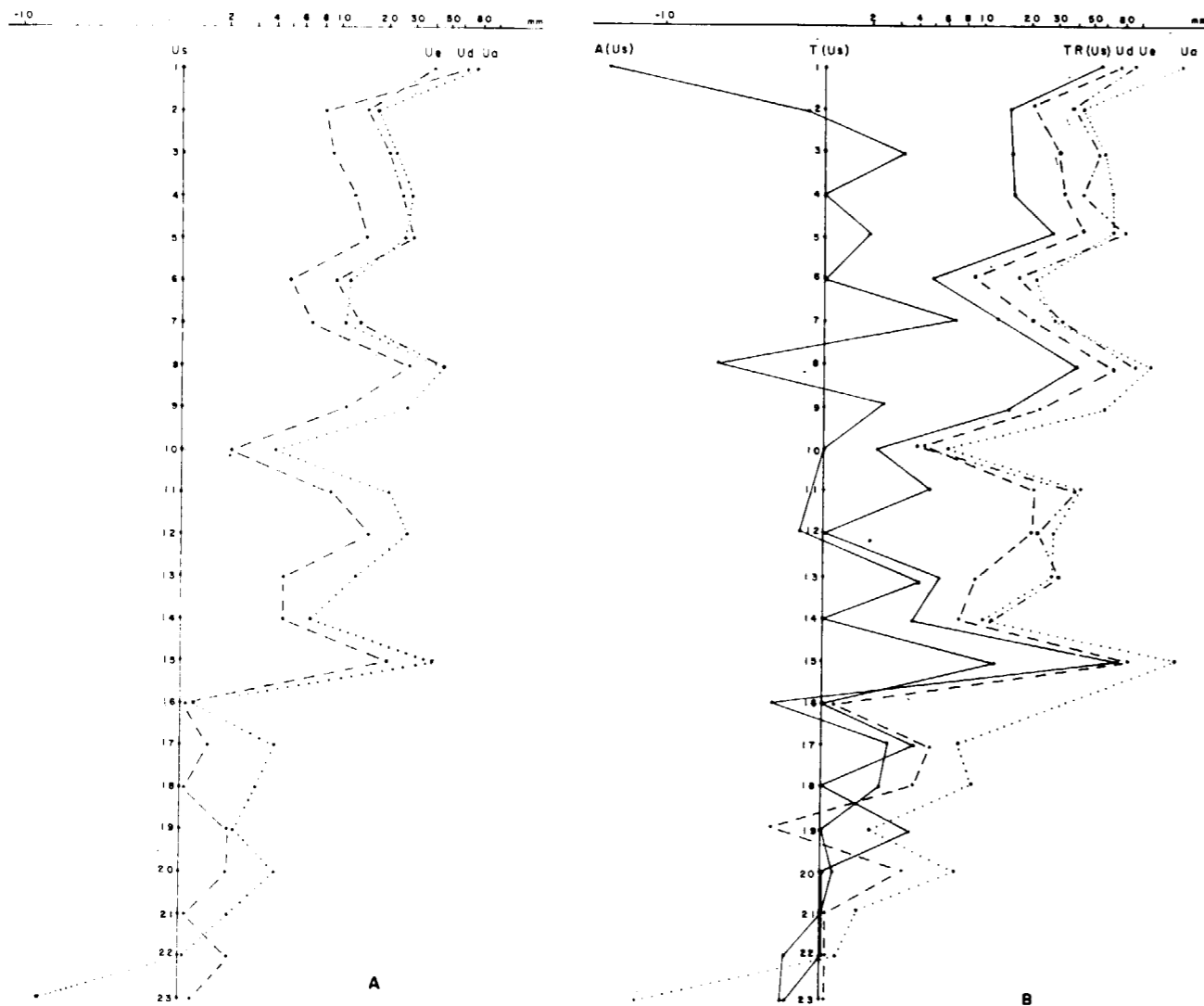


Figura 2.17.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices de la mandíbula. (A) por especies, (B) para diversos yacimientos de *Ursus spelaeus*.

Al igual que en el caso precedente, se recurrirá a la representación semilogarítmica de las diferencias entre los valores medios de las medias e índices. Como referencia de tamaño máximo se tomarán los datos de las mandíbulas procedentes de la Cueva del Reguerillo y como referencia de gracilidad los datos medios de la mandíbula de *Ursus deningeri*, figura 2.17 B. Queda bien claro que existen ciertas diferencias métricas entre los valores medios de las mandíbulas de oso de las cavernas de la Cueva de Arrikruz y de la Cueva del Reguerillo. Diferencias asirnilables, más que a la exis-

tencia de formas locales, al tamaño de las muestras respectivas y a la mayor o menor incidencia sobre un determinado valor medio del número de medidas realizadas sobre mandíbulas de un sexo u otro. Estas diferencias se amortiguan notablemente al comparar valores medios de los índices. Por el contrario, las diferencias entre los valores medios de las mandíbulas de la Cueva del Reguerillo (T) y de Troskaeta (TR), son excepcionalmente llamativos, de forma que la línea que une los puntos indicativos de los valores numéricos de las diferencias, se «calca» casi literalmente sobre la

que une los puntos que marcan las diferencias entre los valores medios de la mandíbula de *Ursus deningeri* y de *Ursus spelaeus* de la Cueva del Reguerillo. Esto subraya el carácter atávico de la población de la Cueva de Troskaeta, aunque al ser sus índices muy similares a los de la mandíbula del oso de las cavernas típico, queda claro que el oso de este yacimiento, pese a sus peculiaridades métricas y anatómicas, ha alcanzado plenamente el estadio espéleo.

Con el fin de incidir con más profundidad en las diferencias métricas y, sobre todo, en la robustez de la mandíbula de las diferentes especies, se ha recurrido a realizar algunas representaciones bivariadas.

La comparación de las alturas mandibulares en el P₄ respecto a la longitud de la mandíbula, figura 2.18, es simplemente la expresión gráfica de la robustez vertical de la mandíbula. El valor de los coeficientes de regresión, en este caso coinciden para *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus*, son elevados (.81). La pendiente de las dos líneas es muy similar, siendo evidente que la mandíbula del oso de las cavernas es claramente más alta, a nivel del P₄, que la del oso pardo. Vuelve a quedar reflejado el discreto solapamiento existente, sobre todo en las longitudes mandibulares, entre los machos muy robustos de oso pardo y las hembras más gráciles de oso de las cavernas. Se han representado también los pocos datos existentes de mandíbulas de *Ursus deningeri*, que se agrupan en la zona de mandíbulas gráciles de *Ursus spelaeus*, en la que también se sitúan los puntos correspondientes a las mandíbulas de *Ursus spelaeus* de la Cueva de Lezetxiki.

La correlación existente entre la altura de la rama ascendente y la longitud mandibular es muy elevada (.91) para *Ursus spelaeus* y .97 para *Ursus arctos*. Pero las pendientes de las dos líneas de regresión son marcadamente distintas (fig. 2.19), de forma que se cortan en el campo de existencia de las dos poblaciones (129 mm. de altura de la rama ascendente y 282 mm. de la longitud mandibular). Prácticamente es en esta zona, donde se produce la separación entre longitudes mandibulares de machos y hembras de *Ursus spelaeus*. En otras palabras, aunque fuera del campo de existencia de las dimensiones reales de la mandíbula de *Ursus arctos*, a partir del punto (282-130) las mandíbulas de oso pardo poseerían una rama ascendente relativamente más alta que la del oso de las cavernas. Por el contrario, por debajo de estos valores, donde se desarrolla el campo de existencia de las mandíbulas de hembras de oso de las cavernas, estas son, proporcionalmente, más altas que las de los machos y hembras de oso pardo, siendo la diferencia mayor respecto a las hembras que respecto a los machos con los que dimensionalmente se asemejan más.

En páginas anteriores, se puso de manifiesto una característica morfológica típica del oso de las cavernas; el gran engrosamiento de la anchura transversal de la mandíbula en la zona que soporta a los molares que se hace máximo bajo el segundo y tercer molares. Una manera de expresar estas distintas robusteces consiste en la representación bivariada del grosor entre M₂ y M₃ respecto a la longitud mandibular (fig. 2.20).

El coeficiente de regresión es elevado para la mandíbula de *Ursus spelaeus* (.79), siendo bastante más alto (.89) para la de *Ursus arctos*. El descenso

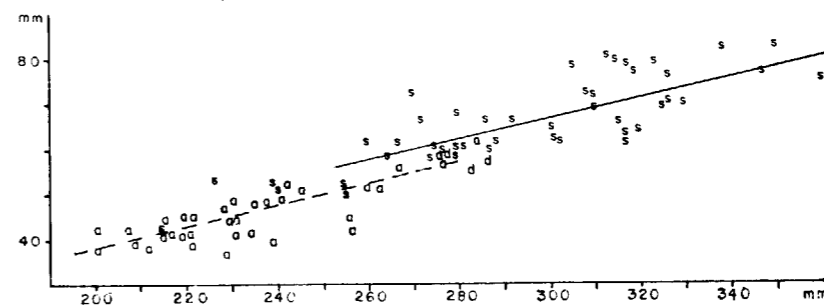


Figura 2.18.—Representación bivariada: altura mandibular en el P₄ (Y) (3) en función de la longitud absoluta (X) (1); s.—*U.s.*; a.—*U.a.*

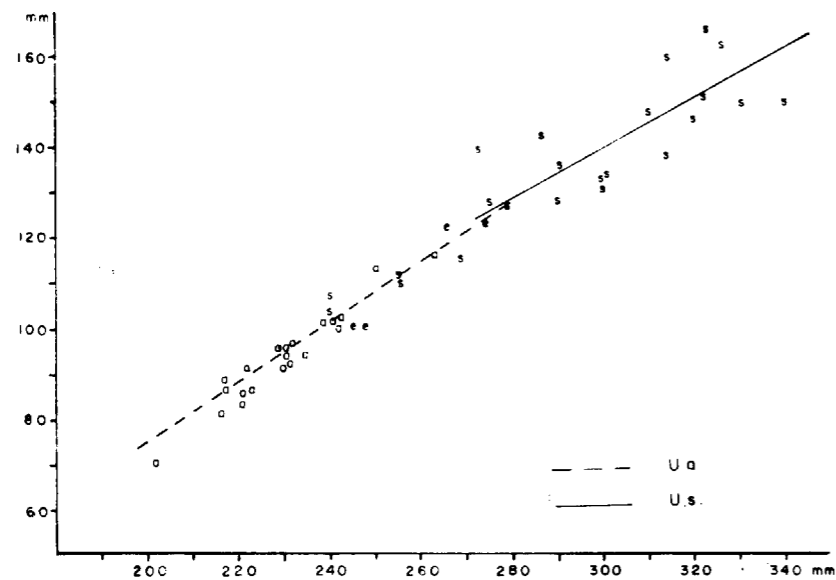


Figura 2.19.—Representación bivariada: altura de la rama ascendente (Y) (15) en función de la longitud absoluta (X) (1); s.—U.s.; a.—U.a.

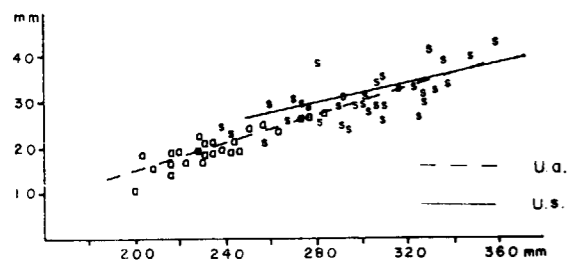


Figura 2.20.—Representación bivariada: grosor de la mandíbula entre M₂-M₃ (Y) (7) en función de la longitud absoluta (X) (1); s.—U. s., a.—U.a.

en el valor del coeficiente de regresión en la mandíbula de *Ursus spelaeus*, podría explicarse por la influencia de valores estadísticamente espúreos.

En la figura 2.20 se aprecia claramente que la línea de regresión correspondiente a las dimensiones de la mandíbula de *Ursus spelaeus*, posee una pendiente notablemente menor que la de la línea de regresión correspondiente a la mandíbula de *Ursus arctos*. No obstante, debido a las diferencias en el valor de la ordenada en el origen (tabla 2.5), en casi todo su campo de existencia, la mandíbula de oso de las cavernas es, proporcio-

nalmente, más ancha (entre M₂ y M₃) que la del oso pardo. Tan sólo quedan dos puntos por encima de la intersección de las líneas de regresión, representan un 5 por 100 de la muestra, a partir de la cual las mandíbulas de oso pardo serían proporcionalmente más anchas que las del oso de las cavernas. Por el contrario, en el campo de existencia real de las mandíbulas de *Ursus arctos* las de oso de las cavernas, representadas por su línea de regresión, son notablemente más robustas, y, al igual que ha ocurrido en otras medidas, la diferencia es mayor en las hembras de *Ursus arctos*.

El valor del coeficiente de regresión entre la anchura y la altura del cóndilo mandibular es bajo (.58 para *Ursus spelaeus*, .51 para *Ursus arctos* y .48 para *Ursus deningeri*), se observa claramente en la figura 2.21 cómo es mucho mayor la robustez del cóndilo de las mandíbulas de *Ursus spelaeus* y de *Ursus deningeri* que las de *Ursus arctos*. La línea de regresión de esta última especie posee una pendiente marcadamente menor que las de las otras dos, que se superponen. El único cóndilo de *Ursus etruscus* se sitúa notablemente por debajo de la nube de puntos correspondiente a *Ursus arctos*.

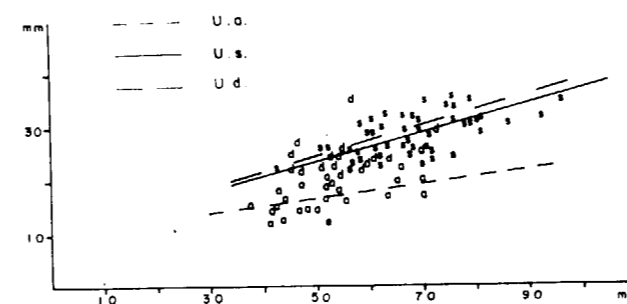


Figura 2.21.—Representación bivariada: diámetro vertical del cóndilo (Y) (13) en función del diámetro transversal del cóndilo (X) (14); s.—U.a., a.—U.a., d.—U.d.

2.2. El aparato hioideo

El aparato hioideo forma parte del esqueleto visceral de los mamíferos, compuesto por una serie doble de pequeños huesos o arcos laterales articulados solapados entre sí, que se unen al cráneo, formando con el hueso central un conjunto en estríbo, en el que las extremidades superiores se articulan con los temporales, mientras que el resto flota en el centro de la región blanda en el límite de la cabeza y cuello.

En los osos, el aparato está formado por un total de nueve elementos, una pieza medial y otras

	V			
	μ	σ	N	V _i -V _s
1			1	259,0 -
2	40,0	3,93	6	35,3 - 46,3
3	46,0	8,75	16	36,6 - 60,0
4	44,6	7,55	15	34,0 - 56,8
5	45,3	4,84	10	38,9 - 55,1
6	15,5	1,57	13	13,8 - 18,2
7	18,7	2,48	11	16,0 - 22,6
8	149,2	6,73	5	143,9 - 160,0
9				
10	13,3	1,58	7	11,3 - 16,2
11	66,2	5,39	12	60,0 - 75,8
12			2	51,7 - 54,5
13			2	12,3 - 17,5
14	13,5	1,40	10	12,0 - 15,6
15				
16				
17			2	20,0 - 22,0
18			2	19,0 - 21,0
19			13	98,0 - 108,0
20			1	- 20,0
21			2	7,0 - 7,0
22				
23			2	31,0 - 42,0

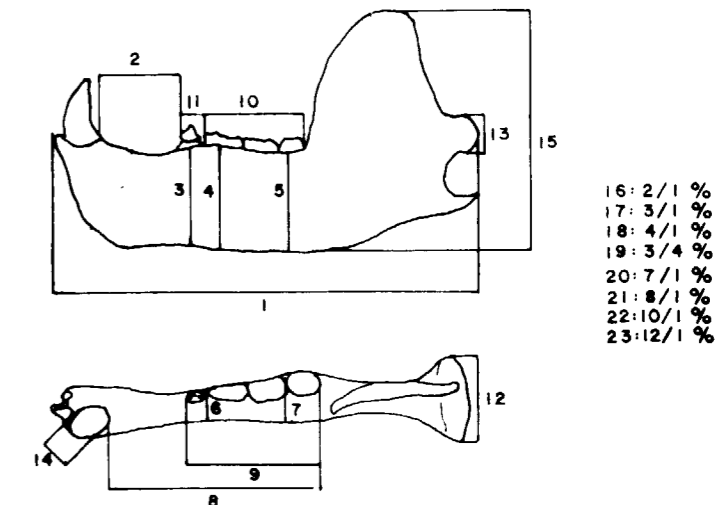


TABLA 2.1.—Medidas e índices de la mandíbula de *Ursus etruscus*.

	PA	BI	LZ		B			NV		Muestra total				
	V _i -V _s	V _i -V _s	μ	N	V _i -V _s	μ	σ	N	V _i -V _s	V _i -V _s	μ	σ	N	V _i -V _s
1		243,5 - 247,1		2	253,5 - 265,6				278,6 - 286,4		262,1	17,08	6	243,5 - 286,4
2		43,2 - 42,2		2	54,0 - 39,3				61,3 - 54,6		47,4	6,64	6	39,3 - 54,6
3	57,7 - 64,8	48,8 - 50,3	58,9	4	50,2 - 73,0				66,2 - 59,3		57,2	4,62	10	48,8 - 64,8
4		47,7 - 51,3	59,4	4	49,7 - 74,6				52,3 - 63,0		57,7	7,71	10	47,7 - 74,6
5		51,3 - 51,3	62,8	3	61,3 - 64,3				66,3 - 66,0	- 74,0	58,6	5,54	7	51,3 - 66,0
6	20,0 -	17,4 - 18,0	20,3	4	16,9 - 27,2				18,7 - 20,7		19,6	1,20	9	17,4 - 20,2
7	- 25,0	23,3 - 24,0	24,5	4	22,1 - 27,3				26,4 - 28,0		24,9	1,32	9	23,3 - 28,0
8		154,3 - 151,0		2	151,4 - 160,7				166,3 - 175,0		159,6	9,38	6	151,0 - 175,0
9	98,6 -	87,1 - 88,1							90,2 - 98,5		92,5	5,64	5	87,1 - 98,6
10	14,3 -	11,6 - 12,6		2	11,4 - 14,0				12,7 - 15,8		13,2	1,58	7	11,4 - 15,8
11	78,6 -	74,8 - 75,5		2	74,2 - 76,9				75,2 - 81,4		76,7	2,56	7	74,2 - 81,4
12		43,4 - 45,5		2	53,6 - 56,3	53,9	7,63	16	45,5 - 72,0		53,0	3,05	20	43,4 - 72,0
13		- 23,8		2	21,9 - 24,6	24,2	3,10	30	20,5 - 35,3	23,3 - 28,5	24,3	0,86	35	20,5 - 35,3
14		18,4 - 16,1	16,3	4	14,9 - 19,8				16,6 - 18,3		16,6	0,71	8	14,9 - 19,8
15		99,8 - 97,1							119,0 - 131,4	113,0 - 140,7	116,8	17,2	6	97,1 - 140,7
16		18,0 - 17,0		2	16,0 - 20,0				18,0 - 20,0		18,0	1,60	6	16,0 - 20,0
17		20,0 - 20,0		2	20,0 - 23,0				19,0 - 21,0		20,5	1,38	6	19,0 - 21,0
18		20,0 - 21,0		2	22,0 - 22,0				18,0 - 23,0		21,0	1,79	6	18,0 - 23,0
19		102,0 - 98,0		4	94,0 - 104,0				94,0 - 110,0		100,3	6,25	6	94,0 - 110,0
20		21,0 - 21,0		2	24,0 - 24,0				20,0 - 24,0		22,3	1,86	6	20,0 - 24,0
21		70,0 - 70,0			60,0 - 80,0				70,0 - 70,0		70,0	0,63	6	60,0 - 80,0
22		36,0 - 30,0							33,0 - 36,0		32,0			30,0 - 36,0
23		- 19,0			- 24,0				16,0 - 26,0		22,6	3,39	18	16,0 - 26,0

TABLA 2.2.—Medidas e índices de la mandíbula de *Ursus deningeri*.

Table with columns S, BN, CN, LH, CA, MO, LO, UR, LZ, TR. It contains numerical data for various measurements across different sites.

TABLA 2.3.—Medidas e índices de la mandíbula de Ursus spelaeus.

Table with columns K, GZ, A, ER, AR, X, T, Muestra total. It contains numerical data for various measurements across different sites, including a total sample section.

TABLA 2.3.—Medidas e índices de la mandíbula de Ursus spelaeus.

Table with columns LB, NO, TV, ST, CO, GA, GB, TR, UB, AK, MK, PU, UK, D. It contains numerical data for various measurements across different sites.

Table with columns LM, PE, P, FU, GF, MN, Muestra total. It contains numerical data for various measurements across different sites, including a total sample section.

TABLA 2.4.—Medidas e índices de la mandíbula de Ursus arctos.

ocho agrupadas en cuatro pares (o laterales) unidas por ligamentos fibrosos. Según DIDIER (1938), estas piezas en detalle son (figs. 2.22 y 2.23).

El cuerpo del hioideo (basihioideo): una pieza transversal aplanada en sentido anteroposterior, estrecha, con un canal en su parte superior, elevada en sus extremidades que son alargadas. La parte central del cuerpo no posee prolongación lingual sino que se articula a cada lado, abajo y detrás, con los cuernos laríngeos. El urohioideo, cuerno laríngeo o tiroidiano: forma, a cada lado del basihioideo, una prolongación ancha y fuerte, cóncava en la cara superior-interna, convexa en la cara opuesta, curvada hacia delante y aplanada.

El hipohioideo, rama menor o rama lateral de los arcos laterales de suspensión: representa el elemento más pequeño, pero más robusto del aparato, es aplanado, de delante a atrás e irregularmente prismático con tres caras, sus facetas articulares están bien marcadas.

El ceratohioideo o rama media de los arcos laterales: es más largo que la rama superior, aplanada

do lateralmente, engrosado en sus dos extremos, fuertemente incurvado en forma de hoja de sable y bastante ensanchado hacia su parte media.

El estilohioideo, hueso estiloide, rama superior o gran rama del hueso estiloide: pieza cilíndrica, abultada en su extremo inferior, pero adelgazándose

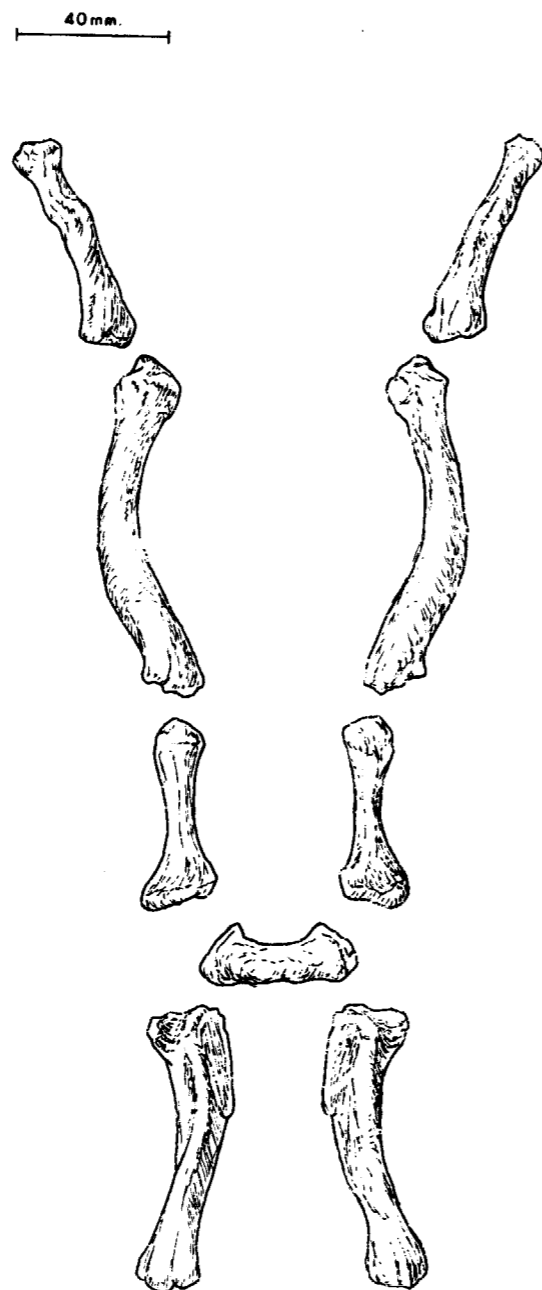


Figura 2.23.—El aparato hioideo de *Ursus spelaeus*, según DIDIER.

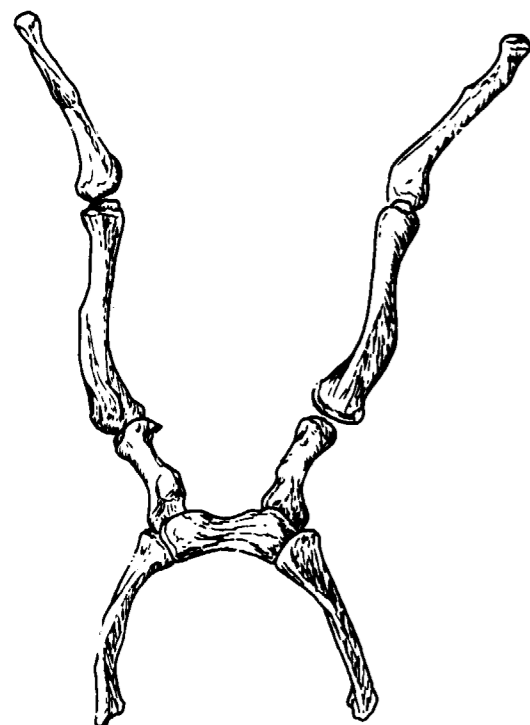


Figura 2.22.—El aparato hioideo de *Ursus arctos*, según DIDIER.

dose progresivamente hacia la extremidad superior, se incurva ligeramente mostrando una concavidad externa y es más o menos retorcido. En los osos actuales están unidos a los temporales por dos cartílagos alargados y planos.

En la tabla se citan las dimensiones de los huesos del aparato hioideo, dadas por DIDIER. Los pocos datos sobre material ibérico entran dentro de las respectivas variabilidades.

- Basihioideo: 30-41 mm. 8,5-12,0 mm.
- Urohioideo: 55-70 mm. 6,0-12,0 mm.
- Hipohioideo: 44-47 mm. 8,0-11 mm.
- Ceratohioideo: 55,5-80,0 mm. 7,5-12 mm.
- Estilohioideo: 55,0-65,5 mm. 8,0-9,5 mm.

2.3. Atlas (figs. 2.24, 2.25, 2.26)

Esta vértebra, cuya morfología difiere notablemente de las restantes que componen la columna vertebral, es la que se encarga de articular con el cóndilo occipital. Consta de dos zonas topográficas distintas: un cuerpo anular del que se proyectan hacia fuera y hacia atrás dos planos óseos, alas.

El anillo óseo que compone la región central del atlas consta de: dos masas óseas laterales y dos arcos, dorsal y ventral. Las masas laterales presentan dos cavidades articulares anteriores, profundamente cóncavas, más cerradas en su borde superior, destinadas a alojar los cóndilos occipitales. Las masas laterales presentan por detrás las superficies articulares posteriores, de contorno casi semicircular, muy separadas entre sí, que se pro-

yectan verticalmente hacia atrás y hacia fuera, están destinadas a articular con el axis. Esta superficie articular no recuerda excesivamente a la de otras vértebras. Entre estas superficies existe una zona suavemente deprimida, donde encaja la apófisis odontoides del axis: la fosa odontoidea del atlas.

Las masas laterales están unidas por los arcos dorsal y ventral. Si se observa en norma anterior, aparte de las cavidades articulares para el cóndilo occipital, destaca un arco dorsal fuertemente cóncavo por debajo y muy convexo por arriba, debido a la existencia de una tuberosidad dorsal bien desarrollada. El arco ventral es casi plano. Si se observa en norma posterior, se aprecia que el arco dorsal es menos curvado y mucho más fino. No existe tuberosidad y el arco ventral se curva levemente hacia abajo, mostrando en su parte más inferior un pequeño esbozo de tuberosidad ventral. Visto dorsalmente presenta un perfil en «mariposa» muy característico, destacan dos estrechas regiones con la concavidad opuesta, correspondientes a las zonas articulares posterior e inferior del cuerpo del axis. La región anterior es más estrecha y profunda que la posterior, que posee un perfil mucho más regular, semicircular. Las alas, por delante, conectan con las masas laterales, en concreto con el punto más exterior de cada cavidad articular anterior. Luego se dirigen regularmente hacia fuera y hacia atrás para, finalmente, converger con el cuerpo vertebral por fuera de cada cara articular posterior, punto en el que se observa el agujero transversal. Estas alas, que no son sino apófisis transversas modificadas, dorsalmente son cóncavas en su mitad anterior y convexas en el resto.

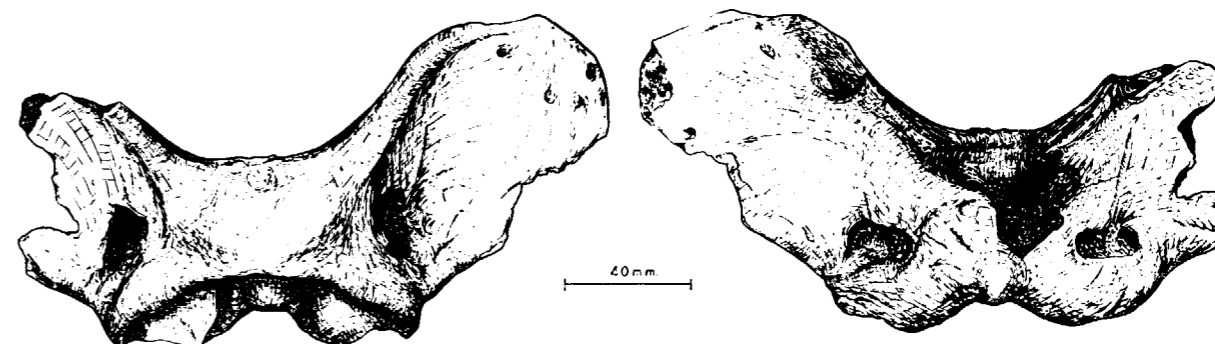


Figura 2.24.—Atlas de *Ursus spelaeus*, procedente de Arrikruz (A).

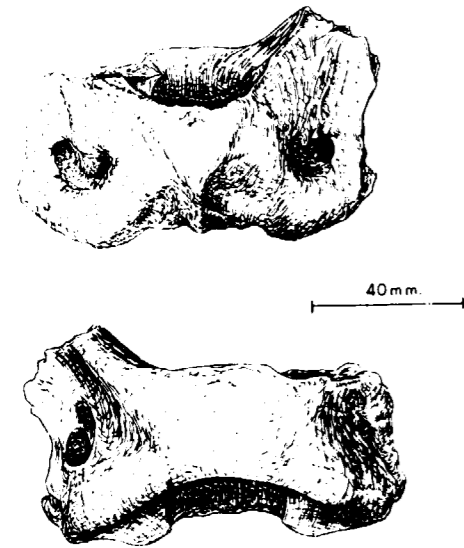


Figura 2.25.—Atlas de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

En el ángulo anterior muestran un agujero alar, que equivale a la escotadura alar de otros géneros. Ya en el cuerpo aparece otro agujero: el agujero intervertebral, que está conectado por medio de un canal con el agujero alar.

La cara ventral del atlas es mucho menos accidentada que la dorsal, es plana o suavemente cóncava. En las cercanías de la unión con la masa lateral aparece la fosa atlántica donde va a desembocar al agujero alar y el canal vertebral.

Se ha estudiado una colección relativamente abundante de atlas de *Ursus spelaeus*, en un estado de conservación bastante aceptable, aunque las alas con gran frecuencia están incompletas, sólo cinco atlas de *Ursus arctos*, así como dos ejemplares muy incompletos de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor.

EHRENBERG (in ERDBRINK, 1967), encuentra un sistema muy particular para separar los atlas de *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus* «... the centre of gravity of the atlas of the Cave bear is situated in such a manner that the vertebra, when laid down more or less in its natural position in a flat surface (i.e. on its ventral side), will invariably topple over backwards; in the Brown bear the centre of gravity is situated elsewhere, as result of which it remains lying as it was placed» se ha podido comprobar que esta regla se cumple siempre y el hecho de que el centro de gravedad del atlas del oso de las cavernas se sitúe en posición más retrasada, debe de estar relacionado con el mayor peso del cráneo.

Existen cinco características morfológicas que separan el axis de *Ursus spelaeus* del de *Ursus arctos*: la más llamativa radica en el espesor y grado de curvatura del arco dorsal, que en *Ursus spelaeus* es mucho más grueso, en parte debido al mayor desarrollo de la tuberosidad dorsal, y se levanta mucho más en relación al plano de las alas del atlas. Este levantamiento no es debido a la mayor talla de los huesos del oso de las cavernas, sino a que los flancos del arco dorsal son mucho más abruptos. Otro es la anchura de la mortaja que separa por arriba las cavidades articulares anteriores; en *Ursus spelaeus* es mucho menor, proporcional y absolutamente, que en *Ursus arctos*, fenómeno inducido probablemente por el gran desarrollo de los cóndilos del cráneo del oso de las cavernas. El tercer carácter morfológico que los separa, radica en el relieve de la cara dorsal

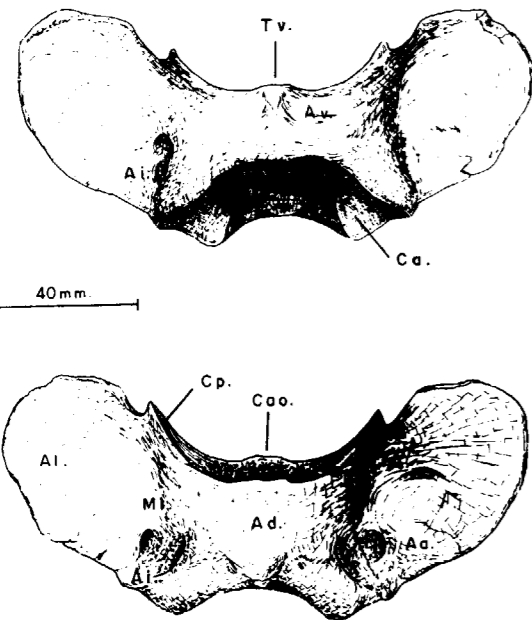


Figura 2.26.—Atlas de *Ursus arctos*, procedente de Saldarrañao (D): Al, Alas; MI, masa lateral; Ad, arco dorsal; Av, arco ventral; Ca, cavidad articular anterior; Cp, cavidad articular posterior; Cao, cara articular para la superficie odontoide del atlas; Td, tuberosidad dorsal; Aa, agujero alar; Ai, agujero intervertebral; Fa, fosa atlántica.

de las alas que está más marcado en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. El cuarto es más variable: el canal que une el agujero alar y el agujero intervertebral es más profundo y continuo en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*, en el cual hay una zona central convexa en la que la continuidad del canal se pierde un poco.

Existe otro carácter, que se pone de manifiesto al estudiar el conjunto atlas-axis: las cavidades articulares posteriores del atlas de *Ursus spelaeus* son algo menos cóncavas que las de *Ursus arctos*, además poseen un mayor desarrollo vertical, y se orientan en forma distinta: en *Ursus arctos* se sitúan prácticamente en un plano vertical, en *Ursus spelaeus* lo hacen sobre un plano oblicuo, que se inclina de abajo a arriba y de dentro a fuera. De forma que si se observa desde arriba un atlas de oso pardo, sólo se aprecia la arista superior que limita cada cavidad articular posterior. Por el contrario, si se observa un atlas de oso de las cavernas en idéntica posición, se aprecia también la arista inferior que limita esta cavidad articular.

Los fragmentos de atlas de *Ursus deningeri* son tan pequeños que sólo permiten afirmar que morfológicamente se acercan más al de *Ursus spelaeus*: arco dorsal abultado y abrupto y canal profundo entre los agujeros alar e intervertebral.

Sobre el atlas se tomaron las siguientes medidas: (1) Anchura máxima entre los puntos más extremos de las alas; (2) Longitud anteroposterior máxima de la vértebra; (3) Longitud del arco dorsal; (4) Anchura máxima de las superficies articulares posteriores; (5) Diámetro dorsoventral del cuerpo del atlas.

Los datos de las tablas de medidas, tabla 2.5 (U.d.), tabla 2.6 (U.s.), tabla 2.7 (U.a.), reflejan que

Muestra total	
n = 2	
1	
2	
3	30,0 - 31,0
4	
5	53,5 - 56,3

TABLA 2.5.—Medidas del atlas de *Ursus deningeri*.

	Muestra total			
	μ	σ	N	$V_1 - V_5$
1			1	- 223,0
2			1	- 78,6
3	32,1	3,99	23	22,4 - 39,6
4	79,7	6,44	12	69,1 - 89,6
5	66,8	6,67	23	53,3 - 75,0

TABLA 2.6.—Medidas del atlas de *Ursus spelaeus*.

	Muestra total			
	μ	σ	N	$V_1 - V_5$
1			2	135,5 - 144,5
2			2	58,0 - 62,4
3	33,0	4,68	5	26,5 - 38,2
4	62,9	5,00	5	57,0 - 68,0
5	46,5	4,83	5	40,6 - 52,8

TABLA 2.7.—Medidas del atlas de *Ursus arctos*.

existe una diferencia métrica notable entre los atlas de *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos*, los de la primera especie son mayores. Esta diferencia métrica se anula en la medida correspondiente a la longitud del arco dorsal (3) que es prácticamente equivalente en las dos especies. Las pocas medidas del atlas de *Ursus deningeri*, no permiten llegar a ninguna conclusión.

Se aprecia (fig. 2.27) que existe una clara separación entre las nubes de puntos que representan la relación existente entre la longitud del arco dorsal y el diámetro dorsoventral del atlas. Solamente se ha calculado la línea de regresión para *Ursus spelaeus* con un valor elevado del coeficiente (.86). Se observa como el atlas de oso pardo es, proporcionalmente, mucho más aplanado en sentido dorsoventral. Las dos vértebras de *Ursus deningeri* de C. Mayor, se sitúan en una posición intermedia.

2.4. Axis (figs. 2.28, 2.29, 2.30)

El axis es una vértebra que destaca netamente por su morfología singular y por su gran tamaño, es la más larga. Consta de un cuerpo y tres apófisis. El cuerpo, aplanado dorsoventralmente, en su extremidad anterior muestra la apófisis odontoides, con una cara ventral, convexa, que encaja con la cara articular del arco ventral del axis. Coalesciendo con la cara ventral de la apófisis odontoides, se encuentran las apófisis articulares anteriores, que encajan con las caras articulares posteriores del atlas. Poseen una morfología característica, puesto que tienen una forma condílea, siendo oblicuas y regularmente convexas. Inmediatamente tras las apófisis articulares anteriores, aparece un agujero intervertebral, también situado

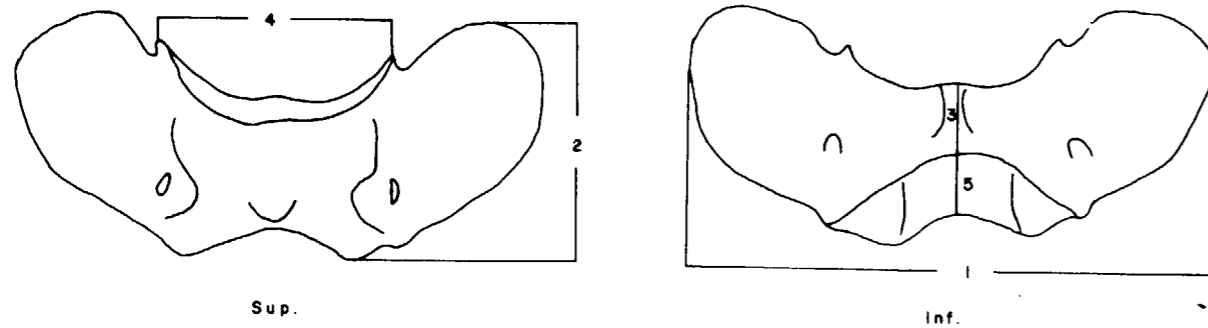
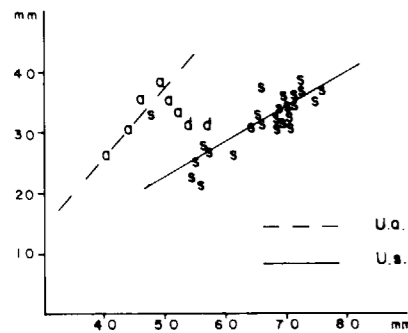


Figura 2.27.—Representación bivariada: longitud del arco dorsal del atlas (3) (Y), en función del diámetro dorso-ventral (5) (X); a.—*Ursus arctos*, s.—*Ursus spelaeus*.



	LB		P		D		Muestra total			
	n=1	n=1	n=3	n=3	μ	σ	N	V _i - V _s		
1	64,3	86,5	87,8	92ca	80ca	82,1	10,85	5	64,3 - 92,0	
2	63,0	82ca	73,3	79,6	71,7	73,9	7,45	5	63,0 - 82a	
3	53,2	63,2	62,8	64,4	59,3	60,6	4,54	5	53,2 - 63,2	
4	33,4		40,5	40,6	39,5ca	38,5		4	33,4 - 40,6	

TABLA 2.8.—Medidas del axis de *Ursus arctos*.

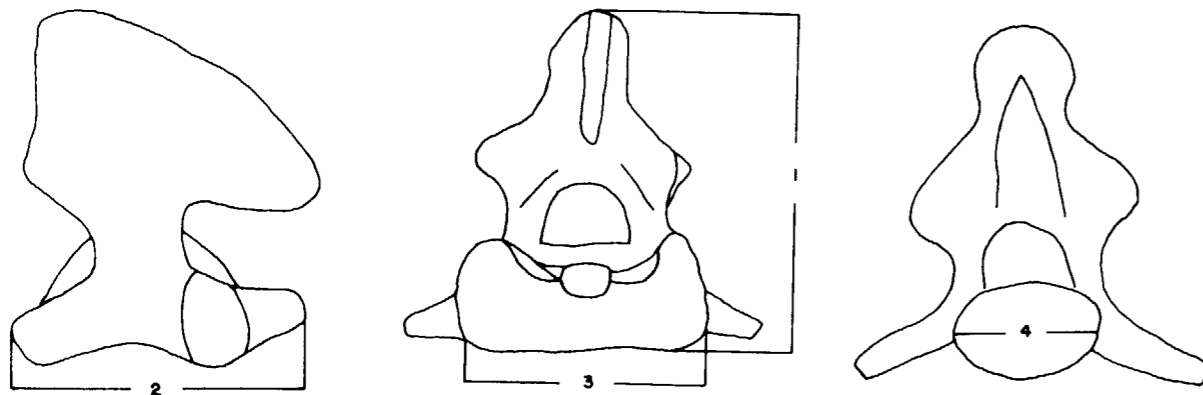


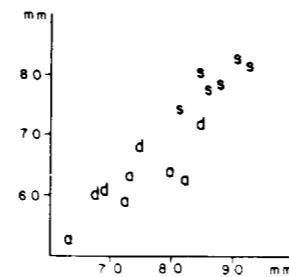
Figura 2.31.—Representación bivariada: anchura de la apófisis articular anterior del axis (3) (Y) en función de la longitud del cuerpo vertebral (2) (X); a.—*Ursus arctos*, s.—*Ursus spelaeus*, d.—*Ursus deningeri*.

	B			
	μ	σ	N	V _i - V _s
1	74ca	—	4	68ca - 85ca
2	65,0	—	4	60ca - 72ca

TABLA 2.9.—Medidas del axis de *Ursus spelaeus*.

	Muestra total			
	μ	σ	N	V _i - V _s
1	88,4	5,42	3	109,5 - 110,3
2	79,7	5,78	7	80,8 - 96,6
3	79,7	5,78	8	72,5 - 90,0
4	47,5	2,92	6	43,3 - 52,0

TABLA 2.10.—Medidas del axis de *Ursus deningeri*.



en la base anterior de la apófisis transversal, que es sencilla, puntiaguda, dirigida hacia atrás y hacia fuera. La cara ventral del cuerpo es bastante ancha, dividida en dos por una cresta central, gruesa, rugosa y roma, que hacia la mitad de su recorrido se trifurca, apareciendo dos aristas delgadas que se dirigen hacia atrás y hacia fuera.

La apófisis espinosa es delgada, su borde libre superior, es ancho, rugoso, más angosto delante que detrás. Las caras laterales de la apófisis espinosa son extensas, cóncavas y algo rugosas. Por delante es muy aguda prolongándose por encima del arco superior del atlas, delimitando un arco vertebral fuertemente cóncavo. Por detrás, desde la apófisis espinosa, bajan dos delgadas aristas que conectan con la apófisis articular posterior, de morfología similar a la que presentan las otras vértebras cervicales.

Además de la mayor robustez del axis de *Ursus spelaeus*, no aparecen muchas diferencias entre las diversas especies. Esto se debe principalmente a la gran cantidad de morfologías individuales, por ejemplo la apófisis odontoides en huesos del mismo tamaño y especie, pueden ser de diverso tamaño. Aunque puede afirmarse que en *Ursus spelaeus* y en los pocos fragmentos de axis de *Ursus deningeri* de C. Mayor, la apófisis odontoides es más gruesa y de terminación más roma que en *Ursus arctos*. La forma y orientación del borde libre de la apófisis espinosa también varía intraespecíficamente: a veces este borde desciende en toda su longitud, en forma regular, hasta su vértice anterior. En otras ocasiones cae bruscamente hacia abajo en las cercanías del vértice anterior.

Una diferencia importante se localiza en la forma, orientación y tamaño de las apófisis articulares anteriores: en *Ursus arctos*, son dos superficies elipsoidales, suave y regularmente convexas, con su vértice superior redondeado y bien definido, que se dirige oblicuamente hacia fuera y hacia atrás. En *Ursus spelaeus* esta superficie es mucho mayor. Vista frontalmente posee una morfología triangular curva con un vértice superior agudo, algo menos convexa que en *Ursus arctos*, pero lo más significativo es que se proyecta más marcadamente hacia fuera.

En la apófisis espinosa del axis se detectan varias características que separan las morfologías de esta vértebra de *Ursus arctos* y de *Ursus spelaeus*: la más llamativa radica en su posición relativa y

orientación: en el oso pardo su extremo anterior se alinea en la vertical con el de la apófisis odontoides. En el oso de las cavernas, el extremo anterior de la apófisis espinosa aparece en una posición netamente más retrasada. En el axis del oso pardo el punto más posterior de la apófisis espinosa se proyecta en una posición algo más retrasada que la superficie articular para la tercera vértebra cervical. En el oso de las cavernas este punto se retrasa netamente más, de forma que la distancia comprendida entre la superficie articular para la tercera vértebra cervical y la proyección vertical del extremo posterior de la apófisis espinosa casi iguala a la longitud del cuerpo del arco y apófisis espinosa se ha inclinado hacia atrás lo que explica ciertas morfologías: escotadura anterior mucho más corta que en el axis del oso pardo y borde superior de la apófisis espinosa más inclinado. Esta modificación estructural del axis tiene como objetivo inmediato hacer participar con mayor efectividad a la tercera vértebra cervical, en el sostén del cráneo voluminoso y pesado del oso de las cavernas.

El gran tamaño del atlas de *Ursus spelaeus* origina una interesante respuesta morfológica en el axis: la escotadura anterior del axis es más alta que en *Ursus arctos*, además en el vértice anterior de la apófisis espinosa, se desarrolla una ancha zona articular triangular que lo bisela, destinada a apoyarse en la protuberancia dorsal del atlas. En el axis del oso pardo esta zona es mucho menos extensa y ocupa una posición netamente ventral en el extremo anterior de la apófisis espinosa.

Los ejemplares, bastante incompletos, de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor, muestran una morfología intermedia entre la observada en el axis de *Ursus arctos* y en el de *Ursus spelaeus*, aunque se aproxima más a este último.

Sobre el axis se tomaron las siguientes medidas: (1) Altura total de la vértebra; (2) Longitud de la vértebra entre el extremo de la opófisis odontoides y la superficie articular posterior; (3) Anchura máxima sobre las apófisis articulares anteriores y (4) Diámetro transversal de la superficie articular posterior. Los datos de estas medidas aparecen en: tabla 2.10 (*U.d.*), tabla 2.9 (*U.s.*), tabla 2.8 (*U.a.*), se han unificado las medidas de yacimientos de la misma especie.

Como se han podido medir pocos ejemplares,

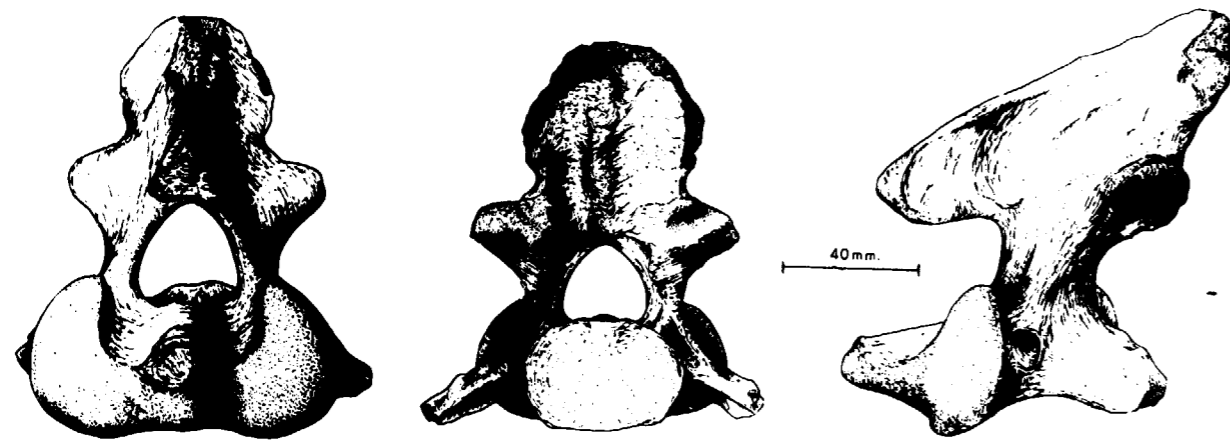


Figura 2.28.—Axis de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

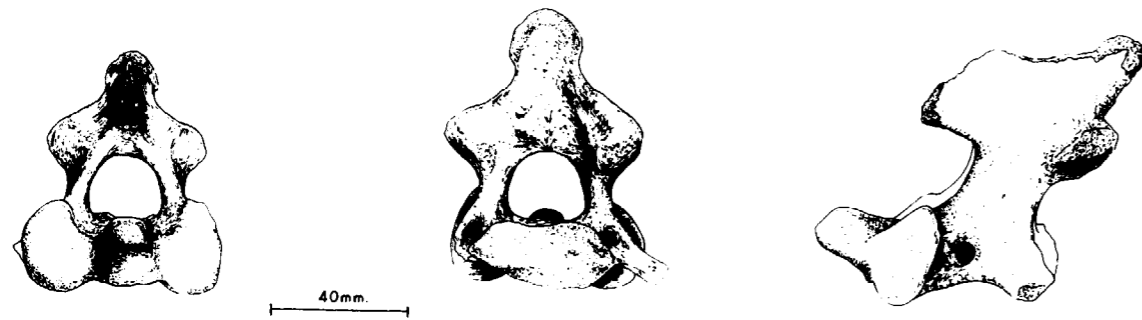


Figura 2.29.—Atlas de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

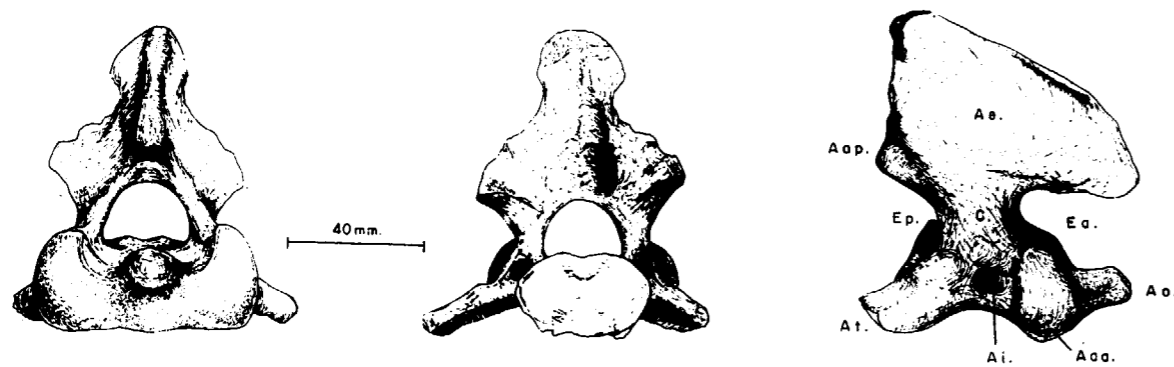


Figura 2.30.—Axis de *Ursus arctos*, procedente de la Sima de la Cuña (P): Ao, apófisis odontoides; Aap, apófisis articular posterior; Aaa, apófisis articular anterior; Ae, apófisis espinosa; At, apófisis transversa; C, cuerpo; Ep, escotadura posterior; Ea, escotadura anterior; Ai, agujero intervertebral.

los datos no poseen ningún tipo de fiabilidad estadística, no obstante, se aprecia que el axis del oso de las cavernas alcanza tamaños mayores que el de *Ursus arctos*. Ya se hizo hincapié en párrafos anteriores en la existencia de una mayor oblicuidad de las apófisis articulares anteriores del axis del oso de las cavernas; esto, unido a su mayor tamaño, origina que la anchura sobre esta zona (3) sea relativamente mayor que la que posee el axis del oso pardo. Esto se aprecia claramente en la figura, donde se ha llevado la anchura máxima sobre las apófisis articulares anteriores (3) en relación a la longitud máxima de la vértebra (2). Es evidente que, aunque en algún caso hay un solapamiento entre las longitudes del axis de las dos especies, la anchura es proporcionalmente mayor en *Ursus spelaeus*. También se han añadido algunos puntos, que representan estas medidas en el axis de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor. Debido al estado de conservación, estas medidas son sólo aproximadas, pero indican que la robustez del axis de esta especie es intermedia.

BIBLIOGRAFIA

COUTURIER, J. (1953): *L'Ours brun*, Grenoble.
 CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1956): *Aplicación del método de coordenadas deformadas al estudio del desgaste dentario*. Est. Geol. IX, 18: 225-256.
 CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1957): *Estudios morfométricos en la evolución de los fósiles*. Bol. Inst. Geol. Min. de Esp., LXVIII.
 DIDIER (1938): *L'appareil hioïdien de l'ours des cavernes*. Mammalia, 2 (4): 175-181.
 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.
 FRIANT, M. (1952): *L'ours des cavernes, Ursus spelaeus ROS., Principaux caracteres anatomiques de sa mandibule*. Sond. Mittell. Natur. Gesell. in Wien, Bd. 17: 27-36.
 TORRES, T. (1978): *Estudio comparativo de las mandíbulas de Ursus spelaeus ROS.-HEIN, Ursus deningeri V. REICH, y Ursus arctos LIN.* Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., LXXXIX-III: 203-222.
 TORRES, T. (1984): *Ursidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral ETSIM.

Recibido: Octubre 1987.

Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza)

Por E. GARCIA GIL (*), E. VINDEL CATENA (*) y R. LUNAR HERNANDEZ (*)

RESUMEN

En este trabajo se estudian los caracteres geológicos y metalogénicos de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza), la cual se presenta rellenando una brecha de falla, principalmente en la Cuarcita Armoricana. La paragénesis pertenece al tipo q .Sb-Cu(Ag), con tetraedrita como mineral portador de la plata.

Se propone que es un yacimiento hidrotermal, en relación aparente con el volcanismo permo-carbonífero de la Cordillera Ibérica. Los caracteres geoquímicos de las cuarcitas encajantes han puesto de manifiesto ciertas anomalías en determinados elementos metalogénicos, que podrían indicar la existencia de un supuesto contenido metálico en algunos niveles de la Cuarcita Armoricana.

ABSTRACT

In this paper the geological and metallogenic features of the fahl-ores of Alpartir (Zaragoza) are studied. The mineralization is filling a tectonic breccia, mainly in the Armoricana quartzite. The mineral association belongs to the q .Sb-Cu(Ag) type with tetrahedrite ore as silver-bearing mineral.

It is proposed and hydrothermal origin for the mineralization, in relation with the permo-carboniferous volcanism of the Cordillera Ibérica. The geochemical features of the quartzites have show some anomalies of metallogenic elements. That could point out a certain stock-metal in some levels of the Armoricane quartzite.

1. INTRODUCCION

En los núcleos hercínicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica se encuentran numerosos indicios y yacimientos de Pb, Zn, Cu y Ba que hasta el momento se encuentran insuficientemente estudiados. Este trabajo trata sobre la metalogenia de la mineralización de cobres grises de Alpartir.

El área de estudio está situada en la Hoja número 410 (La Almunia de Doña Godina), del M.T.N. a escala 1:50.000, en la provincia de Zaragoza (figura 1). La mineralización está constituida por varios filones explotados en la denominada mina Bilbilitana (foto 1), próxima al pueblo de Alpartir, a 60 km. al SO de Zaragoza y 6 km. al S de la Almunia de Doña Godina. El acceso a la mina, labores e indicios se hace a través de un camino directo que parte desde el pueblo de Alpartir en dirección SO.

2. EL MARCO GEOLOGICO

La zona de estudio se encuentra en los afloramientos paleozoicos de la Rama Aragonesa de la

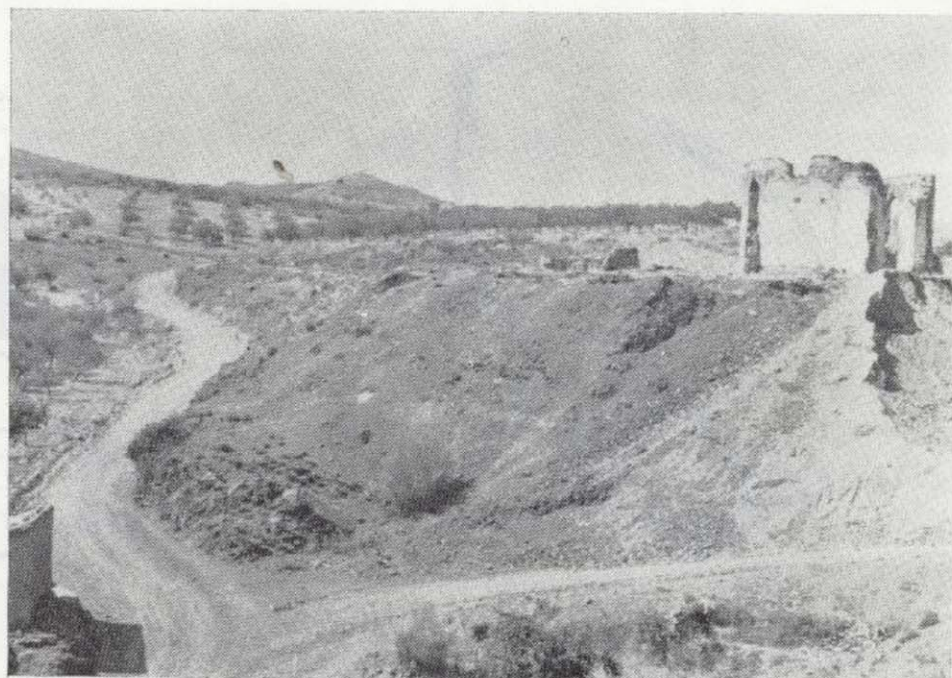


Foto 1.—Restos de edificaciones y escombreras de la antigua mina Bilbilitana.

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

MINERIA

Estudio metalogénico de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza)

Por E. GARCIA GIL (*), E. VINDEL-CATENA (*) y R. LUNAR HERNANDEZ (*)

RESUMEN

En este trabajo se estudian los caracteres geológicos y metalogénicos de la mineralización de cobres grises de Alpartir (Zaragoza), la cual se presenta rellenando una brecha de falla, principalmente en la Cuarcita Armoricana. La paragénesis pertenece al tipo q. Sb-Cu(Ag), con tetraedrita como mineral portador de la plata.

Se propone que es un yacimiento hidrotermal, en relación aparente con el volcanismo permo-carbonífero de la Cordillera Ibérica. Los caracteres geoquímicos de las cuarcitas encajantes han puesto de manifiesto ciertas anomalías en determinados elementos metalogénicos, que podrían indicar la existencia de un supuesto contenido metálico en algunos niveles de la Cuarcita Armoricana.

ABSTRACT

In this paper the geological and metallogenic features of the fahl-ores of Alpartir (Zaragoza) are studied. The mineralization is filling a tectonic breccia, mainly in the Armoricana quartzite. The mineral association belongs to the q. Sb-Cu(Ag) type with tetrahedrite ore as silver-bearing mineral.

It is proposed and hydrothermal origin for the mineralization, in relation with the permo-carboniferous volcanism of the Cordillera Ibérica. The geochemical features of the quartzites have show some anomalies of metallogenic elements. That could point out a certain stock-metal in some levels of the Armoricane quartzite.

1. INTRODUCCION

En los núcleos hercínicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica se encuentran numerosos indicios y yacimientos de Pb, Zn, Cu y Ba que hasta el momento se encuentran insuficientemente estudiados. Este trabajo trata sobre la metalogenia de la mineralización de cobres grises de Alpartir.

El área de estudio está situada en la Hoja número 410 (La Almunia de Doña Godina), del M.T.N. a escala 1:50.000, en la provincia de Zaragoza (figura 1). La mineralización está constituida por varios filones explotados en la denominada mina Bilbilitana (foto 1), próxima al pueblo de Alpartir, a 60 km. al SO de Zaragoza y 6 km. al S de la Almunia de Doña Godina. El acceso a la mina, labores e indicios se hace a través de un camino directo que parte desde el pueblo de Alpartir en dirección SO.

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

2. EL MARCO GEOLOGICO

La zona de estudio se encuentra en los afloramientos paleozoicos de la Rama Aragonesa de la

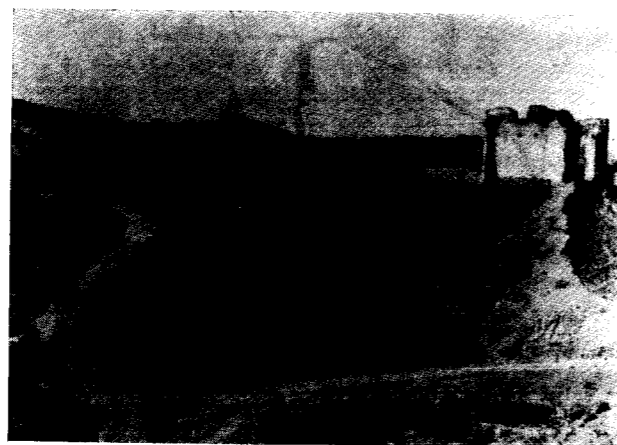


Foto 1.—Restos de edificaciones y escombreras de la antigua mina Bilbilitana.

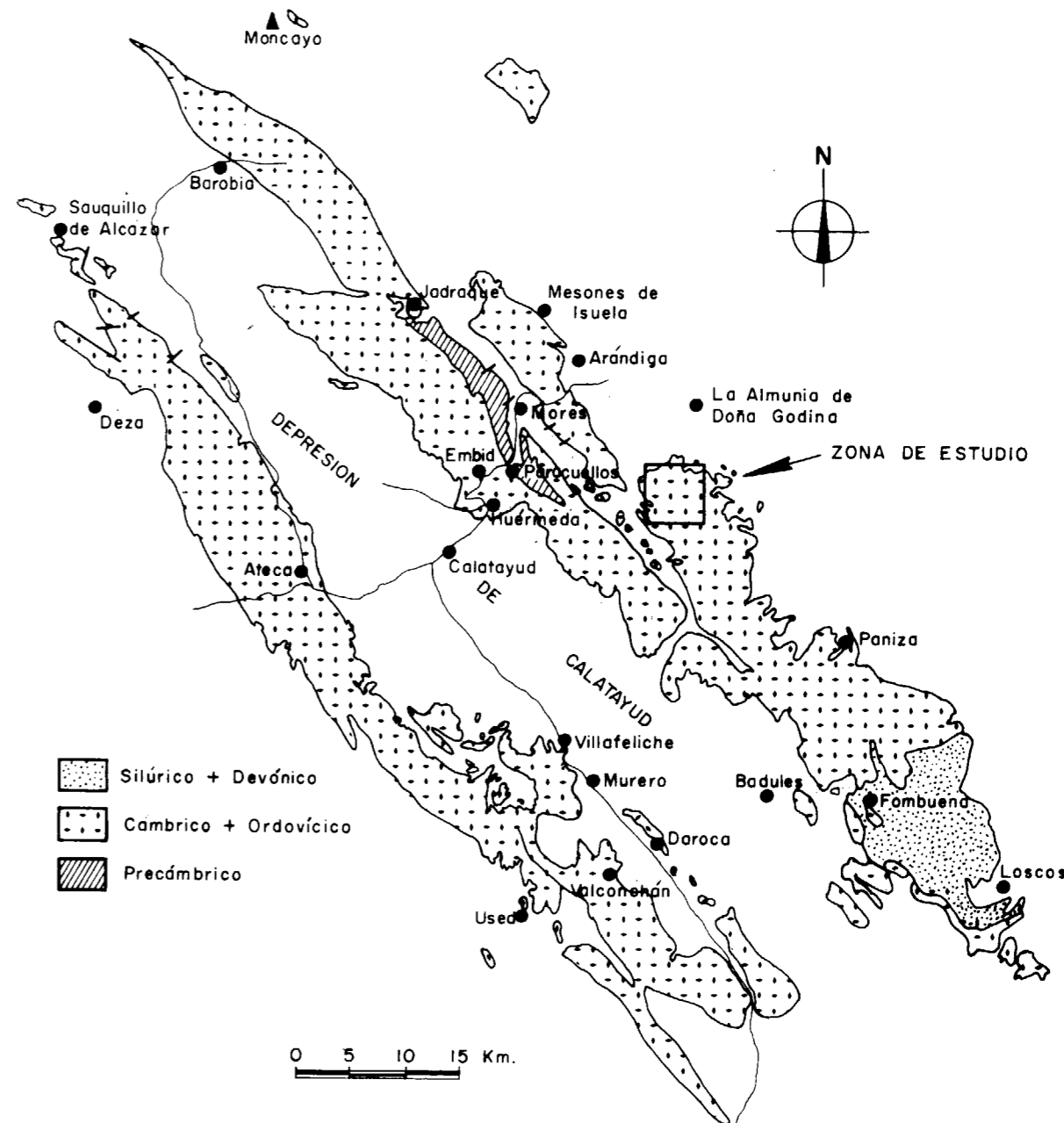


Figura 1.—Situación de la zona de estudio. Distribución de los materiales paleozoicos en torno a la depresión de Calatayud (ZAMARREÑO, 1983).

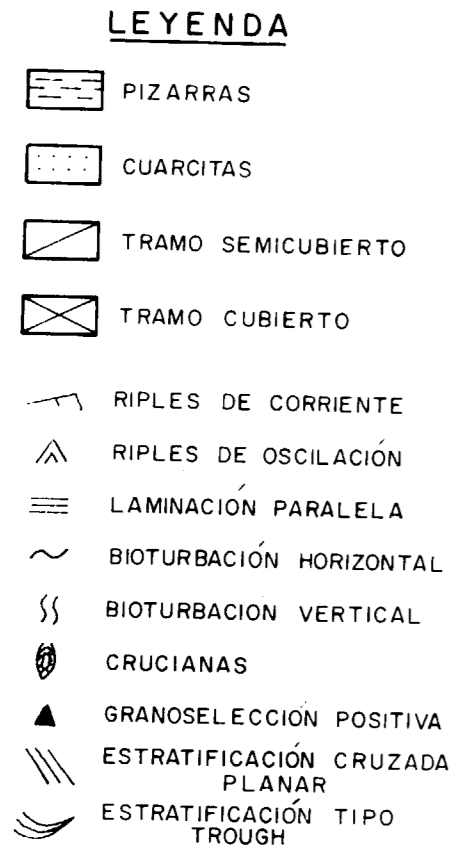
Cordillera Ibérica Oriental de LOTZE (1929), concretamente en la Unidad de Herrera, dentro del Macizo de Calatayud-Montalbán (fig. 1). Este macizo, que se extiende desde Olvega hasta Montalbán a lo largo de 150 km., muestra una serie estratigráfica muy completa desde el Precámbrico

hasta el Carbonífero de Montalbán, cuyas características son las mismas que las de las series precámbricas y paleozoicas de la zona Asturoccidental-Leonesa, excepto las series del Ordovícico Medio y Superior que son más groseras y menos potentes que en el NO.

El conjunto de materiales paleozoicos ha sufrido un débil metamorfismo, facies de los esquistos verdes y grados inferiores (MARTÍNEZ y GIL IBARGUCHI, 1983), conservándose restos de estructuras orgánicas e inorgánicas.

2.1. Estratigrafía

Los materiales en los que encaja la mineralización son casi exclusivamente cuarcitas y pizarras, predominando las primeras. Estas cuarcitas aparecen en forma de potentes bancos y como alternancias con pizarras en niveles centimétricos. La edad de estos materiales se extiende desde el Tremadoc (parte basal de la Formación Santed) hasta el Silúrico (Formación Bádenas). Para un reconocimiento detallado de los mismos se levantó una columna estratigráfica (fig. 2) en los alrededores de la mina Bilbilitana, donde se encuentran los indicios y labores más importantes, que muestra la sucesión de las distintas formaciones de muro a techo y son las siguientes:



Formación Santed

Según VILLAS (1980), es concordante con la Formación Dere, infrayacente, y presenta una potencia de 550 m.

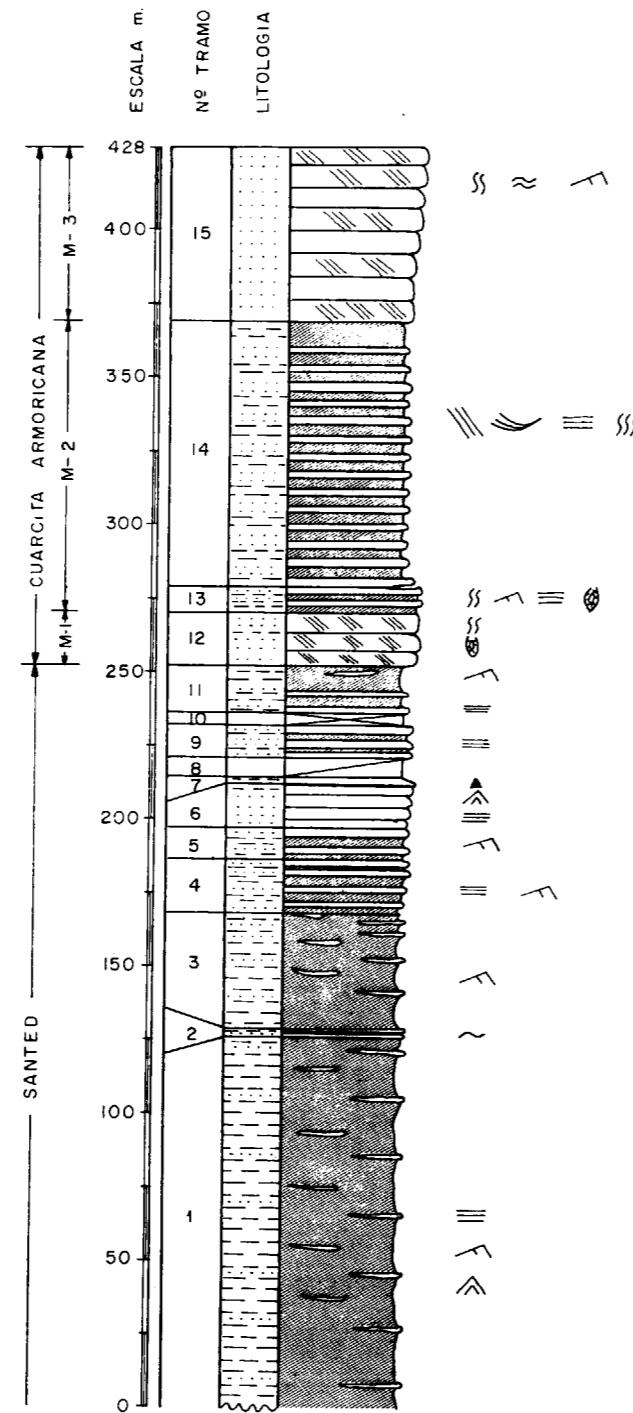


Figura 2.—Columna Bilbilitana.

Esta formación comprende desde el tramo 1 hasta el tramo 11 de la columna Bilbilitana (fig. 2). La base consta de abundantes pizarras grises verdosas, muy arcillosas, con niveles cuarcíticos intercalados, de espesor variable, tamaño de grano fino, carácter lenticular y estructura interna debida a ripples, tanto de oscilación como de corriente, y laminación paralela. Hacia techo, estas pizarras se hacen más arenosas y micáceas. Estos materiales basales se encuentran fuertemente deformados.

Algunos niveles de pizarras y cuarcitas contienen cristales de pirita idiomorfa como ocurre en el tramo 2, donde además existe bioturbación horizontal a techo de los mismos.

Hacia techo, siguen las alternancias de pizarras con cuarcitas, con predominio de estas últimas. Asimismo, aumenta la potencia de los bancos de cuarcita. El techo de esta formación lo constituye un tramo de pizarras con intercalaciones de cuarcitas que en ciertos niveles llega a ser una alternancia con predominio de pizarras.

SCHMITZ (1971), JOSAPAIT (1972), HAULICEK y JOSAPAIT (1972) y WIEMER (1975) citan la presencia de varios horizontes fosilíferos en esta formación en las Cadenas Ibéricas Occidentales, que contienen Trilobites, Braquiópodos articulados e inarticulados y Equinodermos. WOLF (1980) sitúa el límite Tremadoc-Arenig dentro de esta formación.

Formación Cuarcita Armoricana

Comprende desde el tramo 12 hasta el 15, ambos inclusive, de la Columna Bilbilitana (fig. 2). Según VILLAS (1980) esta formación puede dividirse en tres miembros:

— *miembro inferior*, que en la columna Bilbilitana corresponde a los tramos 12 y 13, constituidos por cuarcitas blancas en la base, de grano fino, dispuestas en potentes bancos, algunos de carácter lenticular. Presentan estratificación cruzada planar, ripples de corriente y fuerte bioturbación vertical que deforma las estructuras inorgánicas. En la base de los bancos se reconocen crucianas. En el techo de este miembro, las cuarcitas son de colores grisáceos, en niveles muy potentes y compactos, con estructura similar a las de la base. Alternando con las cuarcitas hay potentes niveles de pizarras, que al igual que las cuarcitas están fuertemente bioturbadas y fracturadas.

— *miembro intermedio*, corresponde al tramo 14 de la columna. Es una alternancia de pizarras y cuarcitas en niveles de espesor variable, siendo la media de unos 10 cm. Las cuarcitas son blancas, de grano fino, con estratificación cruzada planar y de surco (tipo «through») y laminación paralela. Las pizarras son de color gris verdoso. Cuarcitas y pizarras presentan una fuerte bioturbación vertical.

— *miembro superior*, corresponde al tramo 15 de la columna. Está constituido por cuarcitas blancas, bien estratificadas en niveles tabulares de escala métrica, con estratificación cruzada planar, bioturbación horizontal y vertical menos intensa que en el tramo anterior.

2.2. Tectónica

Según CAPOTE y GONZÁLEZ LODEIRO (1983) la estructura hercínica es el resultado de dos fases principales de deformación, de las cuales la primera es la más importante.

La primera fase dio lugar a grandes estructuras de plegamiento de escala kilométrica, con dirección NNO-SSE y NO-SE, vergentes al NE y que lleva asociada una esquistosidad de plano axial. En los alrededores de los filones mineralizados, encontramos grandes pliegues correspondientes a esta fase, tal como el anticlinal situado entre el Barranco Ontanat y el Barranco del río Alpartir, cuyo plano axial tiene dirección N 135°, 36° SO.

La segunda fase de plegamiento dio lugar a una tectónica de cabalgamiento de dirección NO-SE que limita escamas vergentes al NE. Cabe destacar el cabalgamiento que pasando por Codos se prolonga hasta la Sierra de Cucalón, coincidiendo con la falla que LOTZE (1929) distingue en el Puerto del Frasnó, falla de Datos (CARLS, 1962). Esta falla se reactiva en la Orogenia Alpina, afectando al Triás, pero su origen hercínico viene corroborado por el volcanismo pérmico que lleva asociada, concretamente en la región de Codos.

Durante esta segunda fase se desarrollan pliegues menores con eje perpendicular a los de la primera fase, así como una segunda esquistosidad de plano axial.

Superpuesta a la estructura hercínica hay una fuerte tectónica compresiva alpina, en forma de cabalgamientos dirigidos al NE que pueden con-

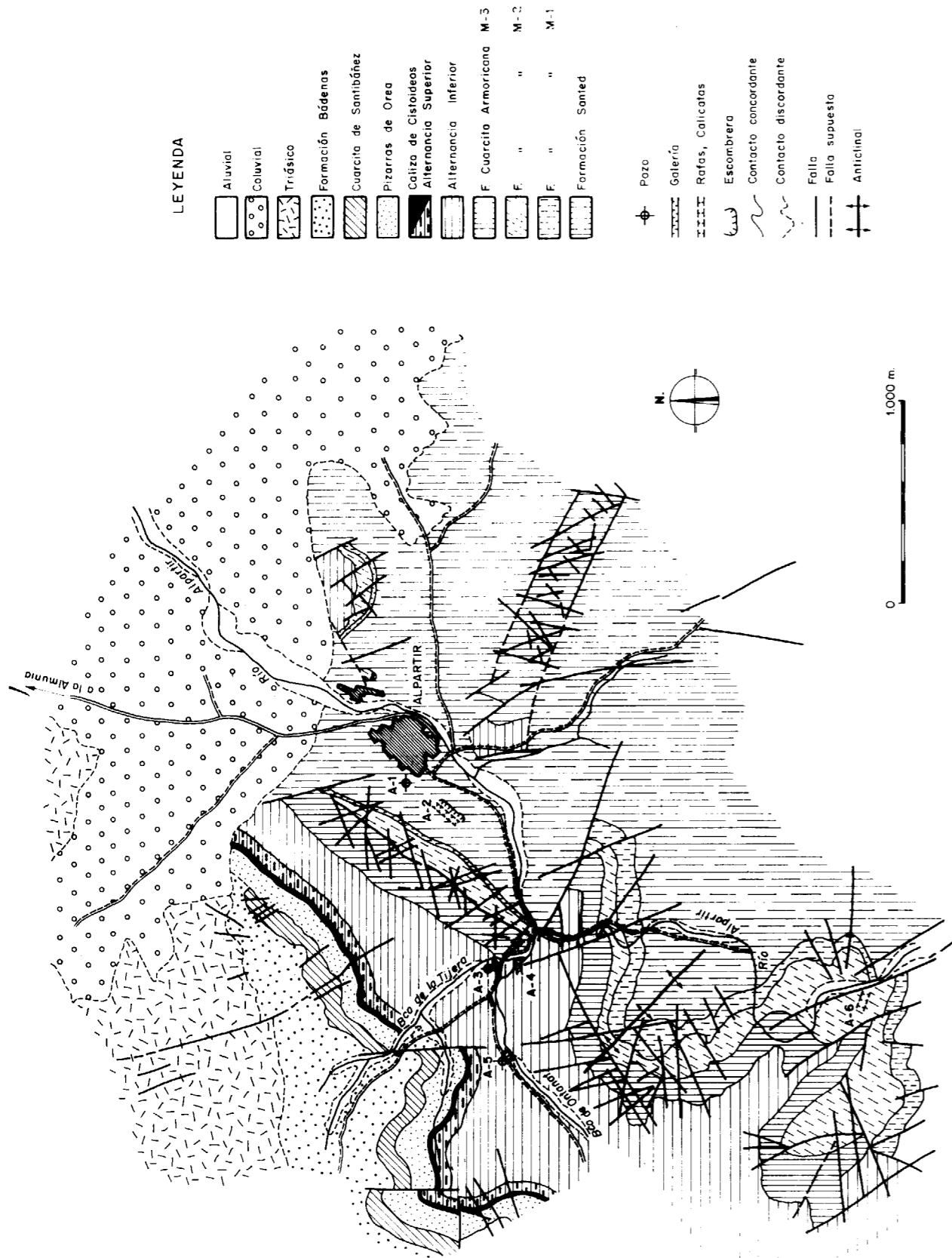


Figura 3.—Esquema geológico-estructural a escala 1:20.000 de la zona de estudio (modificado de VILLAS, 1980).

fundirse con estructuras similares ligadas a la hercínica (LOTZE, 1929; JULIVERT, 1954).

Toda la zona estudiada está afectada por una densa red de fracturación (fig. 3). Muchas de estas fallas es probable que hayan entrado en juego durante más de una etapa de deformación dentro de la Orogenia Hercínica e incluso en la Orogenia Alpina y la mayoría de ellas se ponen de manifiesto por el desarrollo de costras ferruginosas y calcíticas (foto 2), así como por la presencia de brechas tectónicas.

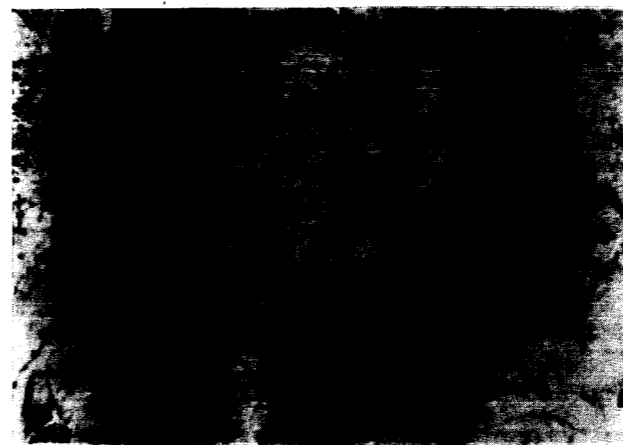


Foto 2.—Costra calcítica sobre cuarcita. Obsérvese las estrías formadas por efecto de la falla.

2.3. Rocas ígneas

En la Unidad de Herrera, donde se enmarca geotectónicamente la zona de estudio, en la Depresión Axial de Cámaras, existe un estilo básicamente distensivo existiendo un magmatismo representado por numerosos diques porfídicos y pequeñas masas batolíticas de rocas granudas. Su emplazamiento es relacionable con la fracturación tardihercínica.

La falla de Datos, que separa la Unidad de Herrera de la Unidad de Badules, en las cuales dividió LOTZE (1929) la Cordillera Ibérica Oriental, permitió el ascenso de material magmático que dio lugar a numerosos diques y a la brecha volcánica de Codos (CARLS, 1983). Según este autor, tras la fuerte actividad intrusiva y extrusiva, la falla de Datos quedó prácticamente inactiva, probablemente soldada.

Desde el punto de vista petrológico, los materiales volcánicos de Codos corresponden a tipos andesíticos y dacíticos, con abundantes enclaves xenolíticos y cogenéticos. Se trata de una brecha poligenética constituida por fragmentos más o menos redondeados de pizarras y cuarcitas, fragmentos angulosos de rocas volcánicas difíciles de identificar debido a la gran alteración sufrida y que parecen ser dacíticos, todo ello empastado en una matriz criptocristalina formada principalmente por cuarzo, biotita y plagioclasa, a su vez empastada por un material tipo ceniza (foto 3). La roca en conjunto se encuentra muy alterada presentando fenómenos de cloritización, sericitización, carbonatación y silicificación, con la formación de abundantes óxidos de hierro y minerales opacos.

El estudio geoquímico llevado a cabo por MUÑOZ et al. (1983) indica que estas rocas volcánicas tienen carácter calcoalcalino con tendencia potásica y presentan variaciones de Cu, Pb y Zn, según estos autores posiblemente condicionadas por la presencia de mineralizaciones.

3. ESTUDIO DE LA MINERALIZACION

En los alrededores de Alpartir se reconocen una serie de labores mineras, actualmente paradas, que se han denominado A-1, A-2, A-3 (mina Bilbilitana), A-4, A-5 y A-6 y cuya situación puede observarse en la figura 3.

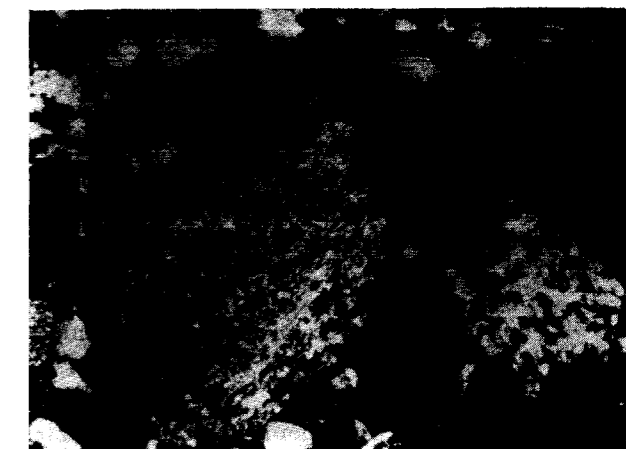


Foto 3.—Ignimbrita de Codos. Fragmentos de cuarcita y pizarra englobados en la toba. L. Transm. (N.C.)x63.

fundirse con estructuras similares ligadas a la hercínica (LOTZE, 1929; JULIVERT, 1954).

Toda la zona estudiada está afectada por una densa red de fracturación (fig. 3). Muchas de estas fallas es probable que hayan entrado en juego durante más de una etapa de deformación dentro de la Orogenia Hercínica e incluso en la Orogenia Alpina y la mayoría de ellas se ponen de manifiesto por el desarrollo de costras ferruginosas y calcíticas (foto 2), así como por la presencia de brechas tectónicas.

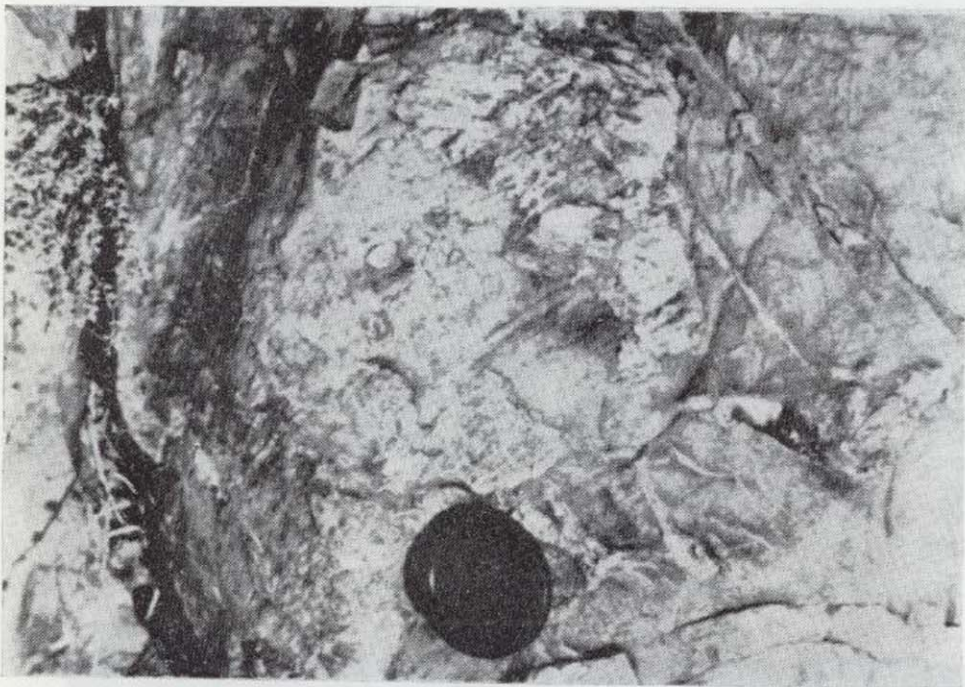


Foto 2.—Costra calcítica sobre cuarcita. Obsérvese las estrías formadas por efecto de la falla.

2.3. Rocas ígneas

En la Unidad de Herrera, donde se enmarca geotectónicamente la zona de estudio, en la Depresión Axial de Cámaras, existe un estilo básicamente distensivo existiendo un magmatismo representado por numerosos diques porfídicos y pequeñas masas batolíticas de rocas granudas. Su emplazamiento es relacionable con la fracturación tardihercínica.

La falla de Datos, que separa la Unidad de Herrera de la Unidad de Badules, en las cuales dividió LOTZE (1929) la Cordillera Ibérica Oriental, permitió el ascenso de material magmático que dio lugar a numerosos diques y a la brecha volcánica de Codos (CARLS, 1983). Según este autor, tras la fuerte actividad intrusiva y extrusiva, la falla de Datos quedó prácticamente inactiva, probablemente soldada.

Desde el punto de vista petrológico, los materiales volcánicos de Codos corresponden a tipos andesíticos y dacíticos, con abundantes enclaves xenolíticos y cogenéticos. Se trata de una brecha poligenética constituida por fragmentos más o menos redondeados de pizarras y cuarcitas, fragmentos angulosos de rocas volcánicas difíciles de identificar debido a la gran alteración sufrida y que parecen ser dacíticos, todo ello empastado en una matriz criptocristalina formada principalmente por cuarzo, biotita y plagioclasa, a su vez empastada por un material tipo ceniza (foto 3). La roca en conjunto se encuentra muy alterada presentando fenómenos de cloritización, sericitización, carbonatación y silicificación, con la formación de abundantes óxidos de hierro y minerales opacos.

El estudio geoquímico llevado a cabo por MUÑOZ et al. (1983) indica que estas rocas volcánicas tienen carácter calcoalcalino con tendencia potásica y presentan variaciones de Cu, Pb y Zn, según estos autores posiblemente condicionadas por la presencia de mineralizaciones.

3. ESTUDIO DE LA MINERALIZACION

En los alrededores de Alpartir se reconocen una serie de labores mineras, actualmente paradas, que se han denominado A-1, A-2, A-3 (mina Bilbilitana), A-4, A-5 y A-6 y cuya situación puede observarse en la figura 3.

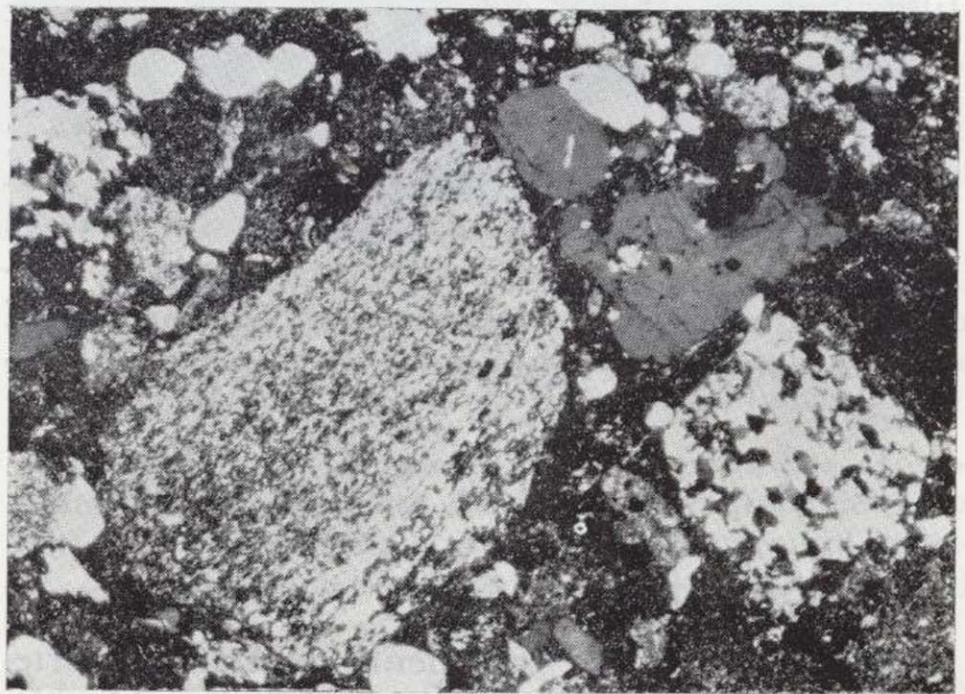


Foto 3.—Ignimbrita de Codos. Fragmentos de cuarcita y pizarra englobados en la toba. L. Transm. (N.C.)x6.3.

El conjunto de las labores comprende galerías, pozos, calicatas y rafas, encontrándose las más importantes en el Cerro Mosan, al oeste del pueblo de Alpartir. En estas labores es muy frecuente observar pátinas de malaquita, que evidencian la presencia de minerales hipogénicos de cobre.

La mineralización encaja fundamentalmente en la Cuarcita Armoricana, aunque el control litológico no es riguroso, puesto que se han localizado indicios en las alternancias de techo (Formación Castillejo) y en las de muro (Formación Santed). La cuarcita que en su mayor parte constituye la roca encajante es de color blanco, con tonos ocres en superficie por efecto de la intensa alteración, consecuencia de la fracturación sufrida por el conjunto de materiales paleozoicos. A escala microscópica se observa que composicionalmente es una cuarcita muy homogénea, constituida por granos de cuarzo de muy diverso tamaño, poco redondeados, bordes irregulares y algunos cristales muy aislados de moscovita. En las proximidades de las zonas mineralizadas, los huecos de la cuarcita aparecen rellenos por minerales metálicos (foto 4), siendo muy frecuentes los fenómenos de silicificación a favor de grietas y fracturas.

Por lo que se refiere al control estructural de la mineralización, en la galería de la mina Bilbilitana se observa cómo ésta rellena una brecha de falla de 1 m. de potencia, que se inicia en el miembro superior de la Cuarcita Armoricana y continúa con dirección N 135° E hasta el miembro inferior y Formación Santed. En superficie el espesor de la brecha de falla aumenta hasta 2 ó 3 metros. Además, en otros indicios (A-3 y A-4) se reconocen filoncillos de espesor centimétrico, muy irregulares, que atraviesan la cuarcita en distintas direcciones.

En la brecha de falla la mineralización se dispone rellenando huecos, acompañada de siderita y cuarzo drúsico y brechoide. Se reconocen bandeados simétricos y estructuras en escarpela, así como costras ferruginosas y de carbonatos de cobre.

3.1. Mineralogía

La paragénesis del yacimiento de Alpartir pertenece al tipo q.SB-Cu (Ag) y está constituida por tetraedrita, calcoestibina como minerales principales; pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, pi-

rrotina, galena y marcasita como accesorios; goethita, calcosina, covellina y malaquita como supergénicos y cuarzo y siderita como ganga.

Tetraedrita: Es el mineral principal de la mineralización. Los análisis químico-mineralógicos realizados mediante microsonda electrónica han revelado que se trata de un cobre gris, término tetraedrita, con ciertas cantidades de plata (tabla I, muestra 1 y 2).

TABLA 1

**Análisis mediante microsonda electrónica (las proporciones se expresan en % en peso).
Abreviaturas: Tetr., tetraedrita;
Cst., calcoestibina**

	1 Tetr.	2 Tetr.	3 Cst.
S	25,60	25,76	25,05
Sb	29,37	30,07	51,33
Cu	37,86	37,60	24,72
Fe	5,37	4,70	—
Ag	0,57	1,25	—
Zn	1,39	1,97	—
TOTAL	100,16	101,35	101,10
FORMULAS EXPERIMENTALES			
S	13	13	2
Sb	3,93	3,98	1,8
Cu	9,69	9,57	0,99
Fe	1,56	1,36	—
Ag	0,08	0,18	—
Zn	0,34	0,48	—

La forma más frecuente de presentarse la tetraedrita es intercrecida con calcoestibina (foto 5). Ambos minerales se encuentran estrechamente relacionados. Asimismo, son abundantes las exoluciones irregulares, «gotas» o laminillas, dispuestas al azar u orientadas de tetraedrita en calcoestibina y viceversa (foto 6). También se ha reconocido una segunda generación de tetraedrita y calcoestibina que acompañadas de calcopirita y pirita se disponen rellenando fracturas.

Calcoestibina: Es el segundo mineral en orden de abundancia después de la tetraedrita. El análisis puntual mediante microsonda electrónica ha puesto de manifiesto que se trata de una calcoes-

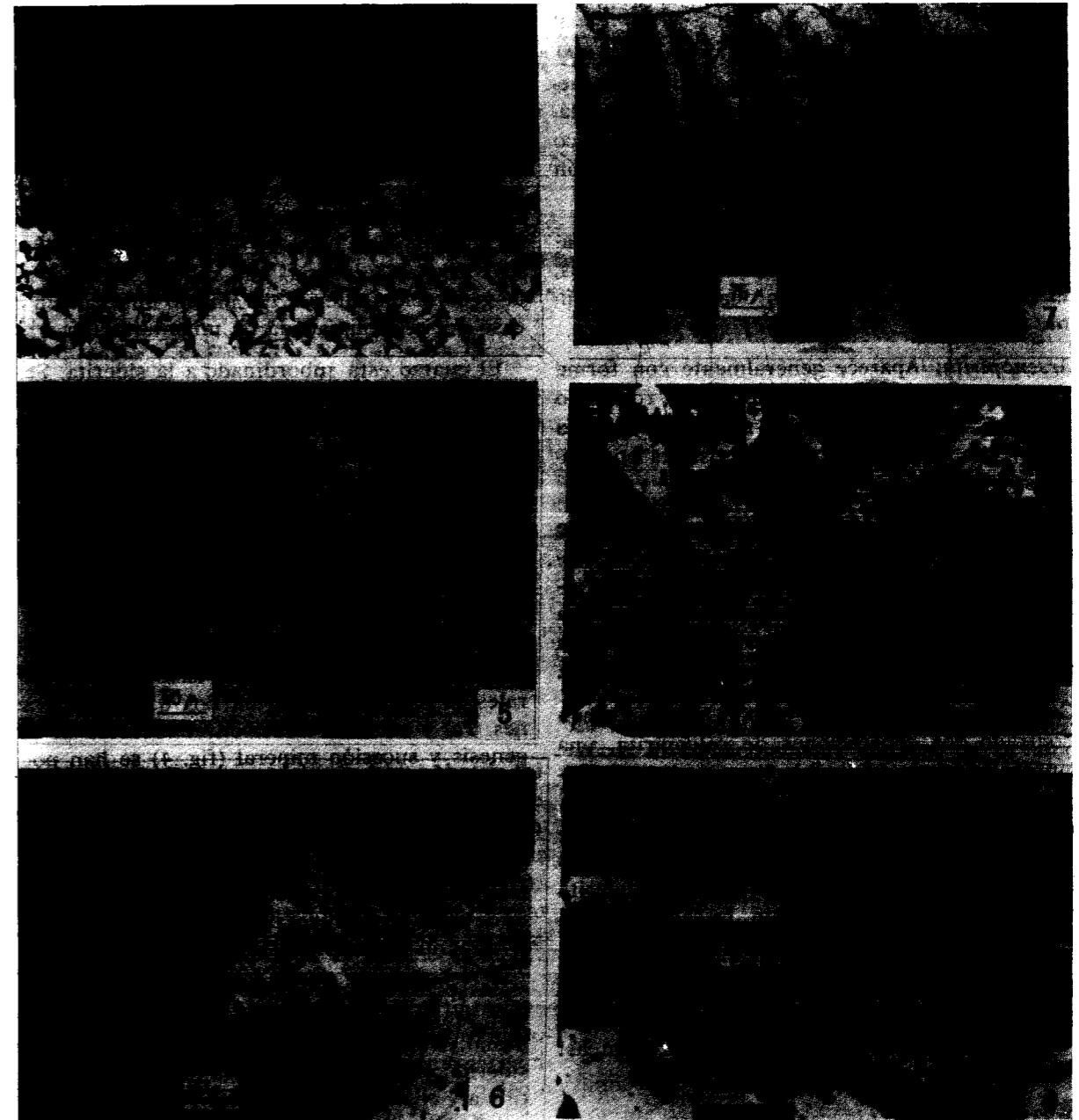


Foto 4.—Microfotografía de un filoncillo mineralizado con diseminación y relleno de huecos en la cuarcita encajante. En el contacto filón roca encajante se observan cristales de siderita.

Foto 5.—Tetraedrita (gris) y calcoestibina (blanco) estrechamente intercrecidas. L. Refl. (L. N.) Inmersión.

Foto 6.—Tetraedrita (gris) con exoluciones orientadas de calcoestibina (blanco). L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 7.—Calcoestibina. Obsérvese el maclado polisintético que ha puesto de relieve el fuerte pleocroísmo que suele presentar este mineral. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 8.—Cristales idiomorfos y subidiomorfos de arsenopirita (blanco) dispuestos alrededor de un grano de pirita (Py). A la izquierda de la fotografía se encuentran cristales de arsenopirita maclados en estrella. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 9.—Textura característica de enriquecimiento supergénico. Sustitución y emplazamiento de goethita, calcosina, covellina y malaquita a favor de fracturas en tetraedrita. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

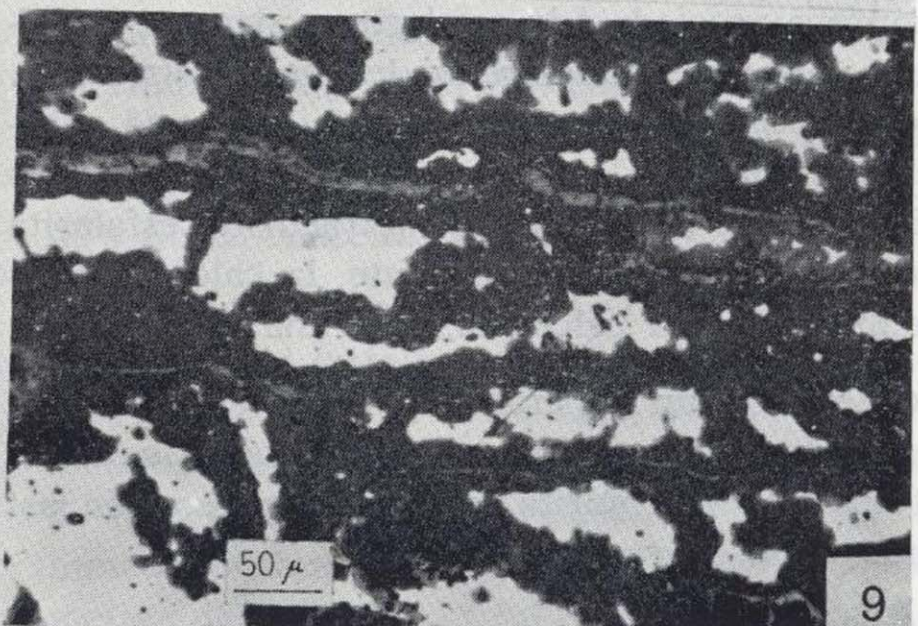
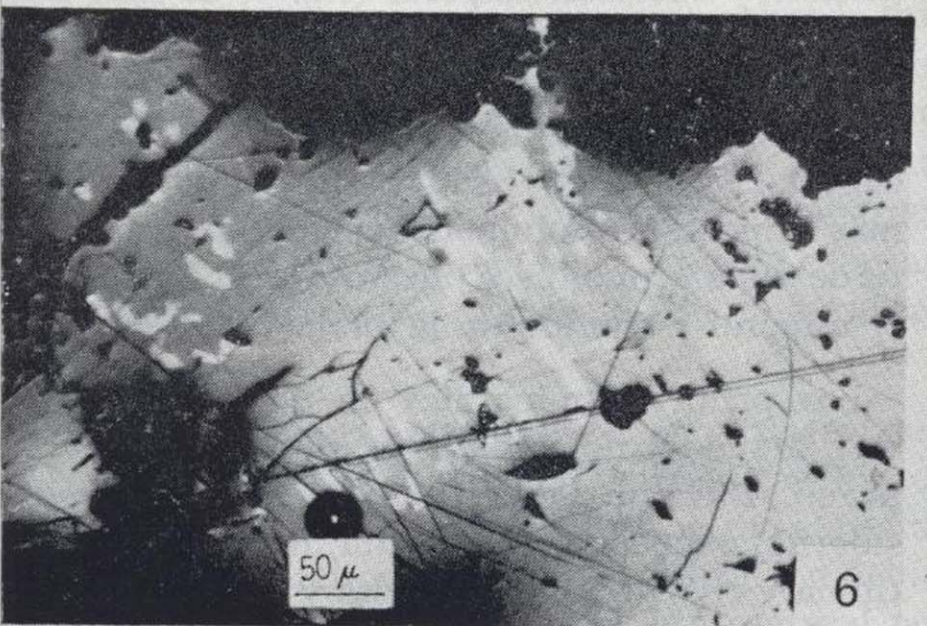
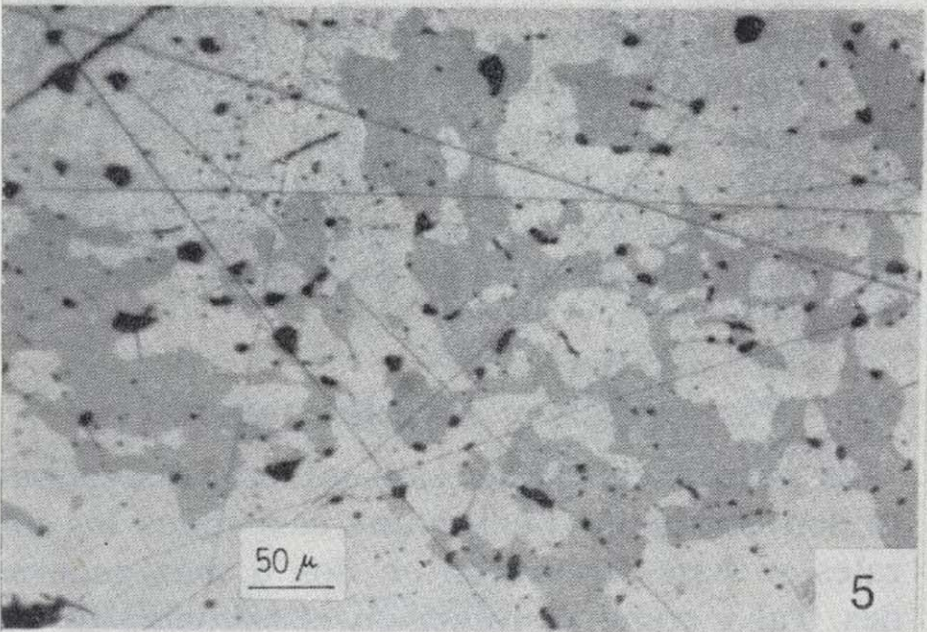
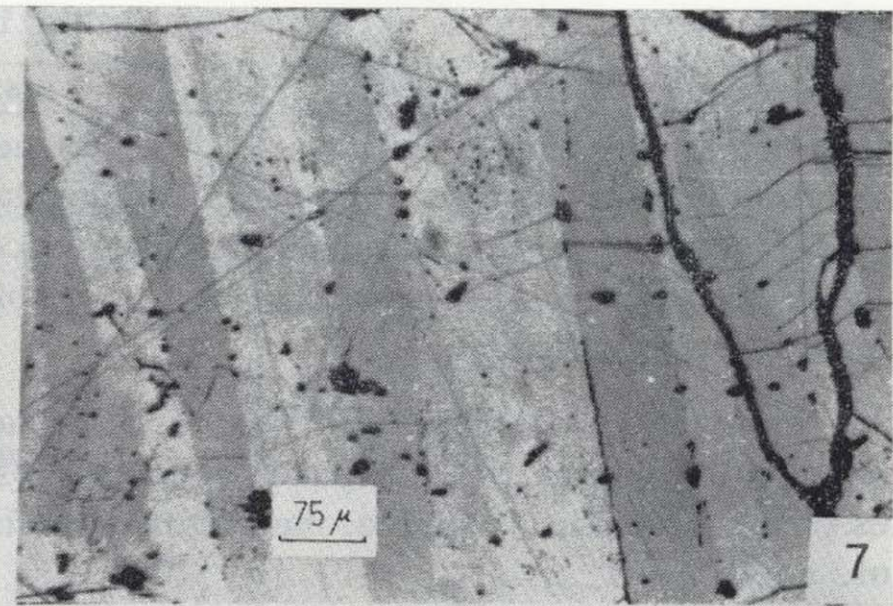
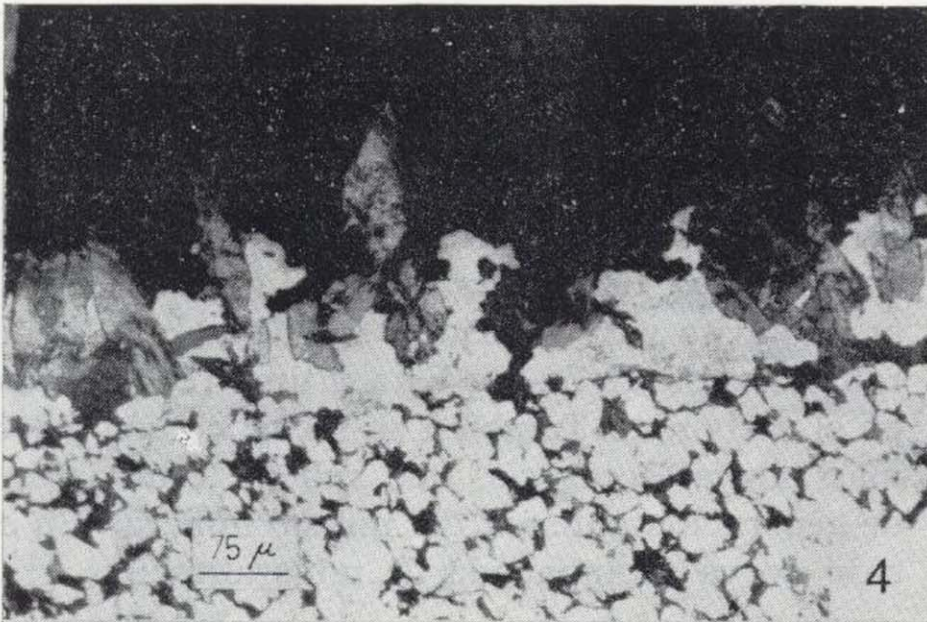


Foto 4.—Microfotografía de un filoncillo mineralizado con diseminación y relleno de huecos en la cuarcita encajante. En el contacto filón roca encajante se observan cristales de siderita.

Foto 7.—Calcoestibina. Obsérvese el maclado polisintético que ha puesto de relieve el fuerte pleocroísmo que suele presentar este mineral. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 5.—Tetraedrita (gris) y calcoestibina (blanco) estrechamente intercrecidas. L. Refl. (L. N.) Inmersión.

Foto 8.—Cristales idiomorfos y subidiomorfos de arsenopirita (blanco) dispuestos alrededor de un grano de pirita (Py). A la izquierda de la fotografía se encuentran cristales de arsenopirita maclados en estrella. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 6.—Tetraedrita (gris) con exoluciones orientadas de calcoestibina (blanco). L. Refl. (L.N.) Inmersión.

Foto 9.—Textura característica de enriquecimiento supergénico. Sustitución y emplazamiento de goethita, calcosina, covellina y malaquita a favor de fracturas en tetrahedrita. L. Refl. (L.N.) Inmersión.

tibina pura cuya fórmula experimental (tabla I, muestra 3) coincide con la teórica (Cu-Sb-S_2).

Su morfología es muy similar a la de la tetraedrita, aunque cabe destacar algunas particularidades tales como el frecuente maclado polisintético (foto 7) y la presencia de granos deformados con desarrollo de kink-bands.

Son numerosos los reemplazamientos de tetraedrita y calcoestibina por minerales supergénicos, tales como calcosina, covellina, malaquita y abundante goethita.

Arsenopirita: Aparece generalmente con forma de cristales idiomorfos a subidiomorfos, rodeando a la pirita. Son frecuentes las maclas en estrella (foto 8) y la disposición de los cristales en bandeados.

Pirita: Se han reconocido dos generaciones de pirita, una primera dispuesta en forma de cristales idiomorfos o subidiomorfos, rodeados de arsenopirita y películas intergranulares de tetraedrita y una segunda constituida por pequeños granos redondeados que rellenan fisuras en la tetraedrita.

Calcopirita: Al igual que para la pirita, se han encontrado dos generaciones de calcopirita, una temprana asociada a la esfalerita y siempre incluida en forma de granos redondeados en tetraedrita y calcoestibina y otra más tardía, que está relleno de fisuras en la tetraedrita o como grandes cristales con inclusiones de tetraedrita, esfalerita y calcoestibina. Frecuentemente, la calcopirita es reemplazada por calcosina, covellina y malaquita.

Galena: Es un mineral muy escaso en la paragénesis que se dispone relleno de huecos y fisuras en tetraedrita y calcopirita de segunda generación, así como en el cuarzo drúsico.

Además de estos minerales, anteriormente citados, se han encontrado algunos granos de esfalerita y pirrotina, relleno de huecos en los cristales de pirita.

Minerales supergénicos: El desarrollo de estos minerales ha sido importante y la mineralización primaria de sulfuros ha sido reemplazada por covellina, calcosina, goethita y malaquita, dando lugar a las típicas texturas de enriquecimiento supergénico, relleno de fisuras y formación de coronas de alteración (foto 9). La goethita y la mala-

quita son los más abundantes, formando costras, pátinas de alteración y relleno de huecos.

Las gangas: Las únicas gangas reconocidas son el cuarzo y la siderita. La siderita constituye la ganga principal encontrándose en grandes cristales y masiva, que rodea y corroee a los cristales de arsenopirita y es anterior a la entrada de la mineralización de Cu-Zn-Sb. Esta última rellena huecos en el carbonato. También se reconoce una siderita más tardía, accesoria, que rellena venillas en la de generación anterior del mismo mineral. En este caso no va acompañada de mineralización.

El cuarzo está subordinado a la siderita. Se encuentra una primera generación de cuarzo temprano, idiomorfo, incluido en la mineralización. Posteriormente y relleno de huecos en los carbonatos masivos, se ha emplazado un cuarzo más tardío con textura en peine, que acompaña y rodea a la mineralización de Cu-Sb-Zn.

3.2. Paragénesis y sucesión mineral

La paragénesis y sucesión mineral del yacimiento son complejas puesto que casi todos los minerales se han depositado en dos o más generaciones. Tal y como se indica en el esquema de paragénesis y sucesión mineral (fig. 4) se han podido reconocer tres etapas metalogénicas, una primera de AS-Fe, seguida de una de Cu-Sb-Zn (Ag) y finalmente una tercera más tardía de Pb con ciertas cantidades de Cu y Sb. La etapa intermedia es la más importante volumétricamente y desde el punto de vista económico, puesto que la tetraedrita es el mineral portador de la plata.

Los primeros minerales en depositarse son pirita, arsenopirita, escasas pirrotina y cuarzo temprano. Durante la etapa Cu-Sb-Zn, se depositan siderita, esfalerita, calcopirita, tetraedrita, calcoestibina y cuarzo. La tetraedrita y la calcoestibina se exuelven indistintamente una en la otra, funcionando ambas como minerales patrón y/o huésped.

Posteriormente, y a favor de una tercera fase de brechificación se introducen de nuevo minerales de Cu-Sb, aunque en pequeñas cantidades y finalmente galena que rellena huecos en los minerales previamente depositados.

La etapa supergénica está caracterizada por la presencia de abundante goethita y malaquita, así como de algo de covellina y calcosina, que reemplazan a los minerales hipogénicos.

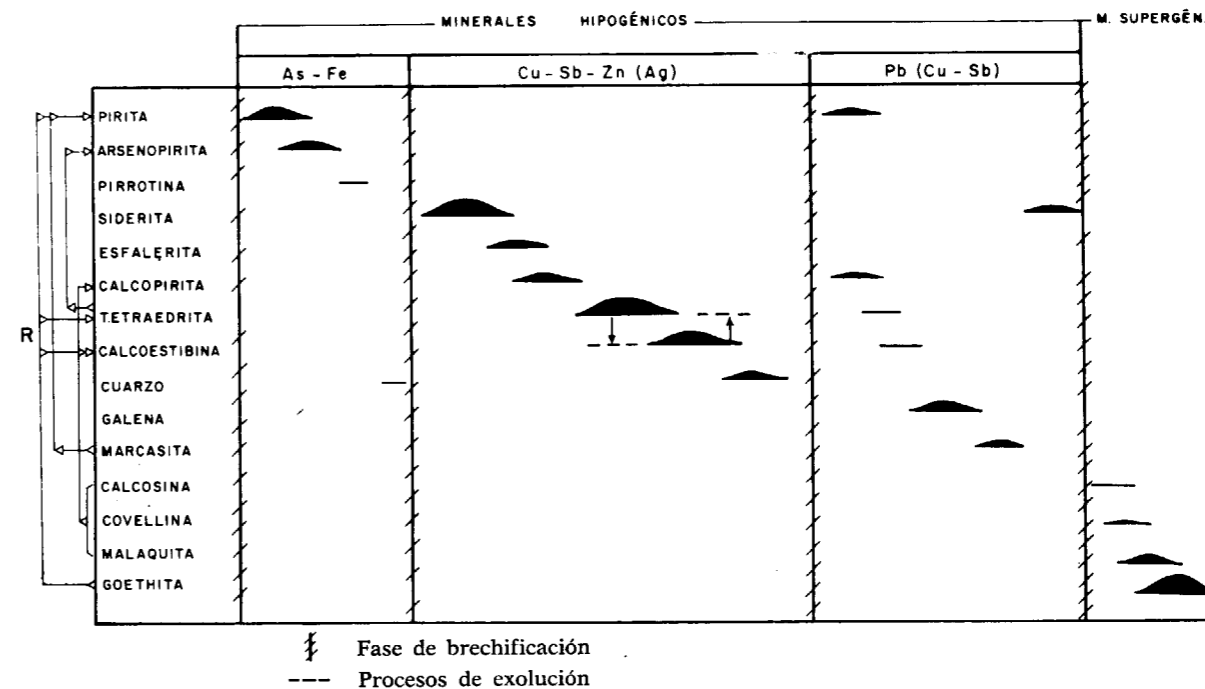


Figura 4.—Esquema de paragénesis y sucesión mineral.

4. HIPOTESIS GENETICA

Para desarrollar un modelo genético sobre la mineralización de cobres grises de Alpartir, sería necesario un estudio de conjunto sobre los yacimientos encajados en los núcleos hercínicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, y en base a los datos obtenidos, se puede esbozar una hipótesis sobre la génesis de la mineralización.

Los hechos observados, tales como control estructural de la mineralización, estructuras hidrotermales, presencia de volcanismo permo-carbonífero en la zona, indican que la mineralización debió ser consecuencia de una actividad hidrotermal posiblemente en relación con este volcanismo.

En base a la hipótesis de un yacimiento filoniano hidrotermal, queda por resolver el origen de los metales. El volcanismo permo-carbonífero puede ser el ámbito generador de la mineralización o puede haber sido simplemente un agente removilizador de los metales contenidos en las rocas encajantes.

A título indicativo se han realizado una serie de análisis geoquímicos de cuarcitas y pizarras en

la mina Bilbilitana, a 200 m. de la misma y en zonas lo suficientemente alejadas de la mineralización, siguiendo los tramos 11 a 15 de la columna Bilbilitana y en el Anticlinal de Alpartir. Los resultados se indican en la tabla II. En la tabla III se expresan los contenidos medios en Cu, Pb, Zn, Ag y Sb en cuarcitas y pizarras.

Las muestras tomadas sobre cuarcitas en las proximidades de la falla mineralizada (muestras 1, 2 y 3) presentan una clara anomalía en elementos metalogénicos. Esto es debido a la diseminación de mineralización que presenta la cuarcita en el inmediato contacto con el filón. Asimismo, a 200 metros de la zona mineralizada (muestras 4, 5 y 6) también en algunos casos se presentan ligeras anomalías que pueden explicarse por una dispersión geoquímica de los elementos, si se tiene en cuenta la densa fracturación que afecta a la zona.

Sin embargo, en algunos puntos del muestreo realizado sobre la columna Bilbilitana (muestras 11 y 14) y en el anticlinal de Alpartir (muestra 16), también se observan contenidos elevados en Pb y Zn en cuarcitas del miembro medio (M-2) y superior (M-3).

TABLA II

Resultados de los análisis geoquímicos realizados sobre las rocas encajantes de la mineralización (expresados en ppm)

	Cu	Pb	Zn	Ag	Sb
<i>Muestras tomadas en la mina Bilbilitana (A-3)</i>					
1. (0,5 m. al NE de la falla) ...	89	220	32	1	24
2. (falla mineralizada) ...	790	295	236	5	146
3. (0,5 m. al SO de la falla) ...	47	37	18	1	13
<i>Muestras tomadas a 200 m. de la mina Bilbilitana (sin mineralizar)</i>					
3. (Miembro Inferior C. Arm.) ...	74	27	13	3	17
4. (Miembro Medio C. Arm.) ...	37	30	14	1	≤10
5. (Miembro Superior C. Arm.) ...	13	24	12	1	≤10
COLUMNA BILBILITANA					
7. (Pizarras Form. Santed) ...	50	≤20	95	≤1	≤10
8. (Tramo 11. Alternancias) ...	60	25	135	≤1	≤10
9. (Tramo 12. Cuarcitas, M-1) ...	30	≤20	≤20	≤1	≤10
10. (Tramo 13. Pizarras, M-1) ...	22	≤20	30	≤1	≤10
11. (Tramo 14. Cuarcitas, M-2) ...	25	240	250	≤1	≤10
12. (Tramo 14. Pizarras, M-2) ...	≤20	≤20	≤20	≤1	≤10
13. (Tramo 14. Cuarcitas, M-2) ...	≤20	≤20	≤20	≤1	≤10
14. (Tramo 15. Cuarcitas, M-3) ...	35	220	390	≤1	≤10
CORTE ANTICLINAL DE ALPARTIR					
15. (M-1. Cuarcitas) ...	27	≤20	28	≤1	≤10
16. (Contacto M-1/M-2, Cuarcitas) ...	38	80	160	≤1	≤10
17. (M-2. Pizarras basales) ...	35	≤20	≤20	≤1	≤10
18. (M-2. Cuarcitas techo) ...	25	≤20	25	≤1	≤10
19. (M-3. Cuarcitas) ...	36	≤20	≤20	≤1	≤10
20. (Contacto M-3/Form. Castillejo) ...	≤20	≤20	59	≤1	≤10

TABLA III

Contenidos medios de estos metales en cuarcitas y pizarras según (1) BARRY MAYNARD (1983) y (2) LEVINSON (1974), expresados en ppm

	Cuarcitas (1)	Pizarras (2)
Cu ...	30	50
Pb ...	10	20
Zn ...	30	100
Ag ...	—	0,05
Sb ...	< 1	1

Estos datos pueden indicar bien la existencia de un stock-metal inicial en algunos niveles de la Cuarcita Armonicana, en cuyo caso el volcanismo permo-carbonifero habría actuado como agente removilizador y concentrador de esos metales, o bien la presencia de mineralizaciones en profundidad

que hayan generado halos de dispersión geoquímica en superficie. Para comprobar una u otra hipótesis sería necesaria una detallada campaña de lito-geoquímica en las distintas formaciones y en una amplia zona, que permitiría comprobar la existencia de un supuesto stock-metal en ciertos niveles de la Cuarcita Armoricana.

BIBLIOGRAFIA

BARRY MAYNARD, J. (1983): *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Ed. Springer Verlag, 305 pp.

CAPOTE, R., y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983): *La estructura hercínica en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica*. Libro Jubilar J. M. Ríos, IGME, t. I:513-529.

CARLS, P. (1962): *Erläuterungen zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den Östlichen Iberischen Ketten, NE Spanien*. Diplom Arbeit Univ., Würzburg, 91 pp. (inéd.).

CARLS, P. (1983): *La zona Austuroccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico*. Libro Jubilar. J. M. Ríos. IGME, t. II:11-32.

HAULICEK, V., y JOSAPAIT, V. (1972): *Articulate brachiopods from the Iberian Chains, northeast Spain (Middle Cambrian-Upper Cambrian-Tremadoc)*. N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 140(3):328-353.

JOSAPAIT, V. (1972): *Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE Spanien)*. Münsters Forsch. z. Geol. u. Paläont., 23:1-121.

JULIVERT, M. (1954): *Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud*. Arrahona (Publ. Mus. Sabadell), 1-17.

LEVINSON, A. A. (1974): *Introduction to Exploration Geochemistry*. Applied Publishing Geochemistry, 924 pp.

LOTZE, F. (1929): *Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. Abh. Ges. Wiss. Gött. Math-Phys. K 1 (N. Ser.), vol. 8:1-315.

MARTÍNEZ, F. J., y GIL IBARGUCHI, I. (1983): *El metamorfismo en el Macizo Ibérico*. Libro Jubilar. J. M. Ríos. IGME. t. I:555-568.

MUÑOZ, M.; ANCOCHEA, J.; SAGREDO, J.; DE LA PEÑA, A.; HERNÁN, F.; BRANDLE, J. L., y MARFIL, R. (1983): *Vulcanismo permo-carbonifero de la Cordillera Ibérica*. Dixieme Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère. Comptes Rendus. V, 3:27-52.

SCHMITZ, U. (1971): *Stratigraphie und sedimentology im Kambrium und Tremadoc des Westlichen Iberischen Ketten nordlich Ateca (Zaragoza), NE Spanien*. Münsters Forsch. Geol. Paläont., 22:1-123.

VILLAS, E. (1980): *El Ordovícico de los alrededores de Alpartir (Cadenas Ibéricas Orientales, NE de España)*. Bull. Soc. Geol. Min. Bretagne, XII, 1:77-91.

WIEMER, B. (1975): *Erläuterungen zur geologischen kartierung des gebietes SE Ateca/Acered in den Westlichen Iberischen Ketten (NE Spanien)*. Dipl. Arbeit Würzburg, 95 pp.

WOLF, R.: *The lower and upper boundary of the ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain*. Part I: *The lower Ordovician Sequence of Celtiberia*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160(1): 118-137.

ZAMARREÑO, I. (1983): *El Cámbrico en el Macizo Ibérico*. Libro Jubilar J. M. Ríos. IGME, t. I:117-191.

Recibido: Mayo de 1987.

MINERIA

Magnesita en caliches. Sierra de Gádor (Almería)

Por A. L. MOLINA (*)

RESUMEN

Los indicios de magnesita de Sierra de Gádor (Complejo Alpujárride, Cordillera Bética) se encuentran en relación con caliches cuaternarios, desarrollados generalmente a favor de fracturas en dolomías triásicas. Estos caliches presentan una zonación vertical característica, compuesta de arriba a abajo por cuatro horizontes: (1) suelo activo rojizo con pisolitos y concreciones sueltas; (2) costra endurecida con fábricas pisolíticas y laminadas bien desarrolladas; (3) horizonte intermedio terroso, pobremente cementado y laminado, con características de «chalky» y «platy caliche»; y (4) zona de transición entre el caliche y la roca inalterada del substrato.

La magnesita es generalmente blanca y pulverulenta, y aparece fundamentalmente de dos formas: a) nódulos subredondeados a irregulares, de tamaño milimétrico a decimétrico, dispersos en la costra; b) matriz de una brecha dolomítica, formando cuerpos subhorizontales o venas subverticales, dentro de los horizontes inferiores del perfil. Se interpretan ambos como producto de la micritización-magnesitización de clastos de dolomía.

ABSTRACT

Magnesite occurrences of Sierra de Gádor (Alpujárride Complex, Betic Cordillera) are related to quaternary caliches, commonly developed along fractures in triassic dolostones. These caliches displays a distinctive vertical zoning, composed of four downward horizons: (1) active red soil with discrete pisolites and concretions; (2) hardpan or crust, with well-developed laminated and pisolitic fabrics; (3) intermediate earthy horizon, poorly cemented and sheet-like, with characteristics of platy and chalky caliche; (4) transition zone between caliche and unaltered host rock.

Magnesite ores consists of white and earthy masses, and appear principally as: (a) subspherical to irregular, sand to pebble sized nodules, disseminated in the hardpan; (b) dolostone breccia matrix in veins and layers, in the lower profile horizons. Both are interpreted as a micritization-magnesitization product of dolostone clasts.

INTRODUCCION

La explotación de los yacimientos de magnesita almerienses se llevó a cabo durante la primera mitad de este siglo, coincidiendo sus momentos de auge con la Primera Guerra Mundial y con la post-guerra española.

Las numerosas labores mineras, que pueden cifrarse en varios miles, consisten en pequeños pozos, catas y socavones (ver fig. 8a y 8c). El mayor de los encontrados tiene 1 x 1,5 m. de sección y 6 m. de longitud. El área de distribución de las

labores se restringe a las vertientes Sur y Este de la Sierra y a cotas entre 100 y 600 m. (fig. 1).

Con anterioridad a este trabajo se dispone tan sólo de un estudio realizado en 1918 por E. DUPUY DE LOME y C. F. MAQUEIRA DE BORBÓN, quienes atribuyen un origen secundario a la magnesita, relacionado con la alteración de calizas magnesianas por aguas meteóricas durante el Cuaternario.

El presente trabajo incluye la descripción detallada a escalas mesoscópica y microscópica de los perfiles de caliche más representativos, así como una descripción de la mineralización de magnesita y su distribución en los horizontes del perfil. Se concluye con el ensayo de construcción de un modelo genético-evolutivo.

(*) Becario del Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de Infraestructura Metalogenética y Minera. Granada.

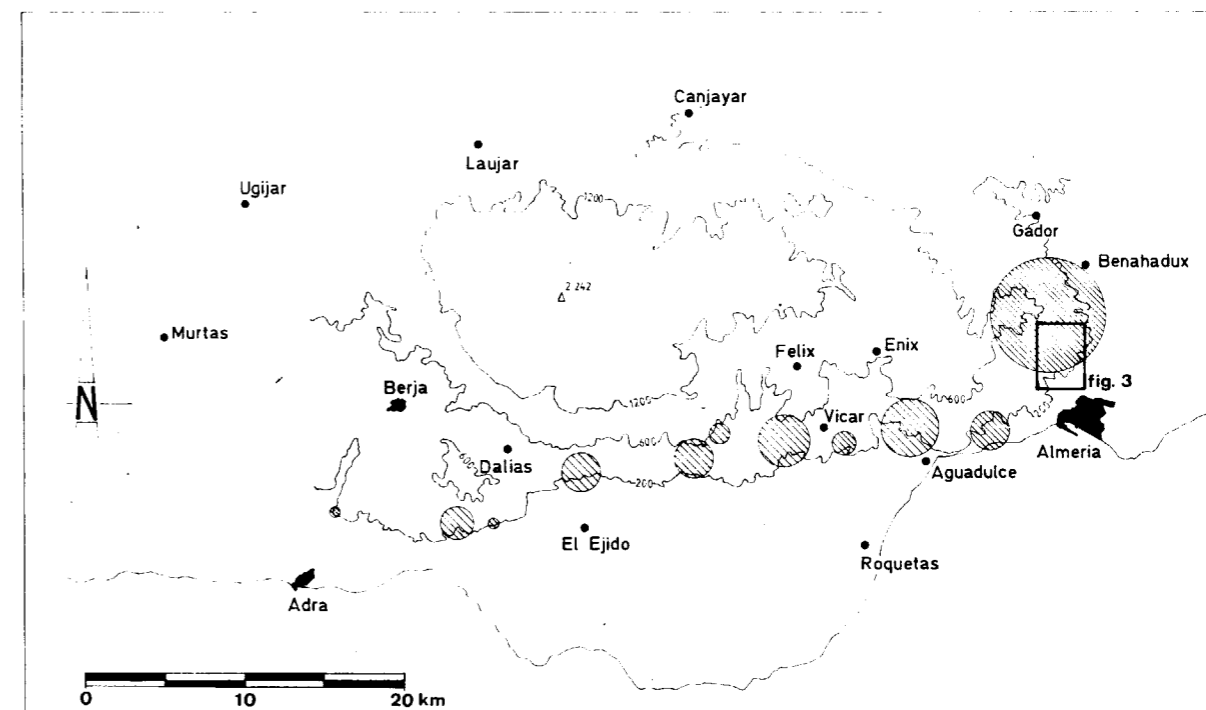


Figura 1.—Localización geográfica de las principales áreas de indicios (zonas rayadas).

CONTEXTO GEOLOGICO

La Sierra de Gádor se localiza al SO de la provincia de Almería y está en su totalidad constituida por un apilamiento de mantos pertenecientes al Complejo Alpujárride (JACQUIN, 1970 y OROZCO, 1972) (fig. 2). Sus materiales están afectados por un metamorfismo de edad Alpina y por una tectónica de fractura post-mantos con dos direcciones principales: N70E y N30-60W. Estos sistemas de fracturas son los responsables de la individualización y actual configuración de la Sierra.

OROZCO (1972) propone una estructuración en mantos o unidades tectónicas superpuestas: Manto de Lújar, Manto de Alcázar y Manto de Murtas, citados de abajo o arriba. La Unidad de Lújar (equivalente a la Unidad de Gádor, de JACQUIN, 1970) ocupa la mayor parte del macizo y consta de:

- Formación inferior metapelítica, con filitas y cuarcitas de edad Permo-Werfeniense.
- Formación superior carbonatada muy potente (puede superar los 1.000 m.), de edad Triás medio-superior. Se subdivide en tres miem-

bros (JACQUIN, 1970, y OROZCO, 1972), que de muro a techo son los siguientes:

- a) «Calizas y dolomías inferiores»: calizas margosas y argilitas en bancos de pocos centímetros; hacia la parte alta las calizas son menos arcillosas y alternan con bancos de dolomías.
- b) «Dolomías y calizas intermedias»: dolomías masivas gris-oscuros, en bancos de espesor métrico, con escasas intercalaciones de niveles calizos y argilíticos. Son frecuentes los horizontes de brechas intraformacionales, de cherts, y especialmente hacia techo, de niveles de ritmitas de cristalización diagenética (DCR's), llamadas tradicionalmente «franciscanas», a las que se asocian mineralizaciones estratoligadas de F-Pb-Zn. Este miembro es el más potente de los tres y el que aflora en mayor extensión.
- c) «Calizas y dolomías superiores»: calizas en bancos de espesor decimétrico, con alternancia de niveles margosos y argilíticos, y escasos bancos de dolomías.

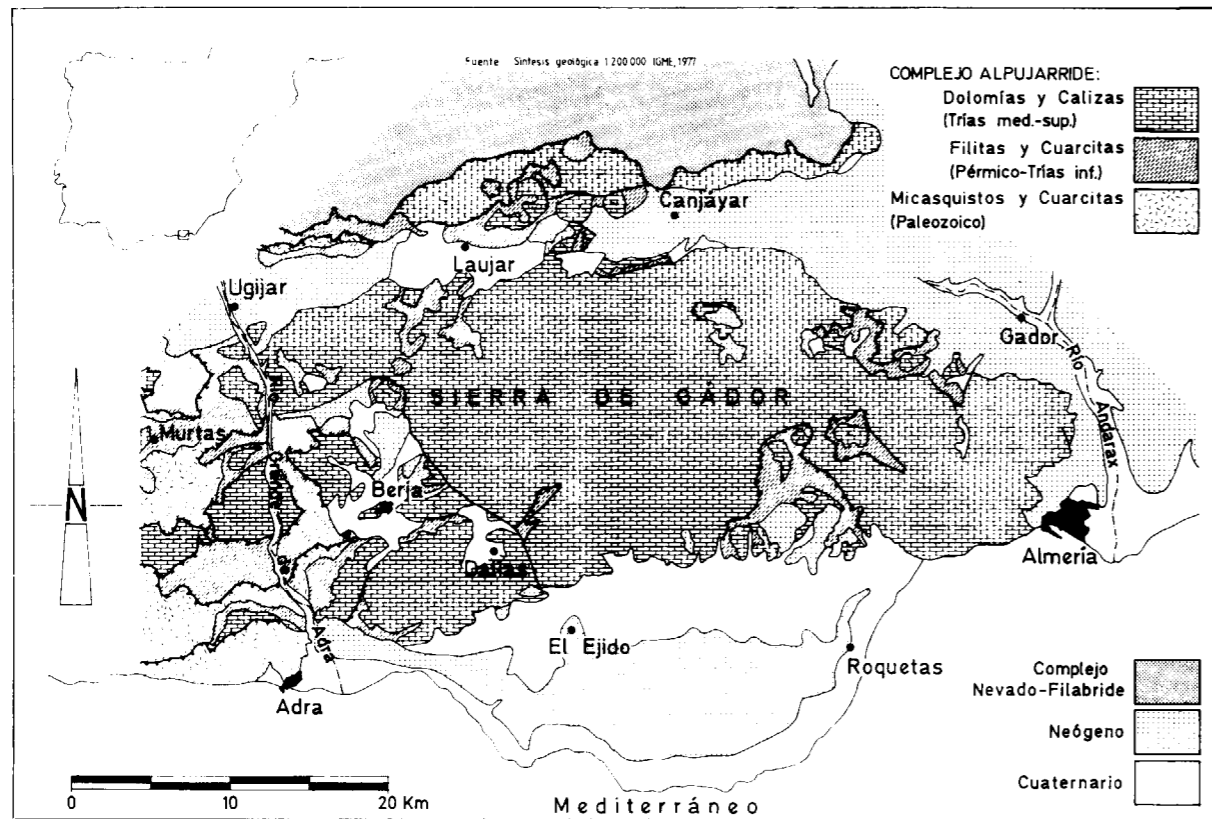


Figura 2.—Esquema litológico general de la Sierra de Gádor.

El substrato sobre el que se forman los caliches con magnesita es casi siempre una dolomía, con ocasionales intercalaciones pelíticas, perteneciente al miembro intermedio de la formación carbonatada de la Unidad de Lújar. Los caliches aparecen también sobre otros niveles dolomíticos de la misma Unidad de Lújar o de la Unidad de Murtas. La dolomía puede presentar distintos aspectos en relación con los caliches:

- a) Dolomía fresca, masiva.
- b) Dolomías cataclastizadas en una zona de falla.
- c) Brecha de colapso kárstica, de composición dolomítica.

Además de las dolomías Alpujarrides, más o menos brechificadas, sirve de substrato a los caliches un conglomerado, compuesto fundamentalmente por cantos de dolomía procedentes de la denudación del macizo. Se sitúa discordante sobre

la Unidad de Lújar y constituye la base de la serie neógena en el margen de la cuenca de Almería-Níjar. Su espesor máximo es del orden de la decena de metros y ha sido cartografiado en un área reducida en las proximidades de Almería y Huerca, con el objeto de poner de manifiesto su relación con los caliches. La naturaleza de este conglomerado no ha sido determinada. En algunos lugares se asemeja a un conglomerado de ladera o de pie de monte; otras veces recuerda más a depósitos de plataforma de abrasión marina. Su edad debe ser la misma o ligeramente inferior que la de los materiales suprayacentes, es decir, Tortoniense Superior-Messiniense Inferior (fig. 3).

LOCALIZACION Y DISTRIBUCION DE LOS CALICHES CON MAGNESITA

Como se ha mencionado en el apartado anterior, los caliches con magnesita están desarrollados so-

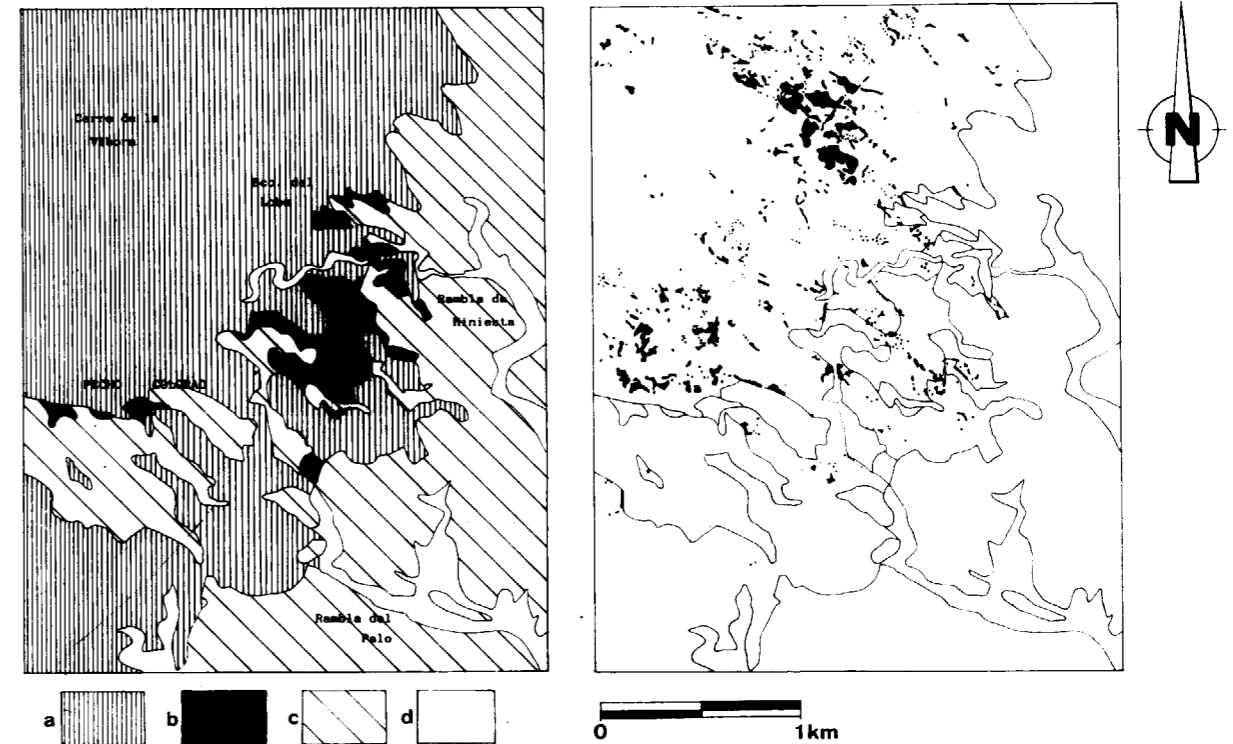


Figura 3.—Cartografía de detalle de un sector de la Sierra de Gádor, situado en la figura 1. Litología: a) dolomías alpujarrides; b) conglomerado de base neógena; c) calcarenitas neógenas; d) Cuaternario aluvial. En el esquema de la derecha se señalan las labores visibles en foto aérea.

bre dolomías alpujarrides y, localmente, sobre conglomerados neógenos del borde de la Sierra, de composición igualmente dolomítica. Además de este factor de distribución, se observa que las antiguas labores están restringidas a cotas bajas del borde de la sierra (fig. 1). Los indicios situados a más baja cota se encuentran a apenas 50 m. (Agua dulce), mientras que los de mayor cota sobrepasan escasamente los 600 m. (Rambla de las Balsas y Benahadux). A pesar de esta dispersión, la mayor parte de ellos se sitúa alrededor de la cota 200. Por otra parte, el área de distribución de indicios está restringida a las vertientes Sur y Este de la Sierra. Como se verá al final, estos dos factores están relacionados con variaciones climáticas de ámbito local.

Otro hecho que se ha puesto de manifiesto con el estudio de las fotos aéreas es la disposición, generalmente agrupada de las labores, a favor de líneas de fractura (fig. 3). La dirección más frecuente es N30-60W, que coincide con el sistema

de fracturación más penetrativo y mejor representado en este sector de la Cordillera.

Un aspecto que conviene resaltar, por su indudable importancia en el desarrollo de manifestaciones supergénicas, es el de la climatología local. La estación meteorológica de Almería, según datos recogidos por ELÍAS CASTILLO (1965) e IGME-IRYDA (1977), aporta valores de evapotranspiración potencial total anual (ETP) entre 900 y 1.200 milímetros, dependiendo del método de cálculo empleado. Estos valores son muy elevados en comparación con los de precipitación total anual (430 milímetros para el año más húmedo, y 100 mm. para el año más seco). Otros rasgos climáticos de interés son la insolación (3.000 horas de sol/año, equivalentes al 70 por 100 de las horas de luz) y la torrencialidad de la precipitación (en tres horas llega a caer la cuarta parte del total anual).

La comarca de Almería pertenece a un dominio morfoclimático árido-semiárido. La figura 4 repre-

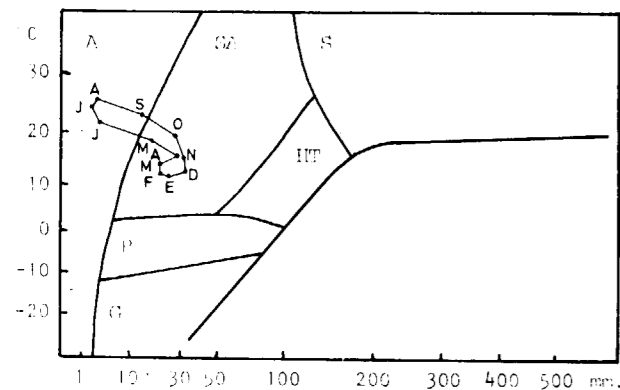


Figura 4.—Diagrama de dominios morfoclimáticos (WILSON, 1969) de termohietas (precipitación media mensual-temperatura media mensual). A) árido; SA) semiárido; S) selva; HT) templado-húmedo; P) periglacial; G) glacial.

senta las termohietas mensuales correspondientes a los datos antes mencionados, que cubren un período de 45 años. Puede apreciarse cómo durante

los meses de junio a septiembre, Almería queda incluida en el dominio árido, y el resto del año en el semiárido.

DESCRIPCION DEL PERFIL DEL CALICHE

ESTEBAN y KLAPPA (1983) proponen una definición esencialmente petrológica del caliche: «Depósito carbonatado horizontal o subhorizontal, con zonación vertical, desarrollado principalmente como cuatro tipos litológicos: a) masivo-cretoso («massive-chalky»); b) noduloso-pulverulento («nodular-crumbly»); c) laminar («platy or sheet-like»), y d) costra compacta («compact crust or hardpan»). La posición y el desarrollo de estos cuatro tipos litológicos se distribuyen de acuerdo con el esquema de perfil ideal de caliche, propuesto por estos mismos autores (fig. 5), representativo del ejemplo más frecuente de los caliches más modernos en el Mediterráneo occidental.

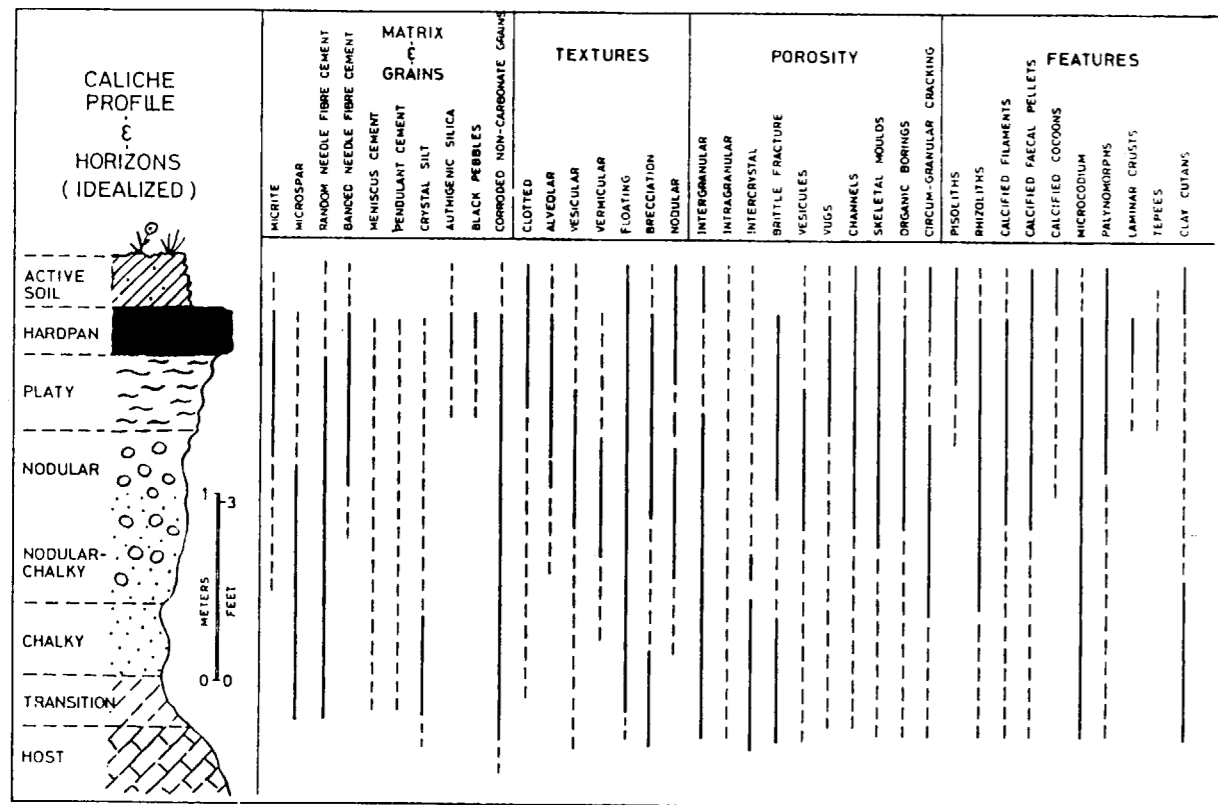


Figura 5.—Perfil ideal de un caliche desarrollado sobre substrato blando, y distribución vertical de las principales características petrológicas (de ESTEBAN y KLAPPA, 1983).

Los perfiles observados en el área de estudio (figura 6) muestran en general una distribución zonal más simple pero concordante con la señalada por ESTEBAN y KLAPPA (1983) para un perfil ideal y maduro (fig. 5). Se han distinguido de arriba a abajo los siguientes horizontes:

1. *Suelo activo rojizo o pardo*. Puede estar ausente o presentar un espesor máximo de unos 30 cm. Está compuesto por una fracción detrítica fina de color rojizo, que contiene cuarzo y arcillas, una fracción detrítica grosera de granos de dolomía, con clastos de hasta 5 cm., y una fracción de concreciones carbonatadas formadas «in-situ», con tamaños desde el de pisolito hasta superiores a 20 cm. Las concreciones son más abundantes y de mayor tamaño hacia la parte inferior del horizonte (ver fig. 8-b). El contacto con el horizonte infrayacente —la costra— puede ser neto y subhorizontal o gradual e irregular. En el segundo caso, la transición entre ambos horizontes se ob-

serva especialmente bien en acanaladuras de tendencia vertical que penetran en la costra.

2. *Costra («hardpan»)*. Es el nivel superior del caliche en ausencia del suelo, y el más compacto y continuo de los horizontes del perfil. Su color es generalmente entre crema y gris, y el espesor muy variable: desde unos milímetros hasta 70 cm. Presenta fábricas laminada, brechoide, «coated» y pisolítica, y contiene *nódulos de magnesita*, término con el que se pretende denominar a las concentraciones con forma y tamaño variable de magnesita blanca. En los perfiles de mayor potencia es frecuente que la costra esté dividida verticalmente en varios miembros, mediante acanaladuras horizontales. Estas acanaladuras contienen concreciones carbonatadas sueltas mezcladas con una fracción terrígena rojiza, similar al material del horizonte de suelo.

3. *Horizonte terroso intermedio*. Su contacto

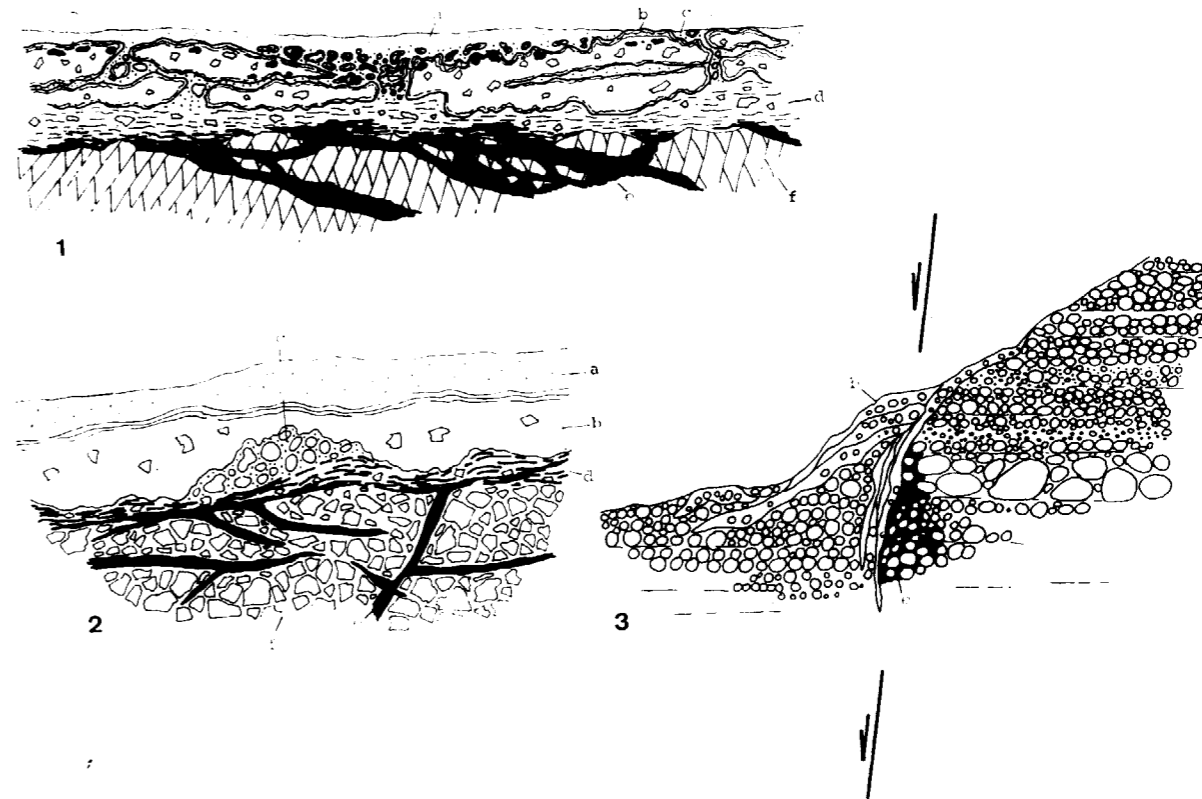


Figura 6.—Ejemplos de perfiles de caliche en Sierra de Gádor desarrollados sobre diferentes substratos: 1) dolomías tectonizadas; 2) brecha dolomítica de origen kárstico; 3) conglomerado de base neógeno. Horizontes: a) suelo activo rojizo; b) costra; c) acanaladuras; d) horizonte intermedio terroso; e) zonas enriquecidas en magnesita (en negro) y f) substrato rocoso.

con la costra es generalmente gradual. Se caracteriza por el dominio de la fábrica brechoide y por la pobre cementación. Su aspecto es terroso («chalky») y el color, blanco o crema, más claro que el de la costra. En ocasiones aparecen niveles pisolíticos sin cementar, de consistencia arenosa. Frecuentemente presenta un aspecto laminado («platy»), debido a fracturas subhorizontales y a la presencia de algunas laminaciones y huecos de raíces. La matriz intergrano contiene zonas de morfología variable, más micríticas y de composición magnésica.

4. *Zona de transición con el substrato.* Representa el paso gradual entre el caliche y la dolomía normalmente brechificada del substrato. Este horizonte puede alcanzar gran continuidad vertical en el caso de caliches desarrollados sobre brechas de falla (hasta 6 m. de profundidad reconocida). Está formado por una brecha de fragmentos muy heterométricos de dolomía, sueltos o enraizados, muy angulosos, soportados por una matriz micrítica blanquecina, de aspecto cretoso. El límite inferior de este horizonte se establece por la desaparición hacia abajo y el brusco incremento hacia arriba de la matriz cretosa. El paso al horizonte intermedio está también marcado por la aparición de algunas estructuras (pisolitos, laminaciones, etcétera) y por el aumento de cementación.

MORFOLOGIA Y DISTRIBUCION DE LA MINERALIZACION EN EL PERFIL DEL CALICHE

Se distinguen dos tipos de mineralización atendiendo a criterios morfológicos y de posición en el perfil:

1. *Mineralización en la costra* (fig. 7.1). Magnesita en nódulos subredondeados a irregulares o lenticulares, de tamaño variable (2-3 mm. hasta 20-30 cm.), distribuidos por toda la costra, pero más abundantes en su parte superior (fig. 8-d). También en concreciones situadas en las acanaladuras que surcan la costra y en el horizonte de suelo rojizo. La magnesita del interior de los nódulos es de color blanco a crema. Los nódulos están poco o nada cementados, en general más cementados cuanto de menor tamaño. El nódulo puede contener restos corroídos, más o menos desagregados, de clastos de dolomía, que pueden incluso ocupar la mayor parte de su volumen. En el exte-

rior del nódulo es frecuente encontrar una fina envuelta laminada, más patente en los nódulos de mayor tamaño. El análisis petrográfico de la costra ha mostrado, además, concentraciones intersticiales de magnesita de tamaños mucho menores que los de los nódulos (0,2-0,5 mm.).

2. *Mineralización en los horizontes inferiores.* Se encuentra:

a) diseminada en un nivel cretoso subhorizontal de pocos centímetros de espesor, situado inmediatamente debajo de la costra (fig. 7.2); b) diseminada en la matriz soportante de la brecha en el

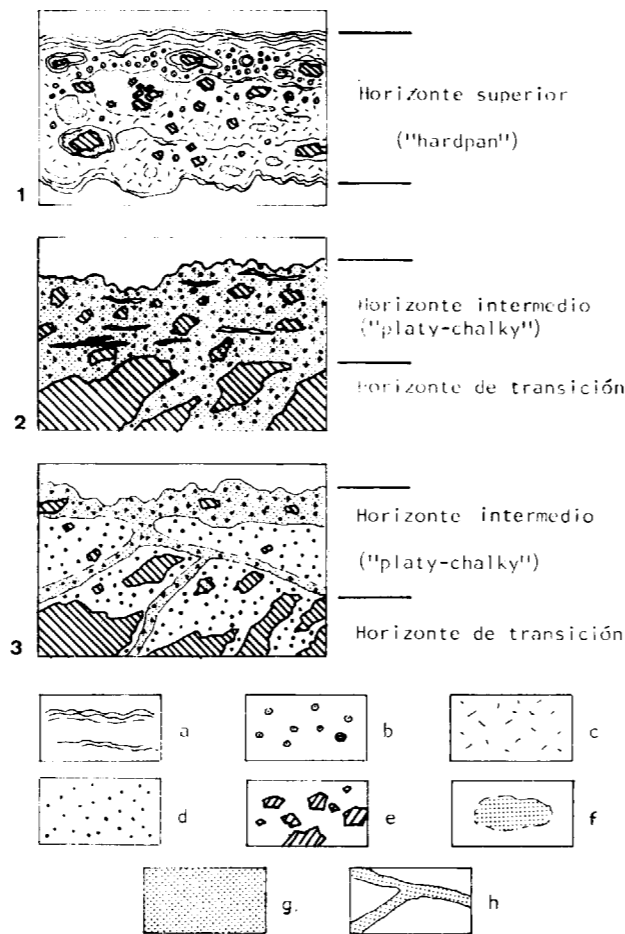


Figura 7.—Tipos morfológicos de mineralización de magnesita en el caliche (explicación en el texto). Facies y estructuras: a) laminaciones; b) pisolitos; c) matriz cementada; d) matriz microbrechoide poco cementada o suelta; e) fragmentos de dolomía; f) nódulos de magnesita; g) magnesita diseminada; h) venas de magnesita.

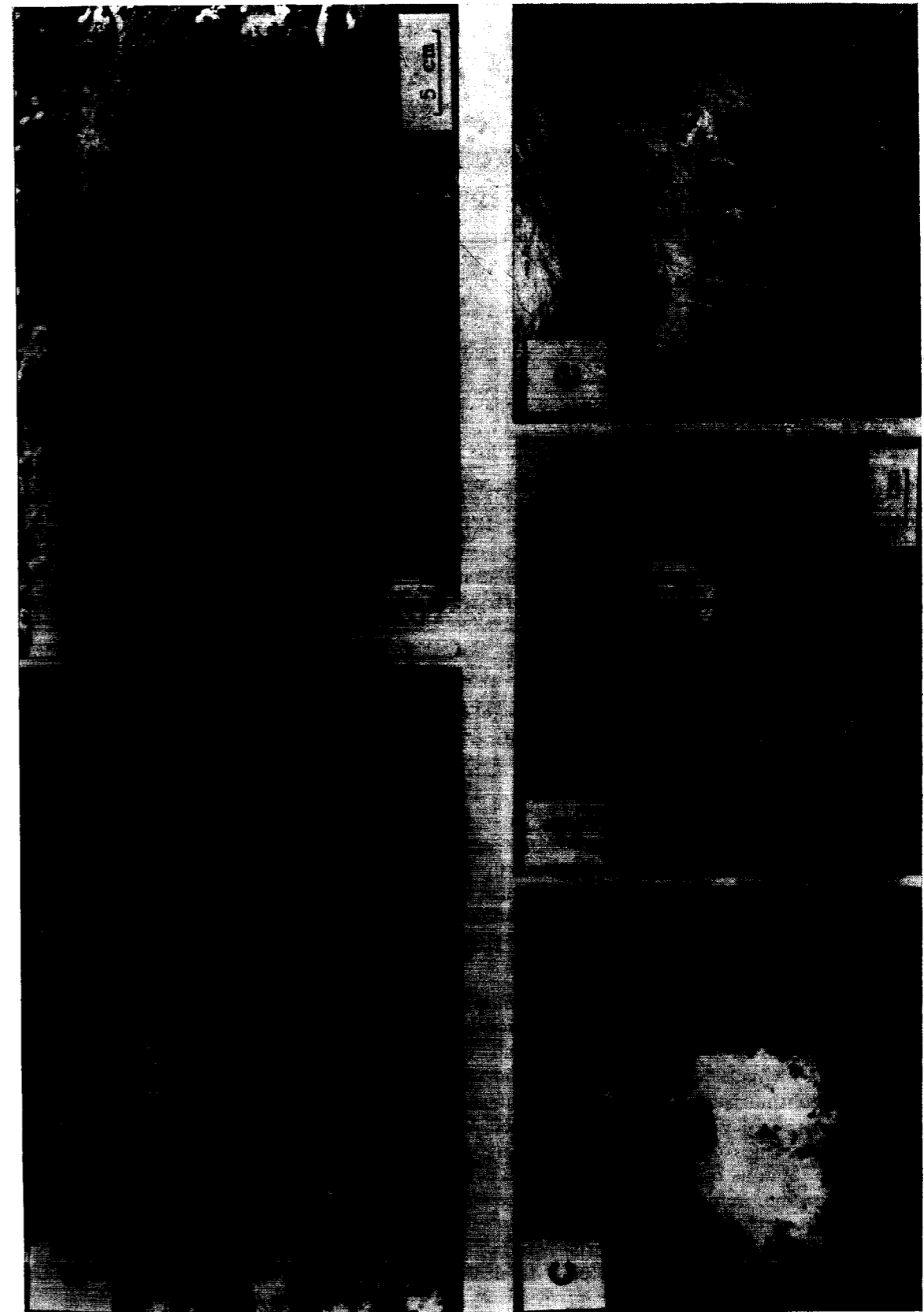


Figura 8.—Aspectos mesoscópicos de los caliches: a) Labor para magnesita que muestra un perfil vertical de caliche (ver también figs. 6.1 y 13, perfil 2). Se observa de arriba a abajo, el horizonte de suelo, una costra bien desarrollada, y los horizontes terroso y transicional que quedan en sombra, dado que han sido explotados. b) Detalle del perfil de caliche anterior, mostrando un horizonte de suelo (S) sobre la costra (C). Las concreciones carbonatadas son más abundantes en la parte inferior del suelo. c) Labor para magnesita con una escombrera blanca, típica. El caliche está desarrollado a lo largo de una fractura, en un fuerte talud. d) Muestra de mano del horizonte de costra, conteniendo algunos nódulos de magnesita (mg) de escala centimétrica. e) Venas de magnesita (mg) en los horizontes terroso y transicional de un perfil (ver fig. 13, perfil 3).

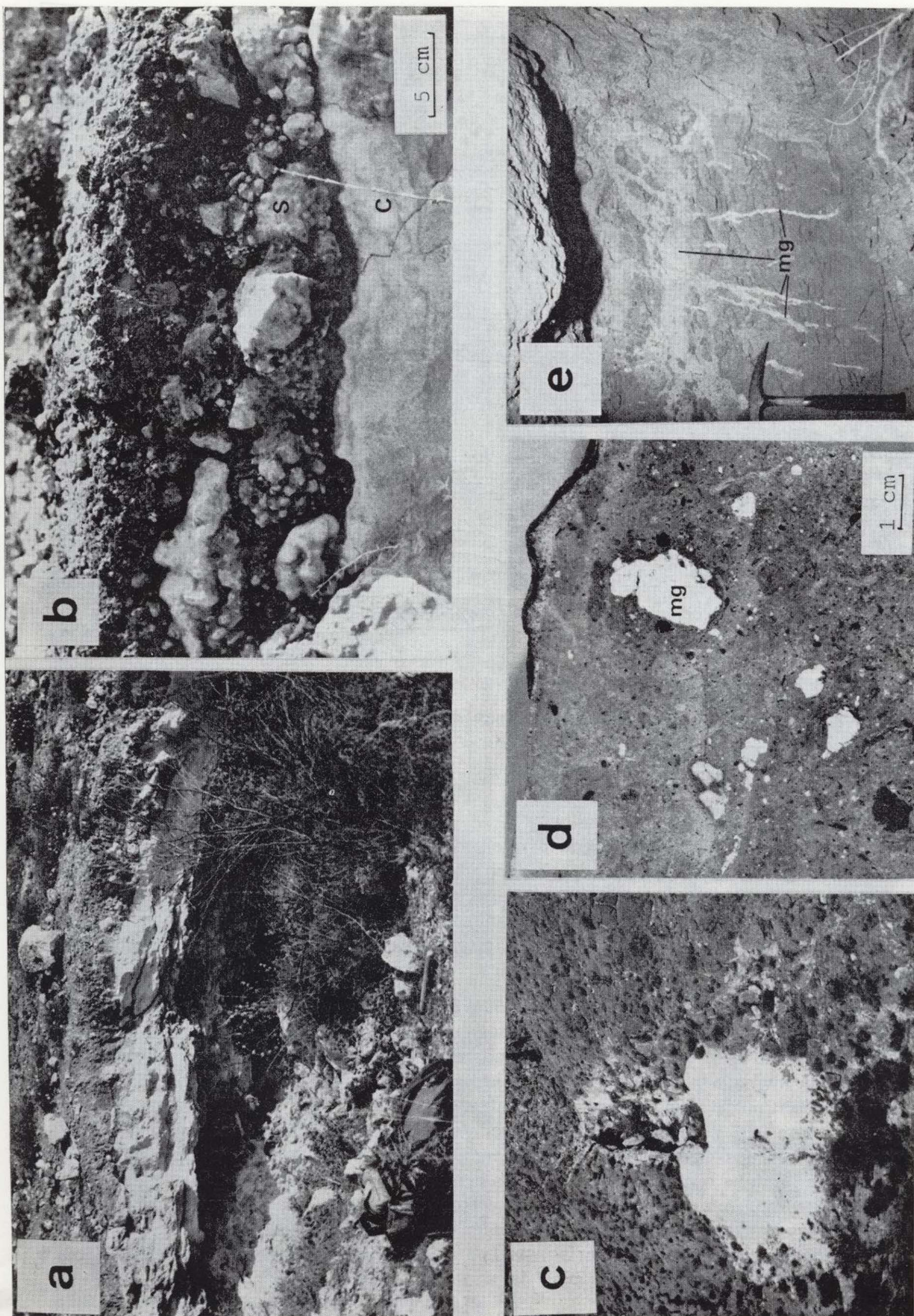


Figura 8.—Aspectos mesoscópicos de los caliches: a) Labor para magnesita que muestra un perfil vertical de caliche (ver también figs. 6.1 y 13, perfil 2). Se observa de arriba a abajo, el horizonte de suelo, una costra bien desarrollada, y los horizontes terroso y transicional que quedan en sombra, dado que han sido explotados. b) Detalle del perfil de caliche anterior, mostrando un horizonte de suelo (S) sobre la costra (C). Las concreciones carbonatadas son más abundantes en la parte inferior del suelo. c) Labor para magnesita con una escombrera blanca, típica. El caliche está desarrollado a lo largo de una fractura, en un fuerte talud. d) Muestra de mano del horizonte de costra, conteniendo algunos nódulos de magnesita (mg) de escala centimétrica. e) Venas de magnesita (mg) en los horizontes terroso y transicional de un perfil (ver fig. 13, perfil 3).

horizonte de transición (fig. 7.2); *c*) masiva, ocupando un entramado de venas de espesor milimétrico a centimétrico (fig. 8.e), que surcan en todas direcciones el horizonte terroso intermedio (figura 7.3). En todos los casos la mineralización presenta aspecto terroso o cretoso debido a la débil cementación, su color es blanco o crema, como el de los nódulos, y contiene fragmentos corroídos de dolomía del substrato.

PETROGRAFIA DEL CALICHE

El estudio microscópico y mesoscópico de las muestras se ha centrado especialmente en el horizonte superior o costra, debido a su mayor cementación y a su mayor diversidad de texturas respecto de los demás horizontes. Para la descripción de las fábricas y microestructuras se han seguido especialmente las terminologías de HARRISON (1977), KLAPPA (1980), CALVET y JULIA (1983), ESTEBAN y KLAPPA (1983) y PERYT (1983 a).

La costra presenta cuatro fábricas principales (laminada, pisolítica, «coated» y brechoide) que se disponen de acuerdo con unas pautas más o menos constantes:

a) La fábrica laminada tiene su mayor desarrollo en la parte externa de la costra, a modo de una envuelta que puede alcanzar los 3 cm. En esta envuelta las láminas son más netas que en el interior de la costra, más regulares y menos onduladas. En la parte inferior de la costra, la envuelta forma con frecuencia verrugosidades de tipo estalagmítico.

b) Son muy frecuentes las alternancias, a todas las escalas, entre niveles pisolíticos y laminados.

c) Las fábricas pisolítica, «coated» y brechoide muestran transiciones graduales, aunque en cada caso sea una la dominante (fig. 9).

Fábrica laminada: Está formada por láminas paralelas, lateralmente discontinuas, cuyo espesor varía aproximadamente entre 0,05 y 1 mm., identificables al microscopio por tonos claros y oscuros alternantes (fig. 10). Las láminas oscuras son más delgadas y están formadas por cemento microcristalino; las láminas claras son generalmente más gruesas y están formadas por cemento criptocristalino que incluye granos de cuarzo, pelets y pe-

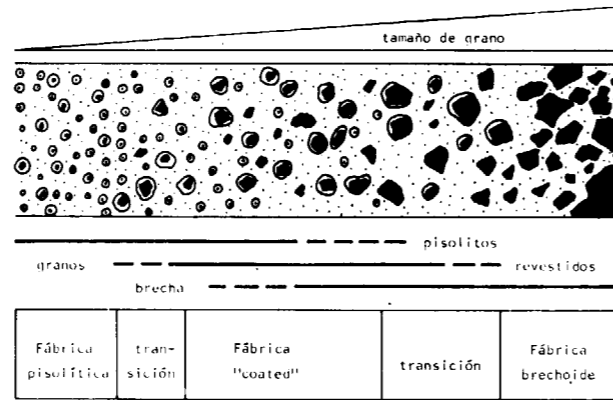


Figura 9.—Evolución gradual entre una fábrica pisolítica y una fábrica brechoide, a través de una fábrica «coated».



Figura 10.—Esquema a escala microscópica, de un nivel laminar.

queños pisolitos. La fábrica laminada se dispone recubriendo agregados de pisolitos, nódulos de magnesita, fragmentos de roca del substrato, formando el recubrimiento externo de la costra, y en alternancia con niveles pisolíticos subhorizontales.

Fábricas pisolítica, «coated» y brechoide: La fábrica pisolítica consiste en una trama compuesta fundamentalmente por pisolitos vadosos («vadoids» de PERYT, 1983 *a* y *b*), soportada por una matriz cementante (fig. 11 *a*). El núcleo del pisolito puede ser de diversa naturaleza: peloide, grano de cuarzo, fragmento de dolomía o agregado de granos cementado. La envuelta tiende a la esfericidad y se compone por un número variable de láminas concéntricas (generalmente entre 2 y 4), de características similares a las descritas para la fábrica laminada.

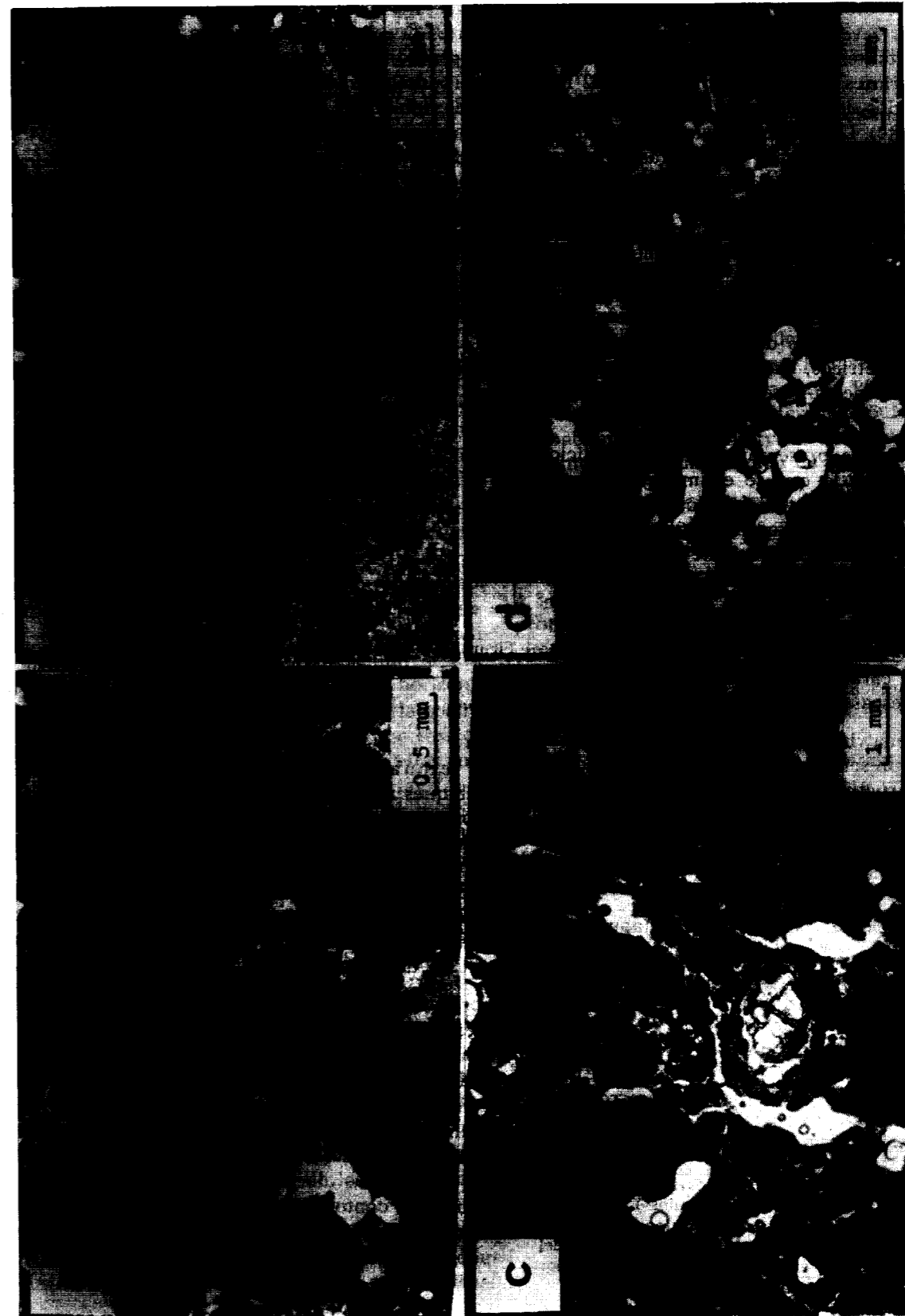


Figura 11.—Algunos aspectos microscópicos de los caliches: *a*) Fábrica pisolítica. Se distinguen dos zonas con diferente matriz: peloide a la derecha y microbrechoide a la izquierda. *b*) Borde de un grano revestido: 1. dolomía alterada; 2. banda micrítica (magnesita); 3. recubrimiento laminado, y 4. fábrica pisolítica con matriz microbrechoide. *c*) micrita de un nódulo de magnesita, con abundantes grietas de desecación y huecos de disolución. En el centro se observa un relicto de dolomía. *d*) textura alveolar.

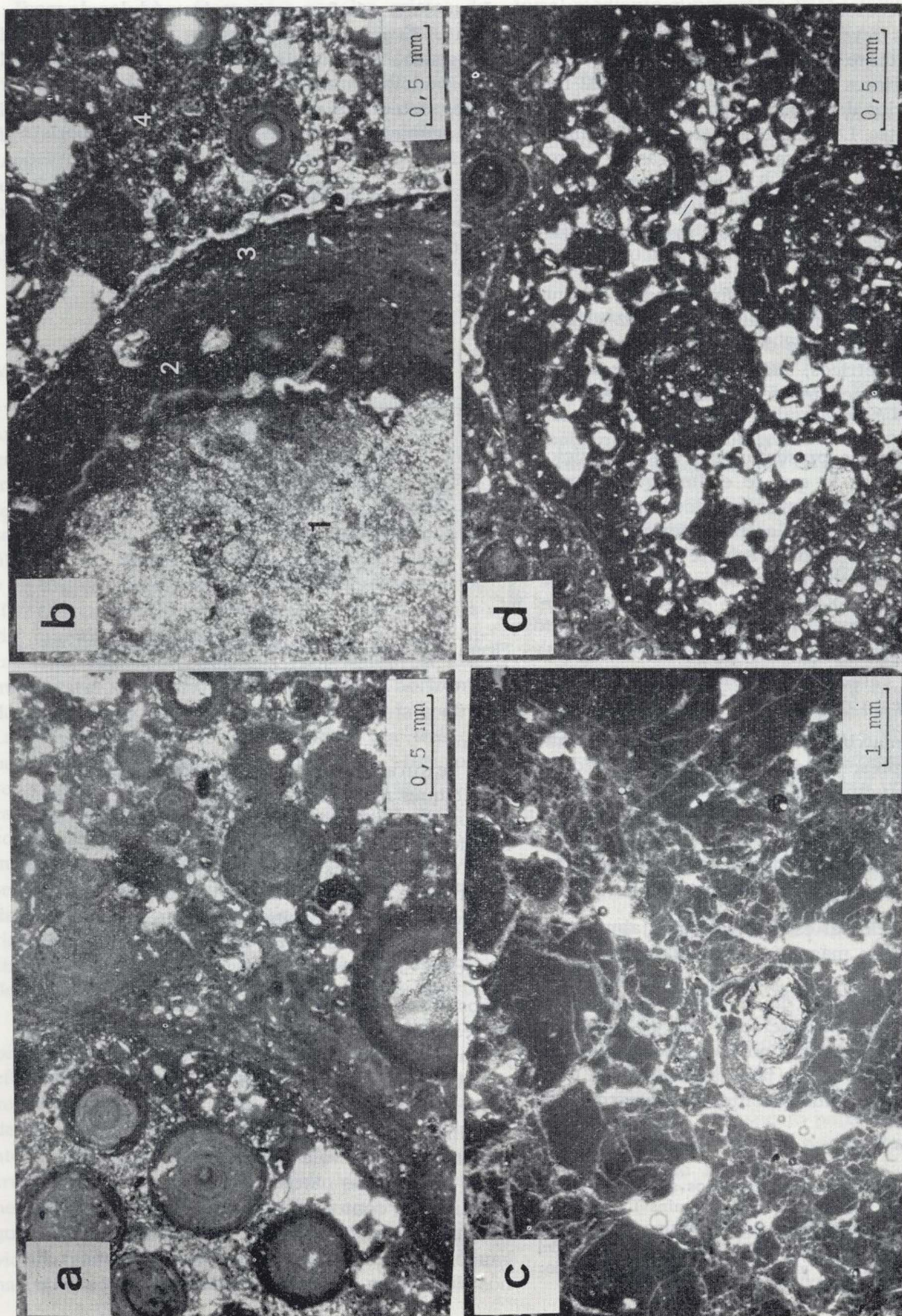


Figura 11.—Algunos aspectos microscópicos de los caliches: a) Fábrica pisolítica. Se distinguen dos zonas con diferente matriz: peloidal a la derecha y microbrechoide a la izquierda. b) Borde de un grano revestido: 1. dolomía alterada; 2. banda micrítica (magnesita), 3. recubrimiento laminado, y 4. fábrica pisolítica con matriz microbrechoide. c) micrita de un nódulo de magnesita, con abundantes grietas de desecación y huecos de disolución. En el centro se observa un relicto de dolomía. d) textura alveolar.

La fábrica «coated» está constituida por una trama de granos revestidos (*), soportada por una matriz cementante. Los granos revestidos tienen tamaños superiores a los de los pisolitos (0,02 milímetros —varios decímetros y 0,02 mm.— 2 mm., respectivamente). Los núcleos suelen ser fragmentos de dolomía del substrato con figuras de corrosión en los bordes. Entre el borde del grano y su envuelta puede verse en ocasiones una zona intermedia micrítica, de composición magnesítica (figura 11 b).

La fábrica brechoide consta simplemente de una brecha dolomítica cementada por matriz criptocristalina. Los clastos de dolomía son muy angulosos y heterométricos, suelen presentarse alterados y pueden tener un recubrimiento laminado parcial.

Las tres fábricas presentan entre sí transiciones graduales, por lo que se estima que responden, en cierto modo, a tres estados sucesivos de la evolución del caliche. Las transiciones se manifiestan por la proporción creciente de la matriz y de los recubrimientos laminados, entre la fábrica pisolítica y la brechoide, y el decrecimiento en tamaño y cantidad de fragmentos de dolomía (figura 9). De acuerdo con esto, una fábrica brechoide dominante caracteriza a caliches poco desarrollados y con escaso espesor.

Matriz: La matriz intersticial de las fábricas antes descritas presenta, a su vez, gran variedad de texturas y estructuras a menor escala: la textura más frecuente es la microbrechoide, constituida por granos entre 0,001 y 0,5 mm. de cuarzo, mica, feldespato y dolomía de origen detrítico, soportados por un cemento micro-criptocristalino.

La textura peloidal es especialmente abundante en los nódulos de magnesita. Los peloides en sentido descriptivo (CALVET y JULIÀ, 1983), son agregados microcristalinos de diversos tamaños (en estos caliches se han observado con 0,1-1 mm.) y formas subredondeadas. Con frecuencia se hallan envueltos por una o dos láminas micríticas muy delgadas, constituyendo pisolitos de desarrollo incipiente.

(*) Según PERYT (1983 a) los pisolitos son un tipo particular de granos revestidos («coated grains»). Para este trabajo se ha preferido emplear el término «granos revestidos» en aquellos en los que se verifique: tamaño del núcleo > tamaño de la envuelta, y «pisolitos» cuando: tamaño del núcleo ≤ tamaño de la envuelta.

La textura más frecuente en los nódulos de magnesita es la micrítica, compuesta por un material homogéneo, microcristalino, con frecuentes grietas, producto de la desecación, y con huecos irregulares debidos a raíces o a procesos de disolución, ocupados ambos por cemento criptocristalino (fig. 11 c).

Las texturas micrítica y peloidal muestran transiciones graduales que se manifiestan por el aumento de la proporción de cemento criptocristalino y la disminución de la de micrita entre la primera y la segunda (fig. 12).

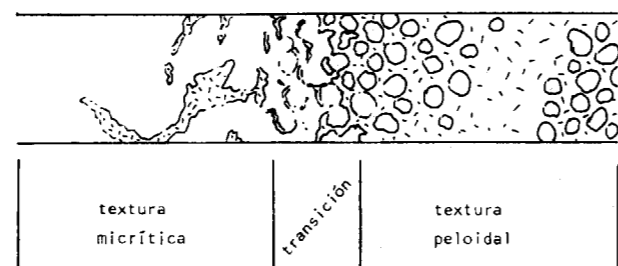


Figura 12.—Evolución gradual entre una textura micrítica y una textura peloidal.

La textura alveolar consiste en un entramado de tabiques micríticos que dejan huecos libres, de contorno entre subredondeado e irregular, rellenos de cemento criptocristalino (fig. 11 d). Una posible explicación es que sea debida a la disolución selectiva de granos detríticos de dolomía, con preservación de la micrita soportante, aunque de acuerdo con ESTEBAN (1974), sería el resultado de la acción de raíces.

Los huecos de raíces («root moulds») son observables a la escala de muestra de mano (fig. 8 d) y aparecen como un entramado de poros cilíndricos de aproximadamente 0,3-1 mm. de diámetro por varios mm/cm. de longitud, dispuestos en todas direcciones pero con cierta tendencia a la horizontalidad. A escala microscópica se observan a veces estructuras alargadas de 0,05 a 0,5 mm. de anchura, de contorno irregular y difuso, rellenas de cemento criptocristalino, y en ocasiones, albergando peloides. Se han interpretado como rellenos de moldes de raíces capilares («root casts»).

Estructuras muy frecuentes son las grietas de desecación, que se pueden encontrar huecas o rellenas de cemento criptocristalino; se disponen paralelas, con tendencia a la horizontalidad, o rodeando clastos de dolomía en una fábrica brechoide (fracturas circungranulares). Se han observado también algunos ejemplos de estructuras geopetales, debidas al relleno parcial de poros o fracturas por cemento criptocristalino, o más raramente, por micrita, ocupando dicho relleno la parte inferior de la cavidad.

MINERALOGIA Y QUIMISMO

Los datos obtenidos por difractogramas en un amplio muestreo, indican la presencia de las siguientes especies, por orden de abundancia, dolomita, magnesita, calcita, ilita, cuarzo, clorita, interestratificado ilita-clorita, feldespato alcalino, yeso, anhidrita y kaolinita. De todos ellos, los cuatro últimos han aparecido sólo en algunas muestras, y en proporciones normalmente inferiores al 2 por 100. Los carbonatos representan la fase mayoritaria, mientras que filosilicatos, cuarzo y, esporádicamente, feldespato alcalino, representan la fase minoritaria silicatada, concentrada en el horizonte de suelo rojizo y en las acanaladuras de la costra. La fase carbonatada está compuesta por tres especies en íntima relación, y cada una de ellas concentrada preferentemente en una o varias fábricas: la magnesita se asocia a los nódulos micríticos blancos de la costra y a las venas y niveles micríticos de los horizontes inferiores; la calcita se concentra en las fábricas pisolítica y laminada de la costra, y en concreciones aisladas del horizonte de suelo; la dolomita se encuentra en los clastos de dolomía del substrato, presentes en todos los horizontes, y en el cemento de la matriz.

Se ha llevado a cabo el muestreo vertical de tres perfiles de caliche (fig. 13). En las muestras se efectuaron análisis mineralógicos semicuantitativos por difracción de rayos X, y análisis químicos de elementos mayores y traza mediante absorción atómica, fluorescencia de rayos X y espectrometría de plasma. Los resultados de los análisis mineralógicos se representan gráficamente en la figura 13, y los resultados de los análisis químicos vienen recogidos en las tablas 1 y 2. Estos últimos han sido estudiados con ayuda de un análisis fac-

torial mediante el programa P4M (sistema BMDP). Los cuatro principales factores de correlación obtenidos («unrotated factors») están representados en la figura 14.

Las pautas de comportamiento de los elementos analizados son las siguientes:

a) Ni, Si, Fe, Rb, Al, Cr, V, K y Ti tienen un comportamiento similar, por lo que deben corresponder a una misma fase, la silicatada, especialmente abundante en el horizonte de suelo.

b) Mn, Co, Ba, Pb, Zn y Cu se correlacionan positivamente con el grupo anterior. La diferencia con ellos indica que pueden estar asociados, al menos en parte, a otra fase, la fase clásica dolomítica del caliche. Por otra parte, Pb y Zn presentan un comportamiento diferenciado de Co y Ba, probablemente por diferencias en su movilidad durante la desestabilización de la dolomía.

c) Ca y Mg se comportan de forma radicalmente diferente de los demás grupos, debido a su papel en los procesos de desestabilización de la dolomía, magnesitización y precipitación de calcita. A su vez, presentan entre sí correlación inversa, probablemente debido a que magnesitización y precipitación de calcita tienen lugar en diferentes zonas del caliche.

d) El Sr presenta también un comportamiento opuesto al de las fases silicatada y clásica-dolomítica; parece correlacionarse preferentemente con el Ca, por lo que se supone deberá concentrarse en las láminas calcíticas.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Las concentraciones de magnesita de Sierra de Gádor son consecuencia de los procesos de diagénesis subaérea, en relación con dolomías alpujárrides, que han dado lugar a la formación de caliches. La génesis de las magnesitas debe contemplarse, pues, como un aspecto parcial de la evolución genética de aquéllos. Los principales controles que han regulado la formación de caliches con magnesita son:

a) *Litológico:* Las dolomías sirven de substrato a los caliches, y a la vez, de fuente de Mg para la concentración de magnesita.

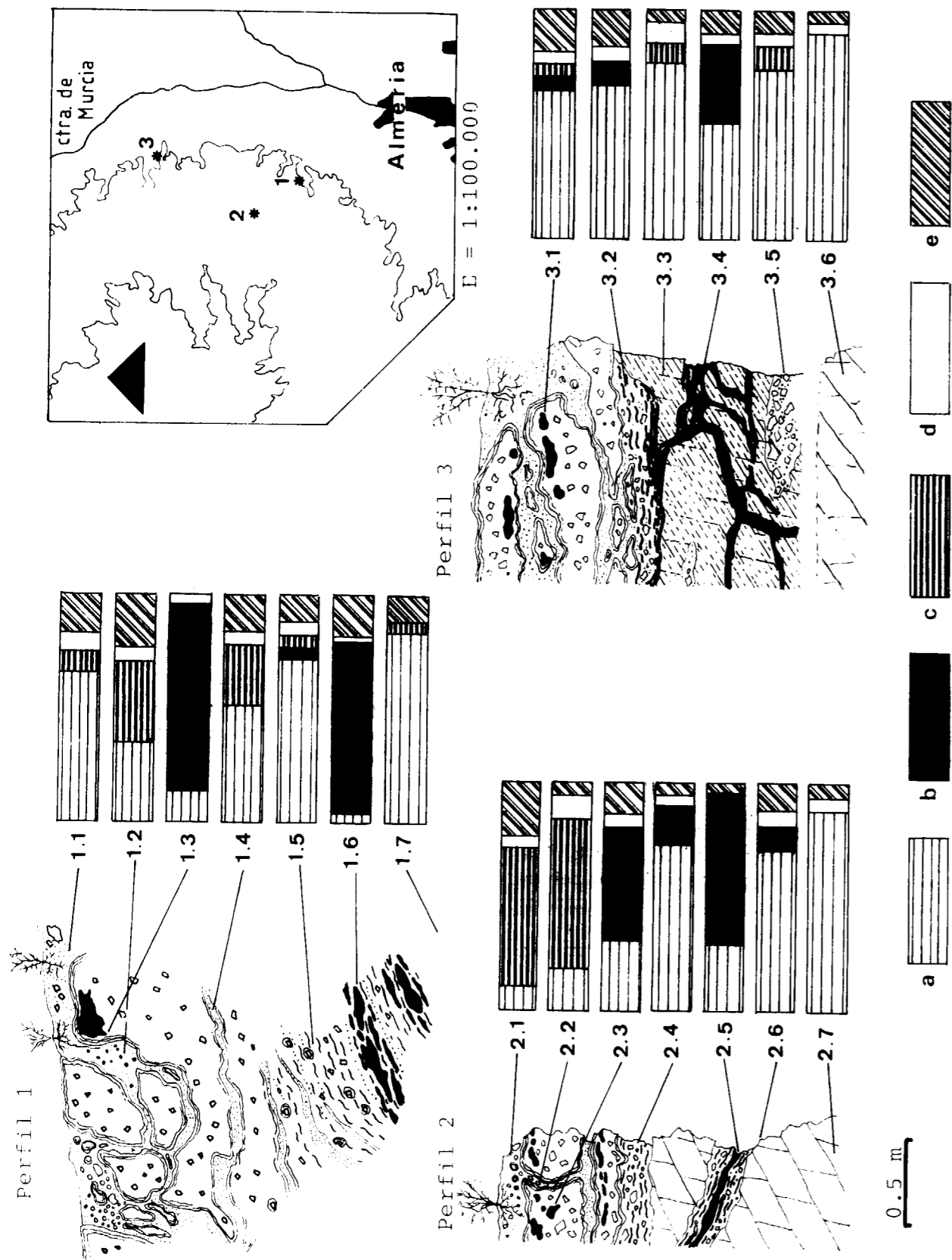


Figura 13.—Análisis mineralógico de tres perfiles de caliche. a) Dolomita, b) magnesita, c) calcita, d) cuarzo, e) total filossilicatos.

TABLA 1

	% Elementos mayores									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	P.P.C.
1.1	18.03	4.23	1.87	28.01	0.347	0.043	0.571	0.52	11.18	35.45
1.2	8.90	2.16	0.837	40.62	0.207	0.014	0.271	0.13	6.70	40.95
1.3	0.63	--	0.078	6.31	0.087	0.015	---	0.12	44.20	49.05
1.4	1.44	0.20	0.232	40.32	0.063	0.013	---	0.15	13.50	43.84
1.5	2.81	1.36	0.175	31.22	0.086	0.021	0.490	0.09	21.20	42.30
1.6	2.40	0.50	0.283	3.57	0.068	0.019	0.180	0.20	44.40	48.74
1.7	6.07	2.96	0.775	26.84	0.142	0.017	1.203	0.09	19.70	41.71
2.1	12.30	3.94	1.402	40.09	0.301	0.013	0.485	2.20	2.30	37.28
2.2	6.31	1.98	0.713	42.47	0.172	0.007	0.238	0.18	6.24	41.81
2.3	1.72	0.59	0.280	30.73	0.048	0.010	0.253	0.22	20.91	45.07
2.5	4.51	--	0.074	23.67	0.039	0.082	---	0.20	26.32	45.75
2.6	1.10	0.15	0.429	30.87	0.036	0.013	0.050	0.36	21.58	45.10
2.7	2.64	0.73	0.498	31.50	0.057	0.018	0.357	0.36	19.85	43.88
3.1	5.38	1.71	0.683	33.07	0.119	0.018	0.589	1.05	16.66	41.36
3.2	9.09	2.43	1.593	23.01	0.152	0.029	1.102	2.40	21.01	39.68
3.3	17.09	5.04	2.564	19.24	0.267	0.051	2.155	1.35	16.00	36.68
3.5	5.07	0.90	0.576	30.11	0.060	0.028	0.413	0.10	19.40	42.81
3.6	0.25	0.03	0.285	29.95	0.034	0.031	0.005	4.00	20.40	44.90

TABLA 2

	ppm. Elementos traza									
	Zn	Cu	Pb	Cr	Ni	Ba	V	Co	Rb	Sr
1.1	77	8	50	42	13	58	37	5	20	200
1.2	21	4	15	10	9	19	14	1	10	510
1.3	16	4	8	2	6	6	0	2	--	700
1.4	35	3	12	6	4	4	5	1	--	490
1.5	139	12	117	10	5	4	13	1	10	320
1.6	48	7	4	9	4	11	8	2	--	90
1.7	85	7	11	20	7	13	38	2	20	250
2.1	28	5	3	23	6	7	19	1	20	380
2.2	27	9	3	11	7	17	25	2	10	780
2.3	22	7	9	8	7	42	6	4	--	670
2.5	16	9	13	11	8	36	0	2	--	640
2.6	43	5	19	6	3	9	14	2	--	300
2.7	34	3	28	11	2	1	6	1	--	130
3.1	26	5	2	12	7	28	15	4	10	760
3.2	58	14	9	18	9	23	37	2	20	470
3.3	85	10	2	35	15	61	41	6	40	180
3.5	30	5	1	21	5	6	18	2	10	330
3.6	37	5	2	4	3	1	8	1	--	150

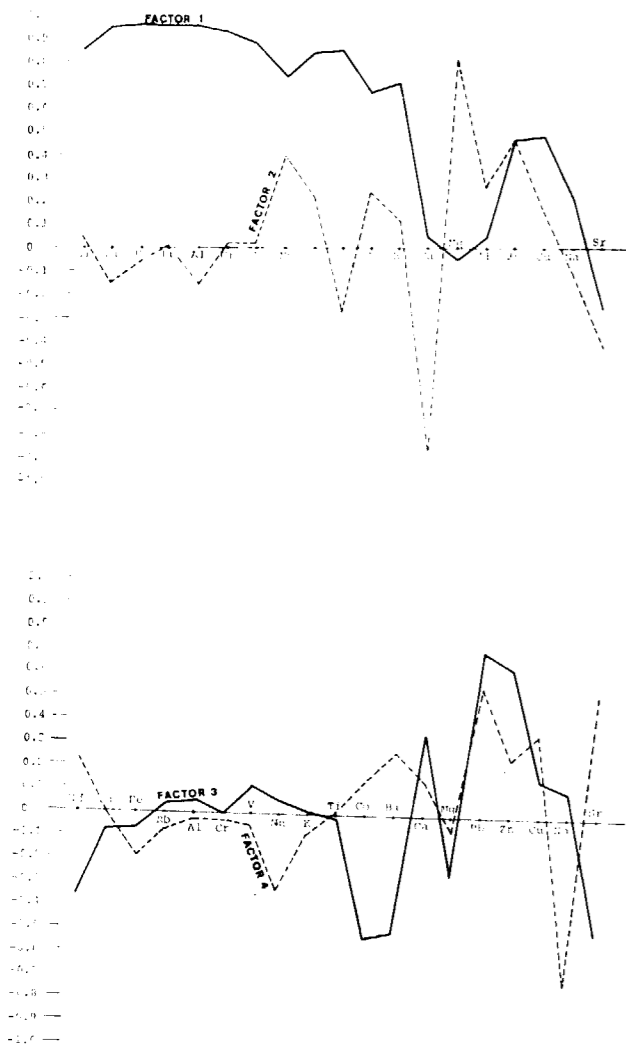


Figura 14.—Representación gráfica de los cuatro factores principales obtenidos en un análisis factorial de los datos de las tablas 1 y 2. Varianza explicada: Factor 1, 10,51 (52 por 100). Factor 2, 2,63 (13 por 100), Factor 3, 2,13 (11 por 100). Factor 4, 1,63 (8 por 100).

- b) *Tectónico*: La densa red de fracturas y diaclasas tritura localmente la dolomía, creando zonas donde los materiales son más permeables al paso de agua, y por tanto, más vulnerables a la acción química.
- c) *Climático*: El clima actual de las vertientes Sur y Este de la Sierra, con precipitación anual muchos años inferior a 100 mm., la mayor parte en forma torrencial, y evapo-

transpiración potencial (ETP) tres o cuatro veces superior a la precipitación, es sin duda, el factor físico que condiciona la aparición de magnesita, en contraposición con la ausencia generalizada de esta especie mineral en el resto de la costa mediterránea peninsular. La localización de los indicios de magnesita en la Sierra se limita a las vertientes Sur y Este y a cotas relativamente bajas (figura 1), es decir, a las áreas más áridas, lo cual sugiere que el control climático es bastante restrictivo.

La poca continuidad lateral de los caliches, que se encuentran formando placas o «parches» de unas decenas de metros de extensión, es consecuencia de las características accidentadas del relieve. Para que un caliche se desarrolle es preciso que la tasa de producción de material suelto, por alteración «in situ» o por sedimentación, sea superior a la tasa de erosión. De acuerdo con esta condición, las áreas con fuerte pendiente son desfavorables, como se ha podido constatar en el campo, a no ser que el caliche encaje en una fractura, en cuyo caso, su desarrollo transversal es muy limitado (fig. 6.3).

La edad de los caliches no se ha determinado con exactitud. No obstante, existen criterios, basados en la interrelación de la costra con el horizonte de suelo, que permiten suponer que se están generando en la actualidad. Del examen de la transición suelo/costra se desprende:

- 1) El nivel de suelo rojizo contiene concreciones carbonatadas progresivamente más abundantes y de mayor tamaño, hacia la costra (fig. 8 b).
- 2) Nódulos de magnesita, similares a los de la costra, se encuentran en la base del horizonte de suelo y en las acanaladuras.
- 3) En la costra son frecuentes los agregados de pisolitos y granos revestidos, similares texturalmente a las concreciones del horizonte de suelo.

Todo ello sugiere que la costra se ha formado y se continúa formando, al menos en su parte superior, por la incorporación progresiva y cementación de los elementos sueltos del horizonte de suelo.

Por otra parte, dadas las potencias de estos caliches, a menudo superiores a 1 m., y las velocida-

des de formación de costras propuestas por algunos autores (2000 a 4000 años/cm. según ROBBIN y STIPP, 1979) hay que suponer que se han venido formando al menos desde el Pleistoceno, de forma interrumpida por períodos más húmedos y fríos. Esto concuerda con que la mayor parte de los caliches modernos perimediterráneos están datados como pleistocenos. El ejemplo más próximo es el

de las costras cuaternarias de la depresión de Almería-Níjar (BAENA y VOERMANS, 1977). De que los caliches se hayan generado con anterioridad al Pleistoceno no se tiene ningún dato. Lo único que se puede afirmar es que son posteriores al Tortonense Superior, puesto que se encuentran asociados a un relieve más moderno que el paleorrelieve fosilizado por la transgresión tortoniense (fig. 15).

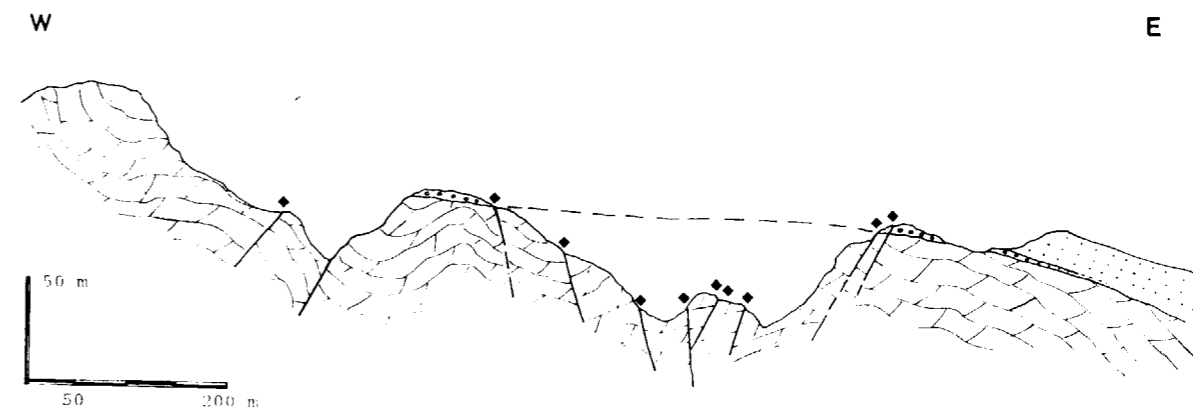


Figura 15.—Relieve actual (al que están asociados los caliches) y paleorrelieve tortoniense, marcado por el conglomerado basal.

El modelo evolutivo propuesto (fig. 16) está basado sustancialmente en el de ESTEBAN y KLAPPA (1983), pero adaptado a la particular zonación de

estos caliches. Se distinguen las siguientes etapas o fases, que pueden estar solapadas en el tiempo:

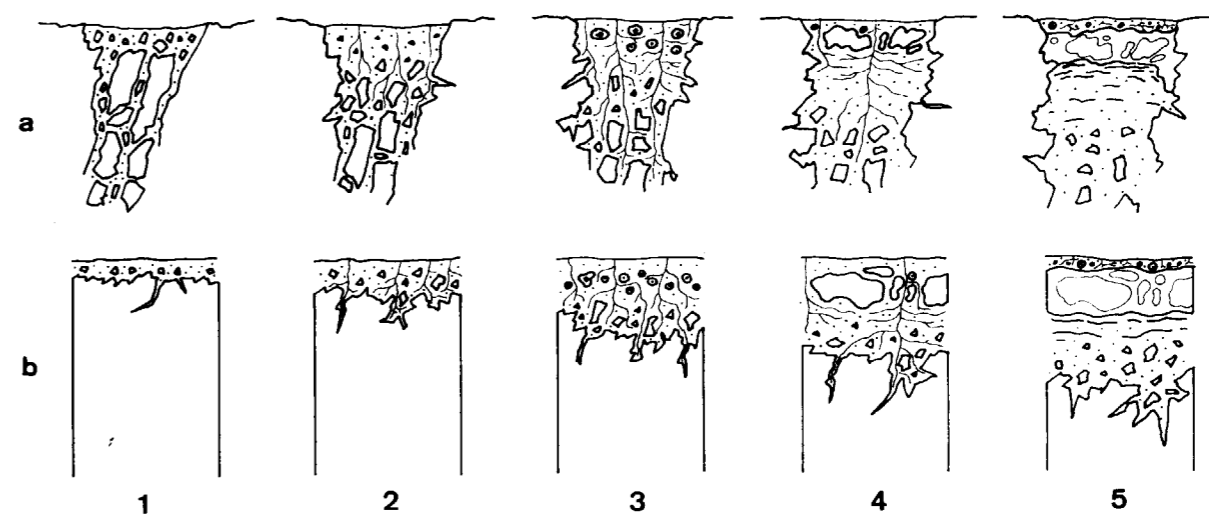


Figura 16.—Esquema evolutivo propuesto para los caliches de Sierra de Gádor: a) substrato triturado en una fractura; b) substrato de dolomía fresca. Basado parcialmente en ESTEBAN y KLAPPA (1983).

1. *Etapa inicial.* Desintegración mecánica, química o biológica que da lugar a un regolito y/o sedimentación de brecha de ladera.

2. *Pedogénesis.* Implantación de un sistema de raíces de plantas superiores, que continúan la desintegración mecánica, y formación de suelo por cambios debidos a la acción de organismos.

3. *Acumulación de CO₃Ca y formación de un horizonte cretoso.* Las raíces tienden a extenderse verticalmente. La progresiva desestabilización química y desagregación física de la dolomía originan un horizonte cretoso, compuesto fundamentalmente de dolomita. Sobre este horizonte se va formando simultáneamente otro por precipitación de calcita en forma de concreciones aisladas y pisolitos. La calcita constituye láminas concéntricas alrededor de clastos de dolomía y granos de cuarzo. Este último sería equivalente a un horizonte Bca o K de un suelo calcimagnésico en la terminología edafológica.

4. *Formación de la costra y precipitación de magnesita.* La progresiva acumulación de CO₃Ca en el horizonte superior disminuye la permeabilidad del perfil. A través de este horizonte, las raíces penetran verticalmente por estrechas vías o acanaladuras residuales hacia la parte inferior del perfil, donde por razones de espacio, tienden a extenderse horizontalmente. Esto da lugar a la morfología pseudolaminada del horizonte terroso. En el horizonte superior las concreciones tienden a crecer verticalmente debido a la disposición de las raíces y al paso de los fluidos. Las concreciones aisladas quedan progresivamente unidas debido a: a) crecimiento de láminas calcíticas que engloban elementos sueltos, y b) precipitación de cementos calcíticos, y probablemente también dolomíticos, en el espacio intergrano e interconcreciones. En las concreciones de mayor tamaño, se producen procesos de micritización y magnesitización del núcleo dolomítico. Este proceso comienza en los bordes del grano (fig. 11 b), y culmina con su micritización completa, originando un nódulo de magnesita (fig. 8 d). La cementación continuada del horizonte superior conforma la costra, que supone un mayor grado de impermeabilidad del perfil. Al mismo tiempo pueden producirse fenómenos de micritización-magnesitización de los horizontes inferiores, probablemente coincidiendo con los momentos de mayor velocidad de precipitación de calcita en la costra.

5. *Madurez.* Continúa la cementación de la costra, que puede culminar con la desaparición de toda porosidad, aislando por completo los horizontes inferiores, con lo cual se detiene su desestabilización. En el suelo activo que permanece residualmente sobre la costra, pueden continuar formándose concreciones, que pueden seguir incorporándose a la costra, o pueden dar lugar a un nuevo horizonte de costra superpuesto, e incluso un nuevo perfil de caliche suprayacente, aunque este hecho no ha podido ser constatado en esta zona. A esta etapa pertenece también el potente nivel laminado que suele haber en la superficie de la costra.

De acuerdo con lo antes expuesto, se propone una interpretación simplificada para la precipitación de magnesita: El agua meteórica en contacto con la dolomía del substrato contiene fundamentalmente cationes Ca⁺⁺ y Mg⁺⁺. Las actividades calculadas de estos cationes a 25°C y 1 atm, teniendo en cuenta que la presión parcial de CO₂ del agua meteórica oscila entre 10⁻³ y 10⁻⁴ atm, serían las siguientes (com. ver. S. ORDÓÑEZ, 1986):

pCO ₂ = 10 ⁻³	pCO ₂ = 10 ⁻⁴
aCa ⁺⁺ = 0,5 · 10 ⁻³	aCa ⁺⁺ = 0,25 · 10 ⁻³
aMg ⁺⁺ = 0,34 · 10 ⁻³	aMg ⁺⁺ = 0,16 · 10 ⁻³
log $\frac{aCa^{++}}{aMg^{++}} = 0,17$	log $\frac{aCa^{++}}{aMg^{++}} = 0,19$

Esta solución se encontraría en el campo de estabilidad de la dolomita, más o menos próxima al equilibrio con la calcita (fig. 17). La precipitación de calcita en forma de láminas micríticas, en un ambiente con evaporación muy intensa, podría ser un proceso rápido, que hiciera descender la solución hasta alcanzar los campos de estabilidad de magnesita o hidromagnesita. De acuerdo con el diagrama de la figura 17, la fase inicial podría ser la fase inestable (hidromagnesita), aunque en los análisis realizados no ha podido ser detectada. No obstante, es razonable que esta fase se forme en un primer momento, para pasar rápidamente a la fase anhidra, en cuanto tiene lugar una desecación importante del perfil. Todo este proceso se genera a dos escalas distintas: a) a la escala de un clasto de dolomía, y b) a la escala de los horizontes inferiores (3 y 4) del perfil. En el primer

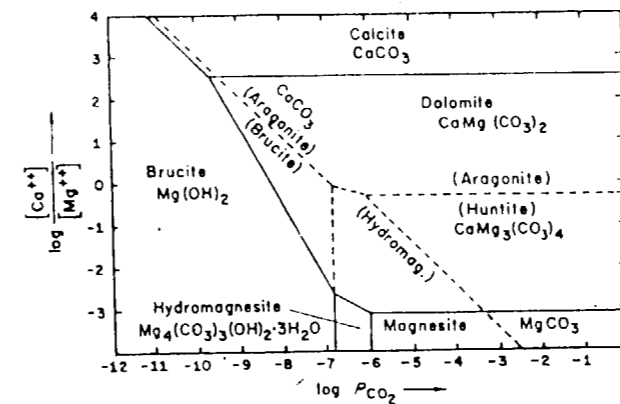


Figura 17.—Campos de estabilidad de carbonatos de Ca y Mg a 25° C y 1 atm. en función de pCO₂ y (Ca⁺⁺/Mg⁺⁺). Líneas continuas: fases estables; líneas discontinuas: fases inestables (de A. B. CARPENTER, in GARRELS, 1960).

caso, la solución en contacto con el grano precipita CaCO₃ como láminas envolventes, y se enriquece por tanto en Mg. Esta solución puede llegar a constituir una salmuera de Mg, que en contacto con el grano de dolomía, lo reemplaza en los bordes por un precipitado micrítico de magnesita. En el segundo caso, los movimientos verticales de la solución, debidos a infiltración y capilaridad, permiten el depósito de gran parte del Ca en el horizonte superior o costra, al tiempo que las soluciones enriquecidas en Mg, precipitan en los horizontes inferiores.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su gratitud a aquellas personas que de algún modo han contribuido a la conclusión de este trabajo, especialmente M. Ruiz (IGME. Granada), P. Fenoll y J. Torres (Univ. Granada) y S. Ordóñez (Univ. Madrid). Así mismo, desea agradecer a la Dirección de Recursos Minerales y al Servicio de Infraestructura Metalogenética y Minera, la ayuda material y técnica, y la autorización para esta publicación.

BIBLIOGRAFIA

BAENA, J., y VOERMANS, F. (1977): *Memoria y Hoja geológica núm. 1045 (Almería)*. Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (segunda serie). IGME. Madrid.

CALVET, F., y JULIÁ, R. (1983): *Pisoids in the caliche profiles in Tarragona (NE Spain)*. In *Coated Grains* (T. M. Peryt ed.). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 456-473.

DUPUY DE LOME, E., y MAQUEIRA DE BORBÓN, C. F. (1918): *Los yacimientos de carbonato de magnesita en España*. Bol. Inst. Geol. Min. España, t. 39 o t. 19 (2.ª serie), 253-295.

ELÍAS CASTILLO, F., y GIMÉNEZ ORTIZ, R. (1965): *Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España*. Mapa Agronómico Nacional. Dirección General de Agricultura.

ESTEBAN, M. (1974): *Caliche Textures and Microcodium*. Soc. Geol. Italiana Bull., v. 92, 105-125.

ESTEBAN, M., y KLAPPA, C. F. (1983): *Subaerial exposure environments*. In *Carbonate depositional environments* (P. A. Scholle, D. G. Bebout and C. H. Moore, eds.). Am. Ass. Petrol. Geol., Mem. 33, 1-54.

GARRELS, R. M., y CHIRST, C. L. (1965): *Solutions, minerals and equilibria*. Harper & Row.

HARRISON, R. S. (1977): *Caliche profiles: indicators of near-surface subaerial diagenesis, Barbados, West Indies*. Bull. Can. Petrol. Geology, v. 25, 123-173.

IGME-IRYDA (1977): *Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur - Almería*. Inédito.

JACQUIN, J. P. (1970): *Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador (Almería, Espagne)*. Thèse Université de Nantes.

KAPPLA, C. F. (1980): *Rhizolites in terrestrial carbonates. classification, recognition, genesis and significance*. Sedimentology, v. 27, 613-629.

OROZCO, M. (1972): *Los Alpujárrides en Sierra de Gádor occidental*. Tesis Universidad de Granada. Secr. Pub. Univ. Granada.

PERYT, T. M. (1983 a): *Classification of coated grains*. In *Coated Grains* (T. M. Peryt, ed.). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 3-6.

PERYT, T. M. (1983 b): *Vadoids*. In *Coated Grains* (T. M. Peryt, ed.). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 437-449.

ROBBIN, D. M., y STIPP, J. J. (1979): *Depositional rate of laminated soilstone crusts, Florida Keys*. Jour. Sed. Petrology, v. 49, núm. 1, 175-180.

WILSON, L. (1969): *Les relations entre les processus geomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paleoclimatologie*. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn. (2), v. 10, 310-314.

Recopilación de criterios para selección de la grava de macizos filtrantes

Por M. VILLANUEVA MARTINEZ (*), J. CANDIL GONZALO (*) y A. IGLESIAS LOPEZ (*)

RESUMEN

En el presente trabajo se expone una recopilación de los métodos más usuales a nivel mundial, para la selección de empaques de grava en pozos de captación de aguas subterráneas.

Algunos de estos métodos han sido utilizados en los sondeos realizados por el Instituto Geológico y Minero de España con resultados satisfactorios en los últimos diez años.

ABSTRACT

A summary of the most usual methods in the world to select gravel packs for groundwater supply wells is presented in this paper.

Some of these methods had been successfully applied for the last ten years by the Spanish Geological and Mining Institute in its daily water well drilling practice.

INTRODUCCION

Como es bien sabido, uno de los métodos, tal vez el más usado, para impedir la invasión de arenas en pozos de captación de aguas subterráneas ubicados en acuíferos detríticos, es la instalación de una empaquetadura de gravas calibradas en el espacio anular comprendido entre la pared de perforación y la tubería o filtro.

La importancia de un dimensionado y colocación adecuada de la grava incide de tal modo en el rendimiento de la captación, que se han desarrollado numerosos métodos para el cálculo de un empaque eficaz.

En cualquier caso, con independencia del método que se utilice para el diseño del macizo de gravas, será siempre necesario conocer la granulometría de los acuíferos a acondicionar. Se comenzará por tanto por dibujar las curvas granulométricas de las formaciones permeables que vayan a ser acondicionadas y explotadas.

En función del coeficiente de uniformidad, o

(*) División de Aguas Subterráneas del Instituto Geológico y Minero de España.

en su caso del estudio detenido de las curvas y del tanto por ciento de material más fino que se desee eliminar mediante el proceso de desarrollo, se elegirá el tamaño de grava que es preciso colocar.

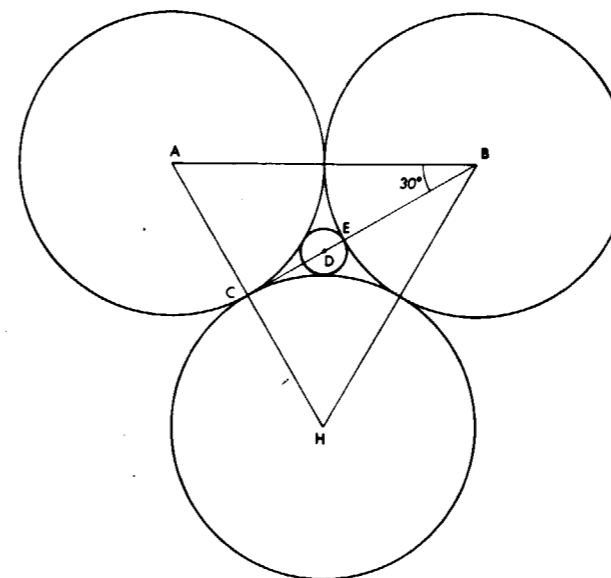
Existen varios procedimientos para la elección de la grava que tienen su base en pruebas experimentales llevadas a cabo por diferentes firmas comerciales de filtros o realizadas por personal u organismos interesados en el tema, no existiendo diferencias sustanciales entre la mayor parte de los métodos que a continuación se exponen.

MÉTODOS PARA LA SELECCION DE GRAVAS

MÉTODO 1 (Carlos Ruiz Celaá)

Este método consiste en determinar la relación existente entre el diámetro de tres esferas de grava y el diámetro correspondiente a la esfera tangente a las tres, en una disposición en estrella.

En la figura 1 se han dibujado tres esferas del mismo diámetro y la esfera tangente a las tres.



En el triángulo ABC, siendo DE el radio de la esfera pequeña, se tiene:

$$DE = BD - EB$$

$$BD = \frac{2BC}{3}; \text{ y } BC = AB \cos 30^\circ$$

$$\text{Luego: } DE = \frac{2 \cdot AB \cdot \cos 30^\circ}{3} - BE$$

$$\text{como } AB = 2BE;$$

$$DE = \frac{4BE \cos 30^\circ}{3} - BE$$

$$DE = \left(\frac{4}{3} \cos 30^\circ - 1\right) BE = 0,1547BE$$

$$BE = 6,464DE$$

$$BE = \text{radio del grano de la grava}$$

$$DE = \text{radio mínimo de la arena del acuífero que se desea retener.}$$

Teniendo en cuenta que en la realidad no existen granos totalmente esféricos, deberá operarse con la siguiente relación:

$$D_{\text{grava}} = 6 d_{\text{terreno}}$$

El diámetro de grava así elegido corresponde al

tamaño mínimo; el diámetro del tamaño máximo será el doble del mínimo, y entre estos dos tamaños podrá variar la grava a utilizar en el macizo filtrante.

Como puede observarse, la granulometría de la grava depende de la del terreno acuífero y del tanto por ciento de éste que se prevea eliminar durante la fase de desarrollo. A mayor porcentaje de finos de la formación extraído, mayores valores de permeabilidad se obtendrán en el entorno del sondeo con la consiguiente disminución de pérdidas de carga tanto en el macizo de gravas como en el acuífero, y mejores serán los rendimientos específicos de los pozos.

Como aplicación práctica de lo expuesto, en el gráfico número 1 se han dibujado 3 curvas con pendientes bien diferenciadas. La curva 1 corresponde a una formación constituida por granos muy uniformes, siendo de 0,6 mm. el tamaño de la práctica totalidad de las partículas. Aplicando la relación ya conocida a la curva 1, el tamaño mínimo de la grava a utilizar en el empaque sería:

$$D_{\text{grava}} = 6,06 \text{ mm} = 3,6 \text{ mm.}$$

Comercialmente es difícil conseguir grava así calibrada, por lo que habría que elegirse una de 3,5 ó 4 mm. Si se utiliza la de 3,5 mm., el tamaño de las partículas de la formación que dejaría pasar sería: $d_t = D_g/6 = 0,58 \text{ mm.}$ que corresponde a tan sólo el 8 por 100. En el caso de que se utilice grava de 4 mm., el diámetro de los granos de la formación que podrían pasar sería de 0,66 mm., que equivaldría a eliminar el 98 por 100. En el primer caso el desarenado sería muy reducido y poco podría mejorarse la permeabilidad del terreno en el entorno próximo al pozo. En el segundo supuesto el proceso de desarenado resultaría anti-económico por la gran cantidad de arenas que sería necesario eliminar.

Las curvas 2 y 3 son más representativas de la realidad física de los terrenos no consolidados que componen los acuíferos. En la curva 2, para eliminar el 40 por 100 de las partículas más finas, que corresponde a un tamaño de 0,38 mm., el diámetro mínimo de grava a colocar sería de 2,28 mm. La grava comercial más próxima al tamaño calculado sería de 3 mm. que dejaría pasar el 46 por 100 en peso de la formación. El tamaño máximo de la grava sería de 6 mm.

En la curva 3, para eliminar el 40 por 100, que

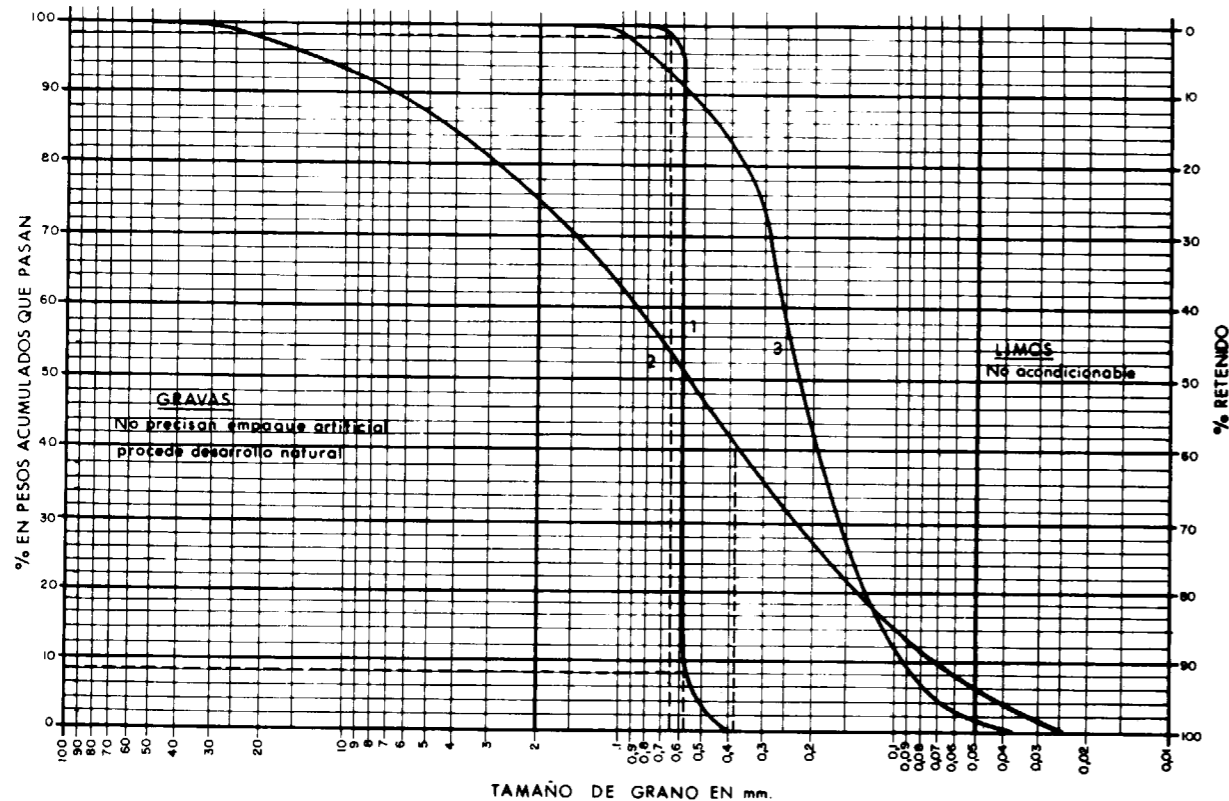


Gráfico núm. 1.—Curvas granulométricas para el cálculo del macizo de gravas y límites en que debe ser colocado según tamaño de granos de la formación.

corresponde a tamaños de granos inferiores a 0,2 milímetros, el diámetro mínimo de la grava sería de 1,2 mm. Por razones comerciales habría que utilizarse gravas de 1 ó 1,5 mm. Para el primer caso el diámetro de granos de la formación que pasarían serían los inferiores a 0,16 mm., que corresponde al 30 por 100, y en el segundo pasarían los tamaños menores de 0,25 mm., con un desareñado del 58 por 100.

METODO 2

Efectuado el análisis granulométrico de los terrenos a acondicionar y dibujada la curva granulométrica correspondiente, se separa el 10 por 100 del material más fino y el 30 por 100 más grueso. Se determina el diámetro medio del 60 por 100 restante.

En el gráfico número 2 el diámetro medio del 60 por 100 es de 0,75 mm.

La composición del macizo de grava sería:

50 por 100: seis veces el diámetro medio del 60 por 100.

50 por 100: tres veces el diámetro medio del 60 por 100.

En el caso analizado:

50 por 100 de 4,5 mm.

50 por 100 de 2,25 mm.

Como siempre, los tamaños calculados habrán de ajustarse a los comercializados.

METODO 3

Este procedimiento consiste en elegir la grava a partir de la relación:

$$\frac{D_{50}}{d_{50}} = 8 \text{ a } 12$$

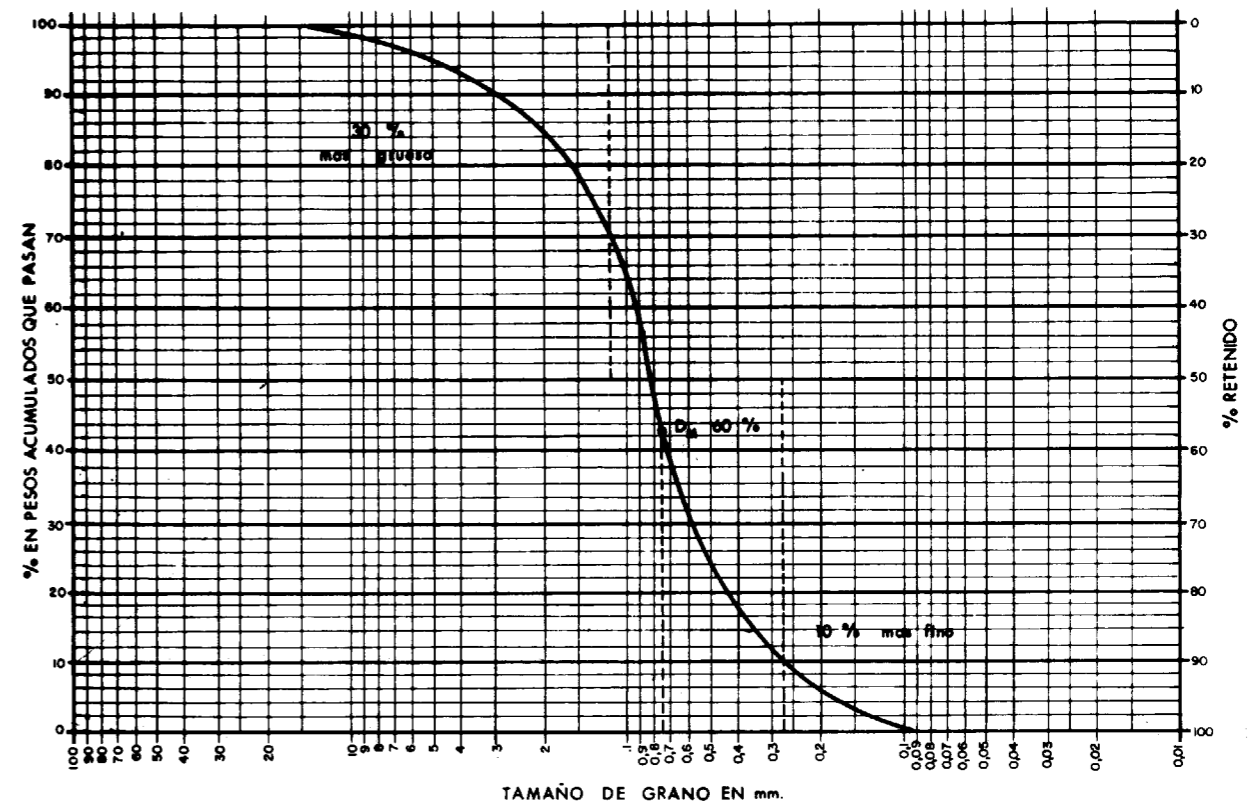


Gráfico núm. 2.—Determinación del macizo de grava a partir del diámetro medio del 60 por 100.

siendo:

D_{50} = diámetro de las partículas de grava correspondientes al 50 por 100 retenido o que pasa.

d_{50} = diámetro de las partículas de la formación correspondientes al 50 por 100 retenido o que pasa.

METODO 4 (Johnson)

Para el diseño del macizo filtrante, como en los anteriores métodos, se comenzará por construir las curvas granulométricas de los terrenos permeables a partir de las muestras obtenidas durante la perforación.

Si el acuífero está constituido por diversos horizontes, se tomará como base la curva perteneciente al material más fino.

En el gráfico número 3, se han dibujado las curvas 1 y 2 de acuerdo con el análisis de dos

muestras de distinta granulometría pertenecientes al mismo acuífero. Para el dimensionado de la grava se tendrá en cuenta la curva 1 solamente. En dicha curva se tomará el tamaño de las partículas de arena correspondiente al 30 por 100 no retenido o que pasa, y dicho diámetro se multiplicará por un factor comprendido entre 4 y 9, obteniéndose así el diámetro de la grava para el mismo tanto por ciento que pasa. El valor 4 se utiliza cuando la formación es fina y uniforme, y entre 6 y 9 en aquellos casos en que el terreno tenga una granulometría heterogénea con contenido de arcillas o limos. El resultado de estas operaciones se sitúa en el gráfico sobre la línea horizontal del 70 por 100 de retención (30 por 100 que pasa).

En el gráfico número 3 se ha multiplicado por 5 el tamaño de arena de la curva 1 (0,26 mm.), obteniéndose el punto de la curva 3 cuyo diámetro es de 1,30 mm. y que es el de partida para

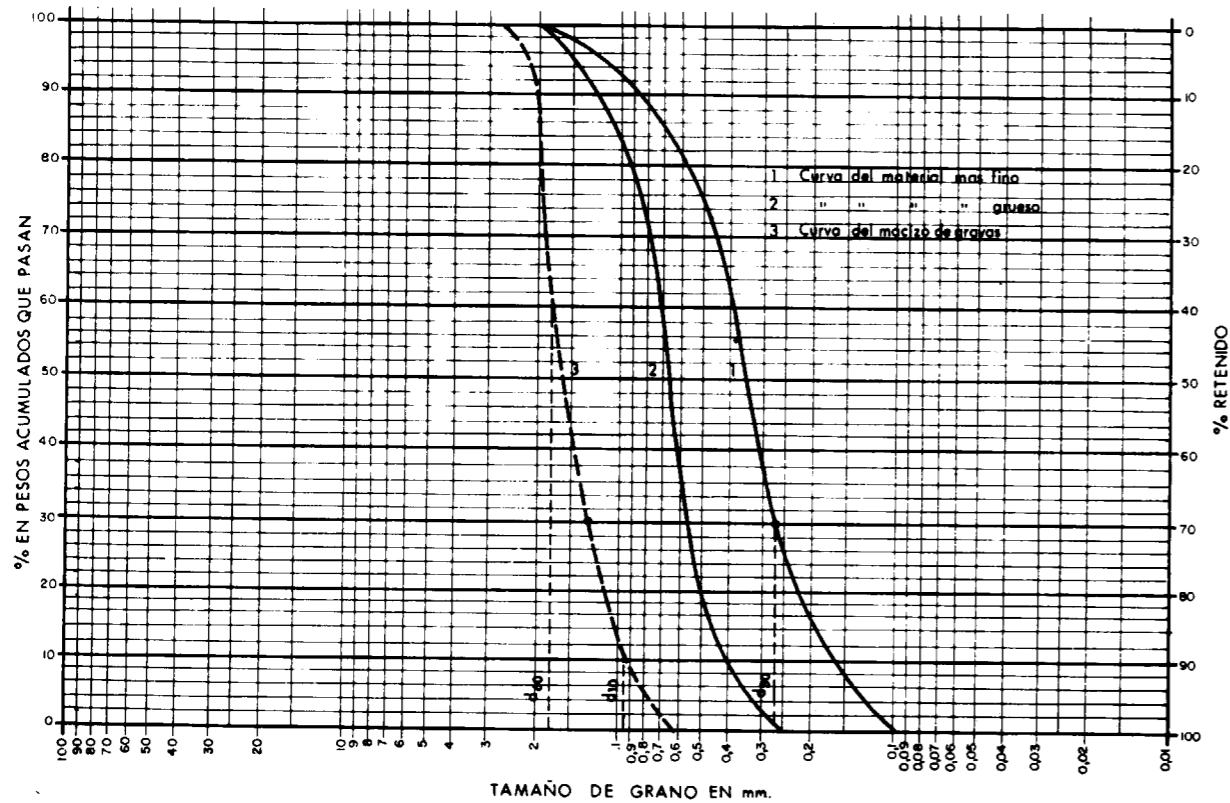


Gráfico núm. 3.—Selección del macizo filtrante a partir de la curva granulométrica del material más fino.

trazar la curva granulométrica de la grava a colocar en el empaque.

Tomando como referencia el punto señalado anteriormente, se dibujará una curva que pasando por él, tenga un coeficiente de uniformidad igual o inferior a 2,5. Dicha curva deberá ajustarse por métodos de tanteo.

En el caso expuesto:

$$U = \frac{D_{80}}{D_{10}} = \frac{1,7}{0,95} = 1,78$$

Finalmente se escogerán cuatro o cinco tamaños de cribas de tal manera que abarquen la totalidad de los tamaños de la curva, estableciendo un rango de porcentaje retenido en cada una de las cribas. Dicho rango puede variar en ocho puntos por arriba o por abajo con respecto del porcentaje de retención determinado por cualquier punto de la curva.

En el caso que se analiza, la criba de mayor tamaño será de 2,6 mm., que permite el paso del 100 por 100, y por lo tanto el máximo de retención admisible sería de 8 por 100. De la misma forma se procederá con la criba siguiente de mayor abertura, y así sucesivamente hasta completar los cuatro o cinco tamaños de gravas.

METODO 5 (Stow)

A partir de la curva granulométrica del terreno, y multiplicando por 5 los diámetros de los granos correspondientes a d_{80} , d_{50} y d_{15} , se obtendrá la curva del macizo de grava a colocar. También ha de cumplirse la condición de que el diámetro de grava D_{15} , debe ser menor que cinco veces el d_{85} del acuífero.

Una aplicación práctica del método puede verse en el gráfico número 4, donde $d_{85} = 0,85$ mm.; $D_{15} = 1,7$; $1,7 < 5 \times 0,85$.

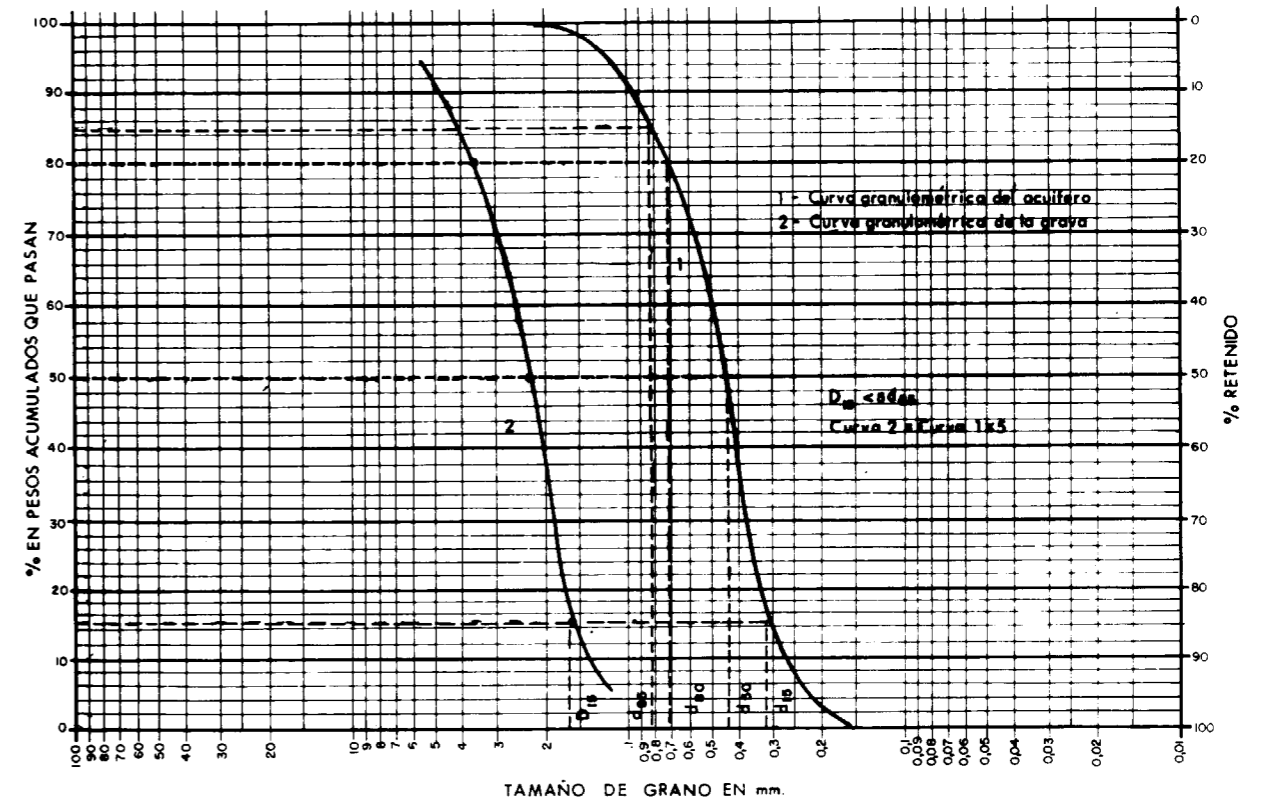


Gráfico núm. 4.—Determinación de la curva granulométrica del macizo de grava a partir de la curva del acuífero.

METODO 6 (Nold)

A partir del coeficiente de uniformidad del material que compone el acuífero, y una vez calculado su valor, pueden presentarse dos casos:

1) Cuando $\frac{d_{80}}{d_{10}} < 3$, el tamaño de la grava de-

berá estar comprendido entre valores de $5 d_{85}$ y $4 d_{75}$.

2) Cuando $3 < \frac{d_{80}}{d_{10}} < 5$, el tamaño de la grava

podrá variar entre $5 d_{95}$ y $4 d_{90}$.

METODO 7 (Kruse)

El método se fundamenta en establecer una relación entre los tamaños de grano del macizo filtrante, y los del acuífero, para el 50 por 100 de retención o de paso (G/A).

Los valores de G/A que deben elegirse para estabilizar los acuíferos arenosos son:

Acuífero	Macizo de grava	Valor máx. de G/A
Uniforme	Uniforme	9,5
No uniforme	Uniforme	13,5
Uniforme	No uniforme	13,5
No uniforme	No uniforme	17,5

Los resultados experimentales han puesto de manifiesto los efectos siguientes:

a) A igualdad de G/A, existen menos movimientos de arenas del acuífero cuando se utilizan macizos no uniformes que cuando éstos son muy uniformes.

b) Para valores de G/A pequeños, el movimiento inicial de las arenas aumenta con el coeficiente de uniformidad del acuífero.

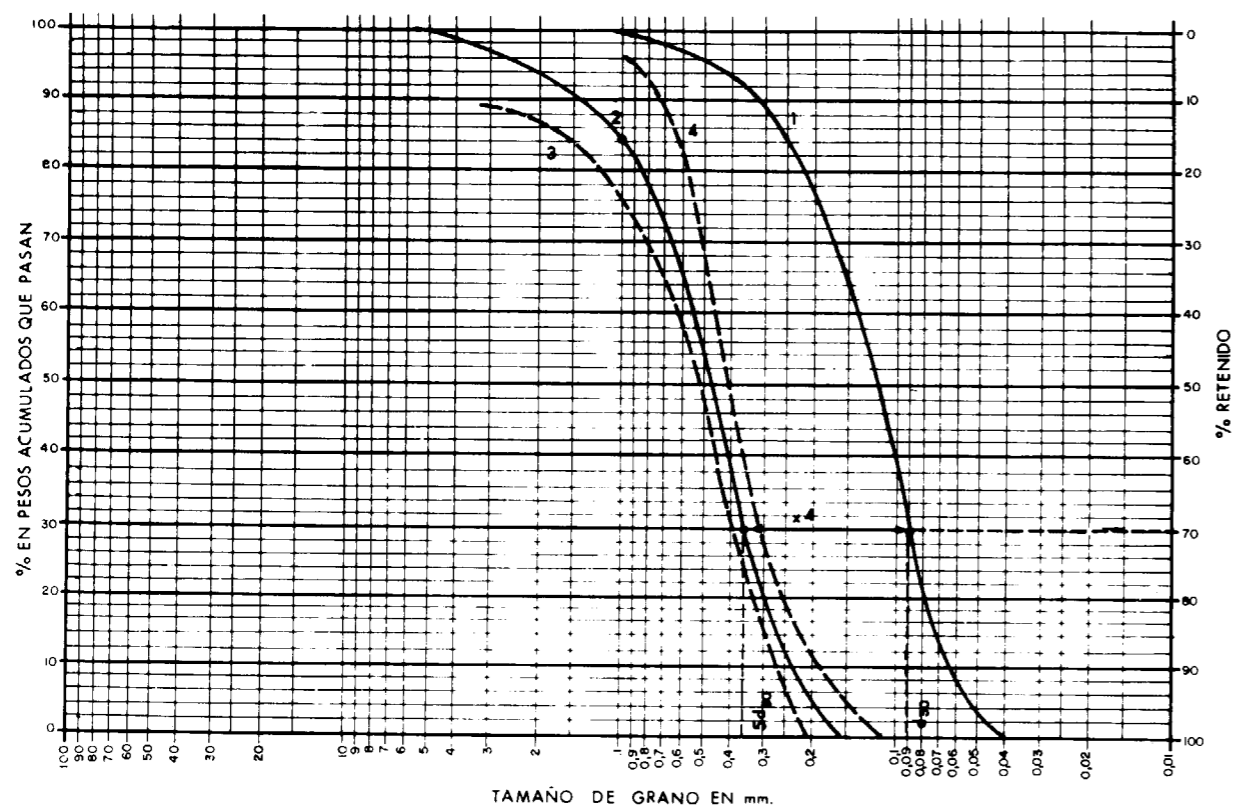


Gráfico núm. 5.—Selección del macizo de grava a partir de la curva granulométrica del acuífero (Minesota).

c) Cuando el cociente G/A es elevado, el movimiento de arenas es tanto menor cuanto más uniforme es la composición del terreno acuífero.

METODO 8 (Minesota)

La Dirección de Acueductos Rurales del S. A. S., recomienda seleccionar el tamaño de la grava multiplicando por un factor comprendido entre 4 y 6 el tamaño del grano del acuífero correspondiente al 30 por 100 de material que pasa o 70 por 100 retenido.

Por ese punto se traza una curva paralela a la del acuífero, comprobando que el coeficiente de uniformidad sea menor de 2,5.

En el gráfico número 5, la curva 1 es la del acuí-

fero y la curva 2, que es la del macizo de gravas a colocar, ha sido construida multiplicando por 4 los tamaños de la curva 1. A la curva 2, se le da un margen de tolerancia del 8 por 100 por arriba y por abajo, obteniéndose las curvas números 3 y 4 que son las que limitan los tamaños de la grava.

B I B L I O G R A F I A

CANDIL GONZALO, J. (1977): *Criterios para la selección de empaques de gravas*. Informe interno IGME.

RUIZ CELAÁ, C.: *Area VII. Apuntes de Curso de Hidrogeología Aplicada*. Madrid.

VILLANUEVA MARTÍNEZ, M., e IGLESIAS LÓPEZ, A.: *Seminario sobre captación de aguas subterráneas. Ponencia: Terminación de pozos: Filtros*. Zaragoza, 1985.

Recibido: Diciembre 1987.

INFORMACION

La tercera Dirección General de Minas (1928-1936)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

Consideramos como tercera Dirección General de Minas, de la metrópoli, la creada en tiempo del Directorio Civil, dentro del Ministerio de Fomento, y sancionada por el Rey (1886-1931) D. Alfonso XIII (1886-1941) en 14 de abril de 1928 (núm. 697/1928) a propuesta de D. Miguel Primo de Rivera y Orbaneja, Marqués de Estella (1870-1930), con el nombre de Dirección General de Minas y Combustibles.

La Dirección General de Minas restablecida en 1939, históricamente la consideramos la cuarta y es la actual Secretaría General de Energía y Recursos Minerales.

Consecuencia del manifiesto (septiembre de 1923) del General Primo de Rivera fue la instauración del Directorio Militar, posteriormente transformado en Directorio Civil, por la entrada de ministros civiles. Inicialmente, se produce una actividad en todos los aspectos industriales, y en el ramo de fomento con la entrada de un ministro civil, el Conde de Guadalorce. Estamos en pleno desarrollo español, pero iniciada la crisis mundial, ésta se acerca a España con una marcada degradación económica. Se realiza un último intento de supervivencia (1930) de la Monarquía con la normalización constitucional (1930). Una de las decisiones para esta normalización, fue la convocatoria de elecciones municipales (12 de abril de 1931), con un aparente triunfo, no real, de las izquierdas, lo que produjo la caída de la Monarquía, con gran esperanza popular y entusiasmo, frente al fracaso de la Monarquía, incapaz de solucionar los problemas planteados, coincidentes con los graves momentos de la economía mundial.

Durante el período republicano (1931-1936) existe un primer bienio, gobernado por la izquierda, con franco apoyo de la masonería, al que sigue otro bienio gobernado por

las derechas. Se organiza (16 de enero de 1936) el bloque de izquierdas, para las futuras elecciones y actuar frente a la reacción, integrado por Izquierda Republicana, Unión Republicana, Partido Socialista, Unión General de Trabajadores, Federación Nacional de Juventudes Nacionalistas, Partido Comunista, Partido Sindicalista, Partido Obrero Unificado Marxista. Celebradas las elecciones (febrero de 1936), triunfa el Frente Popular, con una radicalización del enfrentamiento entre derechas e izquierdas, hasta el levantamiento militar (16 de julio de 1936). Durante este medio año, también predominó la influencia masónica en la administración civil.

Propio de la reseñada inestabilidad política de este período de ocho años es que durante ochenta y siete meses se nombrasen quince directores generales, con una actividad media en el cargo inferior a seis meses. Sólo dos, con una duración superior al año, Santiago Fuentes Pila, de profesión abogado, y el veterinario Félix Gordon Ordax. Los que conocimos y tratamos a los quince, tenemos la impresión de que sólo estos dos de mayor duración en el desempeño del cargo fueron unos buenos directores generales. La mayoría de las designaciones lo fueron con carácter político y partidista, perjudicial para el buen funcionamiento de la dirección.

Esperamos que algún historiador de mañana trate este tema objetivamente, limitándonos ahora a mencionarlos y citar algunos de los aspectos con ellos relacionados.

1. LUIS HERMOSA Y GIL

Como esperábamos, el primer nombramiento de director general sería un general, propuesto por el Ministro

de Fomento Rafael Benjumea y Burin, Conde de Guadalupe (1876-1952) como Ministro de Fomento, Luis Hermosa y Gil, designado el 25 de mayo de 1928, y cesado en junio del mismo año, por su pase a Vicepresidente de la Junta General de Obras Sociales. Su actuación fue nula.

2. SANTIAGO FUENTES PILA

El segundo nombramiento recayó en un abogado joven, afiliado al partido social-popular, también a propuesta de Benjumea, de elevado prestigio como abogado, Santiago Fuentes Pila, designado en junio de 1928, y dimitido en febrero de 1930, con ocasión del cambio de gobierno formado por el general Dámaso Berenguer y Fúster, Conde de Xauen (1873-1953).

Recordamos su visita a la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, el viernes 28 de noviembre de 1928, donde nos sorprendió a los alumnos del último curso de carrera, por su gran elocuencia. Posteriormente, colaboramos en temas mineros y pude apreciar su valía.

Su labor en la dirección se consideró por los ingenieros de minas como francamente buena.

3. GARCIA DE ORMAECHEA

Nombrado director general, cesó a los tres meses (julio de 1930) por pase a la Presidencia del Consejo Superior de Ferrocarriles.

4. LUIS PEREZ

A propuesta del Ministro de Fomento, Leopoldo Matos y Massoeu (1878-1936) es designado Luis Pérez (julio de 1930), cesando con la caída de la Monarquía (14 de abril de 1931).

MONARQUIA - REPUBLICA

Con el cambio de Monarquía a República, se produjo el cese de todos los cargos de designación política, como la Dirección General de Minas.

Inmediatamente se forma un Gobierno Provisional de la República, que duró hasta el 14 de octubre de 1931, presidido por Niceto Alcalá Zamora (1877-1949), elevado posteriormente a Presidente de la República (11 de diciembre de 1931), quien contestó a la felicitación del Gran Consejo Federal Simbólico de la Masonería: «No pertenezco a esa agrupación.» Designó como Ministro de Fomento al radical-socialista Alvaro de Albornoz y Limiana, destacado abogado, masón de la logia «Danton», dentro de la gran logia regional del centro, donde se inició el 18 de marzo de 1927, con el nombre de «Prouvayre», íntimo amigo y colaborador de Marcelino Domingo San Juan (1884-1939), iniciado en la logia «Iberia», de donde pasó a la «Danton», por él fundada, teniendo el nombre «Uno», Vicepresidente

del Gran Consejo Federal Simbólico (julio de 1931). Militó en el Partido Radical Socialista y posteriormente en Alianza Republicana.

Se inicia en esta época un movimiento dentro del Ministerio de Fomento, de apertura para la designación de cargos de confianza, a los simpatizantes con la masonería y sus ideales.

5. FELIX GORDON ORDAX

El primer Director General de la República fue un destacado veterinario, Félix Gordon Ordax, persona muy activa y competente. No pertenecía a la masonería, y en todo momento destacó por su agresividad. Miembro del partido radical-socialista, figuró como uno de los miembros principales del grupo «jabalies» de las Cortes Constituyentes. Lo consideramos como uno de los españoles más anticlericales de la República. Pidió (9 de septiembre de 1931) «la disolución de las órdenes religiosas y la nacionalización de sus bienes».

Fue designado director general (15 de abril de 1931), desempeñando simultáneamente la subsecretaría del Ministerio de Fomento. Tuvo el criterio de asesorarse en todo momento, en los aspectos técnicos, por los ingenieros de minas, destinados en el Ministerio; por ello las resoluciones que tomó y las disposiciones propuestas a la superioridad, siempre lo fueron con buen criterio. La generalidad de los ingenieros de minas, de aquella época, lo consideramos como un buen Director General de Minas.

Por Decreto de 10 de diciembre de 1932 y a propuesta del Presidente del Gobierno, Manuel Azaña y Díaz (1880-1940), iniciado en la masonería en febrero de 1932, con el nombre de «Plutarco», en la gran logia regional del centro, militante de Acción Republicana, se divide en dos el Ministerio de Fomento, uno de Obras Públicas y el otro de Agricultura, Industria y Comercio, quedando al frente de éste Marcelino Domingo. Consecuencia de esta reorganización fue el cese de Gordon Ordax el 23 de febrero de 1933, el director de mayor duración en el cargo, entre los que desempeñaron la tercera dirección general de minas.

6. DARIO MARCOS CANO

El 28 de febrero de 1933 designan a Darío Marcos Cano, cesando a los tres meses, el 31 de mayo de 1933, por su pase a subsecretario del Ministerio, sin realizar labor alguna, en bien de la minería y metalurgia.

7. SANTIAGO PI Y SUNER

Otro director general de paso fue el propuesto por Marcelino Domingo (31 de mayo de 1933), Santiago Pi y Suñer, cesado a las tres semanas (23 de junio de 1933) por su pase al puesto de subsecretario de Instrucción Pública y Bellas Artes.

8. JOSE FERIA SALVADOR

Por Decreto de 12 de junio de 1933, se divide el Ministerio en dos, uno de Agricultura y otro de Industria y Comercio, al frente de la cual fue designado José Franchy Roca, quien propuso para la dirección general a José FERIA Roca, cesando a los dos meses, el 25 de septiembre del mismo año, cuando ocupaba la cartera ministerial Laureano Gómez Paratch.

9. MANUEL SAEZ DE SANTA MARIA Y ALONSO

El primer ingeniero de minas que ocupó la Dirección General fue el prestigioso profesional Saez de Santa María (25 de septiembre de 1933), cesado a los pocos días (12 de octubre de 1933), con motivo de la designación como ministro de Gordon Ordax, quien le conocía y del que se había asesorado durante su paso por la Dirección General.

10. FRANCISCO LOPEZ DE GOICOECHEA

Propone Gordon Ordax como director general a López de Goicoechea, nombrado (12 de octubre de 1933) y cesado a los dos meses (21 de diciembre de 1933) en el bienio radical-cedista.

11. MIGUEL MOYA Y GASTON DE IRIARTE

El primer director general radical-cedista fue el ingeniero de minas Miguel Moya, designado el 21 de diciembre de 1933, bajo la presidencia de Alejandro Lerroux García (1864-1949), a propuesta del ministro de Industria y Comercio Ramón Samper e Ibáñez, radical socialista, iniciado en la gran logia regional de Levante durante el decenio 1923-1933, y promovido a presidente del Gobierno en 16 de mayo de 1933.

Se le presentó a Moya un papel difícil. Creado el cuerpo de ingenieros industriales al servicio del Ministerio de Fomento, en marzo de 1928, con los antiguos almotacenes, por lo que la escala inicial quedó integrada por diversos titulados superiores, entre ellos varios ingenieros de minas. Este cuerpo tenía actividades muy reducidas y dada la influencia de algunos de sus integrantes sobre Marcelino Domingo, dispuso este ministro de Agricultura, Industria y Comercio (19 de marzo de 1933) la creación de una Comisión, para establecer las competencias, en trabajos particulares, de los ingenieros de minas y de los industriales. Tras largas y difíciles reuniones, de las que pude apreciar, como secretario de la Asociación de Ingenieros de Minas, la labor realizada por Moya, fue sancionado el Decreto correspondiente del Ministerio de Industria y Comercio (10 de marzo de 1934, «Gaceta» del 13), el cual no agradó a varios ingenieros de minas, motivo de la presentación (7 de junio de 1934) de su dimisión como director general.

12. MANUEL SAEZ DE SANTA MARIA

A propuesta del ministro Vicente Iranzo Enguita, de la agrupación al servicio de la República, iniciado durante el decenio 1923-1933 en la masonería en la Gran Logia Regional de Levante, e irregularizado en 1930, es designado por segunda vez (7 de junio de 1934), como director general de minas, Manuel Sáez de Santa María y cesado en 8 de abril de 1935, siendo ministro Manuel Marraco y Ramón. Durante los diez meses realizó una labor eficaz. Ultimó el Reglamento de Policía Minera y Metalúrgica que había elaborado Miguel Moya.

13. GUSTAVO MORALES DE LAS POZAS

Otro ingeniero de minas es designado director general, se trata de Gustavo Morales de las Pozas, de antecedentes republicanos, propuesto por el ministro Rafael Aizpun Santafé (8 de abril de 1935) y cesado a los pocos días (10 de mayo de 1935).

14. JOSE MARIA MARTINEZ ORTEGA

A propuesta de Plácido Alvarez Builla (10 de mayo de 1935) nombran director general al monárquico José María Martínez Ortega, conde de Argillo, ingeniero de minas, cesado a los pocos días, por la ley de reorganización ministerial (1 de agosto de 1935).

TRANSICION

Consecuencia de la ley de reorganización de los departamentos ministeriales (1 de agosto de 1935) y por razones de economía, se sanciona el Decreto (28 de septiembre de 1935) de reorganización del Ministerio de Industria, pasando a depender directamente de la subsecretaría del departamento las atribuciones de la Dirección General de Minas. Estamos en un período de Frente Popular, bajo la presidencia de la República (febrero de 1936) de Azaña. Ocupa la presidencia del Gobierno un activo propagandista de la masonería, Santiago Casares Quiroga, destacado desde 1915 en el noroeste, iniciado en la Condorcet, de donde pasa a la Suevis de La Coruña, con el nombre de Saint-Just, y miembro de la Acción Republicana Gallega. El ministro de Industria y Comercio era Plácido Alvarez Buill.

El nombramiento de subsecretario recayó en José Royo Gómez, doctor en ciencias naturales, con quien trabajamos (1927) en los laboratorios del Museo Nacional de Ciencias Naturales, donde pude apreciar su competencia como naturalista. Este doctor, perteneciente a Acción Republicana, se había iniciado en la masonería (1923-1933), en la Gran Logia Regional del Centro, fue destacado miembro de la Mare Nostrum, donde figuraba como Hermano Nakens. Esta dependencia directa de la subsecretaría, de los asuntos de minas, dificultaba su tramitación, por lo que fue necesario restablecer la Dirección General.

15. JOSE ROYO GOMEZ

Restablecida la Dirección General de Minas (26 de junio de 1936) es designado para el cargo José Royo Gómez, continuando la misma política iniciada en la subsecretaría de enemistad hacia el colectivo de minas, con una funesta acción en el campo de la minería y mineralurgia y, principalmente, contra el Instituto Geológico y Minero de España, del que era colaborador.

DISPOSICIONES PRINCIPALES

Mencionamos las disposiciones principales, Leyes y Decretos, promulgadas durante esta tercera Dirección General de Minas, con la intervención de la Dirección General de Minas y Combustibles.

1929

Real Decreto Ley de 26 de julio. Estatuto de Propiedad Industrial.

1931

Decreto de 22 de mayo. Referente a modificaciones en el Estatuto de la Propiedad Industrial.

Ley de 16 de septiembre. Dando fuerza de Ley al Decreto de 22 de mayo.

Ley de 9 de septiembre. Ratifica con fuerza de ley el Real Decreto por el que se crea el Monopolio de Petróleos.

1934

Decreto de 29 de enero. Reglamento de metales preciosos.

Decreto de 10 de marzo. Competencia de los Ingenieros de Minas en aguas subterráneas.

Decreto de 23 de agosto. Reglamento de Policía Minera y Metalúrgica.

Decreto de 25 de septiembre. Código de la Circulación.

1935

Decreto de 18 de febrero. Regulando las penalidades y sanciones en la circulación de combustibles sólidos.

Decreto de 12 de marzo. Solicitud de aforos a los efectos de Registro de Aguas.

Ley 22 de octubre. Ley de bases para el establecimiento de la fabricación de combustibles líquidos.

Decreto de 9 de diciembre. Reglamento de la Ley de 22 de octubre de 1935.

1936

Decreto de 25 de enero. Reglamento al que ha de someterse la industria del petróleo.

ATRIBUCIONES DE LOS CUERPOS DE MINAS

En el Reglamento de Policía Minera y Metalúrgica, preparado por Miguel Moya, en su artículo 2.º, se establecen las atribuciones de los Cuerpos de Minas.

Art. 2.º Al Cuerpo de Ingenieros de Minas, con auxilio del personal técnico subalterno, legalmente autorizado, corresponde la inspección y vigilancia de:

Minas, canteras, turbales y salinas, sean o no marítimas. Fábricas metalúrgicas y siderúrgicas.

Destilación de carbones y pizarras bituminosas, hidrogenación de combustibles sólidos y líquidos, refinación de éstos, fabricación de cok y aglomerados de carbón mineral.

Fábricas de superfosfatos, de explosivos y las expendedorías y depósitos de éstos, así como los talleres de pirotecnia y cartuchería.

Fábricas de cementos e industrias relativas a óxidos y sales de plomo, ocre para colorantes, caolín, talco, yeso, carbonato y óxido de magnesio y sales de bismuto.

Investigación y aprovechamientos de aguas subterráneas, de las minerales y mineromedicinales.

Centrales térmicas, generadoras de energía eléctrica para el aprovechamiento de combustibles a boca mina, así como las fábricas productoras de energía que pertenezcan al dueño o explotador de la mina.

Transporte, transformación y distribución de la energía eléctrica destinada al uso de las minas, y establecimientos industriales sometidos a la inspección del Cuerpo de Ingenieros de Minas.

Los túneles para ferrocarriles, saltos y conducción de aguas, alcantarillas y, en general, todos los trabajos subterráneos.

Sondeos.

Vías de transporte terrestres y aéreas e instalaciones auxiliares destinadas al servicio o uso de las explotaciones e industrias enumeradas anteriormente, tales como los elementos productores y conductores de vapor, aire, agua, gas y electricidad, sus transformaciones y, asimismo, los elementos propios de reparaciones, alumbrado, ventilación, desagüe, seguridad, etc.

Cuanto otras atribuciones confiere al Cuerpo de Ingenieros de Minas y Auxiliares la legislación vigente en cada momento.

El último párrafo se refiere a las establecidas en el artículo 1.º del Reglamento Orgánico de 21 de enero de 1905, las cuales quedaron reducidas considerablemente, por haber pasado muchas al Cuerpo de Ingenieros Industriales.

Artículo 1.º El Cuerpo de Ingenieros de Minas tiene por objeto coadyuvar a la acción del Gobierno en cuanto concierne al fomento y desarrollo de las industrias minera y metalúrgica, y a la electrotécnica en sus aplicaciones especiales a las anteriores.

Corresponde, por tanto, al mismo:

1.º El cumplimiento de las disposiciones prescriptas en

las leyes y reglamentos para la tramitación de los expedientes del ramo, como también de los que se instruyan para alumbramiento de aguas subterráneas, construcción de vías de transporte mineras, de expropiación forzosa para la explotación minera o establecimientos metalúrgicos o de cualquier otro servicio en que legalmente les corresponda intervenir, sin perjuicio de las funciones que se hallen atribuidas a otros Cuerpos del Estado.

2.º La inspección y vigilancia, con sujeción al Reglamento e instrucciones sobre policía minera, de todos los trabajos subterráneos o superficiales que tengan por objeto la explotación y aprovechamiento de las sustancias minerales, así como la de los talleres y maquinaria de toda clase que a ellos se destinen, y la de las vías de transporte especialmente dedicadas al servicio de la explotación minera.

3.º La dirección y vigilancia de las minas, fábricas metalúrgicas y salinas pertenecientes al Estado.

4.º La formación de mapas geológicos generales o parciales, así como la de los geológico-agronómicos e hidrogeológicos y los estudios sismológicos.

5.º Efectuar en todas las comarcas mineras triangulaciones enlazadas con las practicadas por el Instituto Geográfico, refiriendo a ellas, así las demarcaciones y deslindes de las concesiones mineras que deban llevar a cabo, como los planos generales mineros y los geológico-mineros de las referidas comarcas.

6.º El estudio de las comarcas de interés minero, y muy especialmente de las carboníferas, examinando sus condiciones de explotación y los medios más adecuados para facilitar el aprovechamiento y la colocación de los productos.

7.º El estudio de los principales yacimientos de materiales de construcción y de cualesquiera otras sustancias minerales que, como primeras materias, sean susceptibles de útil aplicación.

8.º El alumbramiento de aguas subterráneas por medio

de galerías, pozos, sondeos o cualesquiera otra clase de labores mineras.

9.º El estudio, inspección y vigilancia de los manantiales de aguas minerales o minero medicinales que se beneficien por cuenta del Estado o de particulares.

10. La inspección de los edificios y procedimientos empleados para la fabricación de toda clase de explosivos.

11. La adquisición de los datos necesarios para la formación de la estadística minera y metalúrgica, comprendiendo en ella las salinas, aguas subterráneas y canteras de toda clase.

12. Proporcionar a la enseñanza industrial minera el personal técnico que necesite para sus diversas escuelas.

13. Auxiliar eficazmente al ramo de Hacienda en la justa aplicación de los impuestos mineros y de la contribución industrial de fábricas metalúrgicas.

14. Suministrar a los Tribunales de justicia el personal idóneo para actuar en las peritaciones relativas al ramo de minas.

15. Entender privativamente en la inspección y vigilancia de las fábricas de energía eléctrica y transporte y aplicación de ésta a la minería, tanto en el interior de las minas como en la superficie, y en las fábricas, talleres y oficinas de beneficio de minerales.

16. Reconocer, inspeccionar, vigilar y dar la autorización para el funcionamiento de toda clase de máquinas, calderas y motores fijos, semifijos y locomóviles que, por disposiciones oficiales, no se hallen sujetos a otra vigilancia independiente.

17. Practicar cualesquiera otros trabajos referentes a la profesión de Ingenieros de Minas y desempeñar las comisiones que el Gobierno confíe a sus individuos en España o en el extranjero.

Estas atribuciones fueron una actualización de las establecidas en el centenario del Reglamento de 30 de abril de 1886.

Los primeros estudios sobre la geología de Almadén

Por OCTAVIO PUCHE RIART (*)

RESUMEN

Se analiza la evolución de los conocimientos geológicos sobre Almadén, de acuerdo con el desarrollo histórico de las ciencias de la Tierra, hasta mediados del siglo XIX.

ABSTRACT

The evolution of the geological knowledge about Almadén is analyzed according to the historical development of the Sciences of Earth up to the middle of the nineteenth century.

La mina de Almadén tiene una existencia que probablemente llegue a los 2500 años, por eso no nos extraña que haya llamado la atención a viajeros y naturalistas desde antiguo.

La mayor parte de las revelaciones escritas que poseemos sobre ella guardan relación con las labores de minería, procesos metalúrgicos para la obtención del mercurio, datos relativos al mineral, tales como la descripción de sus aplicaciones o referencias a su comercialización, así como indicaciones sobre la nocividad del azogue, sin que nadie hasta principios del siglo XVIII planteara ningún problema o vicisitud en relación a la composición, distribución, posición, características y demás datos relativos a los terrenos del lugar.

Existen numerosos trabajos históricos, algunos de cierta importancia, tales como los de ESCOSURA (1896), ZARRALUQUI, J. (1934) y MATILLAS, A. (1958), así como otros de mucha menor envergadura, tales como los de HERNÁNDEZ, A. (1984) y PUCHE, O., con MANSILLA, L. (1985), sin que ninguno profundice en el tema geológico.

Probablemente, el primero en describir la morfología de la mineralización y rocas presentes, en la vieja explotación de Almadén, fuese el científico francés JUSSIEU, A. (1719), enviado a España por su Alteza Real el Duque de Orleans, para la recolección de especies vegetales destinadas a los jardines botánicos parisinos.

Según JUSSIEU, A.: «Las vetas que aparecen en el fondo del pozo, donde trabajan los mineros, son de tres clases:

La más común es roca pura de color grisáceo, en su

(*) Profesor Titular Prospec. e Invest. Minera, E. U. Ing. Téc. Minera de Almadén.

aspecto externo, entevetada de rojo y blanco, con cristales en su interior.

Esta primera puede contener inclusiones de una segunda, que es muy roja, acercándose su color al del plomo rojo.

El tercer tipo es denso, muy pesado, salpicado con intensidad de pequeños destellos plateados.

Entre estas tres clases de veta, en la mina, que son las únicas aprovechables, se encuentran otras rocas de color grisáceo o pizarroso y dos clases de tierras que son grasientas y untuosas, las blancas y las grises, que se rechazan».

Hasta cerca de medio siglo después no volvemos a encontrar ninguna cita geológica; éstas provendrían de BOWLES, G. (1775), científico irlandés contratado por el ministro ULLOA, A., el cual recorrería España inspeccionando las principales comarcas mineras, visitando Almadén en 1752.

BOWLES, G., describió el yacimiento estableciendo cuatro modalidades de mineralización: «veta arreglada perpendicularmente, veta que atraviesa, mina en capas y mina en trozos, como unidos con las peñas en estado de disolución o blandura, donde la coagulación anticipada de una de las materias es causa de la igualdad con que se presentan las vetas».

Por otro lado, a nuestro autor le preocupaba racionalizar la explotación, ya que éste era uno de sus principales encargos. Las observaciones realizadas le llevaron a la conclusión que para realizar un buen laboreo era necesario sustentar criterios geológicos: «los mineros de Almadén nunca hicieron los socavones siguiendo la inclinación de las vetas, sino perpendiculares», proponiendo: «que se hiciera una mina más abajo, con sólo abrir un

socavón general y profundizar oblicuamente, siguiendo siempre la dirección natural de la veta».

BOWLES, G., no sólo aportó importantes datos sobre la mineralogía, petrografía y disposición de las masas cinabrerías, sino que introdujo consideraciones sobre la explotación, metalurgia, salubridad y demás temas mineros, asesorando al gobierno para que vinieran los maestros alemanes a llevar la dirección facultativa de la mina.

Fue de gran importancia la labor desarrollada por KÖELER, C. (1755-57), STORR, H. C. (1757-84) y HOPPENSACK, J. M. (1784-92), de acuerdo a los criterios establecidos por el maestro irlandés y a los principios teóricos de la escuela sajona, aunque según CASIANO PRADO (1855): «estos directores, entre los que se encontraba HOPPENSACK, conocían muy poco la geología y los que los reemplazaron posteriormente no tenían ningún interés por merecer el calificativo de geólogos».

Pese a todo, STORR, H. C., y su colaborador ESTEMBUC, J. J., intentaron, en 1771, crear un aula para la enseñanza de la mineralogía, en un intento de formar profesionales para España y sus reinos del Nuevo Continente, pero el propósito no llegó a cuajar por efecto del fallecimiento de este último.

Pocos años después, tras gestiones de STORR, H. C., con el ministro GÁLVEZ, se crea la Escuela de Minas de Almadén, en 1777, cuyo fin sería: «enseñar a los jóvenes profesores de matemáticas que se remitan de estos reinos, y los de América, para que se instruyan en la teoría y la práctica de la Geometría Subterránea y Mineralogía».

Además, ante la falta de textos docentes, STORR, H. C., escribiría un libro en alemán, cuya traducción nunca se terminó, titulado «Curso de Mineralogía y Geometría Subterránea».

No se puede considerar extraño que hasta la fecha nadie hubiese desarrollado trabajo geológico alguno, ya que esta ciencia no existía como tal. Al respecto, escribía LYELL, Ch. (1827): «Mientras que en la infancia de la civilización los límites de la historia, poesía y mitología quedan indeterminados, ocurre lo mismo con la geología; su naturaleza distinta y su carácter positivo no fueron reconocidos hasta mucho más tarde, siendo confundida durante mucho tiempo con otras ciencias. En la misma época de WERNER, es decir, a finales del siglo XVIII, no era considerada más que como una rama secundaria de la mineralogía; de igual forma, DESMAREST la sitúa en el dominio de la geografía física. La causa más probable y más general de esta confusión residía en que se quería imponer como objetivos de la geología el descubrimiento de los orígenes de la Tierra o, como imaginaba otro, el estudio de las fuerzas cosmológicas puestas en marcha por el Creador de la naturaleza para retirar a este planeta del caos, así como para llevarlo al punto de habitabilidad y perfección en que se encuentra hoy. HUTTON fue el primero en intentar trazar una línea de demarcación, fuertemente pronunciada, entre su ciencia favorita y la cosmología. Este declaraba que la geología es por completo ajena al origen de las cosas».

El primero en utilizar el término geología fue el suizo SAUSSURE, H. B. (1770), en sus trabajos sobre los Alpes

y el Jura. Pero el empleo universal del mismo no ocurriría hasta bastante después.

Según nuestra opinión, la geología aparece como evolución de la geognosia, materia definida por WERNER (1776), profesor de mineralogía de la Escuela de Minas de Freiberg, como: «la ciencia que estudiaba la distribución natural de los minerales en cada especie de rocas, las relaciones entre estas rocas, su distribución geográfica y su forma de yacer». Como es sabido, WERNER fue el primero en aplicar las ciencias de la Tierra al arte minero y probablemente este sentido utilitario de la geología fuese el que forjara las condiciones óptimas para su desarrollo.

Es precisamente en esta época cuando acontece el nacimiento de las primeras Escuelas de Minas: Freiberg (1766), Schemnitz (1769), San Petersburgo (1772) y Almadén (1777). La importancia que en ellas se dio a la geología y los variados estudios geognósticos realizados por sus alumnos confirman lo anterior.

En 1829, PRADO, C., llegaba becado a Almadén para estudiar la carrera de ingeniero. El Superintendente de las Reales Minas, ELHUYAR, F., dio las instrucciones a los pensionados: «En los días y huecos que permitan sus principales distribuciones, se dedicarán a recorrer los cerros de las inmediaciones para observar su respectiva constitución geognóstica, la naturaleza y variedad de rocas que la compongan, su estratificación, criaderos minerales y demás peculiaridades que presenten, recogiendo muestras para su propia instrucción y remisión a la Dirección de las que juzguen puedan interesarle».

Al poco tiempo de ingresar en la Academia, PRADO, C., comenzaría a realizar sus primeros estudios geológicos. Años más tarde diría: «Yo fui el primero, en 1830, en hacer un plan petrográfico de la mina principal, que se encuentra bajo la misma ciudad de Almadén, a la profundidad de 234 m., allí observé los planos de estratificación, que en este nivel están bastante deformados, y constaté que cada roca presenta un color diferente».

El primer estudio geológico, realmente serio, sobre la zona corresponde a LE PLAY, F. (1834). En primavera de 1833, tras la lectura de la obra de BOWLES, W., «Introducción a la Historia Natural y Geografía Física de España», y probablemente previo conocimiento de los trabajos de HUMBOLDT, A., y HAUSSMAN, este último autor de la primera síntesis geológica del suelo español, nuestro hombre recorrería parte de Castilla-La Mancha, Extremadura y Andalucía, visitando la comarca de Almadén.

Este ingeniero de minas francés no andaba muy equivocado cuando nos narraba: «Espero que las recientes observaciones que he realizado, durante un período de dos meses, centraran próximamente, sobre ellas, las investigaciones de los geólogos y ayudará algo al interés que, después de tanto tiempo, han supuesto los nombres de Almadén y Guadalcanal en los mineros y en los mineralogistas».

El trabajo de LE PLAY, F., queda dividido en tres partes, cuyos contenidos enumeramos a continuación:

a) Configuración del terreno.

- b) Caracteres de las rocas y minerales útiles diseminados en ellas, junto a la exposición gráfica de algunos acontecimientos geológicos.
- c) Conclusiones deducidas de los hechos observados, comparando los lugares investigados con otras zonas del resto de Europa. Finalizando la obra con un estudio sobre la formación de las cadenas montañosas descritas.

Veamos, a continuación, un resumen de las aportaciones geológicas contenidas en cada una de estas tres partes:

a) En cuanto al análisis del relieve, observamos una descripción de las escasas fuentes cartográficas existentes: SAINT VICENT, LÓPEZ, etc., añadiendo una serie de perfiles que vendrán a suponer una idea mucho más exacta de la topografía hasta el momento conocida. En el apartado siguiente, incluso se indica una hipótesis sobre el origen de ésta.

Por otro lado, describe la ubicación de las cuatro cadenas cuarcíticas que marcan el relieve apalachino del lugar, pese a creer de forma inexacta que constituyen los flancos muy inclinados de un pliegue vertical: «como las dos partes de un tejado», cuestión que pudiera haber incidido en la génesis de algunos errores tectónicos cometidos por investigadores posteriores, tal como el realizado por HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1926), el cual situaría el núcleo central de un anticlinal en pleno Almadén.

También sería conveniente resaltar la observación efectuada en la zona de Guadalmez, del paralelismo existente entre los contactos estratigráficos, la dirección general de las cadenas montañosas, cursos de agua y la cuenca granítica de los Pedroches, situada más al sur.

b) En 1834, ni MURCHISON, L. I., ni SEDWICK, A., habían descrito aún los sistemas siluriano y cambriano; por eso no es de extrañar que LE PLAY, F., estableciera la siguiente tabla cronoestratigráfica, de acuerdo con los criterios de la época:

Terrenos terciarios.
Terrenos secundarios.
Terreno hullero.
Terrenos de transición.
Terrenos estratificados cristalinos.
Rocas ígneas.

Respecto a la descripción de las rocas ígneas, tendremos que tener en cuenta las variaciones experimentadas en cuanto a su clasificación, así como algunas inexactitudes efectuadas durante el reconocimiento «de visu», que llevaron a LE PLAY, F., a presentar como granitos los granitoides de Garlitos o como eufótidos las doleritas del nordeste de Almadén. También enumeraría la presencia de trapps.

Para nuestro autor, en los terrenos de transición ocurre que: «Las rocas presentan una gran analogía con las que se observan en otras provincias de Europa, circunstancia que aporta un nuevo dato sobre la uniformidad de las causas que, en las edades reconocidas en nuestro Globo, presidieron la formación de los terrenos»; apre-

ciándose una neta influencia de la escuela actualista o uniformista en sus razonamientos.

No es improbable que LE PLAY, F., conociese parte de la obra, en versión inglesa de LYELL, Ch. (1830-34), denominada «Principios de Geología», para algunos primer texto universal de esta materia y que posteriormente sería traducida al francés por MEULIN, T., bajo los auspicios de ARAGO, F., en 1843.

LE PLAY, F. no conseguiría establecer la serie estratigráfica local, indicando el orden de superposición de los diversos grupos de rocas. Tal vez por eso integre dentro de un mismo paquete los terrenos paleozoicos de Almadén con los de la serie esquistoso-grauváquica precambriana del valle de Alcuña. Aunque, por otro lado, determina la existencia de los dos pisos constitutivos de los terrenos de transición, mediante criterios paleontológicos: «La alta cadena que se extiende al sur de esta ciudad (Almadén), en dirección de E-40° N a O-40° S, está compuesta principalmente por capas de cuarcita compacta, en las que no he podido descubrir la menor traza de cuerpos orgánicos fosilizados: al pie de esta cadena, en colinas donde la estratificación media se dirige de E a O, y donde las rocas compuestas de areniscas y filadidos pasan a samitas, se encuentran, al contrario, bastante frecuentemente, restos de animales, idénticos a los que presenta el segundo piso de transición de la Bretaña, en donde se encuentra de forma particular una *Terebrátula*, a pequeñas cotas y en anchos pliegues, así como un *Spirifer*, casi idéntico o totalmente idéntico al *Spirifer attenatus* que figura en la obra de SOWERBY.» Las rocas sin fósiles, existentes sobre las montañas descritas, son consideradas como pertenecientes al piso inferior.

Respecto a los terrenos secundarios, LE PLAY, F., anuncia de forma clara su ausencia: «no existe en Extremadura nada que se parezca a las formaciones secundarias, en capas horizontales o poco inclinadas, que recubren gran parte de Francia, Inglaterra y Alemania. La identidad, de la mayor parte de las rocas del país y de los fósiles que en ellas están contenidos, con la de otros entornos de transición y, lo que es aún más cierto, las consideraciones sobre la superposición de las cuencas hulleras que antes describí, no pueden dejar ninguna duda sobre la naturaleza de la mayor parte del terreno del entorno».

Esta negación a la existencia, en dichos lugares, de la era mesozoica viene a desmentir una serie de aseveraciones realizadas posteriormente por BEUDANT, F. S., que a los pocos años enmarcaría los terrenos de Almadén en el Triás, tal vez buscando analogías cronológicas con el yacimiento de Idria (Yugoeslavia).

Los terrenos terciarios son mencionados en otras zonas, principalmente al sur de Sierra Morena.

Se realiza una detallada descripción de las rocas sedimentarias presentes de acuerdo con los criterios clasificatorios de la época; aunque en casos se recogen terminologías propias del lugar, tal y como ocurre con una roca vulcano-sedimentaria, la piedra frailesca, que no hace mucho tiempo sería definida como toba piroclástica por FEBREL, T. Según nuestro autor, esta roca: «a causa de su color grisáceo, adquiere semejanza al del hábito de ciertas órdenes religiosas (frailes)», de ahí su nombre.

También se describe la mineralización, enunciando la presencia de cinabrio, mercurio nativo y pirita, indicándose la situación de los filones existentes, así como su potencia, determinando, por primera vez, la presencia de la roca frailesca como metalotecto: «los depósitos de frailesca están aislados en el extremo sudoeste del yacimiento de Almadén: sus límites se desconocen, pero son ciertamente distintos de las rocas de transición, ..., y es probable que haya una conexión entre su origen y el de los filones». A deducciones similares llegaría SAUPE, F., en 1973.

De todas formas, no todos los autores han desarrollado idénticos razonamientos, las reflexiones apuntadas, respecto a la conexión entre la frailesca y la mineralización, han servido de punto de discusión y polémica, por ello hemos decidido recoger, como elemento de comparación, la versión de ALMELA, A., y FEBREL, T. (1960): «Podría suponerse, ya que las minas de cinabrio se encuentran generalmente en lugares en que existen mayores espesores de rocas tobáceas, Almadén, Valdeazogues y Las Cuevas, que pudiera existir una relación genética, ya que también la existe entre mineralización cinabrifera y tobas. Negamos tal relación, ya que para nosotros la mineralización cinabrifera ha sido muy posterior a la formación de las tobas».

c) En las conclusiones, se aprecia la ejecución de algunos errores y bastantes ciertos:

— Establece una discordancia inexistente entre la cadena cuarcítica, que discurre al sur de Almadén, y los terrenos más plásticos del fondo del valle, situados al norte de los anteriores, los cuales aparecen replegados y con rumbos aparentemente diferentes.

— Describe la existencia de una segunda discordancia, anterior a la deposición del terreno hullero, e indica la presencia de un proceso tectónico causante del fin de la sedimentación carbonífera.

— Insiste en la ausencia de referencias para una posible definición de revoluciones posteriores, basándose en la existencia de una laguna estratigráfica entre el terreno hullero y el segundo piso del cenozoico, pero le asigna la génesis de los estratos levantados, la formación de las depresiones, generalmente acompañadas por la aparición de masas cristalinas, y la existencia de fallas de desgarre, causantes de las dislocaciones presentes en los terrenos sedimentarios.

— Aparentemente verifica las leyes que, según BEAMONT, E., se habían dado en la génesis de los sistemas montañosos del resto de Europa.

— Reconoce los terrenos terciarios, describiendo la presencia de ofitas, al igual que lo hiciera DUFFRENOY en los Pirineos.

— Y determina para los yacimientos de cinabrio un origen reciente, al asignar al criadero un carácter filoniano, en función de la presencia de algunas fisuras mineralizadas paralelas a la estratificación, y por la existencia de bolos ofíticos, supuestamente terciarios, dentro de las masas de cinabrio.

Queda claro que, pese a sus errores, LE PLAY, F., fue el primero en tratar de ordenar los estratos del lugar, iden-

tificándolos mediante los fósiles, en una época en que los conocimientos eran bastante precarios.

Recordemos que apenas hacía unos años desde que SMITH, W. (1799) estableciera la existencia de diversos pisos en el sistema liásico, mediante el auxilio de la paleontología, como primer paso para el desarrollo de la estratigrafía, ante la conversión de los fósiles en elementos de datación relativa de los terrenos.

LE PLAY, F., también fue pionero en la definición de los procesos tectónicos acontecidos, así como de la historia geológica.

De igual manera, nos aporta la primera versión sobre la génesis del criadero asociándole a procesos epigenéticos.

En definitiva, LE PLAY, F., configura un gran trabajo en una zona virgen, geológicamente hablando, llegando a unas conclusiones verdaderamente revolucionarias.

En 1838, EZQUERRA DEL BAYO, J., ex-alumno de Almadén y Freiberg, tras visitar numerosas localidades españolas y estudiar en detalle algunos de los más importantes yacimientos mineros, publica una buena parte de los datos recopilados bajo la denominación de Apuntes geognósticos y mineros de una parte del mediodía de España. La edición se realizaría en el primer tomo de los Anales de Minas, revista que trata de emular a su homónima francesa Anales des Mines y en cuyas páginas se aprecia una febril actividad encaminada al desarrollo de los trabajos geológicos. En este número y en los siguientes aparecerían magníficos estudios mineralógicos, geognósticos, paleontológicos y de cualquier otra rama de las ciencias de la Tierra, firmados por ingenieros formados en las aulas de la Academia de Almadén.

EZQUERRA DEL BAYO, J., se queja ante la ausencia de una cartografía precisa que sirva como base para el levantamiento del mapa geológico, explicando que: «mientras no tengamos un buen mapa topográfico de la Península, no podremos siquiera pensar en formar una carta geognóstica, porque ésta se funda en aquel».

El que como yo haya ensayado a trazar en el mapa de LÓPEZ las observaciones recogidas en el itinerario de un viaje, se habrá encontrado con resultados enteramente contrarios a los fenómenos observados: y ¿cómo no ha de suceder así, cuando los pueblos están situados siete, ocho o doce leguas fuera de su verdadera posición, y cuando hasta el curso de muchos ríos se halla cambiado? No solamente no tenemos un buen mapa general de España; pero ni tampoco de una sola provincia; por lo tanto debemos renunciar por ahora a marcar sobre el papel los límites de las diferentes formaciones geognósticas que constituyen el terreno de nuestro país: lo más que podremos hacer es, indicar las localidades en las que se encuentra tal o cual formación, sin detenernos en detallar por donde corren sus límites de separación con las formaciones inmediatas».

Desde que LÓPEZ, T., a finales del siglo XVIII, realizara el genuino atlas hispánico, donde aparecía un compendio de mapas detallados de todas las provincias españolas, hasta que IBÁÑEZ DE IBERO, C. (1859), Director del Instituto Geográfico y Estadístico, estableciese las reglas para la medida de la base central de la red geodésica española, no

hubo progresos importantes en cuanto a las posibilidades de adquirir buenos mapas topográficos. Pese a todo, en 1850, EZQUERRA DEL BAYO, J., realizaría el primer mapa geológico nacional, a escala 1:2.500.000. Recordemos que hacía, aproximadamente, veinte años de la publicación de la cartografía geológica del resto de Europa, en la obra de LYELL, CH., pero debemos asumir que la ejecución de la parte ibérica era, y sigue siendo, mucho más compleja.

EZQUERRA DEL BAYO, J., considera una secuencia estratigráfica similar a la de LE PLAY, F., de acuerdo con la clasificación werneriana:

- Terrenos terciarios.
- Terrenos secundarios.
- Terrenos hulleros.

(1)	(2)	(3)
Grupo moderno	} Aluvial	} Orden superior
Grupo de los bloques erráticos		
Grupo supercretáceo	} Terciario	} Orden supermedio
Grupo cretáceo	} Secundario	
Grupo oolítico		
Grupo de la arenisca roja Grupo carbonífero		
Grupo de la grauvaca Grupo de los primeros fósiles	} Terrenos de transición	} Orden submedio
Sin orden de sucesión determinado	} Terrenos primitivos	} Orden inferior
Rocas volcánicas, trapps, serpentinas, granitos y otras rocas ígneas	} Organizaciones ígneas en medio de las rocas estratificadas, dispuestas de acuerdo al orden en que aconteció el suceso.	} Lo mismo que en la clasificación werneriana reformada

Refiriéndose al yacimiento de cinabrio de Almadén, EZQUERRA DEL BAYO, J., nos describe su posición estratigráfica, indicando que: «no está todavía bastante estudiado geognósticamente para poderlo describir bien detalladamente. Sin embargo, podemos decir que el terreno en que se halla este criadero corresponde al grupo de la grauvaca, alternando en él las capas de arcilla, de arenisca, de grauvaca propiamente dicha y de caliza. Las capas más antiguas, esto es, las procedentes de la primera sedimentación, no presentan absolutamente ningún resto orgánico; en las más modernas abundan extraordinariamente los restos orgánicos característicos de esta formación, particularmente de la familia de las *Terebratullas*. De los ejemplares que han llegado a mis manos he creído poder distinguir: *Strigocephalus urtinii* (DEFRANCE), *Cyrtia trapezoidalis* (DALMAN) *Conocardium elongatum* (BRONN) y dos o tres especies de *Terebratullas*.

También se encuentran ejemplares muy completos de *Calymene blumenbachi* y *Calymene macophthalma* (BRONGNIART).

- Terrenos de la grauvaca (o segundo piso de transición).
- Terrenos primitivos.

Se aprecia la ausencia de los terrenos pertenecientes al grupo de los primeros fósiles (o primer piso de transición), pero recordemos que, hasta el momento, nadie había encontrado y clasificado ningún vestigio orgánico petrificado perteneciente a la que BARRANDE, J., denominaría fauna primordial.

Recogemos a continuación las clasificaciones estratigráficas más comúnmente utilizadas en aquella época: (1) DE LA BECHE, (2) Clasificación werneriana reformada, de la que existen numerosas variantes, y (3) CONYBEARE, W. D. y PHILLIP'S, W.

En las capas de caliza abundan mucho las petrificaciones, pero es muy difícil obtenerlas separadamente porque forman con la roca una masa íntima y compacta. Se ven en ella además de las *Terebratullas*, algunos restos de *Calamopora polymorpha* (GOLDFUSS) y *Radiarias* cuyo género no he podido determinar».

Para EZQUERRA DEL BAYO, J., el modelo tectónico observado es muy simple: las erupciones y la aparición en superficie de masas plutónicas, acontecidas en diferentes épocas geognósticas, serían las culpables de la sublevación de las capas, llevándolas a posiciones próximas a la vertical, según direcciones e inclinaciones opuestas, pero entre las que se podrían fijar dos rumbos más generales: E-O y E-25°-S.

Asocia la mineralización con las erupciones, indicando que los pliegues o dobleces que afectan a las capas son una consecuencia de ellas: «fenómeno que parece estar en cierta relación con la inyección del mineral de cinabrio que constituye aquellos criaderos».

Describe las rocas de la zona, indicando las que contienen el mineral y se asombra ante la corpulencia de las vetas.

EZQUERRA DEL BAYO, J., al igual que numerosos ingenieros de minas y otros científicos de su época, es un hombre netamente preocupado por la prospección e investigación minera, labor que surge ante la necesidad de encontrar nuevos recursos cuando éstos escasean.

Existen numerosos antecedentes al respecto, BOWLES, G. (1775), en su obra, decía: «debían buscarse nuevas minas de azogue en este distrito, ya por la profundidad que iban tomando, ya por que no podían ser eternas, y, sobre todo, por la práctica que se tiene de esterilizarse toda mina a cierta profundidad, y más las de esta especie».

Poco tiempo después, en 1802, el Mariscal de Campo SAMPER, A., Director del establecimiento, explicaba: «existe la urgente necesidad de aumentar o consignar alguna mayor dotación para registrar y disfrutar en un todo uno las actuales minas, y para buscar otras que ofrezcan algunos disfrutes, a la par de las actuales, y repongan éstas al esterilizarse enteramente».

No son, pues, de extrañar las aseveraciones de EZQUERRA DEL BAYO, J., cuando indicaba: «es de esperar que llegue alguna vez el día en que veamos figurar en el presupuesto del Ministerio de Gobernación, un artículo que diga: tantos miles de duros para investigaciones mineras por parte del cuerpo nacional de ingenieros de minas».

CABANILLAS, R. (1838), Director General de Minas del Reino y organizador de la Escuela de Minas de Madrid, de 1833 a 1836, también andaba preocupado por la carencia de documentación e investigación: «Por la particular atención con que siempre fueron miradas las minas de Almadén, debía esperarse que nuestros mayores nos hubieran transmitido noticias de ellas capaces de manifestar el orden de sus labores, respectivo estado de sus frutos, calidad de ellos y demás que podía dirigirnos al conocimiento de los filones que antiguamente se disfrutaron, mas por desgracia no tenemos aún la más mínima idea de estas interesantes particularidades, que nos conducirían al hallazgo de los minerales que ellos dejaron».

CABANILLAS, R. no era partidario de quedarse con los brazos cruzados, estableciendo unos criterios lógicos para la prospección de nuevos yacimientos, indicando que: «si generalmente son convenientes los registros en los terrenos y puntos donde se presentan indicios metalíferos, mucho más deben serlo en Almadén y en Almadenejos, en donde alguno de los establecidos hasta ahora, al paso que se nos han presentado trabajos antiguos, prueban haberse sacado de ellos grandes cantidades de cinabrio».

Por otro lado, CABANILLAS, R., como dirigente de la minería española, estaba preocupado por el laboreo, pero él sabía muy bien que la explotación depende de la disposición y características del terreno, por eso comprobaba el estado de las minas en la época de BOWLES, G., donde esto no se tenía en cuenta, con la época en que vivía; explicando que: «siguen en su laboreo el sistema más acomodado a la formación de sus minerales».

Por último indicaremos que nuestro autor considera algunas otras circunstancias geológicas, por ejemplo, des-

cribe las características y composición del filón: «con la potencia o grueso de 14 pies; y si bien, en el día, es de mediana cantidad, apareciendo el cinabrio diseminado en masa en una roca arenisca impregnada en azogue vivo, va mejorando a medida que se gana profundidad».

En aquellos tiempos la Escuela de Almadén estaba en pleno apogeo, recibiendo en su biblioteca las principales obras científicas europeas que eran traducidas al castellano, incrementándose así los conocimientos del profesorado.

En 1841 la Escuela de Almadén se transforma en Escuela Práctica de Capataces de Minas, correspondiendo el discurso de inauguración a PRADO, C., del que recogemos la siguiente frase: «Por lo que respecta a la geología, de la que el minero puede sacar tanto fruto, bien fuera de desear que a su enseñanza se diera un gran ensanche.»

De todas formas, la enseñanza de la Geología siempre se tuvo en consideración en la Escuela de Almadén; del énfasis puesto en su enseñanza son buena prueba de ello los nombres de AMAR DE LA TORRE, R.; EZQUERRA DEL BAYO, J.; LUXAN, F.; NARANJO, F.; MAESTRE, A.; PELLICO, R., y PRADO, C., así como el de muchos otros de menor importancia.

Retornando al año 1838, encontramos un nuevo trabajo de EZQUERRA DEL BAYO, J., enviado al Boletín de la Sociedad Geológica de Francia, en el que se realiza un estudio sobre las minas de cinc de Riopar, cerca de Alcazar, comparándolas con las de Almadén. A continuación recogemos algunas consideraciones al respecto:

Las rocas que LE PLAY, F., denominara brechas frailecas son llamadas en este artículo grauvacas brechiformes.

El modelo tectónico propuesto es muy simple: «las capas originalmente horizontales han sido levantadas tempranamente por erupciones de rocas graníticas y pórfido negro que consolidó en diversos periodos. Estas erupciones se muestran en Almadén y por diversos lugares hasta el Tajo. La erupción de granito discurre paralela a Sierra Morena de E-N.E a O-N.O, de suerte que resultan dos líneas que se cortan en ángulo muy obtuso».

Se describe también el posicionamiento de la mineralización.

Y, por último, se aporta la novedad de relacionar la mineralización con el emplazamiento de las masas intrusivas, generándose así la precipitación por sublimación: «Estas erupciones han formado numerosas cavidades que fueran rellenadas por exhalaciones de mercurio y azufre combinados para dar cinabrio, o bien han quedado aislados. En este último caso el mercurio libre se reparte por cualquier sitio que haya podido encontrar un pasaje a través de las rocas impermeables hasta las capas arcillosas que lo detuvieron. El azufre es llevado al hierro con el que ha formado las piritas».

Como vemos, EZQUERRA DEL BAYO, J., como la mayor parte de los estudiosos de la época establece para los criaderos de cinabrio un modelo epigenético. Hasta 1926 no surgirían hipótesis contrapuestas, al asignarles FÁBREGA, P., un origen sinsedimentario. Esta última teoría sería

recogida mucho después por SAUPE, F. (1973), sentando las bases para un auténtico debate.

En 1850, NARANJO Y GARZA, F., profesor de la Escuela Especial de Minas, es requerido por el Ministerio de Comercio para realizar el reconocimiento geológico de la cuenca del Guadiana, dándole las instrucciones siguientes:

- 1.º Reconocer la citada cuenca en toda su extensión.
- 2.º Designar los grupos de rocas que la constituyen.
- 3.º Determinar el límite de formaciones diferentes y el espesor e inclinación de las capas en los terrenos de sedimento.
- 4.º Marcar los puntos más notables que tengan relación con la minería y principalmente aquellos en que para beneficio de la agricultura puedan adquirirse aguas de riego ya sea por la perforación de pozos artesianos o por otros medios.
- 5.º Ilustrar este trabajo con los cortes geológicos necesarios para examinar la estructura y disposición de las rocas y puntos de más interés de la cuenca.
- 6.º Recoger en cuanto sea posible una colección de minerales, rocas y fósiles del terreno, con destino a la colección geográfica del Reino.

El trabajo de NARANJO, F., abarca la comarca de Almadén, pero no presenta gran interés, porque sus descripciones son poco importantes y carecen, prácticamente, de innovaciones.

Considera un modelo tectónico similar al de EZQUERRA DEL BAYO, J., asignando el origen de los plegamientos y de la mineralización a los pórfidos, los cuales: «debieron dar origen a los célebres criaderos de Almadén en cuyas cercanías (Peñabarriga, Montejecar, Puerto del Ciervo y Fuente del Lintero), se descubren los primeros focos de erupción».

Y asigna al criadero una edad siluriana, por la presencia de fósiles, tales como *Trilobites*, *Spirifers* y *Terebratulias*, características del grupo de la grauvaça. Por otro lado a la denominada por LE PLAY, F., caliza de Llerena, roca consistente de color azul oscuro y ligeramente efervescente con los ácidos, le asigna edad devoniana. Se aprecia, pues, un cambio en la nomenclatura estratigráfica, ya que hasta el momento nadie había nominado a los sistemas geológicos descritos.

En los tiempos de LE PLAY, F., la geología no había adquirido aún el contenido doctrinal suficiente para que el ingeniero de minas francés llegara a conclusiones concordantes con los conocimientos actuales. Por eso hemos de esperar la vuelta a Almadén de PRADO, C., como vocal y miembro activo de la recién creada Comisión del Mapa Geológico de la provincia de Madrid y General del Reino, institución dirigida por el general LUXÁN, F., desde sus inicios, en 1849. El estudio realizado por este científico se desarrolla desde 1852 a 1855, presentando gran interés y marcando las pautas de numerosos trabajos posteriores. Según ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, I.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962) es algo excepcional: «Para nosotros, y permítasenos consignarlo así, es una satis-

facción haber trabajado en una parte de la zona donde él lo hiciera y podido comprobar la finura de sus observaciones.»

Por aquella época se había avanzado bastante en cuanto a la clasificación de los terrenos, recogiendo a continuación, a modo de síntesis las eras, periodos, pisos, autores que los describen por primera vez y fecha en que lo hicieron.

PRADO, C., al finalizar sus trabajos en la Cornisa Cantábrica, acude a Almadén, tras recoger los datos paleontológicos y estratigráficos aportados por VERNEUIL, M. (1850). El naturalista francés acababa de confirmar, mediante la presencia de fósiles, la existencia en nuestra región del Siluriano Inferior y Devoniano.

Esta situación pudo influir en el hecho del establecimiento, por parte de PRADO, C., de una discordancia entre ambos sistemas. Nuestro autor dató de forma errónea los graptolites, situándolos en el Siluriano Inferior, pese a que al año siguiente les daría su verdadera edad, como puede apreciarse en un comunicado enviado a la Sociedad Geológica de Francia. Por otro lado, la presencia de una abundante fauna del Siluriano Inferior (Ordoviciense), frente a la escasez de ésta en el Siluriano Superior (Siluriano propiamente dicho), pudo haber contribuido a este equívoco.

De todas formas, la distribución de áreas silurianas y devonianas queda bastante bien confirmada en su mapa, identificando a este último sistema por su carácter ferruginoso.

En la obra de PRADO, C., se realizan descripciones litológicas detalladas, enumerando las características de esquistos, cuarcitas, areniscas y calizas, así como de numerosas rocas ígneas.

Los datos fosilíferos aportados por PRADO, C., con el asesoramiento del equipo paleontológico constituido por VERNEUIL, M., y BARRANDE, J., constituyen una información de suma importancia. Destacamos la descripción de la primera fauna primordial encontrada en la Península, en una zona próxima a nuestra región, el hallazgo de algunos de los primeros trilobites y braquiópodos del Ordoviciense y Siluriano español, así como una de las primeras observaciones de la fauna devoniana ibérica.

El modelo tectónico propuesto es muy sencillo, mencionándose la existencia de una fase compresiva en la que se plegaron los terrenos silurianos, con anterioridad a la deposición devoniana, y de una segunda fase, antetriásica, en la que se revolucionaría el conjunto.

Los datos considerados se conjugan en el primer mapa geológico de la comarca de Almadén, donde podemos apreciar la integración del Precambriano en el Siluriano, así como la presencia del Devoniano en los sinclinales de Almadén y Guadalmez.

Este mapa puede que sustentara como base el plano topográfico elaborado por EZQUERRA DEL BAYO, J., en 1838.

Podemos asignar a PRADO, C., la ejecución del primer corte geológico del lugar, si no consideramos como tal el realizado por LE PLAY, F. Según ALMELA, A.; ALVARADO,

ERAS	PERIODOS	PISOS	AUTORES	FECHAS	
Cenozoico	Antrópico	Actual Cuaternario			
	Molásico	Plioceno Mioceno	LYELL, CH. LYELL, CH.	1832 1832	
	Nummulítico	Tóngrico Parisiense Suesoniense	DUMONT, A. D'ORBIGNY, C.	1839 1852	
Mesozoico	Cretácico	Senoniense Cenomaniense Albiense (Gault) Aptense (Tenencico) Neocomiense	D'ORBIGNY, C. D'ORBIGNY, C. D'ORBIGNY, C. D'ORBIGNY, C. THURMAN, J.	1842 1847 1842 1840 1835	
		Jurásico	Portlándico Kimmeridgiense (Coralino) Oxfordiense Batoniense	D'ORBIGNY, C. D'ORBIGNY, C. D'ORBIGNY, C. D'HALLOY, O.	1849 1849 1849 1843
		Liásico	Toarciense Sinemuriense	D'ORBIGNY, C. D'ORBIGNY, C.	1849 1849
		Triásico	Keuper Muschelkalk (Conchífero)	ALBERTI, F. ALBERTI, F.	1834 1834
	Paleozoico	Carbónico	Pérmico Carbonífero Devoniano	MURCHISON, R. CONYBEARE, W. SEDGWICK, A.	1841 1822 1832
Silúrico		Siluriano Superior (Murchisónico) Siluriano Inferior Cambriano	MURCHISON, R. MURCHISON, R. SEDGWICK, A.	1845 1835 1835	
Pizarras cristalinas					
Rocas de la primera consolidación					

M.; COMA, V.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962): «Que diferencia con otros cortes que después se han trazado en el mismo sitio.»

Por último, indicaremos que asigna a los yacimientos de mercurio un carácter epigenético, asociándolos con el magmatismo: «Indiscutiblemente no son contemporáneos con la deposición de las capas silurianas y devonianas. Todo lo que se conoce se opone. Por otro lado no será muy extraordinario que allí tengamos mercurio siluriano y devoniano solamente en un pequeño territorio.» ... «El mercurio, lo mismo que otros metales, es una materia que procede del interior de la Tierra. En la zona de Almadén se encuentran muchas rocas que tienen el mismo origen, como hemos visto. Estas rocas han aparecido en super-

ficie en épocas diversas.» ... «¿La aparición de estas rocas es concomitante con el mercurio?» También describe el proceso de formación del cinabrio ante la acción reductora de la materia orgánica: «Si el mercurio en sus yacimientos deja apercibir alguna afinidad es hacia las materias carbonosas o bituminosas.»

En definitiva, podemos decir que PRADO, C. marca las pautas estratigráficas, paleontológicas, litológicas, cartográficas y genéticas de gran parte de los trabajos realizados con posterioridad.

Terminamos este trabajo resaltando una de las ideas básicas de PRADO, C., la importancia de la geología, así empieza su obra: «Siempre pensé que el estudio de los

terrenos de Almadén debía ofrecer mucho interés, principalmente por la aplicación que puede tener en la explotación de las minas de mercurio que allí se encuentran.»

Gracias a estos pioneros hoy sabemos que la geología es una gran herramienta para el minero, que mediante el apoyo de la prospección e investigación minera se han obtenido frutos importantes y que del análisis histórico se deduce la existencia de un largo camino hasta llegar al conocimiento de los secretos que encierran los terrenos del lugar, particularmente los de la mina de Almadén, que según BOWLES, G. era: «La más rica del Estado, la más instructiva en su labor, la más curiosa para la historia natural y la más antigua que se conoce en el mundo.»

NOTA DEL AUTOR:

En las obras de LE PLAY, F.; EZQUERRA DEL BAYO, J., y PRADO, C., se recogen, entre otras láminas y dibujos, los primeros cortes geológicos, así como mapas topográfico y geológico, elaborados por los mismos, cuya reproducción no acompañamos debido al estado de su conservación.

BIBLIOGRAFIA

JUSSIEU, A. (1719): *Observaciones sobre las prácticas en las minas de Almadén, en España, para la explotación del mercurio y sobre el tipo de enfermedad de los que trabajan allí*. Mem. Ac. R. Sc., núm. 15, París (traducido al castellano de una versión inglesa por AVILERO, C., Rev. Geol. y Min., núm. 0, 1985).

BOWLES, G. (1775): *Introducción a la Historia Natural y a la Geografía Física de España*. Imprenta Real. Madrid.

LE PLAY, F. (1834): *Itinerarie d'un voyage en Espagne, précede d'un aperçu sur l'état actuel et sur l'avenir de l'industrie minerale dans ce pays*. Ann. des Mines, 3ème. sér., t. V, pp. 175-236. París.

LE PLAY, F. (1834): *Observations: sur l'Extremadure et le nord d'Andalouse et essai d'une carte geologique de cette contrée*. Ann. des Mines, t. VI, pp. 297-380 y 475-522.

CABANILLAS, R. (1838): *Memoria sobre la mina de Almadén*. An. de Minas, t. I, pp. 399. Madrid.

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1838): *Apuntes geognósticos y mineros sobre una parte del mediodía de España*. An. de Minas, t. I, pp. 322-359. Madrid.

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1838): *Detaills geologiques sur Almadén*. B. S. G. F., 1ér. sér., t. X, pp. 106-108. París.

LARRAÑAGA, D. (1839): *De las minas de cinabrio*. An. de Minas, t. II, pp. 285-310. Madrid.

NARANJO Y GARZA, F. (1853): *Reconocimiento geológico de la cuenca del Guadiana*. Rev. Min., t. I, pp. 65-82. Madrid.

YEGROS, S. (1851): *Departamento de minas de Almadenejos*. Rev. Min., t. V, pp. 548-561. Madrid.

PRADO, C. (1855): *Memoria sobre la geología de Almadén, de una parte de la Sierra Morena y de los Montes de Toledo*. B. S. G. F., 2ème. sér., t. XII, pp. 182-204 (traducido al castellano por PUCHE RIART, O., Ed. E. U. P. A., 1985. Almadén).

VERNEUILLE, M., y BARRANDE, J. (1855): *Description des fossiles trouvés dans les terrainses siluriens et devoniens d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo*. B. S. G. F., 2ème. sér., t. XII, pp. 964-1025. París.

Noticias

2.º CURSO DE RIESGOS GEOLOGICOS (Madrid, 13 al 17 de junio de 1988)

PRESENTACION: Aunque a menudo se considera la Tierra como símbolo mismo de estabilidad y permanencia, existen procesos activos en ella que generan un tipo especial de riesgos para las comunidades: los Riesgos Geológicos. Basta recordar el deslizamiento del pueblo granadino de Olivares en 1986, las inundaciones catastróficas del Levante español en 1982 y 1986 o la erupción del Nevado del Ruiz en 1985 en Colombia. En España, los Riesgos Geológicos pueden llegar a suponer en los próximos treinta años unas pérdidas superiores a los ocho billones de pesetas.

Para enfrentarse con éxito a estos Riesgos es necesario un conocimiento global de los mismos, tanto de su génesis como de los sistemas desarrollados para su prevención y predicción. Este es el objetivo del curso, de carácter introductorio, y dirigido a un público amplio de profesionales que tienen relación con estos Riesgos, preferentemente de administraciones públicas, empresas y universidades de países de habla española.

ORGANIZACION: Instituto Geológico y Minero de España. Área de Geología Ambiental y Geotecnia. Comité Científico: F. J. Ayala, J. J. Durán, E. Elizaga. Secretaría de Organización: L. Garrido, J. F. Jordá, T. Peinado.

CALENDARIO: El Curso tendrá una duración de cinco días; la inauguración será el lunes 13 de junio de 1988, a las 11 horas. El fin de Curso será el viernes, 17 de junio de 1988, a las 13,30 horas.

— La fecha límite para la petición de becas será el 15 de abril.

— La fecha límite de pago de inscripciones será el 15 de mayo.

HORARIO: Las clases tendrán lugar en sesiones de mañana y tarde; el horario detallado se encuentra en el programa.

LUGAR: Salón de Actos de la Fundación Gómez-Pardo. Calle Alenza, 1, 28003 Madrid.

MATRICULA: Los derechos de inscripción son de 20.000 pesetas, e incluyen matrícula, documentación y certificado de asistencia.

El importe se abonará por transferencia bancaria a la c/c del IGME, núm. 6.200.756-8 de la Sucursal núm. 2 de CITIBANK, sita en la calle Ríos Rosas, 31, 28003 Madrid.

Es absolutamente indispensable mandar, junto con la solicitud de inscripción, el comprobante (original o copia) de la transferencia bancaria a excepción de los solicitantes de beca. No se considerará válida ninguna inscripción cuyo resguardo de pago no esté en poder de la Organización del curso antes del 30 de abril.

El número de asistentes, dada la disponibilidad de aforo, será de 75; se realizará una selección de cursillistas, dándose preferencia a aquellas personas que solicitaron y no pudieron acceder al Primer Curso de Riesgos Geológicos.

BECAS: Se otorgarán 15 becas, 12 de ellas para titulados españoles y 3 para latinoamericanos. Las solicitudes de beca adjuntarán: Boletín de inscripción, certificado del INEM (se considerará mérito preferente la situación de desempleo) y «currículum vitae» del candidato.

Los becados tendrán los mismos derechos que el resto de los participantes en el Curso.

SECRETARIA E INFORMACION: Instituto Geológico y Minero de España. Tel. (91) 441 65 00. Ext. 344. Télex: 48054 IGME-E. Calle Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. Telefax: 442 62 16.

PROGRAMA

Lunes, 13 de junio de 1988.—Sesión de mañana: Recepción de cursillistas y recogida de documentos. Inauguración del Curso. Ilmo. Sr. D. Emilio Llorente Gómez, Director General del IGME.

AREA 0: INTRODUCCION.—«Introducción a los Riesgos Geológicos, conceptos preliminares básicos». Proyección del vídeo «Tierra Viva», sobre los Riesgos Geológicos. F. J. Ayala Carcedo, IGME. «La importancia socioeconómica de los Riesgos Geológicos en España». L. González de Vallejo, Prospección e Ingeniería, S. A.

AREA I: RIESGOS LIGADOS A LA GEODINAMICA INTERNA.—Sesión de tarde: «Diapiros en España, dinámica y riesgos». J. del Valle Lersundi. «Geología y terremotos». R. Capote del Villar. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. «Estado actual de la predicción de terremotos». A. López Arroyo. Instituto Geográfico Nacional.

Martes, 14 de junio de 1988.—Sesión de mañana: «Prevención de terremotos y diseño antisísmico». A. García Yagüe. Servicio Geológico de Obras Públicas. «Geología y vulcanismo». V. Araña Saavedra. Museo Nacional de Ciencias Naturales (C. S. I. C.). DESCANSO. «Predicción y prevención de riesgos volcánicos». J. C. Carracedo Gómez. Instituto de Recursos Naturales de Canarias. (C. S. I. C.). Tenerife. Mesa Redonda - Debate: «Geodinámica interna y riesgos asociados».

AREA II: RIESGOS LIGADOS A LA GEODINAMICA EXTERNA.—Sesión de tarde: «Geología y cambios climáticos recientes». F. López Vera. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. «Factores que controlan los procesos de erosión-sedimentación». J. del Val Melús. IGME. «La erosión en España». F. López Cadenas del Llano. Profesor emérito. Universidad Politécnica. Madrid.

Miércoles, 15 de junio de 1988.—Sesión de mañana: «Deslizamientos, desprendimientos y avalanchas». M. Ferrer Gijón (IGME). «Corrección, instrumentación y control de movimientos del terreno». J. M. Rodríguez Ortiz. E. T. S. de Arquitectura. Universidad Politécnica Madrid.

DESCANSO. «Criterios para la confección de mapas de peligrosidad de movimientos de laderas». J. Corominas Dulcet. E. T. S. I. de Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Cataluña. «Aludes de nieve». J. López Martínez. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma. Madrid. «Riesgos ligados a arcillas expansivas». J. L. Salinas López. Laboratorio de Geotecnia (CEDEX). Sesión de tarde: «Geología y dinámica fluvial». J. Martínez Goytre. Empresarios Agrupados. Madrid. «Métodos estructurales y no estructurales de defensa contra las inundaciones». J. R. Temez Peláez. Centro de Estudios Hidrográficos.

Jueves, 16 de junio de 1988.—Sesión de mañana: «Prevención de inundaciones: los mapas de riesgos». E. Elizaga Muñoz. (IGME). «Riesgos ligados a procesos kársticos». J. José Durán Valsero. (IGME). DESCANSO. «Riesgos Geológicos en zonas litorales». C. Dabrio González. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca, y C. Zazo. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.—Sesión de tarde: «Riesgos asociados a la dinámica de la plataforma y del talud continental». IGME. «Riesgos de origen cósmico». C. Martín Escorza. Museo de Ciencias Naturales (C. S. I. C.). «Los Riesgos Geológicos a la luz del dilema Actualismo-Catastrofismo». J. de Pedraza Gil Sanz. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid. Mesa Redonda - Debate. «Geodinámica externa y riesgos asociados».

AREA III: RIESGOS GEOLOGICOS, PROTECCION CIVIL Y ORDENACION DEL TERRITORIO.—Viernes, 17 de junio de 1988.—Sesión de mañana: «Los Riesgos Geológicos y la protección civil». J. L. González García. Dirección General de Protección Civil. «Riesgos Geológicos, ordenación del territorio y protección del medio ambiente». A. Cendrero Uceda. Facultad de Ciencias. Universidad de Cantabria. «Gestión de seguros de riesgos naturales». S. Ortega Espinosa. Compañía Europea de Reaseguros. Clausura del Curso - Entrega de Diplomas. F. J. Ayala Carcedo (IGME). Director del Curso. Copa de vino español. Despedida de los cursillistas.

UNIVERSIDAD DE VERANO DE TERUEL

Acaba de publicarse la convocatoria de la IV edición julio-septiembre 1988 de la Universidad de Verano de Teruel, que comprende 19 cursos. Entre ellos destacamos el XXII Curso de Geología práctica que se celebrará del 6 al 15 de julio próximos. El objetivo principal de este curso es completar de forma eminentemente práctica la formación geológica de los participantes, ofreciendo una visión general de la cordillera Ibérica mediante excursiones dirigidas por profesores e investigadores especializados, y conferencias complementarias.

Está dirigido a graduados y alumnos universitarios y de Escuelas Técnicas Superiores.

El profesorado está formado por:

Dr. D. Mateo Gutiérrez Elorza, Catedrático de Geología de la Universidad de Zaragoza. Director del Curso.

Dr. D. Alfonso Meléndez Hevia, Profesor Titular de Geología de la Universidad de Zaragoza.

Dr. D. Rafael Adrover. Pont d'Inca, Palma de Mallorca.

Dr. D. Federico Ortí Cabo, Catedrático de Petrología de la Universidad Central de Barcelona.

D. Miguel Angel Albéniz, Endesa.

D. Antonio Hernández Samaniego, Compañía General de Sondeos.

D. Alfonso Olive Davo, Compañía General de Sondeos.

Dr. D. Gonzalo Pardo Tirapu, Profesor Titular de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Zaragoza.

Dr. D. José Luis Peña Monné, Catedrático de Geografía Física de la Universidad de Zaragoza.

D. Antonio Pérez García, Profesor Ayudante de Estratigrafía de la Universidad de Zaragoza.

Dr. D. José Ramírez del Pozo, Compañía General de Sondeos.

Dr. Oriol Riba Arderiu, Catedrático de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad Central de Barcelona.

Dr. D. José Luis Simón Gómez, Profesor Titular de Geodinámica de la Universidad de Zaragoza.

Dr. D. Joaquín Villena Morales, Profesor Titular de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Zaragoza.

Dr. D. Alfredo Pérez González, Profesor Titular de Geodinámica de la Universidad de Zaragoza.

Asimismo, del 5 al 8 de septiembre se celebrará el V curso de Didáctica de la Geología, dirigido al profesorado de Enseñanza Media del área de Ciencias Naturales. También del 12 al 16 de septiembre tendrá lugar el III curso de Geografía Física por licenciados en Geografía e Historia y otros universitarios interesados en los aspectos prácticos de la Geografía Física.

Las plazas son limitadas en todos los cursos y las inscripciones deberán realizarse en la Secretaría de la Universidad de Verano de Teruel, calle de Miguel Servet, 2, teléfono (974) 60 00 04.

SEMINARIO SOBRE PANORAMA DE ACTUALIDAD INFORMATICA

APLICACIONES GEOLOGICO-MINERAS Y CARTOGRAFIA AUTOMATICA

En Madrid, del 18 al 22 del pasado mes de abril de 1988 se ha celebrado dicho Seminario, organizado por el Ilustre Colegio Oficial de Geólogos.

En el transcurso del mismo se ha querido mostrar el auge de las técnicas informáticas con aplicación directa a la gestión de los recursos geológico-mineros. Prueba de ello son los avances en cartografía automática, proceso de imágenes, modelización, sistemas expertos, bases de datos especializadas, etc.

El Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, sensible a las necesidades de los profesionales y de la sociedad en general, ha diseñado y promocionado este seminario que, fundamentalmente, pretende mostrar el panorama global de la oferta de las diferentes firmas del sector informático, contrastada complementariamente con algunos aspectos de la demanda planteada.

De esta manera se pretende contribuir a difundir y clarificar las posibilidades que estas técnicas brindan a profesionales, empresas y administración en el ámbito de sus competencias.

El Comité de Honor ha estado formado por:

— Emilio Llorente.

Director del Instituto Geológico y Minero de España.

— Antolín Aldonza.

Presidente del Ilustre Colegio Oficial de Geólogos.

— Pedro Fontanilla.

Presidente de la Empresa Nacional Adaro.

— Juan Ignacio Artieda.

Presidente de ENCASUR.

— José Enrique Azcárate.

Subdirector general del Banco de Crédito Industrial.

El acto de clausura, celebrado el viernes 22 de abril, estuvo a cargo del Director general del Instituto Geológico y Minero de España, don Emilio Llorente.

Libros

PANORAMA MINERO 1986

Ya se encuentra a la venta el Panorama Minero 1986, que cumple su sexta edición. Consta de 424 páginas de información económico-minera nacional e internacional y está precedido de un prólogo del Director General de Minas, Juan José Cerezuela Bonet, en el cual se explica la política minera diseñada recientemente por la citada Dirección General de Minas.

El trabajo comprende dos partes. En la primera de ellas se analizan de manera global tanto el desarrollo de nuestra industria minera durante 1986 como las vicisitudes por las que ha pasado la industria minera internacional en ese mismo año.

Esta introducción es complementaria de los estudios monográficos que de 57 productos minerales se realizan en la segunda parte, de los cuales 39 se explotan en nuestro país y los restantes no cuentan con producción actual, aunque algunos de ellos se hayan explotado en el pasado, incluso en el pasado muy reciente.

Cumpliendo con el objetivo final de este trabajo de ampliar el número de sustancias estudiadas, objetivo ya expresado en años anteriores, en la presente edición del Panorama Minero se han incluido seis nuevas sustancias —petróleo, gas natural, uranio, cianita y productos relacionados con ella, cuarzo y diatomita—, de las cuales nuestro país es productor.

En los estudios monográficos se ha elaborado un índice común para todas las sustancias, que comprende los siguientes apartados:

1. Producción nacional.
2. Reservas y recursos nacionales.
3. Comercio exterior español.
4. Estadísticas nacionales.
5. Producción y recursos mundiales. Tendencias.
6. Usos y sustitutos.

En el anexo final se incluye una amplia referencia a la metodología norteamericana para la catalogación de reservas y recursos de materias primas minerales, un apartado sobre tarifas y aranceles del sector minero y una relación de las principales fuentes de información.

El índice de Panorama Minero 1986 es el siguiente:

1. METODOLOGIA DEL ESTUDIO.
2. INTRODUCCION.
 - 2.1. LA INDUSTRIA MINERA ESPAÑOLA DURANTE 1986: Introducción. Aspectos generales de nuestro sector minero. Productos energéticos. Minerales metálicos. Minerales no metálicos. Rocas industriales. Comercio exterior. Reparto autonómico de la minería.
 - 2.2. LA INDUSTRIA MINERA MUNDIAL DURANTE 1986.
3. ESTUDIOS MONOGRAFICOS.
 - 3.1. PRODUCTOS ENERGETICOS: Antracita y hulla. Lignito. Petróleo. Gas natural. Uranio.
 - 3.2. MINERALES METALICOS: Antimonio. Azufre (incluido piritas). Bauxita. Cinc. Cobalto. Cobre. Columbio-tantalita. Cromita. Estaño. Mineral de hierro. Manganeso. Mercurio. Molibdeno. Níquel. Oro. Plata. Platino y metales de su grupo. Plomo. Titanio (ilménita y rutilo). Vanadio. Wolframio.
 - 3.3. MINERALES NO METALICOS: Andalucita, cianita y sillimanita. Arcillas especiales (attapulgita, bentonita y sepiolita). Asbestos. Barita. Boratos naturales. Caolín. Carbonato sódico (cenizas sódicas). Circonio. Cloruro sódico. Cuarzo cristal (industrial). Diamantes. Diatomita. Espato-flúor. Estroncio. Feldespato. Fosfato. Grafito. Litio. Magnesita. Mica. Piedra pómez (pumita y pumicita). Potasas. Sulfato sódico (glauberita y thenardita). Talco y pirofillita. Turba.
 - 3.4. ROCAS INDUSTRIALES: Dolomía.—ROCAS ORNAMENTALES: Granito. Mármol Pizarra.—Yeso.
4. ANEXO.
 - 4.1. Metodología para la catalogación de reservas y recursos de materias primas minerales.
 - 4.2. Derechos arancelarios.
 - 4.3. Fuentes de información, conversión de medidas y cambios de moneda.

El precio del Panorama Minero 1986 es de 1.500 pesetas. La adquisición de esta publicación de carácter anual se puede realizar solicitándola al Servicio de Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.

CONTRIBUCION DE LA EXPLORACION PETROLIFERA AL CONOCIMIENTO DE LA GEOLOGIA DE ESPAÑA

El Instituto Geológico y Minero de España pretende, al editar esta «Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España», se inicie una más amplia difusión del gran volumen de información del subsuelo proveniente de las prospecciones geofísicas y de los sondeos realizados en nuestro país en relación con la exploración de hidrocarburos.

La obra que comentamos, objetivo del proyecto del mismo nombre, adjudicado por el IGME a la Fundación de la Universidad Politécnica de Madrid, ha sido realizada por J. M. Lanaja, perteneciente al Grupo de Trabajo de la Cátedra de Geología de la Escuela de Minas de Madrid, actuando como Director del Estudio don Ramón Querol Müller, y como coordinador y como representante de la Administración don Agustín Navarro Alvargonzález. Asimismo se ha precisado de la colaboración del Servicio de Hidrocarburos del Ministerio de Industria y Energía, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid y de Hispanoil.

Es de esperar que esta publicación constituya un punto de partida para estudios de geología del subsuelo de los que desgraciadamente aún es muy deficiente nuestro país. Queda mucho trabajo que realizar para disponer de columnas de todos los sondeos petrolíferos, correctamente correlacionadas por Paleontología y diagráfias, que permitan un conocimiento estratigráfico fino de nuestras cuencas sedimentarias. La integración de los datos de sondeos con los de Geofísica, principalmente los de sísmica de reflexión, permitirán asimismo afinar las interpretaciones tectónicas. El Instituto Geológico y Minero de España ha preparado este trabajo con la ilusión de que estos objetivos se conviertan pronto en realidades.

El índice de la obra es el siguiente:

LA EXPLORACION PETROLIFERA EN ESPAÑA.—CONTRIBUCION DE LA EXPLORACION PETROLIFERA AL CONOCIMIENTO DE LA GEOLOGIA DE ESPAÑA. FICHAS DE SONDEOS PETROLIFEROS EN ESPAÑA.—MAPA DEL TECHO DEL PALEOZOICO (O BASAMENTO CRISTALINO): Información sobre el Paleozoico. Valle del Ebro y Rioja. Sierras Surpirenaicas, Cordillera Cantábrica. Maestrazgo. Cuenca del Duero. Cuenca del Tajo. Cuenca del Guadalquivir y Cordilleras Béticas.

CONSIDERACIONES DE UN INVESTIGADOR DE TEMAS HISTORICOS

(El Dr. Luis Adaro y Ruiz-Falcó, Académico de Número)

El pasado 14 de marzo celebró la Real Academia de Doctores una sesión solemne, bajo la presidencia del doctor Juan Manuel López de Azcona, para dar posesión en la plaza de Académico de Número al Dr. Luis Adaro Ruiz-Falcó.

El recipiendario trató del tema, enunciado anteriormente, en sus aspectos: minero, industrial, de obras portuarias y del Real Instituto de Asturias.

Inició la exposición expresando su agradecimiento por la honrosa distinción recibida de la Academia. Dedicó un cariñoso recuerdo a su predecesor en la medalla, el antiguo director del IGME, Dr. Félix Aranguren Sabas.

BIBLIOGRAFIA.

- ANEXOS: I. Relación numérica de sondeos. II. Relación alfabética de sondeos. III. Fichas de sondeos. IV. Mapas:
- Plano núm. 1.—Mapa de posición de los sondeos (escala 1:1.500.000).
- Plano núm. 2.—Mapa de isobatas del techo del Paleozoico. Cuenca del Duero (escala 1:500.000).
- Plano núm. 3.—Mapa de isobatas del Horizonte H₄ (Muschelkalk). Cuenca del Ebro (escala 1:500.000).
- Plano núm. 4.—Mapa de isobatas del horizonte H₄ (techo del Muschelkalk). Cuenca del Tajo-La Mancha (escala 1:500.000).
- Plano núm. 5.—Mapa de isobatas del horizonte «techo del Albense». Cuenca Cantábrica (escala 1:500.000).
- Plano núm. 6.—Mapa de isobatas de la base del Terciario postorogénico. Guadalquivir-Golfo de Cádiz (escala 1:500.000).
- Plano núm. 7.—Mapa de isobatas del horizonte H₃ (base del Neógeno). Mediterráneo norte (escala 1:500.000).
- Plano núm. 8.—Mapa de isobatas del horizonte H₃ (base del Terciario). Mediterráneo: Málaga - Almería (escala 1:500.000).
- Plano núm. 9.—Mapa del techo del Paleozoico o basamento cristalino (escala = 1:1.400.000).
- Plano núm. 10.—Mapa del techo del Paleozoico o basamento cristalino (escala 1:2.500.000).
- Plano núm. 11.—Mapa de facies del Triásico (escala 1:2.500.000).
- Plano núm. 12.—Mapa de sedimentación del Jurásico marino (escala 1:2.500.000).
- Plano núm. 13.—Mapa de facies del Wealdense-Purbekense y del Neocomiense marino (escala 1:2.500.000).
- Plano núm. 14.—Mapa de facies del Aptense-Albense (escala 1:2.500.000).
- Plano núm. 15.—Mapa de facies del Cretáceo Superior (escala 1:2.500.000).
- Plano núm. 16.—Mapa de sedimentación del Eoceno marino (escala 1:2.500.000).
- Plano núm. 17.—Mapa de facies del Oligoceno-Mioceno (escala 1:2.500.000).

Expone el Dr. Adaro sus descubrimientos de documentos y planos en los diversos archivos, desarrollando su exposición sobre los siguientes hallazgos: Documentación de las Reales Minas de Langreo y establecimientos del río Nalón; primer estudio de un muelle o dique en la zona del Musel, en el cabo de Torres; documentación correspondiente a la fundación y construcción de las fábricas de Municiones Gruesas de Trubia y de Armas de Oviedo; informe general, inédito, sobre el desarrollo de la minería del carbón de piedra de Asturias de don Gas-

par Melchor de Jovellanos, de 19 de febrero de 1796; Plan de una carretera de seis carros para conducir carbón de piedra desde la ciudad de Oviedo a la villa de Gijón y retornar a dicha ciudad los géneros de comercio; documentación sobre el Real Instituto Asturiano.

Le contestó el Dr. López de Azcona. Inicia la disertación con una biografía del Dr. Adaro y trata a continuación: Las fuentes de investigación histórica; Importancia de la madera en la industria mineralúrgica; Enseñanza

práctica de la minería. Finalizó con las palabras reglamentarias de toma de posesión.

Completan la publicación de 70 páginas, editadas en Gijón, con dos apéndices titulados: «Informe general sobre el desarrollo de la minería del carbón de piedra en Asturias», de don Melchor Gaspar de Jovellanos (19 de febrero de 1796); Plan de una carretera de seis carros para conducir carbón de piedra desde la Ciudad de Oviedo a la Villa de Gijón» (14 de septiembre de 1791).

EDAFOLOGIA

Tomo 2: Constituyentes y propiedades del suelo

Título original de la obra: Pédologie. T. 2, Constituants et propriétés du Sol.

Autores: M. Bonneau y B. Souchier, bajo la dirección de P. Ruchaufour y B. Souchier, con la asistencia de un amplio equipo de colaboradores.

Editado por Masson, S. A., París. Para la edición española Mason, S. A. Barcelona.

Versión española de V. Ramón Vallejo Calzada y Enric Ferré Verdaguer.

Primera edición: octubre 1987.

Un volumen, 461 páginas+XV; 139 figuras.

ISBN 84-311-0427-9.

Depósito legal B. 29662 - 1987.

Impreso en España por Graffing, Barcelona.

Precio del ejemplar: 6.150 pesetas.

Aparece ahora el Tomo II: «Constituyentes y propiedades del Suelo», de la obra Edafología. El Tomo I apareció en 1984.

Este Tomo II, a diferencia del Tomo I, redactado por un solo autor, supone un trabajo de equipo. Su redacción a dos niveles ha permitido realizar una puesta a punto suficientemente completa de un campo cuya complejidad y extensión son evidentes. Dividido en dos partes, se dedica la primera a la descripción de los diversos constituyentes del suelo, tanto minerales (arcillas) como orgánicos (compuestos húmicos) y pone de relieve su interacción recíproca tanto en la fase sólida como líquida. Esta primera parte dirigida por el Profesor B. Souchier se estructura en diez capítulos cuyos títulos y redactores son:

Cap. I.—Métodos de identificación y cuantificación de sus constituyentes, por F. Lalong y B. Souchier.

Cap. II.—Los Oxihidróxidos amorfos cristalinos en los suelos (hierro, aluminio, manganeso y sílice), por B. Guillet y B. Souchier.

Cap. III.—Los minerales de arcilla, por G. Pedro.

Cap. IV.—Las condiciones de formación de los constituyentes secundarios, por G. Pedro.

Cap. V.—Significado ecológico del complejo de alteración. Importancia relativa de los factores generales y locales, por F. Felong y B. Souchier.

Cap. VI.—Génesis y propiedades de las moléculas húmicas, por F. Andreux.

Cap. VII.—Biología del suelo, por J. Berthelin y F. Toutain.

Cap. VIII.—La solución del suelo. Composición y significado edafogénico, por J. C. Vedy y S. Bruekert.

Cap. IX.—Análisis de los complejos órgano-minerales de los suelos, por S. Bruckert.

Cap. X.—Estudio de la renovación de la materia orgánica del suelo mediante radiosótopos (C¹⁴), por B. Guillet.

En la segunda parte, dirigida por M. Bonneau, se estudian las propiedades físico-químicas del suelo a través de diecisiete capítulos, que enumeraremos a continuación, y que como los de la primera parte, llevan todos ellos al final de los mismos una amplia y útil bibliografía.

Cap. XI.—La Granulometría (análisis granulométrico, representaciones y aplicaciones), por B. Guillet e I. Roniller.

Cap. XII.—Ensamblaje y organización física de las partículas (estructura, porosidad y su medida), por M. Bonneau y G. Lévy.

Cap. XIII.—Organización de Suelos a escala microscópica (técnicas microscópicas y micromorfología de Suelos), por N. Fedorof.

Cap. XIV.—El suelo y el agua (el suelo como reservorio hídrico, transporte líquido en el suelo y balance hídrico), por Mme. S. Mériaux.

Cap. XV.—Aireación y fenómenos de óxido-reducción en el suelo, por G. Lévy y F. Toutain.

Cap. XVI.—Temperatura del suelo, por M. Bouneau.

Cap. XVII.—Noción de Edafoclima, por N. Bouneau.

Cap. XVIII.—Complejo absorbente. Leyes Generales del intercambio de aniones y cationes, por J. Chaussidon.

Cap. XXI.—La caliza en los suelos. Calcio y Magnesio, por P. Patil.

Cap. XXII.—Potasio, por M. Robert y Strocme.

Cap. XXIII.—Nitrógeno, por J. Hebert.

Cap. XXIV.—Fósforo y azufre, por A. P. Conesa, J. C. Fardeau y Mme. G. Simón - Sywestre.

Cap. XXV.—Oligoelementos indispensables para la vida de las plantas. Fenómenos de toxicidad, por M. Cappenet y C. Juste.

Cap. XXVI.—Conclusión: relaciones entre la nutrición de las plantas y las propiedades físicas, por R. Blanchet.

Cap. XXVII.—La Cartografía de suelos, por M. Jamogne.

Anexos.—Métodos prácticos de análisis de suelos.

La coordinación del conjunto de la redacción de estas dos partes ha sido asumida por los autores principales, Souchier, Bonneau, mientras que la redacción de los diferentes capítulos ha sido confiada a uno o varios especialistas sobre el tema tratado, como ya hemos indicado al principio. La versión española ha sido realizada por V. Ramón Vallejo Calzada y Enric Ferrer Verdaguer, del Departamento de Biología Vegetal de la Facultad de Biología de la Universidad de Barcelona.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

871556. **Puntos de interés geológico. Ruta del Porma (León).** GONZALEZ, J. C.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 23, 15-16, 1 ref., esp., bibl. IGME.

* Log. itinerario, Divulgación geología, Curiosidad morfológica, Yacimiento fosilífero, Devónico, Morfología glacial, Provincia León.

871557. **Formación universitaria de especialistas en geología ambiental.** PEDRAZA, J.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 23, 18-19, esp., bibl. IGME.

* Enseñanza superior, Geología ambiental, Estudio crítico, España.

GEOLOGIA REGIONAL

871545. **Proyecto núm. 5: Correlación de los acontecimientos pre-variscos y variscos en las Cordilleras Mediterráneo-Alpina.** JULIVERT, M.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 11, 18-19, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* PICG, Geotransversal, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Fauna, Biostratigrafía, Deformación, Grado metamorfismo, Informe actividad, Cadena Costera Catalana, Zona Bética.

871566. **Comunicaciones presentadas en la tercera sesión científica. Madrid, 18 de marzo de 1987.**

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta*, 61 pp., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Sociedad, Geología, España.

ESTRATIGRAFIA

871541. **Los yacimientos de micromamíferos del área de Madrid.** LOPEZ-MARTINEZ, N.; SESE BENITO, C., y HERRAEZ, E.

Bol. geol. min. (1987), vol. 98, núm. 2, 159-176, 32 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Lagomorfa, Insectívoro, Rodentia, Diente, Tafonomía, Paleocología, Mioceno, Paleoclima, Provincia Madrid.

871543. **La litoestratigrafía y estructura del Complejo Volcánico-Sedimentario de la Faja Piritosa Sur-Ibérica. Zona de San Telmo-Valdelamusa, Huelva.**

Bol. geol. min. (1987), vol. 98, núm. 2, 145-154, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Volcano sedimentario, Famenense, Viseense, Culm, Composición ácida, Tectónica superpuesta, Tectónica tangencial, Deformación polifásica, Hercínico sur, Provincia Huelva.

871546. **Proyecto núm. 174: Los sucesos geológicos en el límite Eoceno-Oligoceno.** REGUANT, S., y POMEROL, Ch.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 11, 21-24, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Informe actividad, Límite estratigráfico, Eoceno, Oligoceno, Biostratigrafía, Mundo, PICG.

871548. **Proyecto núm. 196: Escala numérica del Fanerozoico.** IBARROLA, E.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 11, 30-31, esp., bibl. IGME.

* PICG, Informe actividad, Escala estratigráfica, Fanerozoico, Mundo.

871549. **Proyecto núm. 199: Acontecimientos extraordinarios en Geología.** LAMOLDA, M. A.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 11, 87-88, 4 ref., esp., bibl. IGME.

* PICG, Informe actividad, Jurásico medio, Cretácico Superior, Terciario Inferior, Fauna, Macizo Ibérico, Región Cantábrica.

871551. **Proyecto núm. 203: Acontecimientos geológicos durante el Permo-Trías en el sector oriental del Tethys y su correlación a nivel intercontinental.** SOPEÑA, A.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 10, 93-97, 16 ref., esp., bibl. IGME.

* PICG, Informe actividad, Pérmico, Trías, Palinomorfía, Correlación, Tethys, España.

871561. **El fósil de Orce y la cronología de la dispersión del género Homo.** AGUIRRE, E.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 23, 32-35, 29 ref., esp., bibl. IGME.

* Homínido, Homo, Epoca Gauss, Epoca Matuyana, Plioceno Superior, Pleistoceno Inferior, Datación.

871567. **El límite Dogger-Malm en la Cordillera Ibérica: anomalías geoquímicas y fenómenos asociados.** MELENDEZ, G.; SEQUEIROS, L., y GASINICZ, A.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 5-6, 7 ref., esp., bibl. IGME.

* Dogger, Malm, Límite estratigráfico, Propiedad química, Anomalía, Polvo cósmico, Macizo Ibérico.

871576. **Paleobiogeographical aspects of the Ordovician mediterranean faunas.** GUTIERREZ MARCO, J. C., y RABANO, I.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 24-25, 10 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

* Biogeografía, Fauna, Paleogeografía, Gondwana, Ordovícico, Región Mediterránea.

GEOMORFOLOGIA

871578. **La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquense medio.** PEREZ GONZALEZ, A., y GALLARDO, J.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España.

* Glacis, Raña, Piedemonte, Plano aluvial, Paleosuelo, Superficie de erosión, Sedimentación fluvial, Terraza, Neotectónica, Acción climática, Villafranquense, Provincia Madrid.

GEOLOGIA MARINA

871550. **Proyecto núm. 200: Variaciones del nivel del mar al final del Cuaternario: Medidas, correlaciones y aplicaciones prospectivas.** ZAZO, C.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 11, 89-92, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* PICG, Informe actividad, Variación nivel, Cuaternario, Neotectónica, Mar Mediterráneo Oeste.

GEOLOGIA EXTRATERRESTRE

871573. **Ridge distribution and fluidized crater occurrence on Mars.** CHICHARRO, A. F.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 17-18, 10 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

* Planeta Marte, Compresión tectónica, Cráter, Viscosidad.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

871307. **Características de los materiales de protección y sostenimiento de las galerías en carbón.** PERNIA, J. M.; CELADA, B., y RODRIGUEZ ORTIZ, J. M.

IGME (1987), 61 pp., 44 ref., esp., bibl. IGME.

* Mina, Sostenimiento, Ensayo in situ, Mecánica roca, Tecnología, España.

871415. **Sequías e inundaciones.** GIL OLCINA, A.

El Campo (1986), núm. 103, 11-13, esp., bibl. IGME.

* Sequía, Crecida río, Daño catástrofe natural, Histórico, Región Valencia.

871421. **La industria europea de la energía nuclear y la seguridad del medio ambiente.** CLINTON DAVIS, S.

Estratos (1987), núm. 4, 13-14, esp., bibl. IGME.

* Central nuclear, Energía nuclear, Daño catástrofe natural, Legislación, CEE.

871422. **Fábrica de uranio de Andújar.** MARTIN MORALES, F.

Estratos (1987), núm. 4, 16-17, esp., bibl. IGME.

* Residuo radioactivo, Radón, Uranio, Contaminación, Protección medio ambiente, Provincia Jaén.

871423. **Prevenir a tiempo.** CARRILLO, D., y DIAZ DE LA CRUZ, F.

Estratos (1987), núm. 4, 18-19, esp., bibl. IGME.

* Energía nuclear, Daño catástrofe natural, Previsión, Legislación, España.

871425. **Viaje a ninguna parte. ¿Residuos al espacio?** FRAGOSO, G.

Estratos (1987), núm. 4, 26-27, esp., bibl. IGME.

* Residuo radioactivo, Proyecto, Vertedero, Sistema solar.

871426. **Laboratorios subterráneos. ¿Para qué?** ULIBARRI, A.

Estratos (1987), núm. 4, 33-35, esp., bibl. IGME.

* Residuo radioactivo, Almacén subterráneo, Roca almacén, Ensayo in situ, Teoría.

871427. **Las directrices territoriales en el marco de la política territorial en España.** PALA, J. M., y ARAGON, F.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 17-29, 4 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Política Estado, España.

871428. **Los programas de desarrollo regional (PDR) y la experiencia española de planificación regional entre 1975 y 1985.** LAZARO, L.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 31-48, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Programa, Estudio crítico, Política Estado, España.

871429. **El impacto de los primeros programas de desarrollo regional: Una valoración preliminar desde la perspectiva autonómica.** PUIG, P.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 49-57, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Programa, Estudio crítico, España.

871430. **Análisis y diagnóstico de problemas territoriales. Reflexión general.** DIAZ FERNANDEZ, C.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 59-69, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Teoría, Metodología.

871431. **Análisis territorial del área de Gredos.** TROITIÑO, M. A.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 71-100, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Acción hombre, Protección medio ambiente, Provincias Avila y Cáceres.

871432. **Ordenación territorial y programación económica de espacios diferenciados: El caso de las comarcas de montaña catalanas.** SOY, A.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 101-112, 17 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Programa, Legislación, Política Estado, Cataluña.

871433. **La articulación institucional de la política territorial: Algunas reflexiones generales y específicas sobre la experiencia de Cantabria.** ALVAREZ PERLA, J. M., y SAIZ GONZALEZ, L. M.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 113-130, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Política Estado, Estudio crítico, Provincia Santander.

871434. **Hacia un nuevo marco jurídico-administrativo de la ordenación territorial en España.** CASTANYER, J.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 131-154, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Utilización terreno, Política Estado, Legislación, Programa, Estudio crítico, Francia, Italia, Estados Unidos, España, CEE.

871435. **El progreso de la gestión del agua en Madrid.** AGUILO, M.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 155-166, esp., bibl. IGME.

* Gestión recursos agua, Planificación, Programa, Provincia Madrid.

871436. **Las directrices de Ordenación Territorial de Madrid. ¿Fin de un largo proceso o nuevo capítulo?** GONZALEZ CADARSO, F.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 167-182, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Planificación urbana, Programa, Legislación, Estudio crítico, Perspectiva, Provincia Madrid.

871437. **Normativa autonómica. Ordenación del territorio y urbanismo.** MOPU.

Estud. territoriales (1986), núm. 21, 185-196, esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Legislación, España.

871439. **Relación de disposiciones ambientales publicadas en los Boletines Oficiales de la Comunidad Económica Europea, del Estado y de las Comunidades Autónomas.** DIRECCION GENERAL MEDIO AMBIENTE.

Inf. ambiental (1986), núm. 12, 25 pp., esp., bibl. IGME.

* Protección medio ambiente, Legislación, CEE, España.

871440. **Metodología del mapa previsor de riesgos por expansividad de arcillas en España, a escala 1:1.000.000.** FERRER, M.; OTEO, C., y SALINAS, J. L.

Ing. civ. (1987), núm. 61, 37-43, 13 ref., esp., bibl. IGME.

* Arcilla, Material expansivo, Daño catástrofe natural, Mapa provisional, Mapa geotécnico, Metodología, España.

871441. **Aforos mediante trazadores.** RUIZ MATEO, A.

Ing. civ. (1987), núm. 61, 53-57, 10 ref., esp., bibl. IGME.

* Caudal río, Metodología, Trazador colorante, Trazador radiactivo.

871442. **El proyecto de enlace fijo Europa-Africa a través del Estrecho de Gibraltar.** ESTERAS, M.

Ing. civ. (1987), núm. 61, 59-64, esp., bibl. IGME.

* Obra pública, Puente, Túnel, Proyecto, Mar Mediterráneo, Oeste, Atlántico Noreste, Estrecho Gibraltar.

871445. **Sistemas automáticos de control de Cuencas hidrográficas. La experiencia española.** HERNANDO, J. M.

Mundo electrón. (Barcelona) (1987), 99-106, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Gestión recurso agua, Planificación, Programa, Metodología, Simulación, Ordenador, España.

871453. **Tendencias actuales en geología ambiental.** TRILLA, J.

Cons. Sup. Inv. Cient. (1987), 35-38, esp., bibl. IGME.

* Geología medio ambiente, Perspectiva, España.

871454. **Tendencias en geotecnia.** PEREZ DE AGREDA, E. A.

Cons. Sup. Inv. Cient. (1987), 41-54, esp., bibl. IGME.

* Geotecnia, Historia, Perspectiva, España.

871469. **Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España.**

Caja de Ahorros de Asturias (1987), 2 vols., 321 pp., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Protección medio ambiente, España.

871471. **Significado de los recursos geológicos ante los problemas de conservación y manejo del medio natural.** CENDRERO, A.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo, 1986.

Caja de Ahorros de Asturias (1987), 9-16, 15 ref., esp., bibl. IGME.

* Recurso natural, Protección medio ambiente, Programa, España.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

871569. **Presencia de rinoceronte en al fauna de Cueva Millán (Burgos).** CERDENO, E.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 9-10, 4 ref., esp., bibl. IGME.

* Mammalia, Rhinocerotidae, Caverna, Pleistoceno Superior, Provincia Burgos.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

871542. **Nota preliminar sobre el hallazgo del género (Chondrites) en el Lías de la Sierra de Levante, Mallorca.** COLOM, G.

Bol. geol. min. (1987), vol. 98, núm. 2, 155-158, 7 ref., esp., bibl. IGME.

* Chondrite, Ichnites, Jurásico Inferior, Baleares, Isla Mallorca.

871571. **Sobre la posición sistemática de los ammonites del Oxfordiense de los Andes chilenos (Cordillera Domeyko, Chile, Provincia Andina).** MELENDEZ, G., y MYCZYNSKI, R.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), 12-14, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ammonoidea, Ammonites, Taxinomia, Paleogeografía, Chile.

TECTONICA

871553. **Proyecto núm. 233: Materiales de los Orógenos paleozoicos circunatlánticos.** MARTINEZ GARCIA, E.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 11, 142-144, 4 ref., esp., bibl. IGME.

* PICG, Informe actividad, Orógeno, Roca, Primario, Programa.

871570. **Cabalgamientos en los Serres de Llevant de Mallorca.** SABAT, F., y SANTANACH, P.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 10-11, 10 ref., esp., bibl. IGME.

* Tectónica imbricada, Cabalgamiento, Pliegue, Geometría, Oligoceno, Mioceno, Baleares, Isla Mallorca.

871572. **Análisis cuantitativo de la fracturación tardihercínica en la Rama Aragonese de la Cordillera Ibérica.** TEJERO, R., y DE VICENTE, G.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 15-16, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Fracturación, Geometría, Microtectónica, Dique, Roca volcánica, Falla, Falla inversa, Falla horizontal, Orogenia hercínica, Carbonífero, Pérmico, Aragón, Macizo Ibérico.

871577. **Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real - Badajoz).** PIEREN, A. P.; PINEDA, A., y HERRANZ, P.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 26-28, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Infracámbrico, Alcudiense, Pliegue, Anticlinal, Provincias Ciudad Real, Badajoz.

871579. **Longitudes de fracturas y cavidades en el karst de Larra (Pirineos).** LOPEZ MARTINEZ, J., y MARTIN ESCORZA, C.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 33-34, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Karst, Fractura, Geometría, Método estadístico, Histograma, Pirineos Españoles.

HIDROGEOLOGIA

871418. **Las aguas subterráneas de la Comunidad Valenciana.** RODRIGUEZ ESTRELLA, T.

El Campo (1986), núm. 103, 39-44, esp., bibl. IGME.

* Agua subterránea, Acuifero, Roca almacén, Roca carbonatada, Reserva, Explotación, Piezometría, Descenso nivel agua, Jurásico, Cretácico, Región Valencia.

871419. **Aprovechamiento conjunto Tajo-Segura y otros trasvases.** MORALES GIL, A.

El Campo (1986), núm. 103, 47-50, esp., bibl. IGME.

* Agua superficie, Conducción agua, Gestión recursos agua, Trasvase, Región Valencia.

871420. **La salinización de los acuíferos costeros del País Valenciano.** SEGURA, F.

El Campo (1986), núm. 103, 50-53, esp., bibl. IGME.

* Acuifero, Agua subterránea, Contaminación, Salinidad, Balance agua, Región Valencia.

871448. **Plan de regeneración hídrica del Parque Nacional. Una transferencia para Daimiel.** RECUERO, A.

Rev. MOPU (1987), núm. 334, 6-11, esp., bibl. IGME.

* Agua subterránea, Conducción de agua, Protección medio ambiente, Alimentación artificial, Provincia Ciudad Real.

871452. **Tendencias actuales en hidrogeología.** TRILLA, J.

Cons. Sup. Inv. Cient. (1987), 29-34, esp., bibl. IGME.

* Hidrogeología, Perspectiva, España.

871481. **Incendencia de la contaminación de los ríos en los acuíferos de Asturias.** GONZALEZ CAMINA, J., y CUEVA LOVELLE, J. M.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

Caja de Ahorros de Asturias (1987), 69-71, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Agua subterránea, Contaminación, Asturias.

871539. **Cálculo de la constante de Euler y sus aplicaciones en hidrogeología y geología del petróleo.** QUINTERO AMADOR, I.

Bol. geol. min. (1987), vol. 98, núm. 2, 202-216, esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

* Método matemático, Constante Euler, Transmisividad, Capacidad almacenamiento, Agua subterránea, Petróleo.

871555. **Estudio hidrogeológico general de la Isla de la Gomera, Canarias.** IGME.

Colecc. inf. Inst. Geol. Min. Esp. (1985), 170 pp., 18 ref., esp., bibl. IGME.

* Mapa hidrogeológico, Mapa geológico, Acuifero, Piezometría, Balance agua, Hidroquímica, Calidad agua, Recurso agua, Gestión recursos agua, Cretácico, Terciario, Canarias, Gomera.

MINERALOGIA: GENERALIDADES

871559. **Marco histórico de la mineralogía española durante el período 1752-1808.** GUTIERREZ BLANCO, E., y GARCIA GUINEA, J.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 23, 21-22, 12 ref., esp., bibl. IGME.

* Mineralogía, Histórico, España.

SILICATOS

871580. **Contribución de los minerales de la arcilla a la diferenciación de las placas ibéricas y europea en el Pirineo Vasco.** AROSTEGUI, J.; RAMON-LLUCH, R.; MARTINEZ TORRES, L. M., y EGUILUZ, L.

3.^a Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 35-36, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Límite placa, Falla, Illita, Grupo arcilla mineral, Estructura cristalina, Cristalinita, Afino, Dendrograma, Buntsandstein, Pirineos españoles, Provincia Guipúzcoa.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

871537. **Caracterización del sistema poroso de calizas y dolomías.** ALONSO, F. J.; ESBERT, R. M., y ORDAZ, J.

Bol. geol. min. (1987), vol. 98, núm. 2, 226-237, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Porosidad, Caliza cristalina, Caliza, Dolomía, Textura, Metodología.

871552. **Proyecto núm. 219: Sedimentología comparada de sucesiones lacustres a través del espacio y el tiempo.** CABRERA, LL.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 11, 98-105, 55 ref., esp., bibl. IGME.

* PICG, Informe actividad, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Medio ambiente, España.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

871538. **Geometría interna del plutón granítico de Madrid-Dejos, Toledo, basado en determinaciones gravimétricas.** BERGAMIN, J. F., y GONZALEZ CASADO, J. M.

Bol. geol. min. (1987), vol. 98, núm. 2, 217-225, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Modelo 2 dimensiones, Batolito, Granito, Levantamiento gravimétrico, Anomalía residual, Anomalía Bouguer, Provincia Toledo, Hercínico Centro.

871547. **Depósitos silíceos en las regiones del Pacífico y el Tethys.** BUSTILLO, M. A.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 11, 25-29, 11 ref., esp., bibl. IGME.

* PICG, Informe actividad, Roca silicatada, Sílex, Turbidita, España.

871554. **Proyecto núm. 239: Explotación del IGDABAT, una base de datos a escala mundial en petrología ígnea.** BRANDLE, J. L.

Bol. inf. PICG (1986), núm. 11, 153-154, esp., bibl. IGME.

* Roca ígnea, Base datos, PICG, Informe actividad.

871568. **Ignimbritas paleógenas en Mallorca, Islas Baleares.** ALVARO, M.; DEL OLMO, P., y AGUILAR, M. J.

3.^a Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 7-8, 15 ref., esp., bibl. IGME.

* Ignimbrita, Textura, Análisis químico, Composición calcoalcalina, Margen continental activo, Isla Mallorca, Baleares.

871574. **Calderas volcánicas pasivas: un ejemplo en el Estefaniense del Pirineo Catalán.** MARTÍ, J., y MITJAVILA, J.

3.^a Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), 19-21, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Caldera, Cámara magmática, Ignimbrita, Cuenca subsidencia, Tectónica encajante, Estefaniense, Cataluña, Pirineos españoles.

YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

871501. **La valoración mineralúrgica en España.** FIDALGO, J. M.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española. *Federación Estatal de Minería* (1987), 153-157, esp., bibl. IGME.

* Prospección minera, Metodología, Teoría.

871509. **Depósitos minerales de España.** VAZQUEZ, F. *Instituto Geológico y Minero de España*, 153 pp., 96 ref., bibl. IGME.

* Geología regional, Metal sustancia, Sustancia no metálica, Yacimientoología, Reserva, Producción, España.

YACIMENTOLOGIA: METALES

871540. **El yacimiento pirítico-polimetálico, Mina Troya.** MANERA BASSA, A.

Bol. geol. min. (1987), vol. 98, núm. 2, 177-189, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Piritita sustancia, Yacimiento polimetálico, Yacimiento estratiforme, Zonabilidad, Génesis yacimiento, Control paleogeográfico, Control litológico, Control estratigráfico, Control tectónico, Urgoniano, Barremiense, Aptense, Provincia Guipúzcoa.

871575. **Presencia de una paragénesis Cu-Ni-Co-U-As-S en la zona cantábrica: La Mina Profunda (Cármenes-León).** PANIAGUA, A.; RODRIGUEZ, L. S., y GARZON, L.

3.^a Reunión Científica Sociedad Geológica de España. * Yacimiento epitermal, Paragénesis, Control litológico, Roca carbonatada, Cobre, Níquel, Cobalto, Provincia León.

SUELOS

871405. **Propiedades de los suelos desarrollados sobre las anfíbolitas de «Santiago - Ponte Ulla».** GARCIA RODEJA, E.; SILVA, M. B.; GARCIA PAZ, C., y MACIAS, F.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1271-1297, 45 ref. esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca madre suelo, Anfíbolita, Suelo, Propiedad físico-química, Estructura suelo, Oxido de hierro, Aluminio, Mineralogía arcilla, Difracción RX, Provincia La Coruña.

871406. **Características de suelos desarrollados sobre materiales yesíferos en el SSE de Madrid.** BATLLE, J.; GUZZIO, J., y GARCIA, M.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1299-1313, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca madre suelo, Sulfato, Yeso, Suelo, Perfil suelo, Clasificación, Granulometría, Análisis mayores, Capacidad carga catión, Provincia Madrid.

871407. **Efecto de la aplicación de diferentes compuestos orgánicos sobre la dinámica del K en el suelo.** DIEZ, J. A.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1331-1343, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Enmienda suelo, Potasio, Fertilización, Provincia Toledo, Cuenca Tajo.

871416. **Los suelos.** MATARREDONA, E.

El Campo (1986), núm. 103, 25-30, esp., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo poco desarrollado, Rendzine, Suelo pardo, Suelo mediterráneo, Suelo ferruginoso, Suelo hidromorfo, Suelo halomorfo, Mapa pedológico, Región Valencia.

GEOQUIMICA

871536. **Contribución al conocimiento petrológico y geoquímico de silcretas formadas por silicificación. Mioceno, Cuenca del Tajo.** BUSTILLO, M. A., y BUSTILLO, M.

Bol. geol. min. (1987), vol. 98, núm. 2, 238-255, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca sedimentaria, Composición silícea, Silicificación, Composición mineralógica, Roca encajante, Análisis mayores, Análisis menores, Análisis factorial, Mioceno, Cuenca Tajo.

871562. **Geoquímica y geología ambiental. Presente y futuro.** PASCUAL MARTINEZ, E.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 23, 37-38, esp., bibl. IGME.

* Geología medio ambiente, Estudio impacto medio, Teoría, Geoquímica, Programa.

FISICA DEL GLOBO

871173. **Geología por interferometría de muy larga base.** CARTER, W. E., y ROBERTSON, D. S.

Invest. cienc. (1987), núm. 124, 30-39, 4 ref., esp., bibl. IGME.

* Interferometría muy larga base, Rotación, Deriva Polo, Movimiento placa.

871178. **La rotura de los continentes.** BONATTI, E.

Invest. Cienc. (1987), núm. 128, 66-74, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Oceanización, Deriva continental, Formación rift, Expansión fondo oceánico, Fusión parcial.

871296. **Intercambio de energía viento solar magnetosfera durante subtormentas geomagnéticas.** ZOSSI, M. M., y MANZANO, J. R.
Rev. geofis. (1986), vol. 42, núm. 2, 167-174, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Energía, Viento solar, Magnetosfera, Tempestad, Coeficiente correlación.

871297. **Improved hypocentral parameter determination using secondary regional phases.** GARCIA FERNANDEZ, M., y MAYER-ROSA, D.

Rev. geofis. (1986), vol. 42, núm. 2, 175-184, 8 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

* Hipocentro, Seismo, Mecanismo focal, Velocidad fase, Onda P, Onda S, Mohorovicic, Red sísmica, Suiza.

871299. **Efecto de las variaciones del perfil de referencia sobre el cálculo de parámetros ionosféricos a partir de señales de muy baja frecuencia.** PINTADO, O. I.

Rev. geofis. (1986), vol. 42, núm. 2, 199-206, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Método radiofrecuencia, Ionosfera, Reflexión onda, Conductividad eléctrica, Propagación, Velocidad fase, Amplitud.

871408. **La dinámica de órbitas y sus aplicaciones a la geodinámica.** CATALAN, M.

Bol. inf. - Serv. Geogr. Ejército (1986), núm. 63, 7-54, 50 ref., esp., bibl. IGME.

* Red geodésica, Precisión medida, Método satélite, Geodinámica, Campo gravimétrico, Geoide, Planeta Tierra, Modelo.

871413. **Efemérides astronómicas 1987.** INST. Y OBSERV. DE LA MARINA.

Efemer. Astron. (1987), vol. 196, 458 pp., esp., bibl. IGME.

* Astronomía, Meteorología, Previsión, Dato.

ECONOMIA MINERA

871190. **Grandes explotaciones españolas: La Compañía Andaluza de Minas.** FUEYO, L.

Rocas miner. (1986), núm. 177, 20-41, esp., bibl. IGME.

* Mina, Hierro, Hematites, Goethita, Cielo abierto, Génesis yacimiento, Sustitución, Relleno kárstico, Reserva, Mineralurgia, Valoración, Alquife, Provincia Granada.

871446. **Los recursos mineros en la economía española: Una visión de economista.** ALVAREZ RENDUELES, J. R.

Quím. ind. (Madrid) (1987), vol. 33, núm. 4, 293-294, esp., bibl. IGME.

* Recurso mineral, Política Estado, Programa, España.

871447. **Repercusión sobre la minería española de la entrada de España en la CEE.** KINDELAN, J. M.

Quím. ind. (Madrid) (1987), vol. 33, núm. 4, 305-308, esp., bibl. IGME.

* Recurso mineral, Mina, Producción, Perspectiva, España, CEE.

871493. **Primeras Jornadas de reflexión y estudio sobre la minería española.**

Federación Estatal de Minería (1987), 319 pp., esp., bibl. IGME.

* Mina, Legislación minera, Política Estado, Financiación, España.

871494. **Evolución y situación de la minería española.** AZCARATE, J. E.

I Jornadas de reflexión y estudio sobre la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 15-47, esp., bibl. IGME.

* Panorama minero, España.

871495. **La planificación de la minería española en los años 70 y 80.** ALCARAZ, E.

I Jornadas de reflexión y estudio sobre la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 49-65, esp., bibl. IGME.

* Materia prima, Valor producción, Política Estado, Planificación, España.

871496. **La investigación minera en España.** LOCUTURA, J.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 67-97, 15 ref., esp., bibl. IGME.

* Prospección minera, Metodología, Política Estado, Planificación, IGME, Sociedad, Sociedad estatal, Investigación, España.

871498. **La explotación de minerales metálicos en España.** ROMAN, F., y GEA, R.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 119-126, esp., bibl. IGME.

* Metal sustancia, Precio, Producción, Reserva, Mundo occidental, CEE, España.

871499. **La explotación de rocas ornamentales.** MARTINEZ JUSTO, F.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 127-134, esp., bibl. IGME.

* Mármol, Prospección minera, Explotación, Planificación, Provincia Almería.

871500. **La explotación de minerales de futuro.** ORTIZ RAMOS, A.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 135-144, esp., bibl. IGME.

* Sustancia útil, Utilización sustancia, Reserva, Galio, Germanio, Indio, Litio, Berilio, Tierra rara, Mundo, España.

871502. **Los problemas de comercialización de la producción minera española.** HERNANDEZ BUJ, J. A.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 159-165, esp., bibl. IGME.

* Metal sustancia, Consumo, Producción, Precio, Mundo, España.

871504. **La minería española no energética y la CEE: Un breve apunte.** RUIZ DE SOMAVIA, E.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 189-209, esp., bibl. IGME.

* Materia prima, Valor producción, Mercado, Cooperación internacional, Política aprovisionamiento, CEE, Convención Lome, Programa, Planificación, España.

871505. **La financiación de la minería en la CEE.** DIEZ VIEJOBUEÑO, C.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 211-228, esp., bibl. IGME.

* Mina, Financiación, Préstamo, Cooperación internacional, Institución, Legislación, CEE, España.

871506. **La financiación y situación financiera de la minería en España (1982-1985).** MENCIA, L.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 229-242, esp., bibl. IGME.

* Materia prima, Valor producción, Financiación, España.

871507. **El papel de las Comunidades Autónomas en la minería española.** GONZALEZ VAQUERO, F.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 243-246, esp., bibl. IGME.

* Mina, Política Estado, España.

871508. **Estudio comparado de la legislación minera española.** LUACES, C.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 303-316, esp., bibl. IGME.

* Legislación minera, Estudio crítico, Histórico, Política Estado, España, CEE.

871544. **La minería española en la Edad Moderna. Una aproximación a su estudio.** RELANZON, M. S.

Bol. geol. min. (1987), vol. 98, núm. 2, 260-282, 29 ref., esp., bibl. IGME.

* Histórico, Legislación minera, Cronología, España.

871563. **No cesa la prospección de minerales metálicos.** ORDÓÑEZ, J. L.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 23, 42-45, esp., bibl. IGME.

* Prospección minera, Metal sustancia, Investigación, Proyecto, Investigación en curso, Oro sustancia, Manganeso sustancia, Sulfuro, ENADIMSA Madrid, España.

MAPAS

871308. **Memoria del mapa de Karst de España.** AYALA, F. J.; RODRIGUEZ ORTIZ, J. M.; PRIETO, C.; DURAN, J. J.; VAL, J. del., y RUBIO, J.

IGME (1986), 68 pp., 28 ref., esp., bibl. IGME.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Karst, Roca carbonatada, Morfología disolución, España.

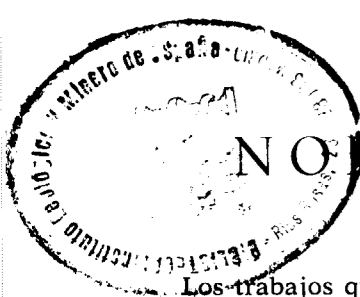
ENERGIA

871503. **El sector del carbón en la CEE y en España: Directrices y perspectivas.** GONZALEZ MENOR, J.

I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.

Federación Estatal de Minería (1987), 167-188, esp., bibl. IGME.

* Carbón, Planificación, Mina, Cielo abierto, Productividad, Importación, Producción, Consumo, Previsión, CEE, España.



NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del 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

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO — Año 1988 —

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía

Doctor Fleming, 7, 2.º

Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid

Suscripción anual (6 números)

España: 3.600 ptas. (IVA incluido)

Demás países: 3.600 ptas.+gastos de envío

Número suelto: 800 ptas.+IVA+gastos de envío

Nombre, Organismo o Empresa
Profesión Teléfono
Dirección D. P.
Ciudad (provincia) FIRMA
País
Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOB FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA
DATE

FIRMA
SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía

ISSN 0366-0176