

En este número:

- Modelo de evolución tectónica del arco de Gibraltar (provincia de Cádiz).
- Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte II: Metamorfismo.
- Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. spelaeus*, Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos*, Linneo): III Estudio anatómico y métrico del miembro torácico, carpo y metacarpo.
- Secreción lateral y mineralizaciones asociadas en el zócalo de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza).
- Estudio de caudales de descarga de acuíferos kársticos mediante deconvolución.
- Petrografía, formas y procesos de alteración desarrollados en las piedras de algunos monumentos de Avilés (Asturias).
- Origen de arcillas alumínicas en suelos desarrollados sobre el volcán de Bolaños (Ciudad Real).

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

Tomo XCIX. Tercer Fascículo. Mayo - Junio 1988

# boletín geológico y minero

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



Tomo 99  
Fascículo III  
Mayo - Junio 1988

# Boletín Geológico y Minero

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

## SUMARIO

<b>Geología</b>	F. MORENO SERRANO, A. GARCÍA DE DOMINGO, J. GONZÁLEZ LASTRA, P. P. HERNÁIZ HUERTA y P. RUIZ REIG: Modelo de evolución tectónica del arco de Gibraltar (provincia de Cádiz) ... ..	3
	J. M. TUBÍA: Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte II: Metamorfismo ... ..	28
	T. DE TORRES PÉREZ-HIDALGO: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico ( <i>U. deningeri</i> Von Reichenau, <i>U. spelaeus</i> Rosenmüller-Heinroth, <i>U. arctos</i> Linneo): III. Estudio anatómico y métrico del miembro torácico, carpo y metacarpo ... ..	44
<b>Minería</b>	A. GUTIÉRREZ, J. MONSEUR, J. B. ALVAREZ, J. GUIJARRO y E. MORTCILLO: Secreción lateral y mineralizaciones asociadas en el zócalo de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza) ... ..	101
<b>Aguas subterráneas</b>	A. PULIDO BOSCH: Estudio de caudales de descarga de acuíferos kársticos mediante deconvolución ... ..	113
<b>Rocas industriales y Ornamentales</b>	ROSA M. ESBERT, MERCEDES VÁZQUEZ y Fco. J. ALONSO: Petrografía, formas y procesos de alteración desarrollados en las piedras de algunos monumentos de Avilés (Asturias) ... ..	120
<b>Estudio de minerales y rocas</b>	J. CASAS, J. L. MARTÍN DE VIDALES, J. GUIJARRO y M. A. HOYOS: Origen de arcillas aluminicas en suelos desarrollados sobre el volcán de Bolaños (Ciudad Real) ... ..	132
<b>Información</b>	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Ramón Rúa Figueroa y Fraga (1825-1875) ... ..	139
	J. FUERTES MARCUELLO: El naturalista Miguel Fuertes Loren. Su obra geológica y minera ... ..	144
	Noticias y Notas bibliográficas ... ..	147

### 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:

Trilobites del Cámbrico Medio de Checoslovaquia, *Conocoryphe sulzeri* y *Paradoxides* sp.

Por U. MARTIN CASTELLANOS

(Dpto. Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense)

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

## Modelo de evolución tectónica del arco de Gibraltar (provincia de Cádiz)

Por F. MORENO SERRANO (1), A. GARCIA DE DOMINGO (2), J. GONZALEZ LASTRA (2),  
P. P. HERNAIZ HUERTA (2) y P. RUIZ REIG (1)

### R E S U M E N

La estructura actual del lado español del arco de Gibraltar, ha resultado de sucesivas etapas de acortamiento con imbricación, la primera de las cuales tuvo lugar durante el límite Oligoceno-Mioceno, al cabalgar la Unidad de Almarchal sobre la plataforma del Subbético Medio, imbricándose con el mismo en los sectores más meridionales. La propia plataforma, en los sectores más septentrionales, experimentó plegamiento e imbricación, generándose estructuras propias de un frente de cabalgamiento con deformación poco intensa. Paralelamente, los materiales triásicos actuaron diapíricamente, produciendo diverticulaciones de su cobertera y recubrimientos de amplios sectores de la misma.

Simultáneamente, tuvo lugar la sedimentación de las areniscas del Aljibe, con las características de un depósito sinorogénico, a partir del vuelco progresivo del borde norte africano, alojándose en un surco limitado al oeste por el manto la Unidad del Almarchal y al este por las Zonas Internas de la cadena.

Dicha evolución finalizó en el Burdigaliense Superior, momento a partir del cual el acercamiento entre Africa e Iberia pasó a resolverse mediante el avance del bloque de Alborán hacia el oeste. Con ello las arcillas con Tubotomaculum, depositadas en el talud de las Zonas Internas, fueron empujadas y amontonadas en el mismo sentido. También, como consecuencia de dichos empujes, las areniscas del Aljibe y sus series de base experimentaron una imbricación progresiva, configurándose el rasgo estructural más destacable de este lado del estrecho. Posteriormente, las arcillas con Tubotomaculum llegaron a cubrir la propia imbricación, derramando ampliamente por delante de la misma, transformándose así en la Formación Tectosedimentaria de las arcillas con bloques, la cual ocupó el lugar de lo que podría haber sido la cuenca de antepaís (Foreland Basin).

Las porciones más occidentales y meridionales del edificio de la imbricación experimentaron importantes distorsiones, al ser involucradas en la actuación de diversas zonas de fractura, así como en los deslizamientos gravitacionales.

En los momentos finales del avance del bloque de Alborán se produjo una situación de bloqueo o colisión, tras el encuentro de las Zonas Internas, el Penibético y la zona diapírica del Subbético Medio. El empuje, todavía activo en dirección E-O, dio lugar a una etapa de «flip» (cambio de vergencia). A escala cortical, la inversión del sentido de movimiento relativo pudo realizarse a lo largo del accidente de Cádiz-Alicante (Conil-Corredor de Boyar en este sector), que separaba la zona diapírica del Subbético Medio (con tendencia al levantamiento) de la zona penibética y de la porción frontal del arco (con tendencia al hundimiento, dada la rápida e importante sobrecarga tectónica). Tal podría ser la génesis y significado de la tercera fase de retrocabalgamiento.

En los sectores próximos al Estrecho aún se detecta un último período de acortamiento, de nuevo con dirección NNO-SSE, durante el cual las Unidades de Algeciras y del Bujo-Cabrito, ya emplazadas durante la primera fase, experimentaron un nuevo desplazamiento hasta cubrir uno de los accidentes paralelos al Estrecho, que actuó durante la segunda fase como un importante desgarre derecho.

Durante esta misma fase se produjo la reactivación del accidente de Cotilla como desgarre derecho, produciéndose el arqueamiento por arrastre de algunas de las escamas situadas sobre el mismo y en definitiva la expulsión hacia el exterior de la cadena del bloque meridional, en relación con dicho accidente, incrementándose la curvatura del Arco de Gibraltar.

### R E S U M E

La structure actuelle du versant espagnol de l'arc de Gibraltar est la conséquence d'une série d'étapes successives de découpage avec imbrication, la première datant de la limite Oligocène-Miocène, par le chevauchement

(1) IGME, División de Geología.

(2) INYPSA.

de l'Unité d'Almarchal sur la plate-forme du Subbétique Moyen, et s'imbriquant dans les secteurs méridionaux. Dans les secteurs septentrionaux, cette même plateforme a accusé un plissement et une imbrication provoquant un front de chevauchement avec une déformation peu importante. Parallèlement, les matériaux triasiques agissent diapiriquement, entraînant des diverticulums de la couverture et de nombreux recouvrements.

La sédimentation des grès d'Aljibe apparaît simultanément, caractérisés par un dépôt sinorogénique, à partir du renversement progressif du bord Nord-africain. Ces grès se déposent dans un sillon limité à l'Ouest par la couverture de l'Unité d'Almarchal, et à l'Est par les Zones Internes de la chaîne.

Cette évolution aboutit au Burdigalien supérieur. C'est alors que se produit le rapprochement entre l'Afrique et la Péninsule Ibérique, par l'avance du bloc d'Alboran vers l'Ouest. Les argiles avec Tubotomaculum, déposés dans le talus des zones Internes, sont repoussés et entassés dans le même sens que le rapprochement. De même, les grès d'Aljibe accusent une imbrication progressive, formant une structure tectonique du versant espagnol du Détroit. Postérieurement, les argiles avec Tubotomaculum recouvrent cette même imbrication où ils s'élargissent. Ainsi, les argiles se transforment dans la Formation Tectosédimentaire des «argiles avec blocs», qui aurait pu correspondre au bassin de l'avant-pays (Foreland Basin).

Les parties occidentales et méridionales de cette structure se sont déformées, entraînées dans des zones de failles, ainsi que dans des glissements gravitationnels.

A la fin de l'avance du bloc d'Alborán, les Zones Internes du Pénibétique entrent en collision avec la zone diapirique du Subbétique moyen. Cette avancée, encore active, orienté E-O provoque une étape de «flip» (changement d'inclination des matériaux). A l'échelle corticale, l'inversement du sens du mouvement relatif se produit tout au long de l'accident de Cadiz-Alicante (Conil-Corredor de Boyar dans ce secteur). Cet accident sépare la zone diapirique du Subbétique moyen (qui a tendance à s'élever), de la zone pénibétique, et de la partie frontale de l'arc (qui a tendance à s'affaisser sous l'importante surcharge tectonique). Telle serait la genèse et la signification de la troisième phase de retro-chevauchement.

Dans les secteurs à proximité du Détroit, on observe encore une dernière période de découpage, orientée NNO-SSE, durant laquelle les unités d'Algeciras et de Bujo-Cabrilo, déjà sur place pendant la première phase, ont subi un nouveau déplacement, en couvrant un des accidents parallèles au Détroit, et provoquant dans la deuxième phase une importante cassure sur la droite.

Pendant cette même phase se produit la reactivation de l'accident de Cotilla, entraînant la courbure de certaines écaillés situées sur cet accident, pour enfin repousser le bloc méridional vers l'extérieur de la chaîne, en accroissement ainsi la courbe de l'arch de Gibraltar.

**INTRODUCCION**

La evolución tectónica del arco de Gibraltar ha tenido lugar a través de varios episodios de acortamiento, entre el Oligoceno terminal y el Tortonense Inferior, relacionados con el acercamiento paulatino entre Africa y Europa.

Durante el Mioceno Superior - Plioceno, tuvo lugar una etapa distensiva durante la cual se configuraron diversas cuencas sobrepuestas al edificio tectónico. Posteriormente y hasta la actualidad, el régimen tectónico vuelve a ser compresivo, tal como atestiguan diversos trabajos sobre Neotectónica (BENKHELIL, 1976; G.R.N.A.G., 1977) y los recientes análisis sobre mecanismos focales de los terrenos acaecidos en el Golfo de Cádiz y en el Mar de Alborán (FUICHO, 1973; HATZFELD y otros, 1977).

El presente trabajo trata sobre la evolución propiamente orogénica en el lado español del Arco de Gibraltar, habiendo surgido tras la realización de un conjunto de hojas geológicas (Plan Magna) que cubren gran parte de la porción frontal de dicho Arco (fig. 1) y donde afloran las formaciones correspondientes al surco de los flysch y a la plataforma subbética.

Hasta la fecha no se había afrontado la posibilidad de una interpretación de las estructuras de los flyschs del Campo de Gibraltar como una consecuencia de sucesivas fases tectónicas ordenadas en el tiempo. En esta ocasión y en base a un conjunto de datos de diversa índole, pero fundamentalmente estructurales, se plantea un modelo evolutivo para la estructuración, no solamente de los flyschs, sino también de los materiales del Subbético Medio, aflorantes al Oeste de los mismos, tratando simultáneamente de integrar en dicho modelo algunos datos aportados por otros autores en los sectores colindantes.

A continuación, se realiza una exposición resumida de la estratigrafía y paleogeografía de las diferentes formaciones involucradas en la evolución tectónica.

**1. ESTRATIGRAFIA Y PALEOGEOGRAFIA DE LOS MATERIALES ANTERIORES A LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION**

El objetivo y extensión del presente trabajo no permite abordar con detalle los rasgos paleo-geo-

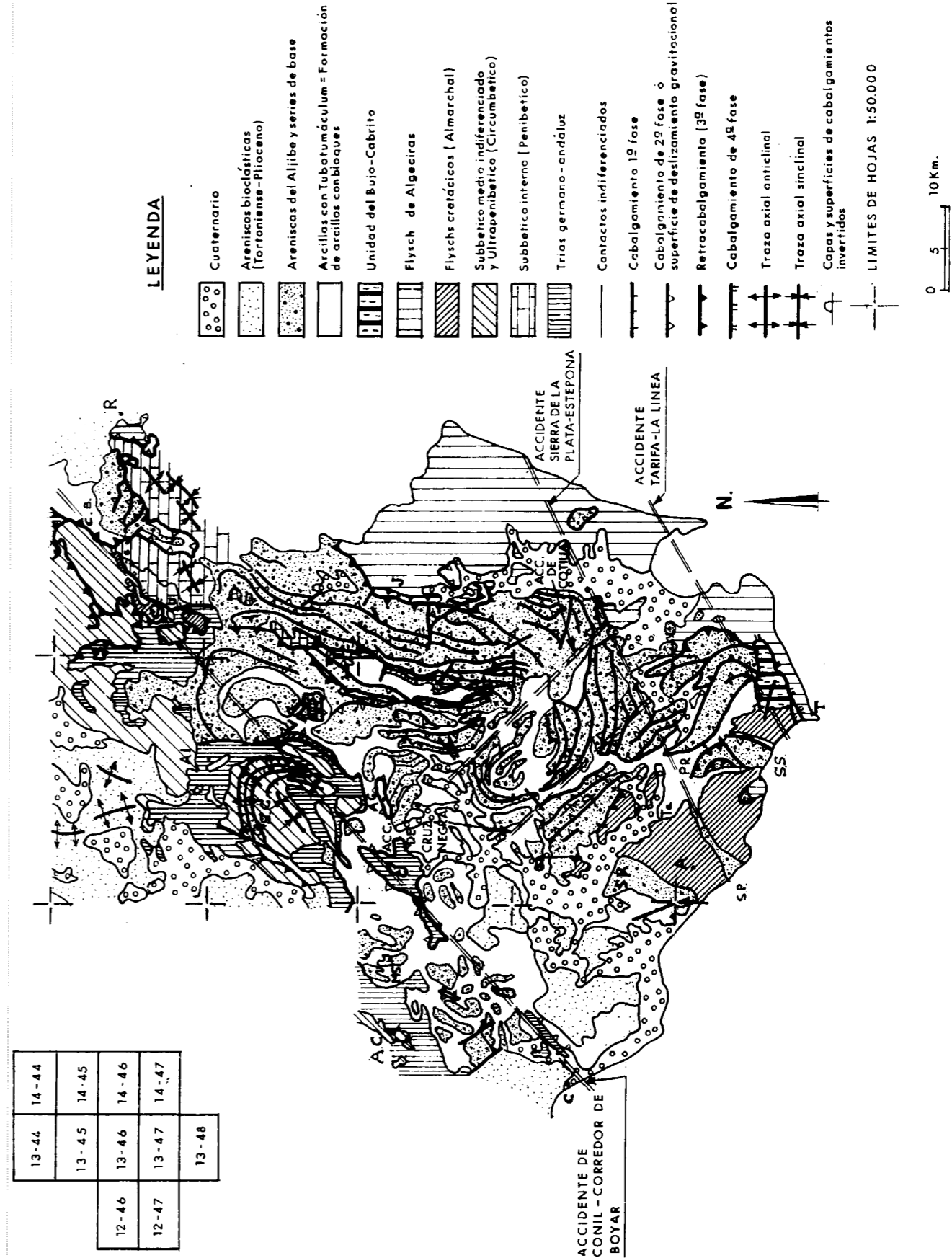


Figura 1.—Esquema cartográfico y estructural con la situación de las diferentes hojas geológicas (A: Almarchal; A. G.: Alcalá de los Gazules; Al: Algar; A. C.: Arroyo Cañuelo; C. B.: Corredor de Boyar; C: Conil; G.: Grazalema; J: Jimena de la Frontera; M. S.: Medina Sidonia; P. R.: Puerto del Ravo; R.: Ronda; T.: Tarifa; Ta.: Tahivilla; V: Ubrique; S. C.: Sierra de las Cabras; S. V.: Sierra del Valle; S. R.: Sierra del Retín; S. P.: Sierra de la Plata; S. S.: Sierra de Salaviciosa).



Se insiste en el carácter estrictamente estructural que se pretende dar al presente trabajo, razón por la cual no se entra en la descripción de las diferentes facies y unidades.

## 2. MODELO DE EVOLUCION TECTONICA

### 2.1. INTRODUCCION

La estructuración actual del Arco de Gibraltar, en su lado español, es el resultado de cuatro etapas de acortamiento, mediante la imbricación de diferentes unidades o escamas y la actuación de importantes accidentes como fallas en dirección o como zonas de convergencia oblicua (MORENO, 1985).

Antes de entrar en la descripción de las diferentes estructuras asimiladas a cada fase se hará mención, en primer lugar, del más importante de dichos accidentes, tanto por su entidad y continuidad a lo largo de la cadena, como por su actuación repetida a lo largo de la evolución de la misma. Es el caso del accidente de Crevillente (denominación de FOUCAULT, 1974), identificado por primera vez por PAQUET (1959) y designado recientemente como accidente de Cádiz-Alicante (ESTÉVEZ y SANZ DE GALDEANO, 1983).

En la región estudiada, correspondiente al extremo occidental de la cadena, dicho accidente puede seguirse a lo largo de la línea Corredor de Boyar-Sierra de las Cabras-Conil, adquiriendo así una dirección próxima a la NE-SO, incurvándose y adaptándose levemente al arco de Gibraltar.

### 2.2 PRIMERA FASE. ACORTAMIENTO CON DIRECCION NNO-SSE

La primera fase consiste en un acortamiento con dirección NNO-SSE, producido durante el Oligoceno terminal-Aquitaniense basal, como consecuencia de la cual se producen pliegues e imbricaciones en el Subbético Medio, Penibético, Unidades de los flyschs cretácicos y paleógenos (Almarchal y equivalentes) y unidades de los flyschs oligocenos (Algeciras y equivalentes). Al mismo tiempo, se depositan sinorogénicamente las areniscas del Aljibe. Como consecuencia de la sobrecarga tectónica y sedimentaria, se produce una redistribución de masa en el Trías que extruye en la zona del Subbético Medio.

Se pasa a continuación a un análisis zona a zona de los datos de observación que apoyan estas hipótesis.

#### 2.2.1. Estructuración y posición tectónica de la Unidad de Almarchal

En Marruecos, su equivalente (unidad de Tán-ger) aflora más ampliamente, presentando una estructuración en forma de diversas imbricaciones y cabalgamientos más o menos conocidos y cartografiados. Sin embargo, en la provincia de Cádiz sus condiciones de afloramiento no permiten dilucidar ni cartografiar su estructuración. No obstante, algunos datos aislados apuntan hacia la existencia de una imbricación interna:

- La repetición de un mismo tramo estratigráfico según una superficie de despegue paralela a las capas («flat» o llano) detectada en los acantilados costeros de la Torre del Rayo (NO de Tarifa).
- La presencia de pliegues-falla que al restituir las capas a la posición horizontal, presentan una dirección aproximada E-O y una vergencia al Norte.
- La aparición de esquirlas o porciones del Subbético Medio, incluidas en esta unidad en sus afloramientos más occidentales (Hoja de Vejer de la Frontera).

Por otro lado, en los afloramientos septentrionales correspondientes a la ventana del Algarrobo y zona oriental de la Sierra de Las Cabras, el Flysch de Almarchal se sitúa sobre el Trías del Subbético Medio. Hacia el NE y siguiendo el accidente de Conil-Corredor de Boyar, se encuentran los equivalentes laterales del Flysch del Almarchal (Flysch de Ubrique y Flysch del Corredor de Boyar). Sobre este punto se cree que dichos flyschs corresponden a una misma unidad paleogeográfica. De hecho los reconocimientos efectuados en el curso de este trabajo en los referidos lugares, evidencian la similitud de facies y edades.

En suma, los flyschs cretácicos (Flysch de Almarchal y equivalentes) cabalgaron sobre la plataforma del Subbético Medio, imbricándose en las zonas meridionales con las series jurásico-cretácicas de la misma y deslizándose sobre el Trías previamente extruido, en los sectores septentrionales.

Como un dato más a tener en cuenta, hay que

señalar que no aparece Flysch de Almarchal situado sobre el Penibético del Corredor de Arnao, el cual y tal como se verá más adelante, ha sido cabalgado por las Areniscas del Aljibe durante la 2.<sup>a</sup> fase. Dicha circunstancia puede interpretarse como el resultado de una denudación tectónica gravitacional o más probablemente en el sentido de que el Flysch de Almarchal nunca llegó a cabalgar la zona paleogeográfica del Penibético, la cual, en una posición bastante más oriental que la que hoy ocupa, se estructuró durante esta misma fase en cinco imbricaciones principales también con vergencia norte (Fase finioligocena de Bourgois, 1978). De hecho, nunca aparecen facies equivalentes al Flysch de Almarchal incluidas en dichas imbricaciones:

De esta manera y según este modelo, lo que hoy se conoce como accidente de Crevillente debió de corresponder a una amplia zona con importantes procesos diapíricos afectando al Trías del Subbético Medio, sobre el cual llegaron a situarse las porciones frontales del manto del Flysch del Almarchal. El hecho de que, por ejemplo, en la zona de Ubrique se den las relaciones tectónicas contrarias (Trías sobre Flysch de Ubrique) no invalida dicha hipótesis, ya que, como se verá más adelante, los materiales triásicos han sido extruidos repetidamente llegando a cubrir, durante la fase de retrocabalgamientos, algunas de las diferentes unidades emplazadas durante las fases anteriores.

#### 2.2.2. Estructuración de las Unidades de Algeciras y del Bujo-Cabrero (Zona de Tarifa)

La Unidad de Bujo-Cabrero aparece estructurada en diversas escamas, plegadas durante las fases posteriores. Asimismo su continuidad estratigráfica con el Flysch de Almarchal parece evidente en los afloramientos occidentales de dicha unidad (GONZÁLEZ LASTRA y otros, 1983). Por el Sur aparece cabalgada por el Flysch de Algeciras, observándose pliegues de arrastre en relación con dicho cabalgamiento (Arroyo de los Alhelies).

No obstante los análisis de facies realizados sobre ambas unidades evidencian el carácter más proximal respecto al borde africano, de la Unidad Bujo-Cabrero en relación a la de Algeciras (ver figura 3). Por todo ello cabe pensar que durante esta primera fase aquella llegó a estructurarse, junto

con la Unidad de Almarchal, en varias imbricaciones y que a favor de alguna superficie principal de despegue existente en el seno del Almarchal, pero no detectada, las series de la Unidad del Bujo-Cabrero cabalgaron sobre las de Algeciras. Posteriormente durante esta misma fase, o posiblemente durante la cuarta y última fase de acortamiento con dirección NNO-SSE. La Unidad de Algeciras cabalgó a su vez sobre las porciones más adelantadas de la Unidad Bujo-Cabrero.

Análogas relaciones tectónicas parecen darse en la Unidad de Tambor, situada junto al Estrecho, ya que aparece en forma de Klippe sobre la Unidad de Algeciras, pero sin llegar a ser cabalgada por ésta. La Unidad del Tambor, de atribución paleogeográfica incierta (DIDON, 1969), podría corresponder a los tramos basales de Almarchal, bien representados en Marruecos, pero poco conocidos en este lado del Estrecho (GONZÁLEZ LASTRA y otros, 1983).

#### 2.2.3. Estructuras y relaciones tectónicas en el Subbético Medio

El arco de la Sierra de las Cabras es el rasgo más destacable de este sector, generado, sin embargo, durante las fases 2.<sup>a</sup> y 3.<sup>a</sup>. No obstante, comprende diversas estructuras anteriores, formadas durante esta primera fase y que originalmente presentaban una dirección ENE-OSO. De Norte a Sur se distinguen las siguientes macroestructuras: anticlinal de la Sierra de la Sal-Sierra de las Cabras, sinclinal de Palmetín, sinclinal de la Loma de los Poyales y sinclinal de la Loma del Búho.

El anticlinal, en su sector central (Boca de Foz), aparece como un pliegue concéntrico con buzamiento de sus flancos de 50° al Norte y de 62° al Sur. Los restantes pliegues sinclinales son mucho más abiertos y con escasa continuidad lateral.

Entre el anticlinal mencionado y el sinclinal de la Loma de los Poyales, en el sector central de arco, las capas de margo-calizas blancas, del Neocomiense, aparecen con suave buzamiento al Sur. En ellas ha podido situarse una superficie de cabalgamiento que repite la serie Neocomiense, ya que entre ambas escamas se sitúa un tramo de capas rojas (Calizas arenosas y margocalizas). Aparece, además, en las mismas, una esquistosidad espaciada, aproximadamente perpendicular a la estratificación (fig. 5) y con la misma dirección que

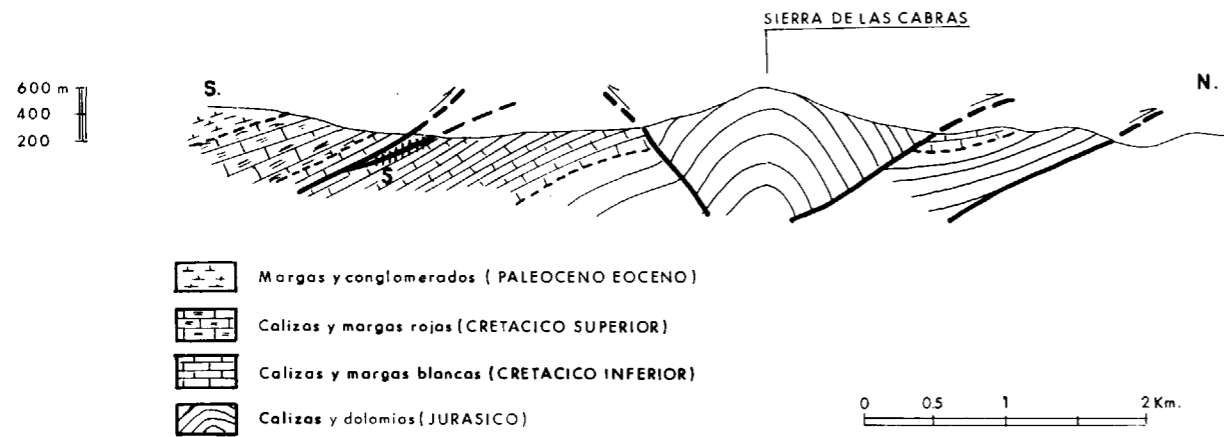


Figura 5.—Probable estructura de «pop-up» (1.ª fase) correspondiente al anticlinal de la Sierra de la Sal - Sierra de las Cabras. Esquistosidad espaciada (S) desarrollada en las Capas rojas, pizadas en una superficie de cabalgamiento de la misma fase.

ésta, manteniéndose dichas relaciones geométricas a lo largo de varios kilómetros, hasta el extremo oriental del arco en cuestión, lugar donde las capas se verticalizan por efecto de las fases posteriores, de forma que la esquistosidad adquiere una posición subhorizontal. Todo ello es una prueba inequívoca de la anterioridad de dichas estructuras de primera fase en relación al giro posterior de las mismas.

Así mismo, se han encontrado diversos pliegues menores en las capas Neocomienses, asimétricos y vergentes al Norte tras la restitución de las capas a su posición original.

El conjunto de las estructuras descritas parece corresponder al tipo 1 de la clasificación de MORLEY (1986), en relación con los frentes de cabalgamiento, el cual ha sido caracterizado por dicho autor en función de la existencia de amplias zonas de baja deformación, con imbricación no muy intensa y aparición de estrechos y apretados anticlinales, separados por amplios y poco definidos sinclinales. Anticlinales de este tipo han sido descritos como estructuras de expulsión (Pop-up) (ROOT, 1973; WILTSCHKE y CHAPPLE, 1977). El anticlinal de la Sierra de la Sal-Sierra de las Cabras podría tener este significado, dado que sus flancos aparecen limitados en su sector central, que es donde mejor se conserva su estructura original, por sendos cabalgamientos con vergencias opuestas (figura 5).

En relación con la esquistosidad espaciada que

aparece en las capas rojas, infrayacentes a la superficie de cabalgamiento, hay que señalar que su génesis está relacionada con dicha superposición tectónica. En la bibliografía relacionada con el tema (MITRA y YONKEE, 1985; MORLEY, 1986, entre otros), se describe la formación de esquistosidad en relación con superficies de cabalgamiento y con una posición también perpendicular a la estratificación.

#### 2.2.4. Relaciones entre el Triás y su cobertera jurásico-oligocena

Una tónica general de las zonas externas de la cadena (provincias de Cádiz y Málaga), es la gran extensión ocupada por los materiales Triásicos, apareciendo sobre los mismos retazos aislados e independientes de las series margocalizas del Cretácico, del Eoceno y del Oligoceno, respectivamente, a la par que las series jurásicas afloran en menor medida.

En el caso del arco de la Sierra de las Cabras, el Jurásico aparece solidario con el Cretácico-Oligoceno y en una posición tectónica más elevada que el Triás. Sin embargo, el Subbético Medio de las hojas geológicas de Arcos de la Frontera y Ubrique, aparece en ventana tectónica bajo el Triás germano-andaluz. Dicha relación parece darse también en la zona de Antequera, donde CRUZ SANJULIÁN (1972-74) propuso la existencia del manto de Antequera-Osuna, tratando de explicar dicha

relación y recuperando con ello la idea original de STAUB (1934).

En opinión de los autores, coincidente con la de algunos otros (CHAUVE, 1968; BAENA y JEREZ, 1982), durante esta primera fase de acortamiento, así como durante las fases posteriores, el Triás ha tenido que experimentar importantes movimientos diapíricos y extrusión masiva, inducidos por el acortamiento cortical y la sobrecarga resultante de la imbricación de las series, estratigráfica o tectónicamente más elevadas. Dicho comportamiento podría catalogarse como una redistribución de material en función de su densidad («Redistribution of material as a result of density imbalance») (BELOSTOLSKY, 1986).

Simultáneamente y a partir de zonas anticlinoriales producidas durante el inicio del acortamiento, las series del Subbético Medio experimentaron importantes diverticulaciones (CHAUVE, 1968), mediante despegues y deslizamientos a favor de las series margosas del Neocomiense y del Eoceno. De esta manera, diferentes tramos de la cobertera cretácico-paleógena llegaron a situarse, gravitacionalmente, sobre el Triás, en sectores donde éste ya había extruido, cubriendo en parte su propia cobertera.

Así pues, la gran extensión ocupada actualmente por el Triás y en menor medida por las series cretácico-paleógenas en relación al Jurásico, ha sido el resultado de la combinación de los siguientes factores:

- Diverticulación de las series cretácico-paleógenas a partir de zonas anticlinoriales.
- Recubrimiento por el Triás de su cobertera en zonas sinclinales.
- Mayor densidad de las series jurásicas en relación con el Triás.

Durante la segunda fase de imbricación de las Areniscas del Aljibe, con emplazamiento de la Formación de las Arcillas con Bloques y durante la fase de retrocabalgamiento, prosiguió la extrusión y derrame de los materiales triásicos, de forma que en la actualidad llegan a configurar ventanas tectónicas no sólo en relación al Subbético Medio sino incluso a la Unidad del Almarchal (Ubrique) y a la Formación de Arcillas con Bloques (Arroyo del Cañuelo, Hoja de Chiclana de la Frontera).

Una situación análoga a la aquí expuesta se da

también en el norte de Túnez (PERTHUISOT, 1981), donde los sedimentos triásicos, con una potencia original superior a los 1.000 m. (PERTHUISOT, 1978), se han movilizadodiapíricamente desde el Cretácico Inferior hasta el Terciario terminal. Durante el desplazamiento de los mantos, en el Terciario Superior, las estructuras diapíricas fueron giradas y arrastradas bajo aquéllos.

#### 2.2.5. Edad de la primera fase y significado tecto-sedimentario de las areniscas del Aljibe

Las dataciones efectuadas en el curso de la realización de las hojas geológicas ya mencionadas sobre nannoflora de las series oligocenas, alcanzan como edad más reciente la que corresponde a las zonas NP-24-25, tanto en el Flysch Areniscoso-Micáceo de la Unidad de Algeciras, como en el Oligoceno margoso del Subbético Medio. Por tanto, éste sería el momento (Oligoceno terminal) en el que se interrumpe la sedimentación en la plataforma del Subbético Medio, iniciándose la imbricación y avance de la Unidad de Almarchal, al menos. Esta edad coincide con la propuesta por BOURGOIS (1978) para la estructuración interna del Penibético en cinco unidades o imbricaciones principales.

Simultáneamente al desarrollo de esta fase (Oligoceno terminal Aquitaniense) se produjo la sedimentación de las areniscas del Aljibe, cuyas características sedimentológicas permiten identificarlas como un depósito sinorogénico:

- Turbiditas arenosas de alta energía y baja capacidad de transporte.
- Direcciones de aporte dirigidas preferentemente de Sur a Norte.
- Aparentes contradicciones en las relaciones proximalidad-distalidad.
- Frecuentes resedimentaciones de capas y bloques parcialmente litificados.
- Numerosos diques de arena.
- Tramos con «slumps».

La entrada en el surco de los flyschs de tal cantidad de arena debió estar motivada por la onda orogénica asociada a esta 1.ª fase de imbricación, produciéndose un vuelco progresivo de uno

o varios deltas destructivos de ola, único mecanismo eficaz para introducir tal cantidad de arena (GONZÁLEZ LASTRA y otros, 1983; MAYMO, 1983).

Su procedencia africana puede quedar confirmada no sólo por las direcciones de aporte y vergencia de esta 1.ª fase de imbricación, sino también por la presencia de abundantes granos mate, ventifactos, etc. Anteriormente WEZEL (1970) propuso, igualmente, una procedencia africana para el conjunto de areniscas numídicas del Mediterráneo Occidental, señalando un origen probablemente eólico para la mayor parte de sus componentes.

Las areniscas del Aljibe progradaron de Sur a Norte, sobrepasando y superponiéndose sucesivamente las facies proximales sobre las facies distales, alojándose sobre sus series de base tipo Benaiza y Sierra de Ojén y teniendo como límite paleogeográfico hacia occidente el umbral creado por el cabalgamiento de la Unidad de Almarchal sobre la plataforma del Subbético Medio. Hacia el Este se depositaron sobre las arcillas con Tubotomaculum, próximas ya a la Dorsal y Zonas Internas. Las areniscas de este sector oriental presentan unas características algo diferentes de las occidentales, razón por la cual han sido denominadas por diferentes autores como Facies Numidoides (Flysch de Estepona y Colmenar) (fig. 6).

En resumen, no debe pensarse en la «hispanización» (BOURGOIS, 1977) del flysch numídico en forma de un gran manto deslizándose de Sur a

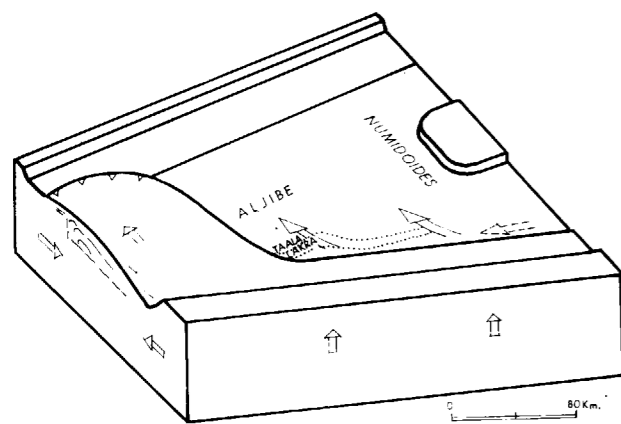


Figura 6.—Cabalgamiento del flysch de Almarchal sobre la plataforma subbética y acumulación simultánea de las areniscas del Aljibe en el surco de los flysch (Oligoceno Terminal - Aquitaniense).

Norte (Manto numídico). De hecho las Areniscas del Aljibe no presentan estructuras tectónicas propias de dicho desplazamiento, sino las propias de una imbricación y desplazamiento de Este a Oeste. Su hispanización sería estrictamente tectosedimentaria.

Las areniscas del Aljibe culminan con el depósito de las arcillas marrones, cuya edad (Burdigaliense Superior) (HERNÁIZ HUERTA y otros, 1983) pudo corresponder a un momento de relativa tranquilidad tectónica a partir del cual se iniciaría el avance, hacia occidente, del Bloque de Alborán (2.ª fase, Burdigaliense terminal-Langhiense).

### 2.3. SEGUNDA FASE: ACORTAMIENTO EN DIRECCION E-O

Esta fase ha resultado del movimiento relativo, hacia el Oeste, del bloque o microplaca de Alborán en relación a los bordes ibérico y africano. Sobre dicho movimiento existe un acuerdo bastante general (ANDRIEUX y otros, 1971; TAPPOUNIER, 1977; BIJU-DUVAL y otros, 1977; DURAND-DELGA y FONTBOTE, 1980; LEBLANC y OLIVIER, 1984, etc.), si bien dichos autores aportan diferentes modelos e interpretaciones. En este caso no se va a tratar sobre las posibles interpretaciones en tectónica de placas en dicho movimiento, limitándose el estudio a la descripción de las diferentes estructuras y al significado cinemático derivado de las mismas, así como de la presencia de la Formación de arcillas con bloques.

#### 2.3.1. La Formación Tectosedimentaria de Arcillas con Bloques

La matriz de dicha formación corresponde a las arcillas con Tubotomaculum, depositadas en una zona paleogeográfica más oriental en relación a las series de base del Aljibe y próxima ya a la Dorsal y Zonas Internas (GONZÁLEZ LASTRA y otros, 1983). Con el avance de las Zonas Internas, dichas arcillas fueron empujadas hacia el Oeste, provocando a su vez la imbricación y avance de las Areniscas del Aljibe. Cubrieron la propia imbricación y llegaron a derramar por delante de la misma, a la par que iban enriqueciéndose en bloques de procedencia diversa.

En las zonas externas del arco predominan los bloques de areniscas del Aljibe, que alcanzan en

ocasiones tamaños de varios kilómetros, pero que también incluyen en los sectores contiguos a las escamas, otros bloques más escasos, de menor tamaño y asimilables a las siguientes formaciones:

- Calizas y margas Jurásico-Cretácicas (El Chivato, Los Pastores; DIDON, 1964).
- Flysch de Algeciras.
- Flysch de Almarchal.
- Calizas con Microcodium del Eoceno.

La presencia de unos y otros serán interpretadas más adelante mediante un modelo evolutivo global para esta fase.

La Formación de Arcillas con Bloques, definida por BOURGOIS (1973), representó un notable avance en el conocimiento de la estructura y evolución de los sectores occidentales de la Cadena. Sin embargo, conviene señalar que dicho autor extrapoló excesivamente la entidad y extensión real de dicha formación, al definir el Complejo Tectosedimentario del Guadalquivir como una mezcla perfecta de tres componentes esenciales (BOURGOIS, 1978:

- El Subbético y porciones desolidarizadas de su cobertera.
- Brechas poligénicas con cemento yesífero del Trías germano-andaluz.
- Formación de Arcillas con bloques.

En primer lugar es difícil entender el carácter regional atribuido por dicho autor a las brechas poligénicas con cemento yesífero. Ciertamente en muchas localidades aparecen masas de este tipo, generadas por erosiones y resedimentaciones del mismo Trías y englobando elementos procedentes de su propia cobertera, antes de los cabalgamientos de primera fase. Sin embargo, la tónica general es la presencia de un Trías con una intensa desorganización interna resultante de los procesos diapíricos y sucesivos movimientos tangenciales.

En cuanto al paso lateral de la formación de arcillas con bloques al complejo tectosedimentario del Guadalquivir, propuesto por dicho autor, pueden hacerse las siguientes puntualizaciones:

- La edad del Complejo del Guadalquivir (Tortonense Inferior) y la edad de la Formación de arcillas con bloques (Burdigaliense-Langhiense) son diferentes.
- Es difícil concebir que la gran masa de se-

dimentos triásicos (3.000 m. en el sondeo de Bornos (PERCONIG, 1960-62) constituya un gran bloque englobado en la matriz de las arcillas con bloques.

- Las arcillas con bloques, en la porción frontal del Arco de Gibraltar, aparecen claramente situadas sobre el Trías. En los casos, menos frecuentes, en los que se da la situación contraria, tal como ya se ha comentado anteriormente, hay que contar con los desplazamientos horizontales y extrusiones experimentadas por el Trías durante la fase de retrocabalgamiento.

En suma, esta formación tectosedimentaria se alojó de forma gravitacional durante la 2.ª fase, ocupando fundamentalmente una zona de surco (Accidente de Crevillente) que separaba el Subbético Medio del Penibético, a la par que este último se aproximaba al primero, cabalgando sobre dicha formación (Cabalgamiento frontal de Penibético), tal como se propone más adelante en el modelo evolutivo para esta fase de formación. Posteriormente dicha formación se vio involucrada, como una unidad más, en la génesis del Complejo tectosedimentario del Guadalquivir.

#### 2.3.2. Imbricación de las Areniscas del Aljibe

##### 2.3.2.1. Datos de observación

La estructuración de las Areniscas del Aljibe constituye un buen ejemplo de cinturón de cabalgamiento, cuya geometría original ha sido fuertemente distorsionada por los deslizamientos gravitacionales y por las fases posteriores correspondientes a una etapa de retrocabalgamientos y a la actuación de diversas zonas de fractura. En este sentido el accidente de Cotilla (denominación de DIDON, 1969), con dirección NO-SE, es el más significativo. En relación al mismo se puede dividir el edificio de imbricación en dos sectores, uno septentrional y otro meridional. En el sector septentrional los movimientos gravitacionales han sido menos importantes, conservándose en gran medida la geometría inicial, que aparece como un conjunto de escamas imbricadas, con una longitud de unos 40 Km. y una doble vergencia, generada ya durante esta segunda fase. La divisoria de vergencias se sitúa en el corredor de Arnao (fig. 1), constituido por una estrecha banda de afloramientos del Subbético Interno o Penibético (Capas ro-



jas cretácicas y calizas jurásicas). Al este del mismo se encuentra un conjunto de cinco a ocho escamas, dependiendo de los perfiles transversales, con vergencia hacia el exterior de la Cadena, aunque con una posición actual bastante verticalizada («hinterland dipping panel», en el sentido de VANN y otros, 1986). Al oeste aparece un número de escamas menor (tres a cuatro) con buzamientos generales hacia el exterior de la cadena («foreland dipping panel») y con numerosos pliegues de amplitud hectométrica, generados durante la fase de retrocabalgamiento.

Cada escama aparece constituida por un tramo inferior, correspondiente a la serie de base de las Areniscas del Aljibe (Formación de Benaiza, según nomenclatura clásica), con un espesor que oscila entre 100 y 200 m. y que actuó como nivel de despegue. El tramo superior, Areniscas del Aljibe, constituye el cuerpo principal de cada unidad cabalgante, con espesores que llegan a alcanzar los 1.000 m.

En este sector oriental, la posición verticalizada de dichas escamas no permite conocer su geometría ni su anchura. Longitudinalmente a la cadena la cartografía (fig. 1) muestra el brusco final de algunas superficies de cabalgamiento, que corresponderán a la intersección del nivel de erosión actual con la línea límite («Tip line») de dichos cabalgamientos. En otros casos y especialmente en las inmediaciones del Corredor de Arnao, se observan trazas anastomosadas de las superficies de cabalgamiento en las que los puntos de encuentro de dos superficies corresponderían a la terminación lateral de la escama comprendida entre di-

chas superficies («branch line», en el sentido de BUTLER, 1982; DIEGEL, 1986, etc.).

La superficie de cabalgamiento que pone en contacto la escama más occidental sobre el autóctono relativo (Subbético Interno), puede interpretarse como el cabalgamiento basal («sole thrust») de las diferentes escamas de areniscas (ver fig. 7). Su salida a la superficie y en consecuencia el afloramiento del autóctono relativo (Corredor de Arnao), ha sido propiciada por la actuación de un cabalgamiento o accidente más profundo afectando a dicho autóctono relativo (Accidente del Corredor de Arnao). Mediante ese último, los materiales del Subbético Interno o Penibético cabalgan a la Formación de Arcillas con Bloques, prueba de su actuación tardía, o posterior al menos al derrame de dicha formación, tal como se verá más adelante.

Al oeste del Corredor de Arnao se produce, como ya se ha indicado, un cambio en la vergencia de las tres o cuatro escamas principales existentes en este sector, las cuales se presentan ya englobadas en el seno de la Formación de Arcillas con Bloques.

El sector meridional, situado al Sur del Accidente de Cotilla, presenta una geometría mucho más compleja, en relación con la cual, cualquier modelo cinemático detallado puede resultar más o menos especulativo, dada la imposibilidad de reconstruir la totalidad de los movimientos producidos, siendo la mayor parte de ellos de carácter gravitacional.

Considerando en primer lugar el conjunto de escamas situadas entre los Accidentes de Cotilla

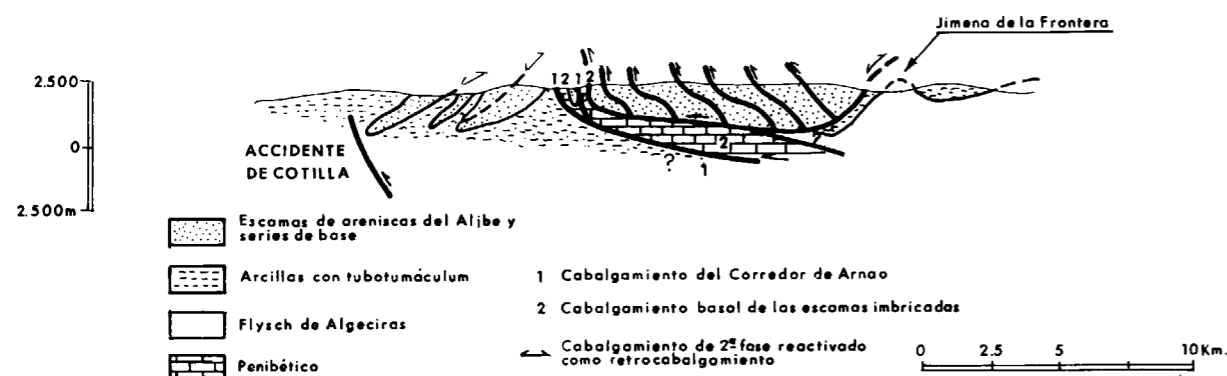


Figura 7.—Perfil esquemático con las relaciones tectónicas en torno a la imbricación de las areniscas del Aljibe. Presencia de dos superficies de cabalgamiento asociadas al cabalgamiento del Corredor de Arnao.

y de la Cruz Negra, llama la atención el hecho de que en dicho sector aparece el mismo número de escamas principales (diez a doce) que las que pueden contabilizarse en el sector septentrional. En este caso aparecen totalmente desolidarizadas del resto del edificio tectónico y englobadas, todas ellas, en el seno de la matriz de la Formación de Arcillas con Bloques, si bien dicha matriz no ha llegado a penetrar entre algunas de las escamas que mantuvieron su posición relativa original alcanzada durante su imbricación. Actualmente aparecen en una posición (buzamiento general al Norte) según la cual el nivel de erosión proporciona

una sección aproximadamente transversal a las mismas.

De esta manera, en algunas de las escamas de la figura 8 se observan rampas de muro («Footwall ramp») que cortan oblicuamente el tramo competente de areniscas, conectando con superficies de cabalgamiento paralelas a las capas («flats»).

Dicha disposición permite asimismo tener una idea aproximada de la longitud de las diferentes escamas, aunque hay más probabilidades de que la sección observada no coincida con la dirección de imbricación original y que por tanto las longi-

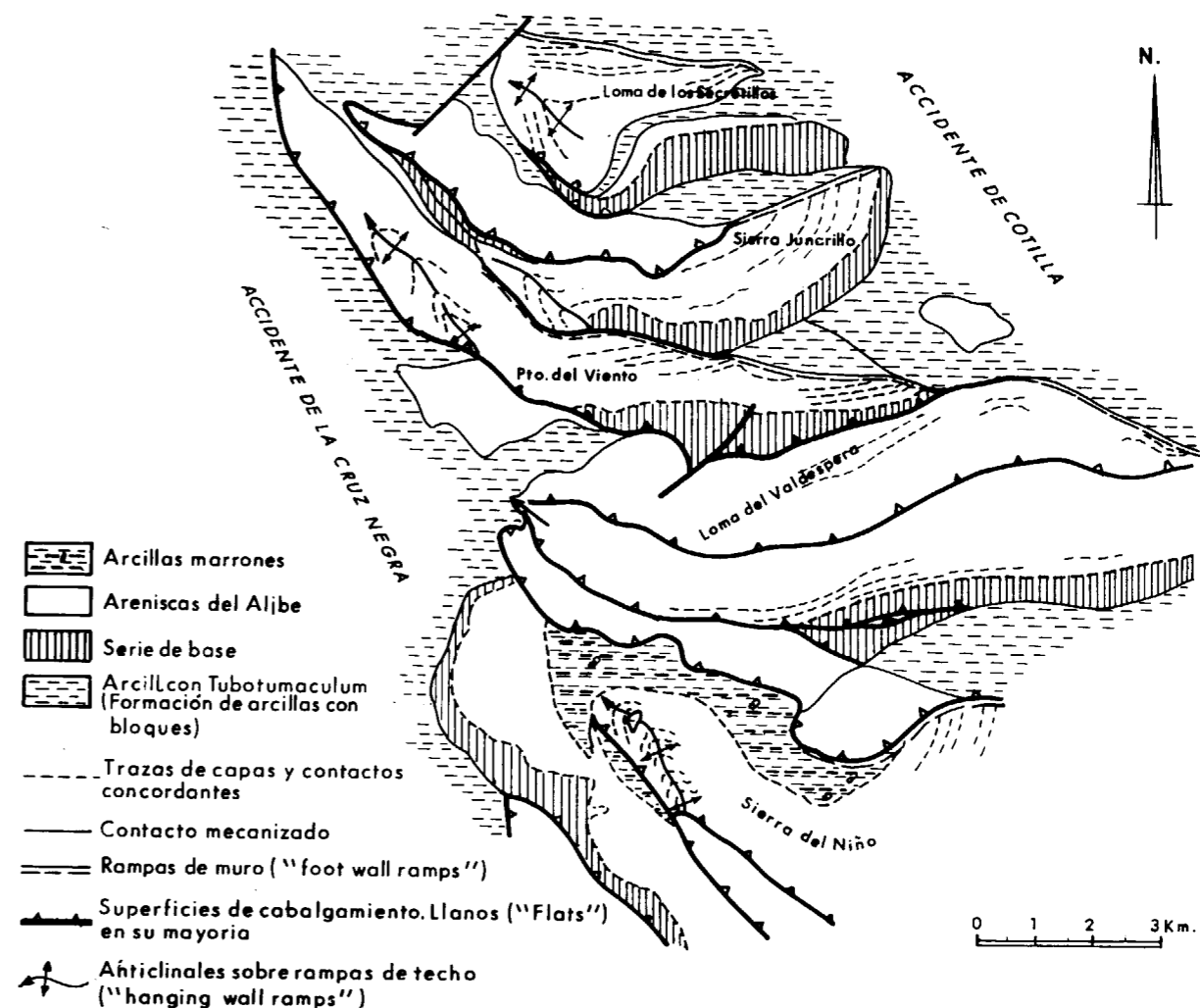


Figura 8.—Esquema cartográfico de la Hoja geológica 1:50.000 (Tahivilla), donde las escamas basculadas hacia el Norte muestran sus rampas de muro y techo, apareciendo parcialmente incluidas en las arcillas con Tubotumaculum, como resultado de sus desplazamientos, en parte gravitacionales, posteriores a su imbricación original.

tudes medibles sean mayores que las reales, a la par que las pendientes de las rampas en relación a los planos («flats») sean aparentes y en consecuencia menores que las reales. No obstante, se ha realizado un cálculo aproximado de la longitud total de las escamas comprendidas en este sector. Comparando dicho valor con la anchura actual del cinturón de cabalgamiento, al norte del Accidente de Cotilla, resulta un acortamiento de unos 52 kilómetros para el conjunto de las Areniscas del Aljibe y su serie de base, producido no sólo durante esta segunda fase sino también durante la etapa posterior de retrocabalgamiento.

Por último, dentro de este sector, limitado por los dos accidentes paralelos de Cotilla y de la Cruz Negra, se observan, en los extremos frontales de algunas escamas, pliegues-falla interpretables como anticlinales de rampa desarrollados en el «hanging wall» durante el inicio de cada imbricación.

Para terminar con los datos de observación, al sur del Accidente de la Cruz Negra, se localiza un conjunto de tres escamas principales, rodeadas también por Arcillas con Bloques, con dirección paralela a dicho accidente (NO-SE). Dichas escamas pierden su continuidad lateral en las proximidades del Puerto del Rayo (Hoja geológica de Tarifa), apareciendo hacia el SE otras tres escamas correspondientes a las Sierras de Ojén, La Luna y La Palma, situadas ya en las inmediaciones del Estrecho de Gibraltar.

Los reconocimientos detallados llevados a cabo en la base de la escama correspondiente a la Sierra de Ojén, han puesto de manifiesto la existencia de estructuras propias del movimiento que permitió la imbricación. Así, en la serie de base de las Areniscas del Aljibe (Puerto de los Chaparros), aparecen diversos pliegues asimétricos, de amplitud métrica a decamétrica, con la misma vergencia y dirección que la escama suprayacente. En el Cortijo de Los Grajales, los mismos niveles aparecen con diversas imbricaciones entre cuñas de una misma capa, con estrías de fricción en su superficie que presentan una dirección 60° a 70°, perpendicular y acorde por tanto con la dirección actual de la escama correspondiente a la Sierra de Ojén.

2.3.2.2. *Modelo cinemático: Imbricación, deslizamiento gravitacional y actuación de diversos accidentes*

El desarrollo y progresión de la imbricación se produjo según una secuencia normal o de «piggy back» (en el sentido de DAHLSTROM, 1970), mediante la cual fueron apareciendo sucesivas superficies de cabalgamiento, cada vez más occidentales, a partir del cabalgamiento basal. Una vez que dicha imbricación ya se había completado (al menos para el conjunto de las escamas situadas al este del Corredor de Arnao, entre las cuales no aparecen las arcillas con bloques), las arcillas con Tubotomaculum, empujadas y amontonadas desde el Este por la penetración de las Zonas Internas, llegaron a derramar, cubriendo y sobrepasando el edificio de la imbricación, generándose así la mencionada Formación Tectosedimentaria de Arcillas con Bloques (fig. 9).

Simultáneamente los autóctonos relativos en relación a las Areniscas del Aljibe, debieron de experimentar una imbricación análoga. De hecho la Unidad de Algeciras parece estructurada según diversas escamas, actualmente volcadas y retrovergentes hacia el este (MARTÍN SERRANO, 1985). En relación con el Subbético Interno hay que pensar también en su avance hacia el oeste, de forma que llegaría a cabalgar la propia Formación Tectosedimentaria, previa o simultáneamente derramada por delante de su límite occidental (cabalgamiento profundo del Corredor de Arnao).

También simultáneamente, el edificio de la imbricación ya estructurado, llegó a situarse sobre el propio Subbético Interno hasta alcanzar los accidentes de Arnao y de Cotilla. La actuación de dichas zonas de fractura, que pudo verse favorecida por el incremento de temperatura y de la presión de los fluidos resultantes de la sobrecarga tectónica (GRETENER, 1981), configuran dos zonas con tendencia al hundimiento, correspondientes a los bloques cabalgados. De esta manera, las porciones del edificio de la imbricación que, con su desplazamiento hacia el oeste, alcanzaron dichas zonas de fractura, llegaron a independizarse del mismo, experimentando una mayor desorganización como resultado de su movimiento gravitacional (ver fig. 10 A).

Así, el conjunto de escamas de areniscas situadas al oeste del Corredor de Arnao, con vergencia hacia el interior de la cadena, deben de correspon-

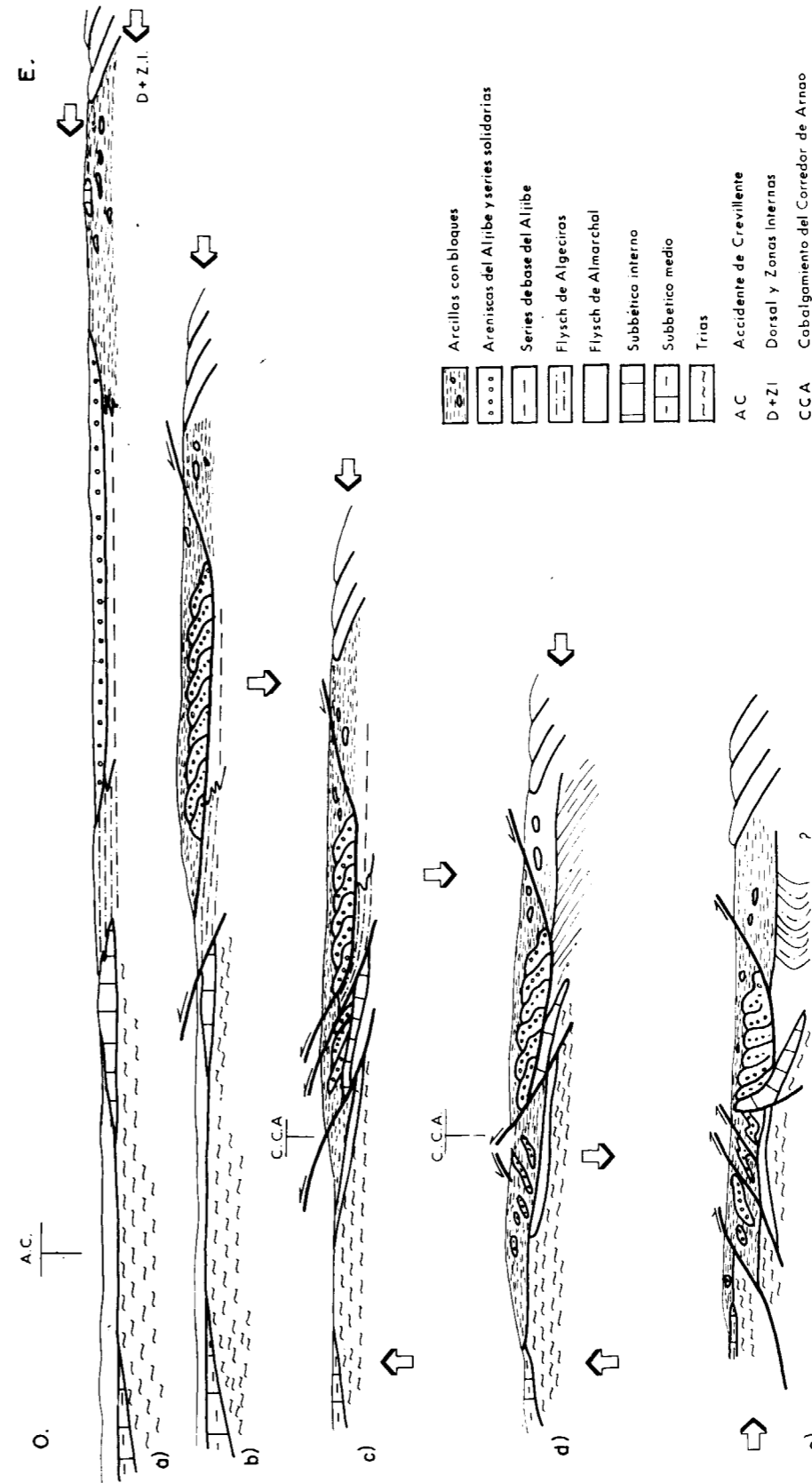


Figura 9.—Imbricación progresiva durante la segunda y tercera fase, como resultado del avance de las Zonas Internas. Perfil esquemático. a) Posición paleogeográfica inicial de las diferentes formaciones o unidades. El flysch del Almarchal ya se encontraba situado tectónicamente sobre la plataforma del Subbético Medio. b) Primeros empujes de las Zonas Internas produciendo, en primer lugar, la imbricación de las areniscas del Aljibe y posteriormente el derrame de las arcillas con Tubotomaculum sobre el edificio de la imbricación. Paralelamente pudo producirse, en algunos sectores, el cabalgamiento de la plataforma subbética por el flysch de Algeciras. c) El edificio de la imbricación llega a cabalgar sobre el Subbético Interno y la zona paleogeográfica del flysch de Algeciras, el cual pudo involucrarse con la imbricación, suministrando los bloques, que con dicha litología, aparecen en la Formación de arcillas con bloques. Simultáneamente el propio Subbético Interno pudo avanzar hacia el oeste. d) Deslizamientos gravitacionales de los grandes bloques y escamas que llegaron a sobrepasar el corredor de Arnao. e) Fase de retrocabalgamientos, con verticalización progresiva del conjunto de las estructuras y unidades. Extrusión y cabalgamiento del Trias sobre el Flysch de Almarchal en algunos casos y en otros sobre la Formación de arcillas con bloques.

der al frente de la imbricación que sobrepasó dicho corredor, deslizando gravitacionalmente e invirtiendo el sentido de su imbricación mediante diverticulaciones, de forma que la escama más oriental pasó a ser la más occidental (fig. 9), quedando englobadas simultáneamente en el seno de la Formación de arcillas con bloques.

En el bloque situado al suroeste del Accidente del Cotilla, basculado al Norte (fig. 10 B), la totalidad del cinturón de cabalgamiento quedó independizado del sector septentrional, merced a la actuación de dicho accidente como una falla profunda, donde se produjo una convergencia oblicua, motivada por su orientación (NO-SE), en relación con la dirección de acortamiento (E-O). De esta manera, dicho accidente no puede interpretarse como una rampa lateral propia del edificio de la imbricación, sino tal y como se propone en este modelo, como un fractura profunda que llegó a involucrar a las unidades infrayacentes. Para DIDON (1969) el Accidente de Cotilla podría corresponder al límite de la plataforma del Subbético Interno, ya que en dicho lugar finalizan los afloramientos cretácicos del Corredor de Arnao. En cualquier caso el basculamiento al N o NE de las escamas de este bloque posibilita el afloramiento actual de sus superficies de rampa.

Simultáneamente las escamas más orientales, en grupos de tres a cuatro, tal como evidencia la cartografía, sobrepasaron a las más occidentales, configurando en conjunto una amplia zona de cizalla levógira, en torno al Accidente de Cotilla. Con ello, algunas escamas más orientales llegaron a sobre-

pasar a las occidentales (fig. 10 B). Dichos movimientos todavía se veían acentuados por la actuación del cabalgamiento del Corredor de Arnao y del Accidente de Cotilla, que delimitaban entre ambos un bloque cortical cabalgante y avanzando hacia el Oeste, aun después del emplazamiento gravitacional de las diferentes escamas. Prueba de ello es el arco dibujado por las escamas (gravitacionales) de la Sierra del Lobo, situado en el lugar de encuentro de ambos accidentes (fig. 10 C).

En relación con el Accidente del corredor de Arnao hay que señalar que cartográficamente puede prolongarse hacia el NE con lo que BOURGOIS (1978) denominó como Cabalgamiento Frontal del Penibético. Por ello, tal como se ha indicado, cabe la posibilidad de que durante esta misma fase, dicho cabalgamiento, en combinación con el correspondiente al Accidente de Cotilla, provocaran la penetración y avance del Penibético hacia las Zonas Externas (actual Subbético Medio), ocasionando el cierre y cabalgamiento de la zona frontal correspondiente al Accidente de Crevillente, en el que simultáneamente se iban alojando, de forma gravitacional, la Formación de Bloques y el conjunto de unidades que llegaban a rebasar sobre el Penibético los mencionados accidentes. Sin embargo, dicha extrapolación a la zona de tesis de BOURGOIS (op. cit.) plantea un problema cronológico, dado que este autor situó la actuación de dicho cabalgamiento en el Tortonense Inferior, en tanto que para los autores de este trabajo su actuación sería en cualquier caso anterior a la fase posterior de retrocabalgamiento, mediante la

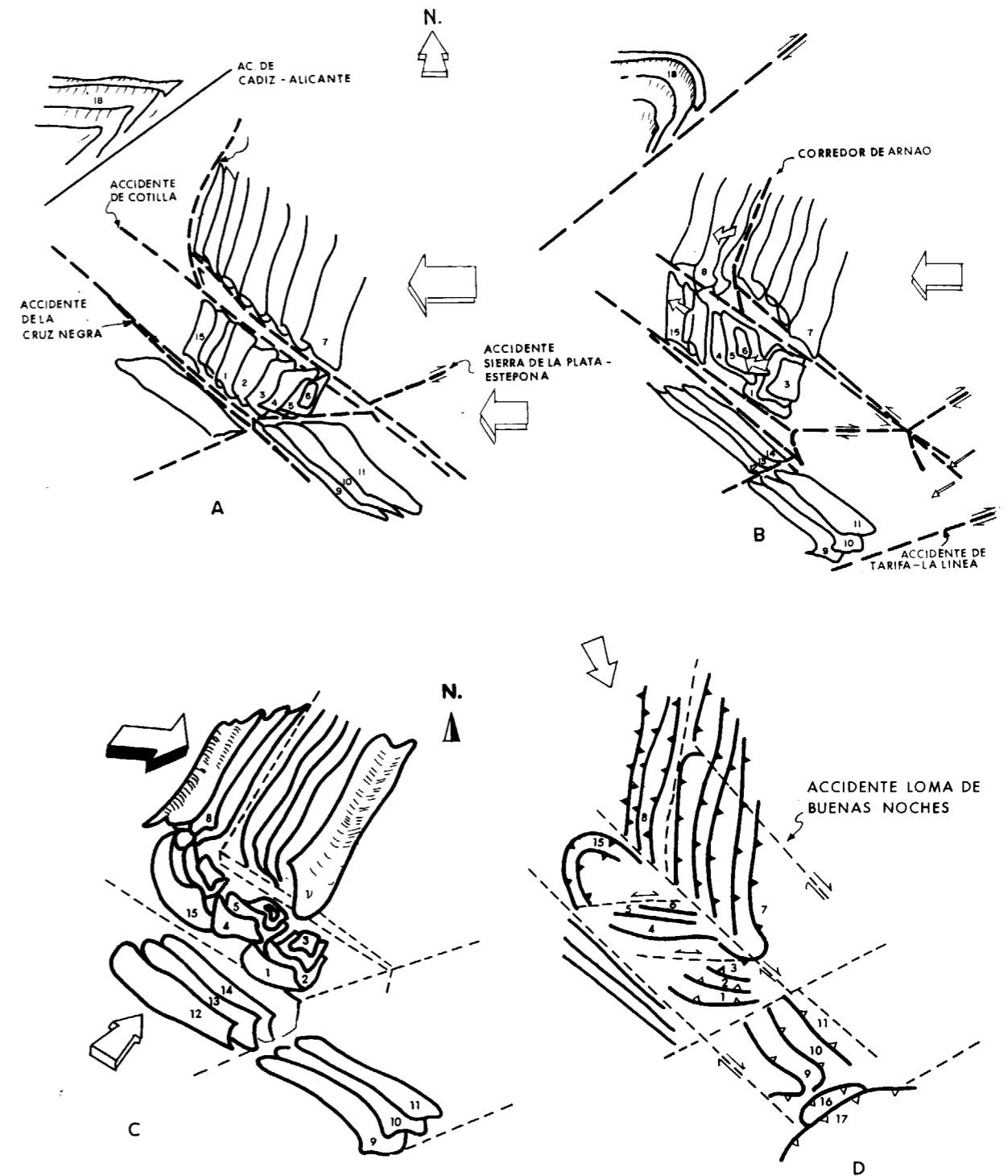


Figura 10.—1. Sierra del Niño.—2. Cerro del Tajo de los Príncipes.—3. Loma de Valdespera.—4. Sierra Blanquilla. 5. Sierra del Junquillo.—6. Loma de los Secretillos.—7. Sierra de Montecoche.—8. Cerro del Lobo.—9. Sierra del Ojén.—10. Sierra de la Luna.—11. Sierra de la Palma.—12. Cerro Culebras.—13. Alto de las Cuevas.—14. Loma el Alisoso.—15. Arco de Mofeta-Momia.—16. Unidad Bujo-Cabrilo.—17. Flysch de Algeciras.—18. Anticlinal de la Sierra de la Sal - Sierra de las Cabras.

- A) Fragmentación del «thrust belt» tras la actuación de los Accidentes de Cotilla y de la Cruz Negra como cabalgamientos profundos, con cierta componente horizontal izquierda. Formación de un semigraben, basculando al norte, entre los mencionados accidentes. Hundimiento del bloque cortical situado al oeste del cabalgamiento del corredor de Arnao.
- B) Deslizamientos gravitacionales, o bien por empuje tangencial, canalizados a lo largo del graben basculado. Imbricación inversa mediante sucesivas diverticulaciones al oeste del corredor de Arnao. Últimos desplazamientos del «thrust belt», durante la segunda fase, mediante la actuación de los Accidentes de Cotilla y de la Loma de Buenas Noches como desgarres izquierdos. Formación simultánea del arco de la Sierra de las Cabras.
- C) Fase de retrocabalgamientos. Plegamiento, verticalización y vuelco de diversas escamas.
- D) Última fase, con acortamiento en dirección NNO-SSE. Actuación como desgarres derechos de los accidentes mencionados anteriormente. Formación de los arcos de Mofeta-Momia y de Montecoche. Avance, hacia el norte, de la Unidad Bujo-Cabrilo hasta cubrir el accidente Tarifa-La Línea.

cual adquirió una posición más verticalizada y actuó, asimismo, como barrera frente a la que las escamas deslizadas gravitacionalmente experimentaron un plegamiento bastante acusado.

En la posición frontal del arco los mismos procesos gravitacionales iban acumulando la mayor parte de la Formación de Arcillas con Bloques muy enriquecidos con grandes bloques de Areniscas del Aljibe. Dicha formación tectosedimentaria ocupó de esta manera lo que podría haber sido el «foreland basin».

En algunos casos los grandes bloques de areniscas presentan series de base peculiares e identificables como facies próximas o equivalentes a las de las Arcillas con Tubotomaculum, tal es el caso de la Sierra del Retín (ESTERAS, com. pers.) o de la Sierra de la Plata. Se trataría por tanto de bloques, hoy situados en las zonas más externas, pero con una procedencia más interna en relación al conjunto de todas las escamas imbricadas. El tamaño de dichos bloques (varios kilómetros) hace pensar en la reactivación tardía de un cabalgamiento contrario («out-of-sequence-thrust»), localizado en el lado oriental de la imbricación, que llegó a embalar la escama más oriental en el seno de las arcillas con Tubotomaculum, hasta sobrepasar el conjunto de la imbricación, desmembrándose en bloques simultáneamente a su caída gravitacional.

El conjunto de las formaciones imbricadas o amontonadas de forma caótica en los sectores más elevados o más externos del edificio tectónico, debieron de experimentar un proceso de «gravity spreading» (en el sentido de PRICE y MC. CLAY, 1981), que propició la extensión lateral de la formación tectosedimentaria, así como el recubrimiento y enmascaramiento de los principales accidentes (Cotilla, La Cruz Negra y Sierra de la Plata-Estepona) (fig. 10).

En relación con la presencia de los bloques de menor tamaño de caliza y margas jurásico-cretácicas, Unidad de Algeciras, Unidad de Almarchal, etcétera, hay que pensar en su ascenso hacia niveles estructurales más elevados desde su posición original e inferior a la imbricación de las areniscas.

El nivel de erosión actual no permite conocer el grado de imbricación de dichas unidades infrayacentes con las arcillas con bloques o incluso la posible existencia de grandes bloques de Almar-

chal en el seno de dichas arcillas. De hecho, el sondeo de Almarchal, situado junto a esta localidad, atravesó primeramente más de mil metros del flysch con este nombre, seguidos de unos 900 m. de areniscas del Aljibe, para pasar de nuevo al flysch anterior, lo cual podría interpretarse bien como sendos bloques de Almarchal y de Aljibe, de tamaño considerable, aunque también podría tratarse del núcleo de un sinforme de tercera fase (retrocabalgamientos), dada la relativa proximidad, en la superficie, de un flanco volcado durante dicha fase y que sitúa a la Unidad del Almarchal sobre las areniscas del Aljibe.

En cualquier caso y con referencia al conjunto de bloques de menor tamaño y teniendo en cuenta que éstos son más abundantes precisamente en torno al Accidente de Cotilla y al Suroeste del mismo, cabe pensar en su ascenso e incorporación a las arcillas con bloques durante la actuación de dicho accidente y la de todos aquellos que presentaron un importante componente de movimiento vertical (Accidente del Corredor de Arnao y de la Cruz Negra).

También en relación con esta fase hay que señalar la actuación de otras importantes fracturas con dirección NE-SO a ENE-OSO, perpendiculares, por tanto, a los Accidentes de Cotilla y de la Cruz Negra.

De Norte a Sur dichas fracturas corresponden al Accidente de Conil, Corredor de Boyar o de Cádiz-Alicante, Accidente de la Sierra de la Plata-Estepona y Accidente de Tarifa-La Línea. La orientación de los mismos en relación con la dirección de acortamiento (E-O) hizo que actuasen como desgarres derechos formando un sistema conjugado en relación con los accidentes aproximadamente perpendiculares y ya descritos. Con el movimiento dextrógiro producido a lo largo del accidente de Conil-Corredor de Boyar, las estructuras de primera fase de la Sierra de la Sal-Sierra de las Cabras, experimentaron un giro en el mismo sentido, adquiriendo un trazado arqueado que debió de acentuarse aún más durante la fase posterior de retrocabalgamientos. El movimiento relativo deducible de la dimensión actual del arco de la Sierra de las Cabras es de 8 Km., si bien el desplazamiento real pudo ser mucho mayor.

En relación con el accidente de la Sierra de la Plata-Estepona, hay que señalar su casi total recubrimiento por los fenómenos gravitacionales que

afectaron a la formación de las arcillas con bloques, si bien puede reconocerse, en las inmediaciones de Algeciras, un desplazamiento horizontal derecho de unos 10 Km. en el límite oriental de la imbricación de areniscas del Aljibe.

Recientemente, la realización de diversos perfiles sísmicos de refracción en la mitad sur de la provincia de Cádiz (MEDIALDEA y otros, 1986), ha permitido trazar las isobatas del basamento cristalino, que muestran una profundidad progresiva del mismo desde NE hacia el SO, con una inflexión brusca coincidiendo precisamente con el accidente en cuestión. Por ello, este accidente es el único que queda claramente reflejado en los diferentes perfiles sísmicos aportados por dicho trabajo, aunque implicarían solamente a los niveles más superficiales de la corteza, ya que en profundidad los niveles correspondientes a los valores de  $V_p$ , 6, 1; 6, 4 y 7 no aparecen afectados de la misma manera.

En la zona del Estrecho, el accidente de Tarifa-La Línea, paralelo al anterior y denominado por DIDON (1969) como Accidente del Estrecho, dio lugar, según dicho autor, a un desplazamiento de la zona paleogeográfica del Flysch de Algeciras hacia el oeste, en el lado sur de dicho accidente. Dicho movimiento también provocó la curvatura por arrastre de los extremos orientales correspondientes a las escamas de las Sierras de Ojén y de la Palma. Posteriormente dicha zona de fractura quedó cubierta por la Unidad de Bujo-Cabrito y por el propio flysch de Algeciras, tal como se verá más adelante (fig. 10 D).

Paralelamente y en lado marroquí existen dos accidentes importantes: el de Jebda Chrafate y el de Nekor, con movimiento relativo horizontal izquierdo y con la misma dirección que los accidentes españoles. Para el Accidente de Jebda Chrafate, OLIVIER (1978) sitúa su actuación en el Burdigaliense, con un salto de unos 50 Km. De esta manera puede concluirse que el avance del bloque de Alborán durante esta segunda fase se produjo entre dicho accidente marroquí y los accidentes españoles. La edad asignada por OLIVIER (op. cit.) para dicho movimiento coincide en cierta medida con la edad deducida para esta fase de deformación (Burdigaliense-Langhiense), dado que las arcillas marrones que coronan en algunas escamas la serie del Aljibe corresponden al Burdigaliense Superior.

En resumen, el conjunto de accidentes conjuga-

dos con dirección ENE-OSO y NO-SE han absorbido la mayor parte de la deformación frágil a escala de la cadena, incrementando el acortamiento en dirección E-O vinculado a esta fase de deformación (MORENO, 1985).

#### 2.4. TERCERA FASE. RETROCABALGAMIENTO

Esta fase ha sido descrita por diferentes autores en diversos sectores de la cadena Bético-Rifeña: GARCÍA DUEÑAS y NAVARRO VILA (1976), OLIVIER (1978), GARCÍA DUEÑAS (1982 y BAENA y JEREZ (1982). No obstante y hasta la fecha, no había sido definida en la porción frontal del arco de Gibraltar, donde, sin embargo, aparece ampliamente desarrollada.

Recientemente, HERMES (1984) apunta la posibilidad de que dicha fase no tenga una existencia real y que las retrovergencias observadas en algunos lugares correspondan al lado sur de la banda de cizalla, con vergencias centrífugas, desarrollado a lo largo del Accidente de Crevillente, todo ello según el modelo propuesto por SMET (1981 y 1984). Sin embargo, y en contra de esta idea, está el hecho de que los retrocabalgamientos y estructuras propias de esta fase no aparecen exclusivamente en las inmediaciones del mencionado accidente, especialmente en la porción frontal del arco, donde dicha fase ha afectado a la totalidad de las estructuras generadas durante las dos fases anteriores, encontrándose evidencias de la misma en la ancha banda comprendida entre los meridianos de Medina-Sidonia y La Línea.

##### 2.4.1. Datos de observación

En la Hoja de Tahivilla, las escamas correspondientes al Cerro de las Culebras, Alto de las Cuevas y Loma de Alisoso (ver fig. 10) configuran una sinforma vergente al NE, de la cual aflora la zona de charnela y el flanco superior, en el cual los cabalgamientos y escamas de la segunda fase aparecen volcados. La zona de charnela, aflorante en el Embalse de Celemín, presenta diversas micro y meso estructuras esquematizadas en la figura 11. Asimismo en las capas invertidas de la escama del Alto de las Cuevas y en las inmediaciones del Cortijo de la China, aparece un gran pliegue asimétrico con amplitud decamétrica y vergencia al NE.

En el sector delimitado por los Accidentes de

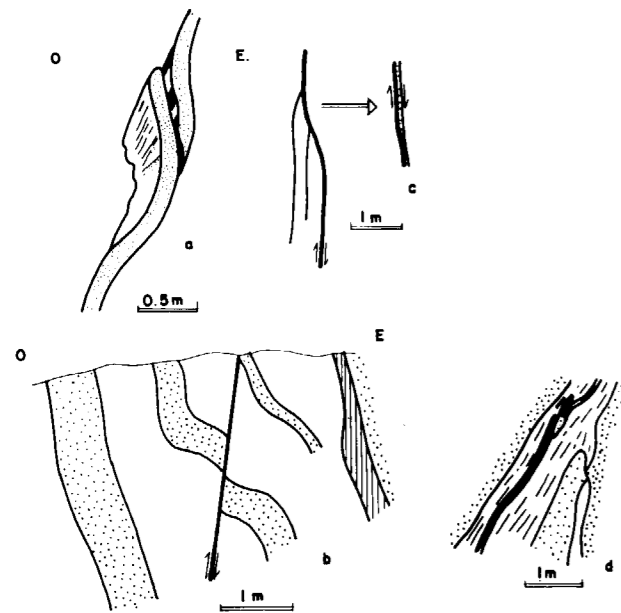


Figura 11.—Mesoestructuras, fase de retrocabalgamiento, en las areniscas del Aljibe. Embalse del Celemin. a) y d) Cuñas tectónicas en niveles competentes. b) Pliegue en rodilla de segunda fase cortado por una falla inversa de la fase de retrocabalgamiento. c) Foliación cataclástica acorde con dicha fase.

Cotilla y de la Cruz Negra, las escamas basculadas hacia el Norte durante la fase anterior, adquirieron una posición aún más verticalizada, favoreciendo el afloramiento de sus superficies y anticlinales de rampa.

En el Sector septentrional en relación al Accidente de Cotilla, las escamas situadas al este del Corredor de Arnao y que originalmente debían de presentar suaves buzamientos hacia el Este, derivados de su imbricación, adquirieron una posición más verticalizada, llegando a invertirse, tal como ocurre en el caso de la escama situada directamente sobre las capas rojas del subbético del Corredor de Arnao. Asimismo en el sector correspondiente a la Loma del Marqués y Loma de Maldía (Hoja geológica de Alcalá de los Gazules) se da una superficie de retrocabalgamiento. En otros casos (Escamas del Puerto de los Caños, Loma de Padrón y Cerro del Toro) parece haberse producido un despegue general, entre las Areniscas del Aljibe y su serie de base, dado que dichos retrocabalgamientos no aparecen jalónados por dicha serie de base.

Paralelamente, aunque quizá en una etapa tar-

día, todo el edificio de la imbricación pudo desplazarse hacia Oriente, llegando a retrocabalgar a las arcillas con bloques situadas en la parte posterior de la imbricación (Zona de Jimena de la Frontera).

Al oeste del Corredor de Arnao, el conjunto de escamas imbricadas, tras diversas diverticulaciones y con buzamiento inicial al Oeste, pudieron incrementar la cuantía de sus recubrimientos relativos, por reactivación de las superficies de deslizamiento originales. Sin embargo, dicho extremo no ha podido ser confirmado. Sí se produjo, no obstante, un plegamiento bastante acentuado, mediante el desarrollo de numerosos pliegues con dirección submeridiana y amplitud métrica a hectométrica, la mayoría rectos y en algunos casos vergentes hacia el interior de la cadena.

Las Arcillas con Tubotomaculum de la Formación de Arcillas con Bloques también han proporcionado algunas estructuras generadas durante esta fase. Así, los afloramientos localizados en el Puerto de la Torre del Rayo (Hoja de Tarifa) presentan algunos niveles detríticos y más competentes con numerosos pliegues decimétricos, fuertemente vergentes al NE y con algunas charnelas reorientadas según dicha dirección, la cual corresponde sin duda a la del transporte tectónico para esta tercera fase.

Paralelamente la matriz pelítica que envuelve dichos pliegues y charnelas rotas y reorientadas, aparece con una esquistosidad bastante desarrollada. Dado que dicha estructura se sitúa en el lado oriental y bajo las Sierras de Salaviciosa y de Enmedio (gran bloque de Areniscas del Aljibe), puede interpretarse como una banda de cizalla vinculada al retrocabalgamiento de dichos bloques.

La Unidad del Bujo-Cabrero (Hoja de Tarifa, DIDON, 1969, fig. 91) presenta una compleja estructura resultante de la interferencia de esta fase con la última que veremos más adelante, de forma que al ser perpendiculares las respectivas direcciones de acortamiento, la estructura global de dicha Unidad corresponde a la de un braquisinclinal. Sobre la foto aérea y a escala del afloramiento, aparecen diversos pliegues generados durante esta fase, plegados según la fase de acortamiento posterior, con dirección N-S.

Sobre el Subbético Medio y en sus formaciones más competentes (Jurásico) esta misma fase ha dado lugar a los cabalgamientos, con vergencia al este de la ladera oriental de la Sierra del Valle,

así como al vuelco, en el mismo sentido, del extremo sur de la estructura anticlinal del arco de la Sierra de las Cabras. Simultáneamente dicho arco debió experimentar un mayor apretamiento quedando limitado al Oeste y al Este por dichas zonas de retrocabalgamiento. En suma, esta fase ha generado numerosas estructuras a todas las escalas y sobre todas las unidades. Su dirección de acortamiento coincide en todos los casos con la de la fase anterior, variando solamente la vergencia de la misma.

2.4.2. Posible significado de la fase de retrocabalgamiento

El cambio de vergencia de esta fase en relación con la anterior podría identificarse como un proceso o etapa de «flip», en el sentido de ROEDER (1973), durante los últimos movimientos en el avance de la microplaca de Alborán hacia el Oeste. Dicha inversión en el sentido de las vergencias habría resultado de la colisión, producida durante la segunda fase, de dicha microplaca con el borde ibérico.

El apilamiento y sobrecarga tectónica resultantes de las imbricaciones desarrolladas durante dicha fase, habría llevado al hundimiento progresivo de las zonas externas situadas hacia el interior del Accidente de Crevillente, el cual habría actuado como una zona de articulación en la cual se produjo la inversión en el sentido de imbricación o cabalgamiento a escala cortical (fig. 12).

De esta manera la segunda fase habría dado lugar a una secuencia de cabalgamientos sintéticos en relación con el movimiento de penetración de las Zonas Internas sobre el surco de los flysch, en la porción frontal del Arco de Gibraltar y sobre la plataforma del Penibético en la septentrional (Provincia de Málaga), así como al avance de dicha plataforma, merced al cabalgamiento frontal del Penibético, hasta alcanzar el umbral diapírico correspondiente a la zona del Subbético Medio. La Formación de Arcillas con Bloques, derramadas por delante del cabalgamiento frontal del Penibético, cubrió en mayor o menor medida los afloramientos triásicos más próximos al Accidente de Crevillente, favoreciendo los procesos diapíricos

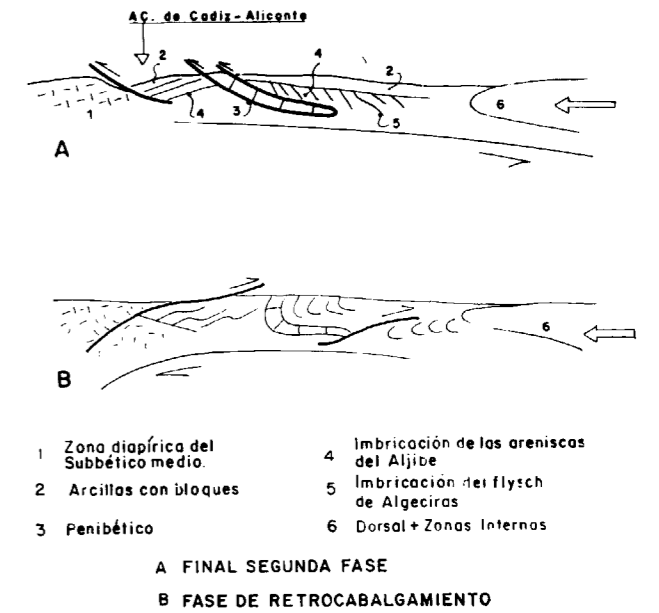


Figura 12

- A) Estructuración final resultante de la segunda fase.
- B) Cambio de vergencias durante la fase de retrocabalgamientos.

que configurarían o mantendrían la tendencia a la elevación de dicho umbral.

Así, pues, el hundimiento por la sobrecarga tectónica producida hacia el interior de la Cadena en relación al A. de Crevillente y al umbral diapírico ascendente en el lado externo, propiciaron la etapa de «flip» mediante la cual y a partir del Accidente de Crevillente, el Subbético Medio retrocabalgó hacia el interior de la cadena, generando la inversión de algunas de las unidades y estructuras emplazadas y generadas, respectivamente, durante la fase anterior, especialmente en la porción frontal del Arco (Campo de Gibraltar). De esta manera se produjo simultáneamente el retrocabalgamiento de los materiales triásicos sobre su propia cobertera Jurásico-Oligocena y sobre las arcillas con bloques, tal como se ha descrito en apartados anteriores. Dicho avance es especialmente notorio en la zona de El Bosque y Ubrique.

Dicho modelo permite explicar las relaciones tectónicas existentes en la zona estudiada, así como en el área investigada por BOURGOIS (1978) y está

en línea con la idea apuntada por BAENA y JEREZ (1982), según la cual la fase de retrocabalgamientos habría sido el resultado del apilamiento de las diferentes unidades durante las fases principales de imbricación.

Si, tal como se propone, esta tercera fase representa una evolución y progresión de la deformación iniciada durante la segunda fase, su edad correspondería al período Langhiense.

## 2.5. CUARTA FASE. ACORTAMIENTO CON DIRECCION NNO-SSE

### 2.5.1. Datos de observación

Dicha fase sólo se materializa en las inmediaciones del Estrecho (Hojas de Tarifa y de Tahivilla).

Al este de Tarifa, dio lugar a la reactivación del cabalgamiento de primera fase, mediante el cual la Unidad del Bujo-Cabrito llegó a sobrepasar a la de Algeciras (GONZÁLEZ LASTRA y otros, 1983). Con dicha reactivación ambas unidades llegaron a situarse sobre el Accidente de Tarifa-La Línea, no estando afectadas por la actuación de dicha fractura como desgarre derecho durante la segunda fase.

En la Unidad de Algeciras se encuentran diversos pliegues e imbricaciones observables a escala de afloramiento, que pueden atribuirse tanto a la primera como a esta última fase, dada la coincidencia en la dirección de cortamiento para ambas. Sin embargo, en el conjunto Bujo-Cabrito se dan diversos pliegues en acordeón con amplitud decamétrica, afectando a las series invertidas durante la fase de retrocabalgamientos (Puerto de la Piedra).

A esta misma fase debe atribuirse la verticalización de la Sierra de la Plata y de su serie de base al oeste del Puerto de Bolonia (Hoja geológica de Tarifa), de forma que los pliegues a imbricaciones generados durante las dos fases anteriores llegan a invertirse volcándose hacia el NO. De la misma manera el Flysch del Almarchal existente en el Puerto de Bolonia adquirió su posición invertida.

En los afloramientos del Cabo de Gracia (Hoja de Tarifa) se ha comprobado cómo la charnela del pliegue antiformal (sinclinal de segunda fase) aparece rota según diversas fallas inversas de pequeño salto y paralelas al pliegue-falla original. En di-

chas fracturas aparece una foliación cataclásica acorde con movimientos relativos de vergencia al NO, durante los cuales el gran bloque de Areniscas del Aljibe de la Sierra de la Plata adquirió su posición vertical (fig. 13).

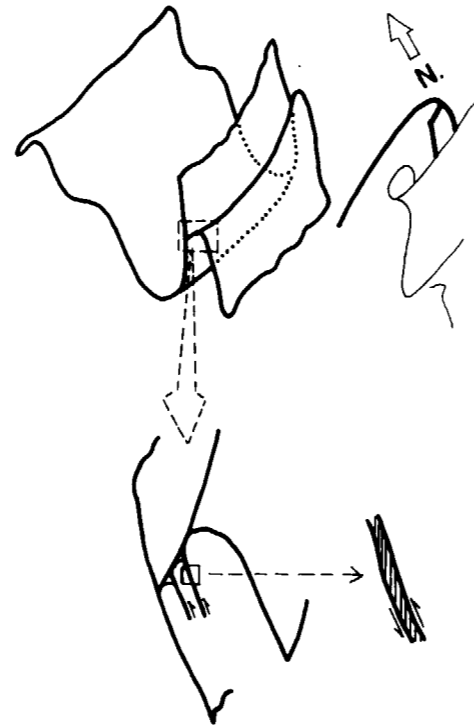


Figura 13.—Fallas inversas generadas durante la última fase sobreimpuestas a un pliegue falla de la segunda fase, en las areniscas del Aljibe de la Sierra de la Plata.

Las estructuras más destacables generadas durante este último acortamiento se localizan en el sector comprendido entre los Accidentes de Cotilla y de la Cruz-Negra. Se trata del Arco de Mofeta-Momia (Denominación de DIDON, 1969) y de la Sierra de Montecoche (figs. 1 y 10 D). Ambos corresponden a una giro en planta derecho, resultante de la reactivación del Accidente de Cotilla como falla en dirección derecha. La cuantía mínima del desplazamiento relativo deducida de la dimensión de dichos arcos, fue de unos 8 km. El resultado del mismo, fue la expulsión del bloque limitado por ambos accidentes hacia el exterior de la cadena, incrementándose con ello la curvatura del Arco de Gibraltar. A menor escala y sobre el conjunto de

las Areniscas del Aljibe, aparecen diversas fracturas menores (NO-SE, derechas y N-S a NNE-SSO, izquierdas) correspondientes a un sistema conjugado resultante de la dirección de acortamiento NNO-SSE propia de esta fase.

### 2.5.2. Significado y edad de esta última fase

Su dirección de acortamiento implica un nuevo acercamiento entre los márgenes marroquí y español, el cual se habría producido tras el bloqueo final, por colisión, del desplazamiento hacia el oeste del Bloque de Alborán.

Las vergencias propias de esta fase, observadas en las inmediaciones del Estrecho, serían compatibles con el cabalgamiento no muy acentuado, del lado africano sobre el lado español. Ello podría haber motivado una mayor elevación del primero en relación con el segundo y la mayor profundización del nivel de erosión en lado marroquí, donde las Areniscas del Aljibe han sido en gran parte desmanteladas, aflorando los niveles estructurales más profundos de la Unidad de Tánger (Flysch de Almarchal).

Si tenemos en cuenta que esta fase es posterior a los últimos movimientos del bloque de Alborán, su edad podría ser Tortoniense Inferior, dado que LEBLANC (1980) dató como Tortoniense basal los últimos movimiento producidos a lo largo de la falla de Nekor.

## BIBLIOGRAFIA

- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J. M., y MATTAEUR, M. (1971): *Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar*. Earth and Planet. Sci. Lett., v. 12, pp. 191-198.
- BAENA, J., y JEREZ, L. (1982): *Ensayo paleogeográfico para una leyenda de la zona Subbética y de la zona situada entre ésta y la zona Bética*. Memorias IGME.
- BELOSTOTSKY, I. I. (1986): *Suture zones and general mechanism of nappe-edifice formation*. Tectonophysics, 127, 399-408.
- BENKHELIL, J. (1976): *Etude néotechnique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne)*. Thèse de 3ème cycle. Univ. Nice, p. 180.
- BIJU-DUVAL, B.; DERCOURTS, J., y LE PICHON, X. (1971): *From the Tethys ocean to the mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine System*. International Symposium on the Structural History of the Mediterranean basins. Split (Yugoslavia). Ed. Technip. Paris, pp. 143-164.

BLUMENTHAL, M. (1927): *Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen von Central und sudwest-Andalusien*. Ecl. Geol. Helv., 20, pp. 487-532, Basel.

BOURGOIS, J. (1970): *Etude géologique du Corridor de Boyar et de ses abords (Andalousie, Espagne)*. Thèse de 3ème cycle, Paris.

BOURGOIS, J. (1973): *Présence et définition dans la région de Cañete la Real et de Grazalema d'une formation d'argiles à blocs (Province de Séville, Cadix et Malague, Espagne)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 276, serie D, pp. 2939-2942.

BOURGOIS, J. (1975): *Présence de brèches d'origine sédimentaire à éléments de crétacé au sein du Trias germano-andalou. Hypothèse sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne)*. B. S. G. F. (7), XVII, número 6, pp. 1082-1100.

BOURGOIS, J. (1977): *D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar: L'hispanisation des flysch rifains au Miocène Inférieur*. C. R. somm. S. G. F.

BOURGOIS, J. (1978): *La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar*. Annales scientifiques de l'Univers. Géologie de Besançon, 3ème fasc., 30 pp., 445.

BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., y DUBOIS, M. (1973): *Etude lithostratigraphique du flysch d'Ubrique*. Ann. Sc. de l'Université de Besançon, 3ème série, fasc. 20, pp. 103-109.

BUTLER, R. W. H. (1982): *The terminology of structures in thrust belts*. Jour. of Struct. Geol., 4, núm 3, pp. 239-245.

CANO, F., y TORRES, R. (1980): *Mapa Geológico 1:50.000, número 14-66 (Jimena de la Frontera)*. IGME.

CRUZ SAN JULIÁN, J. (1974): *Estudio geológico del sector Cañete la Real - Teba - Osuna*. Tesis, Universidad de Granada, 431 pp.

CHAUVE, P. (1960): *Etude de quelques affleurements jurassiques de la région d'Alcalá de los Gazules (province de Cadix, Espagne)*. B. S. G. F. (7), 11, pp. 345-351.

CHAUVE, P. (1962): *La unidad de Paterna en el norte de la provincia de Cádiz*. Not. Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 67, pp. 103-108.

CHAUVE, P. (1964): *Sobre el significado de la unidad de Paterna (Province de Cadix, Espagne)*. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 73, pp. 201-204.

CHAUVE, P. (1968): *Etude géologique du Nord de la province de Cadix*. Mem. Inst. Geol. y Min. España, t. LXIX, 377 pp., 1 Carte.

DAHLSTROM, C. O. A. (1970): *Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains*. Bull. Can. Petrol. Geol., 18, pp. 332, 406.

DE SMET, M. E. M. (1984 a): *Origin of the Crevillente Fault zone (Betic Cordilleras, southern Spain)*. Tesis Univ. de Amsterdam, Free University Press, 174 pp.

- DE SMET, M. E. M. (1984 b): *Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras southern Spain*. Tectonophysics, 107, 57-79.
- DIDON, J. (1960): *Le Flysch gaditien au Nord et Nord-Est d'Algesiras (Province de Cadix, Espagne)*. B. S. G. F. (7), t. 11, 352-361.
- DIDON, J. (1960-1962): *Les unités ultra-bétiques de la zone du Flysch gaditien au Nord et Nord-Est d'Algesiras (Schéma tectonique et interprétation paléogéographique)*. Libre Mem. Prof. D. Fallot, mém. h. ser. S. G. F., t. 1, 265-272.
- DIDON, J. (1964): *Présence de Miogypsinidés à la base des Grés de l'Aljibe (Espagne méridionale)*. C. R. somm. Sc. G. F., fasc. 1, p. 32.
- DIDON, J. (1969): *Etude Géologique du Campo de Gibraltar*. Thèse Doct. Univ. Paris, p. 539.
- DIEGEL, F. A. (1986): *Topological constraints on imbricate thrust networks, examples from the Mountain City window, Tennessee, U.S.A.* Jour. of Str. Geol., 8, núms. 3-4, pp. 269-279.
- DURAND-DEIGA, M., y FONTBOTE, J. M. (1980): *Le cadre structural de la Méditerranée occidentale*. C. R. 26ème Cong. géol. intern. Paris. Colloques Memo. B. R. G. M., número 115, pp. 67-85.
- ESTERAS, M. (1982): *Geología de la orilla europea del Estrecho de Gibraltar*. Coloquio Internacional sobre la factibilidad de una comunicación fija a través del Estrecho de Gibraltar.
- ESTÉVEZ, A., y SANZ DE GALDEANO, C. (1983): *Neotectonique du secteur central des chaînes Bétiques (Bassins du Guadix-Baza et de Grenade)*. Rev. Géol. Pyn. Géogr. Phys., 24, 1, 23-24.
- FOUCAULT, A. (1974): *Travaux et titres scientifiques et universitaires*. Paris, 36 pages.
- FUICHO, Y. (1973): *Thrust faulting at a lithospheric plate boundary. The Portugal earthquake of 1969*. Earth Planet Sc. Lett. 18:203-216.
- GARCÍA DE DOMINGO, A.; HERNALZ HUERTA, P. P.; GONZÁLEZ LASTRA, J.: *Vejer de la Frontera (1073)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME.
- GARCÍA DE DOMINGO, A.; HERNALZ HUERTA, P. P., y GONZÁLEZ LASTRA, J.: *Algar (1963)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME.
- GARCÍA DUEÑAS y NAVARRO-VILA, F. (1976): *Alpujarrides, Málaga y otras unidades alloctones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie)*. Bull. Soc. Géol. France (7), t. 18, pp. 641-648, 2 figs.
- GAVALA y LABORDE, J. (1924): *Mapa geológico de la provincia de Cádiz*. Inst. Geol. y Min. Madrid.
- GENTIL, L. (1918): *Sur l'existence de grandes nappes de recouvrement dans la province de Cadix (Espagne méridionale)*. C. R. Ac. Sc., t. 166, p. 1003.
- GONZÁLEZ LASTRA, J.; GARCÍA DE DOMINGO, A., y HERNALZ
- HUERTA, P. P.: *Tarifa (1077)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME.
- GONZÁLEZ LASTRA, J.; HERNALZ HUERTA, P. P.; MAYMO ASSES, A., y GARCÍA DE DOMINGO, A. (1984): *Geología del Campo de Gibraltar*. INYPSA, informe interno.
- GREENER, P. E. (1981): *Pore Pressure discontinuities isostasy and overthrust (in Thrust and nappe tectonics)*. Geol. Soc. of London, sp. Publ. 9, pp. 33-40.
- GRUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977): *L'Histoire tectonique récente (Tortonien a Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran*. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. 19, núm. 3, pp. 575-614, 17 figs.
- HATZFELD, D.; FROGNEAUX, M., y GIRARDIN, N. (1977): *Etude de sismicité dans la région d'Arch de Gibraltar et l'Algérie du Nord*. B. S. G. F. (7), 19, núm. 4, 741-747.
- HERMES, J. J. (1985): *Algunos aspectos de la Estructura de la zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional)*. Est. Geol., 41, 157-176.
- HERNALZ HUERTA, P. P.; GARCÍA DE DOMINGO, A., y GONZÁLEZ LASTRA, P. (en prensa): *Tahivilla (1074)*, Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME.
- HERNALZ HUERTA, P. P.; GARCÍA DE DOMINGO, A., y GONZÁLEZ LASTRA, J. (en prensa): *Alcalá de los Gazules (1070)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME.
- LEBLANC, D. (1980): *L'accident de Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc)*. Rev. de Geol. Dyn. et de Geogra. Physique 22, 4-5, pp. 267-277.
- LEBLANC, D., y OLIVIER, PH. (1984): *Role of strike-slip faults in the Betic-Rifain orogeny*. Tectonophysics, 101, 345-355.
- MARTÍN SERRANO, A. (1985): *La estructura de las unidades del flysch del Campo de Gibraltar. Consecuencias tectónicas y paleogeográficas*. Bol. Geol. y Min., 96-97 (117-140).
- MARTÍN SERRANO, A., y PILES, E.: *Hoja Geológica 1:50.000 número 14-47 (San Roque)*. IGME (1980).
- MARTÍN SERRANO, A., y PILES, E.: *Hoja Geológica 1:50.000, número 14-48 (La Linea)*. IGME (1980).
- MAYMO, A., y LUIS ARDEVOL (1983): *Estudio sedimentológico sobre las series turbidíticas del Campo de Gibraltar*. Informe correspondiente a las hojas geológicas (plan MAGNA), núms. 12-46, 12-47, 12-48, 13-47, 13-48.
- MEDIALDEA, T.; SURIÑACH, E.; VEGAS, R.; BANDA, E., y ANSORGE, J. (1986): *Crustal structure under the western end of the Betic Cordillera (Spain)*. Ann. Geopgy. 4, B. 4, 457-464.
- MITRA, G., y YONKEE, W. A. (1985): *Relationship of spaced cleavage to folds and thrust in the Idaho-Utah-Wyoming thrust belt*. Jour. of Struc. Geol. 7, 3-4, pp. 361-373.
- MORENO SERRANO, F. (1985): *Síntesis sobre la evolución tectónica y neotectónica del lado español del arco de Gibraltar*. Informe correspondiente a las Hojas (Plan MAGNA) núms. 12-46, 12-47, 13-45, 13-46, 13-47 y 13-48.

- MORLEY, C. K. (1986 a): *Vertical strain variations in the Osen-Roa thrust sheet, North-western Oslo Fjord, Norway*. Jour. of Struc. Geol., 8, núm. 6, 621-632.
- MORLEY, C. K. (1986 b): *A classification of thrust fronts*. The Amm. Ass. of Petrol Geol. Bull., 70, núm. 1, pp. 12-25, 16 figs.
- OLIVIER, PH. (1978): *Etude géologique et structurale de la région de Jebha (Rif, Maroc). La terminaison NE de l'accident de Jebha-Chrafate*. Thèse 3ème cycle Toulouse, 129 pp.
- PERTHUISOT, V. (1978): *Dynamique et pétrogénèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale*. Thèse sc. Univ. Paris, VI, 312, p. 91.
- PAQUET, J. (1986): *Age auversien de la phase tectonique majeure dans le Bétique de Malaga et le Subbétique de la province de Murcie (Sierra de Espuña et de Ponce)*, Espagn. C. R. Acad. Sec. Paris, 263, 1681-1684.
- PERGONIG, F. (1960-1962): *Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)*. Livre Mem. Professeur Paul Fallot (Mem. h. serv. Soc. Geol. France), pp. 199-208.
- PRICE, N. J., y MC CLAY, K. R. (1981): *Introduction to thrust and nappe tectonics*. Geol. Soc. of London, Sp. Pub. 9, pp. 1-5.
- ROEDER, D. H. (1973): *Subduction and orogeny*. Jour. of Geoph. Resh. 78, núm. 23, 5005-5024.
- ROOT, S. I. (1973): *Structure, basin development and tectogenesis in the Pennsylvanian portion of the folded Appalachia*. In K. A. De Jung and R. Scholten, eds., Gravity and Tectonics, New York, Willey, 343-360.
- SECEGSA (1982): *Estudio monográfico sobre la geología del estrecho de Gibraltar*, 261 pp. y 72 figs. Madrid.
- STAUB, R. (1934): *Den Deckenban Süd Spaniens in den Betschen Cordilleren*. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich. LXXIX.
- TAPONNIER, D. (1977): *Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. Bull. Soc. Geolog. France (7), t. 19, pp. 437-460.
- VANN, I. R.; GRAHAM, R. H., y HAYWARD, A. B. (1986): *The structure of mountain fronts*. Jour. of Struct. Geol., 8, núms. 3-4, pp. 215-227.
- WEZEL, F. C. (1970): *Numidian Flysch: an Oligocene-early Miocene continental rise deposit off the African platform*. Nature, 228, 275-276.
- WILTSCHKO, D. V., y CHAPPLE, W. M. (1977): *Flow of weak rocks in Appalachian Plateau folds*. AAPG Bull., 61, 653-670.

Recibido: Septiembre de 1987.

## GEOLOGIA

# Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda.

## Parte II: Metamorfismo.

Por JOSE M. TUBIA (\*\*)

## RESUMEN

La evolución metamórfica de los Alpujarrides del Oeste de Málaga muestra en común un episodio final bajo condiciones estáticas; durante este episodio se llegan a producir migmatitas, de bajas presiones y altas temperaturas ( $P \sim 2.5$  Kb;  $T \sim 750^\circ\text{C}$ ), en los mantos de Ojén, Guadaiza y Los Reales. Los mantos de Ojén y de Los Reales conservan además relictos de episodios previos en facies granulitas.

## ABSTRACT

A common feature of the metamorphic evolution of westernmost Alpujarrides (Betic Chain) is the presence of a last static stage. Low-pressure/high-temperature migmatites ( $P \sim 2.5$  Kb;  $T \sim 750^\circ\text{C}$ ) are developed during this stage in the Ojen, Guadaiza and Los Reales nappes. The Ojen and Los Reales nappes show also an initial granulitic stage.

## 3. INTRODUCCION

El metamorfismo de los alpujarrides del Oeste de Málaga ha sido objeto de varios estudios detallados últimamente. LOOMIS (1972a, 1972b, 1972c, 1975a, 1976, 1977, 1979) ha analizado las diferencias termodinámicas de los mantos de Los Reales y de Guadaiza, en Sierra Bermeja, y aspectos más específicos, relativos a la cinética de las reacciones que intervienen en los procesos metamórficos. TORRES-ROLDÁN (1979a) ha estudiado la evolución espacial y temporal del metamorfismo de los mantos de Los Reales y de Guadaiza, también en Sierra Bermeja. Finalmente, WESTERHOF (1975) ha tratado el metamorfismo del manto de Ojén, en Sierra Blanca. Estos tres autores consideran que el metamorfismo ha sido originado por la acción dinamo-térmica de los macizos de peridotitas, sin embargo sus conclusiones sobre las relaciones metamorfismo/deformación y metamorfismo/emplazamiento de peridotitas difieren notablemente de unos a otros. LOOMIS y TORRES-

ROLDÁN coinciden al evaluar las condiciones termodinámicas vigentes durante el desarrollo del metamorfismo, y consideran que todas las sucesiones metamórficas de la región están colocadas sobre las rocas ultrabásicas; en cambio, WESTERHOF es el único que ha reconocido la existencia de un metamorfismo de altas presiones y altas temperaturas (facies granulita) en materiales que, además, sitúa debajo de las peridotitas. En mi opinión, estas divergencias son atribuibles a la carencia de datos previos sobre la tectónica regional; se comprenden, además, si se tiene en cuenta que WESTERHOF ha trabajado en un pequeño sector del manto de Ojén, mientras que LOOMIS y TORRES-ROLDÁN lo han hecho en el manto de Guadaiza, y que todos ellos consideraron que sus sectores formaban parte de una sola unidad tectónica, la unidad de Blanca.

En este trabajo se incide en algunos aspectos concretos del metamorfismo, como son las características metamórficas diferenciadoras de cada manto y los vínculos existentes entre el metamorfismo-zonas de cizalla dúctil-emplazamiento de las peridotitas de Ronda.

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

## 3.1 MANTO DE OJEN

La sucesión metapelítica del manto de Ojén y, principalmente las migmatitas de Los Villares, muestran, casi únicamente, los efectos de un metamorfismo estático, posterior a la tercera fase de deformación penetrativa, que se desarrolló en condiciones de presiones relativamente bajas; sin embargo, algunas rocas de estos conjuntos aún conservan los episodios metamórficos anteriores, producidos a presiones más elevadas que las que caracterizan el episodio post- $D_3$ .

Los mármoles, que constituyen los afloramientos más extensos de este manto, proporcionan escasa información sobre la evolución metamórfica. No obstante, es posible constatar que los mármoles situados sobre la sucesión metapelítica, en Benalmádena y en el Juanar, tienen intercalaciones con tremolita y talco, mientras que algunos mármoles impuros que están englobados por las migmatitas de Los Villares, más próximos éstos a las peridotitas que los primeros, contienen dióxido y olivino.

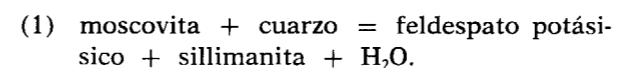
Los restantes materiales que completan el manto de Ojén determinan la presencia de dos zonas metamórficas: la sucesión metapelítica está en la zona de sillimanita y las migmatitas de Los Villares en la zona de cordierita-feldespato potásico.

## 3.1.1. Zona de sillimanita

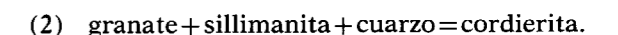
La sucesión metapelítica del manto de Ojén está caracterizada por la presencia de sillimanita, prismática y fibrolítica, en casi todas las muestras; sólo en los términos más altos que contactan con los mármoles, en Benalmádena y en el Juanar, la andalucita reemplaza parcialmente a la sillimanita. Las asociaciones minerales observadas con mayor frecuencia en la sucesión metapelítica son las siguientes:

cuarzo-feldespato potásico-biotita-sillimanita  
cuarzo-feldespato potásico-biotita-sillimanita-  
oligoclasa  
cuarzo-sillimanita

Estas asociaciones son características de la zona sillimanita-feldespato potásico, e indican la reacción:



La sillimanita y la biotita definen la esquistosidad principal,  $S_2$ , de las rocas, por lo que su blastesis puede atribuirse a una etapa de metamorfismo sin- $S_2$ . Las únicas evidencias de blastesis anteriores al desarrollo de  $S_2$  proceden de la presencia de porfiroblastos de granate con inclusiones de cuarzo, englobados por la esquistosidad principal; en cambio, hay varios minerales que evidencian un episodio estático, post- $D_3$ , como son la cordierita en las rocas próximas a las peridotitas y la andalucita en las más alejadas. La andalucita procede de la transformación sillimanita-andalucita, mientras que la cordierita puede haberse formado, localmente, a partir de la reacción de HENSEN y GREEN (1971, 1972):



La ausencia de deformación en los blastos de cordierita y su restricción a niveles metapelíticos siempre próximos a las migmatitas de los Villares, sugieren que la blastesis estática de cordierita y la migmatización son distintas expresiones del mismo acontecimiento metamórfico.

La aparición de andalucita y cordierita, junto con la coexistencia de cordierita y feldespato potásico determina el carácter de baja presión durante el episodio estático post- $D_3$  (MIYASHIRO, 1973). De acuerdo con los datos experimentales recogidos en la figura 21 se pueden estimar unas condiciones de 2 a 4 Kb. de presión total y una temperatura entre  $610-680^\circ\text{C}$ , en función de la posición de la intersección de las curvas andalucita-sillimanita con la curva de la reacción (1) (fig. 21).

## 3.1.2. Zona de cordierita-feldespato potásico

Las migmatitas de Los Villares corresponden a la zona cordierita-feldespato potásico. La asociación mineral más característica de estos materiales es la siguiente:

cordierita-feldespato potásico-plagioclasa-cuarzo

La sillimanita y la biotita aparecen habitualmente como fases accesorias, incluidas generalmente en la cordierita o el feldespato potásico, que excepcionalmente contienen granate. En muchas láminas delgadas se aprecia que la cordierita y el feldespato potásico forman porfiroblastos que contactan entre sí con bordes rectilíneos, y que contienen inclusiones de sillimanita (foto 8)



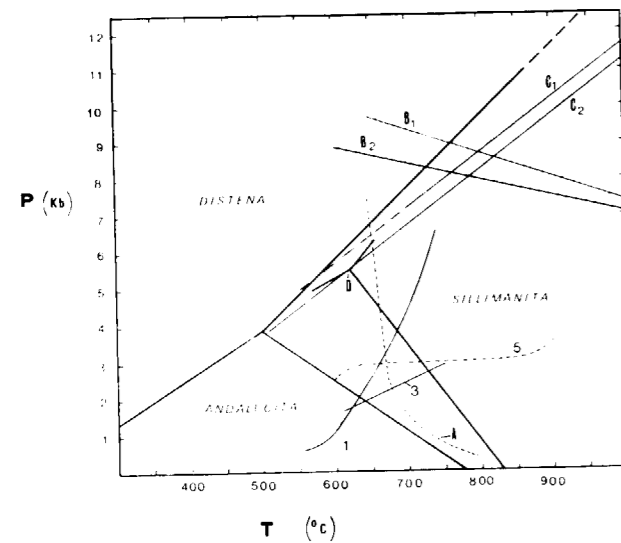
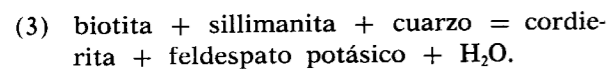
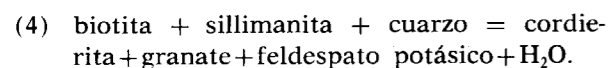


Figura 21.—Gráfico de las curvas de reacción usadas para determinar las condiciones de P y T de los materiales del manto de Ojén. El número de las curvas coincide con el de las reacciones citadas en el texto. Los límites de estabilidad de los silicatos de aluminio proceden de HOLLOWAY (1971). A: fusión mínima de granitos ( $P_{H_2O}=P_{total}$ , según LUTH et al., 1964). B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>: límite superior de estabilidad de la cordierita, para valores  $MgO/MgO+FeO=0.70$  (B<sub>1</sub>) y  $0.60$  (B<sub>2</sub>), según HENSEN y GREEN (1973). C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub>: curva de equilibrio de la reacción clinopiroxeno+granate+cuarzo=ortopiroxeno+plagioclasa, para valores de  $MgO/MgO+FeO=0.39$  (C<sub>1</sub>) y  $0.26$  (C<sub>2</sub>), según GREEN y RINGWOOD (1967). D: Punto triple de silicatos de aluminio, según RICHARDSON et al. (1969).

y biotita; esta observación indica que la cordierita y el feldespato potásico son productos procedentes de la sustitución de biotita y sillimanita, minerales abundantes en la sucesión metapelítica, según la reacción propuesta por SCHREYER y YODER (1961):



La presencia ocasional de granate en la cordierita y feldespato potásico de la matriz migmatítica que engloba los enclaves de la sucesión metapelítica, sugiere que se alcanzaron condiciones para la estabilidad del par cordierita-granate, resultantes de la reacción (HIRSCHBERG y WINKLER, 1968):



No obstante, la escasez del granate y su carácter residual sugieren que las condiciones termodinámicas necesarias para la coexistencia del par cordierita-granate no persistieron largo tiempo, desplazándose durante la evolución metamórfica de las migmatitas hacia el campo de estabilidad de la cordierita.

Los procesos metamórficos que originan las migmatitas de Los Villares son posteriores al desarrollo de las deformaciones principales que se observan en la sucesión metapelítica del manto de Ojén, es decir, son post-D<sub>3</sub>; esta afirmación está avalada por la inclusión de enclaves de la sucesión metapelítica, que conservan una esquistosidad plegada, en las migmatitas, y por características texturales, como la carencia de orientación preferente y de deformación de los minerales de las migmatitas, que denotan que la migmatización se ha producido en condiciones estáticas. La única deformación interna que muestran las migmatitas se localiza próxima a las peridotitas, y su intensidad aumenta, manifiestamente, hacia el contacto con las rocas ultrabásicas.

El diagrama de la figura 21 representa las curvas de equilibrio de las reacciones experimentales, recopiladas de la bibliografía, que son pertinentes para evaluar las condiciones termodinámicas vigentes durante el episodio de metamorfismo estático post-D<sub>3</sub>. La blastesis de cordierita, en presencia de sillimanita, se realiza acompañada de fusión parcial; en estas circunstancias, las condiciones de presión y temperatura, para la asociación biotita-cordierita-sillimanita-feldespato potásico, que caracteriza el episodio metamórfico post-D<sub>3</sub>, oscila entre 2.5-3 Kb. y 680-750°C, de acuerdo con datos experimentales de la figura 21.

Esta estimación de las condiciones metamórficas en la zona cordierita-feldespato potásico coincide con las deducciones previas de WESTERHOF (1975) sobre el carácter de baja presión ( $3.5 \pm 1$  Kb.) y alta temperatura ( $725 \pm 50^\circ\text{C}$ ) del período metamórfico post-D<sub>3</sub>.

### 3.1.3. Testimonios de metamorfismos previos de altas presiones y temperaturas

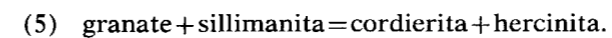
Aunque las migmatitas de Los Villares reflejan un metamorfismo de bajas presiones, dentro de ellas guardan rocas que conservan el registro de episodios metamórficos, anteriores a D<sub>3</sub>, de pre-

siones altas, aspecto ya señalado por WESTERHOF (1975). Cerca del Puerto de Ojén, las migmatitas contienen varios niveles, de potencia métrica a decimétrica de paragneises migmatíticos, con la asociación mineral:

biotita - cordierita - cuarzo - granate - plagioclasa - sillimanita - grafito

Estos materiales corresponden a verdaderas kinzigitas, según la definición de FISCHER (1860). La primera referencia a la existencia de kinzigitas en las rocas que componen el manto de Ojén procede de WESTERHOF (1975), quien las describe en la sucesión metapelítica de la Mina del Peñoncillo, situada entre Ojén y Marbella, en el borde oriental de Sierra Blanca; además este autor cita la presencia, en el mismo lugar, de granulitas con cuarzo, piroxeno y plagioclasa y de rocas con cordierita y gedrita, que indican, igualmente, condiciones de metamorfismo de altas presiones y temperaturas.

En las kinzigitas, la sillimanita aparece como grandes cristales que se disponen paralelamente a la esquistosidad principal, S<sub>2</sub>, por lo que su formación debe coincidir con el período metamórfico sin-S<sub>2</sub>; probablemente proceden de la transformación de distena (WESTERHOF, 1975, cita la presencia de reliquias de distena), lo que implica, presumiblemente, un descenso de presión durante la etapa de deformación D<sub>2</sub>. La biotita también se desarrolla como componente de las kinzigitas durante D<sub>2</sub>. Después de la fase D<sub>2</sub>, la sillimanita es incompatible con el granate, lo que se traduce en la aparición de reacciones coroníticas, en régimen estático, caracterizadas por la neoformación de cordierita y hercinita. La reacción posible (CHINNER, 1962) es:



La presencia de porfiroblastos de cordierita con inclusiones de sillimanita, granate o cuarzo también es atribuible a una blastesis post-D<sub>2</sub>, principalmente a partir de la reacción (2).

Las migmatitas de Los Villares contienen, además, masas lenticulares de anfibolitas. Las más abundantes son las que contienen clinopiroxeno, en mayor o menor cantidad, y están compuestas principalmente por:

hornblenda (verde/marrón) - plagioclasa - cuarzo

Entre las anfibolitas se conservan rocas que corresponden, por su composición mineral, a piri-garnitas (clinopiroxeno-granate±cuarzo) y piri-clasitas con granate (clinopiroxeno-granate-plagioclasa-cuarzo). Estos materiales se encuentran en boudines, de anchura métrica, dentro de las anfibolitas; están afectados, particularmente en las zonas de borde de los boudines, por un metamorfismo estático posterior, que está caracterizado por la aparición de hornblenda verde, en sustitución de clinopiroxeno, y de kelifitas en torno al granate, con plagioclasa y anfíbol.

GREEN y RINGWOOD (1967) han determinado, experimentalmente, que la estabilización de la asociación clinopiroxeno - granate - cuarzo±plagioclasa±ortopiroxeno, se establece a temperaturas de 700°C para 8-10 Kb. de presión total. Las condiciones de presión y temperatura obtenidas a partir de las kinzigitas, con anterioridad a la etapa estática, son semejantes a las reflejadas por las piri-clasitas con granate; efectivamente, asumiendo que inicialmente las kinzigitas contenían distena (WESTERHOF, 1975), la intersección de la curva de equilibrio distena-sillimanita con la curva que separa los campos de estabilidad del granate y del granate+cordierita indica valores de  $P_{total}=8.4-9\text{Kb}$  y  $T=740-760^\circ\text{C}$  (fig. 21).

En resumen, los procesos metamórficos involucrados en las migmatitas de Los Villares y en los «resisters» de tipo granulítico evocan la siguiente sucesión de acontecimientos: altas presiones, con granate, durante sin-D<sub>1</sub>; presiones intermedias, con granate y cordierita, durante sin-D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub>; presiones bajas, con cordierita, en el metamorfismo estático post-D<sub>3</sub>. Los datos de WESTERHOF (1975) precisan las condiciones de presión y temperatura para cada uno de estos episodios, estableciendo una evolución adiabática en la que la temperatura se mantiene en el rango de  $725 \pm 50^\circ\text{C}$  desde el episodio sin-D<sub>1</sub> hasta el metamorfismo estático post-D<sub>3</sub>, mientras que las presiones decrecen desde 8.5-9 Kb durante sin-S<sub>1</sub> hasta aproximadamente  $3.5 \pm 1$  Kb en la etapa post-D<sub>3</sub>.

### 3.1.4. Metamorfismo retrógrado

El metamorfismo estático post-D<sub>3</sub> está seguido por un episodio dinámico, restringido espacialmente a las proximidades con las peridotitas del manto de Los Reales, durante el cual se forman las milonitas de la Albuqueria. Este episodio pro-

duce una acusada transformación estructural en las migmatitas, que pierden su aspecto homogéneo de nebulitas al adquirir una acusada fábrica milonítica plano-linear (apartado 4.3.1). Esta modificación estructural está acompañada, además, de transformaciones mineralógicas. La cordierita es un mineral accesorio en las milonitas de la Albuqueria, y se conserva como porfiroclastos, principalmente en las muestras más cuarcíticas; en cambio, hay una presencia generalizada de biotita, sillimanita y granate. La blastesis de biotita y sillimanita es simultánea de la milonitización, como se deduce de su disposición conforme a la foliación de las milonitas y de su extraordinaria abundancia en la zona milonitizada, que contrasta con el carácter residual de ambas fases en las migmatitas de Los Villares; este último criterio puede aplicarse también al granate, para relacionar su aparición con este episodio deformacional.

Las asociaciones minerales más frecuentes en las milonitas incluyen:

cuarzo - biotita - sillimanita - granate - cordierita - feldespato potásico - plagioclasa

cuarzo - biotita - sillimanita - granate - feldespato potásico - plagioclasa

cuarzo - biotita - sillimanita - feldespato potásico - plagioclasa

El feldespato potásico constituye, como la cordierita, porfiroclastos y, además, ambos minerales son más escasos que en las migmatitas no deformadas; esto, junto con la aparición generalizada de sillimanita y biotita, puede atribuirse a un desplazamiento hacia la izquierda de la reacción (3). Por otra parte, el incremento de la cantidad de granate y la disminución de la cordierita puede interpretarse por un aumento de presión, de acuerdo con las relaciones cordierita-granate investigadas experimentalmente por HENSEN y GREEN (1971, 1972, 1973). Ambos hechos indican el carácter retrometamórfico de la milonitización, con respecto del metamorfismo regional del manto de Ojén, correspondiendo el aumento de la presión total a la sobrepresión de origen tectónico.

En el mismo manto de Ojén existen estadios de metamorfismo retrógrado más avanzados que los correspondientes a la milonitización; representados por la aparición de clorita, micas blancas y óxidos de hierro, que reemplazan preferentemen-

te a la biotita, cordierita y feldespato potásico. Las rocas que exhiben este retrometamorfismo se distribuyen en dos zonas bien definidas, espacial y estructuralmente: se encuentran formando una banda, de espesor aproximadamente métrico, que se desarrolla en las milonitas de la Albuqueria más próximas a las peridotitas del manto de Los Reales, aunque su mayor desarrollo se alcanza en una franja decamétrica que sigue la zona de contacto que separa las migmatitas de Los Villares de la sucesión metapelítica infrayacente.

Las condiciones de equilibrio de esta etapa de retrometamorfismo corresponden a la parte baja de la facies de los esquistos verdes (TURNER, 1968), a temperaturas del orden de 400°C, según la asociación mineral citada. Este retrometamorfismo se traduce en la serpentización completa de las peridotitas inmediatas al contacto, lo que también indica temperaturas inferiores a 500°C (COLEMAN, 1977).

### 3.2 MANTO DE GUADAIZA

El manto de Guadaiza consta, mármoles aparte, de tres conjuntos litológicos con características metamórficas contrastadas, que son en orden ascendente: las migmatitas de Istán, la sucesión de esquistos cuarcíticos y las migmatitas del Hoyo del Bote. Los datos sobre el metamorfismo de este manto se refieren principalmente a las migmatitas del Hoyo del Bote (LOOMIS, 1972a, 1972b; LUNDEEN, 1978; TORRES-ROLDÁN, 1979a), ya que el avanzado estado de alteración que afecta a las migmatitas de Istán y a la sucesión de los esquistos cuarcíticos ha impedido establecer su evolución metamórfica.

La posición estructural de las migmatitas del Hoyo del Bote (bajo las peridotitas de Sierra Bermeja) es semejante a la que ocupan las migmatitas de Los Villares, del manto de Ojén (bajo las peridotitas de Sierra Alpujata). Además, las características petrográficas y las asociaciones minerales de las migmatitas del Hoyo del Bote también determinan la zona de la cordierita-feldespato potásico.

Estas semejanzas indican que ambas se han originado por procesos comparables a partir de materiales diferentes, lo que explica la ausencia de reliquias de metamorfismos de altas presiones y

temperaturas en las migmatitas del Hoyo del Bote, y las litologías distintas de los enclaves que existen en la parte inferior de los dos tipos de migmatitas.

#### 3.2.1. Migmatitas del Hoyo del Bote

Las migmatitas del Hoyo del Bote son el resultado de procesos avanzados de fusión parcial, de acuerdo con los resultados de LOOMIS (1972a, 1972b), confirmados posteriormente por TORRES-ROLDÁN (1979a). Las principales evidencias que sustentan tal afirmación son las características texturales de las plagioclasas (hábitos idiomorfos, zonados normales, núcleos resultantes de la coalescencia de varios cristales), la concentración de cuarzo y feldespato en muchas migmatitas y la existencia de grandes cristales de feldespato potásico que engloban a los otros minerales. Además, los diques ácidos intrusivos en las peridotitas del manto de Los Reales, que reposan sobre las migmatitas del Hoyo del Bote en Sierra Bermeja, indican la existencia de movilizados anatécicos procedentes de los procesos de fusión parcial de las migmatitas.

La composición mineral de estas rocas es relativamente monótona, estando constituidas mayoritariamente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, a los que hay que añadir cantidades variables de cordierita, biotita, sillimanita y granate. La repartición de estos minerales no es homogénea. En las migmatitas sin enclaves (mitad superior de la franja migmatítica) la cordierita, biotita y sillimanita son escasas, siendo frecuentes las asociaciones con:

cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa

En cambio, las migmatitas con enclaves contienen siempre cantidades importantes de cordierita, y sus asociaciones minerales constan de:

biotita-cordierita-cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa-sillimanita

La sillimanita aparece generalmente dentro de porfiroblastos de cordierita y feldespato potásico. Ocasionalmente, las migmatitas con enclaves conservan relictos de granate, también como inclusiones en feldespato potásico y cordierita.

La mayor parte de las muestras contienen can-

tidades más o menos importantes de micas blancas, procedentes de transformaciones retrometamórficas de las asociaciones anteriores.

La mineralogía de los enclaves difiere notablemente de la de la mesostasis migmatítica. Los enclaves no tienen feldespato potásico y carecen casi por completo de cuarzo y plagioclasa; en cambio, contienen abundante biotita, cordierita, sillimanita e incluso granate. Generalmente el granate y la biotita están separados de la sillimanita por medio de coronas en las que intervienen cordierita y hercinita para el granate, o sólo cordierita en la biotita. Es importante notar que en los enclaves coexisten cordierita y granate; en cambio, en la matriz migmatítica el granate sólo subsiste ocasionalmente, como inclusiones en cordierita y feldespato potásico. Probablemente, como sugiere TORRES-ROLDÁN (1979a), en un primer momento coexistieron el granate y la cordierita en las migmatitas, desplazándose posteriormente las condiciones termodinámicas hacia el campo de estabilidad de la cordierita.

Las asociaciones minerales y las características petrográficas de las migmatitas del Hoyo del Bote corresponden a la zona de cordierita-feldespato potásico. Las reacciones iniciales, que conducirían a la aparición generalizada de feldespato potásico serían:

(3) biotita + sillimanita + cuarzo = cordierita + feldespato potásico + H<sub>2</sub>O.

(4) biotita + sillimanita + cuarzo = cordierita + granate + feldespato potásico + H<sub>2</sub>O.

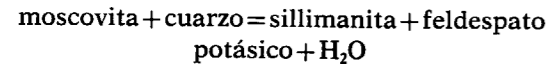
Posteriormente el granate debe haber sido inestable en presencia de cordierita, lo que explicaría su carácter residual, dando lugar a la reacción siguiente:

(6) cordierita + granate + feldespato potásico + H<sub>2</sub>O = cordierita (<Fe) + biotita + sillimanita + cuarzo + magnetita.

En los enclaves se conserva el par cordierita-granate, probablemente como consecuencia de la carencia de feldespato potásico en los mismos, lo que no permitiría el desarrollo de la reacción (6).

El intervalo de presiones y temperaturas que caracteriza a las migmatitas del Hoyo del Bote puede estimarse, aproximadamente, a partir de las calibraciones experimentales establecidas para las reacciones que se han determinado de los datos

petrográficos. La sillimanita es el silicato de aluminio que contienen las migmatitas del Hoyo del Bote; habitualmente, la sillimanita está relacionada al feldespato potásico, lo que indica que la asociación mineral que caracteriza a estas migmatitas (cordierita-cuarzo-biotita-feldespato potásico-plagioclasa-sillimanita) ha cristalizado en el lado de altas temperaturas de la curva de equilibrio 1 de la figura 22:



En esa asociación existe cordierita en ausencia de granate, por lo que la cristalización se ha producido en el lado de bajas temperaturas de la curva de equilibrio E de la figura 22, que separa los campos de estabilidad de la cordierita y del par cordierita-granate (HIRSCHBERG y WINKLER, 1968). Por otra parte, durante el período de metamorfismo estático que produce la mesostasis migmatítica, se produce en los enclaves la aparición de coronas con cordierita y hercinita, según

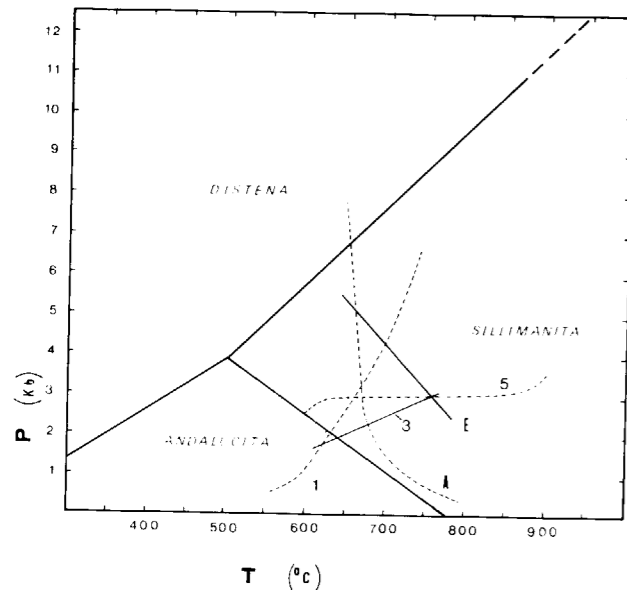
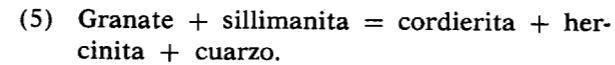


Figura 22.—Gráfico de las curvas de reacción usadas para determinar las condiciones de P y T de los materiales del manto de Guadaiza. La numeración de las curvas coincide con la de las reacciones citadas en el texto. Los límites de estabilidad de los silicatos de aluminio proceden de HOLDAWAY (1971). A: fusión mínima de granitos ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$ , según LUTH et al., 1964). E: curva de equilibrio de la reacción almandino + silicato de aluminio = cordierita, según HIRSCHBERG y WINKLER (1968).

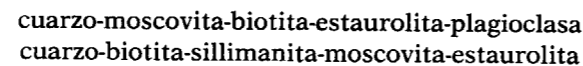
la reacción (5) de la figura 22 (STEPHEN y RICHARDSON, 1968):



La intersección de las curvas 3 y 5 (fig. 22) está localizada en los lados de alta temperatura de la curva 1 y de baja temperatura de la curva E, dentro del campo de estabilidad de la sillimanita, según HOLDAWAY (1971); esta intersección determina las condiciones aproximadas de presión total y temperatura, 3 Kb - 750°C, del episodio de metamorfismo estático que configura las migmatitas del Hoyo del Bote.

### 3.2.2. Esquistos cuarcíticos

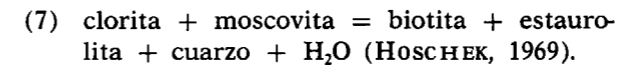
Las observaciones de interés petrográfico que se pueden realizar en la sucesión de esquistos cuarcíticos del manto de Guadaiza son muy limitadas, debido a la escasez de afloramientos y, sobre todo, el avanzado grado de alteración que afecta a las rocas. En las muestras en las que el grado de alteración no es muy avanzado se reconocen dos asociaciones minerales:



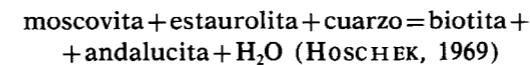
Las dos asociaciones contienen, además, menas y andalucita. Las rocas con la segunda asociación proceden de afloramientos más próximos a las migmatitas de Istán que las que están formadas por la primera asociación.

Los minerales citados no son paragenéticos. La sillimanita, en la variedad fibrolita, y generalmente la biotita, definen la esquistosidad principal,  $S_2$ , de las rocas. La estaurolita y la plagioclasa están rodeadas, habitualmente, por sombras de presión y contienen una esquistosidad interna sigmoidal,  $S_1$ , que coincide con la externa,  $S_2$ , por lo que son minerales sincinemáticos del período de deformación,  $D_2$ , que origina la esquistosidad principal. La andalucita y parte de la biotita aparecen, finalmente, como porfiroblastos tardíos, de crecimiento estático.

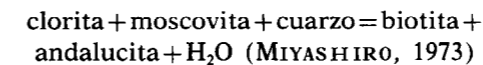
La estaurolita está asociada con biotita habitualmente, lo que, junto con la escasez de granate, indica que puede proceder de una reacción del tipo:



En algunas muestras la estaurolita está incluida en blastos de andalucita, que aparecen rodeados por agregados biotíticos que han cristalizado sin orientación preferente. Estas relaciones entre andalucita, biotita y estaurolita, sugieren la reacción:



La andalucita aparece también sobreimpuesta a dominios micáceos, con clorita y moscovita, en los que no existe estaurolita; en este caso la andalucita, posiblemente, se ha originado a partir de la reacción:



La formación de la asociación biotita-estaurolita durante la etapa sincinemática  $D_2$  implica temperaturas del orden de 525-550°C para la reacción de equilibrio (7), productora de estaurolita (HOSCHEK, 1969). Las condiciones de presión total pueden evaluarse, aproximadamente, considerando que la estaurolita coexiste con sillimanita en el período de deformación  $D_2$ , lo que junto con la curva 7 indica presiones comprendidas entre 3.5 y 4.5 Kb, de acuerdo con el punto triple de HOLDAWAY (1971) para los polimorfos del silicato de aluminio (fig. 22). La aparición posterior de andalucita, en ausencia de granate, implica, probablemente, un descenso de la presión total, hasta valores cercanos a 2 Kb.

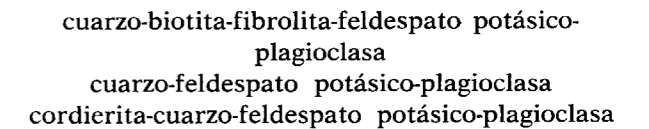
### 3.2.3. Migmatitas de Istán

Las migmatitas de Istán no han sido diferenciadas de las del Hoyo del Bote en los trabajos de LOOMIS (1972a, 1972b). Sin embargo, ocupan posiciones estructurales distintas: las migmatitas de Istán aparecen bajo la sucesión de esquistos y cuarcitas del manto de Guadaiza y las del Hoyo del Bote encima de dicha sucesión; además, las migmatitas de Istán carecen de los enclaves que caracterizan a la mitad inferior de las migmatitas del Hoyo del Bote.

Las migmatitas de Istán, particularmente las de la parte alta próxima a los esquistos, tienen agregados con fibrolita y biotita, formando lechos dis-

continuos de espesor milimétrico, que tienden a disponerse paralelamente a la esquistosidad principal de los esquistos suprayacentes. Estos agregados, que coexisten con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, no se presentan cuando las migmatitas contienen asociaciones minerales en las que interviene cordierita. Los agregados de biotita y fibrolita contribuyen a diferenciar, también, las migmatitas de Istán de las del Hoyo del Bote, ya que en estas últimas la sillimanita es siempre muy escasa, esta incluida en otros minerales y es de tipo prismático.

Las asociaciones minerales más frecuentes en las migmatitas de Istán son:



Además de estos minerales, en la primera asociación aparece frecuentemente granate dentro de los cristales de feldespato potásico y la primera y tercera asociación contienen, en bastantes ocasiones, pequeñas andalucitas. En la mayor parte de las muestras observadas estos minerales, salvo el cuarzo, están transformados en agregados cristalinos micáceos, cloritas y sericitas, de tamaño de grano muy fino.

### 3.3. MANTO DE LOS REALES

La sucesión metasedimentaria del manto de Los Reales es la que conserva un espectro más amplio de grados metamórficos y una repartición más extensa, por lo que es muy apropiada para analizar la evolución metamórfica de los Alpujarrides del Oeste de Málaga. Las conclusiones sobre las condiciones termodinámicas del metamorfismo del manto de Los Reales, en el área estudiada, están basadas exclusivamente en datos microscópicos sobre las relaciones entre minerales, por lo que deben ser tomadas tan sólo como una aproximación a la realidad; sin embargo, la concordancia entre los resultados obtenidos y los de LOOMIS (1972a, 1975b, 1976, 1977, 1979) y TORRES-ROLDÁN (1979a), que han estudiado con detalle el metamorfismo de este manto en la aureola noroccidental del macizo peridotítico de Sierra Bermeja, apoya la validez de estas conclusiones; también coinciden con los resultados de KORNPRBST

(1971) sobre las condiciones de presión y temperatura de la Unidad de Beni Bousera, cobertera metamórfica del macizo peridotítico de Beni Bousera (Marruecos).

Las variaciones espaciales de las asociaciones minerales de los materiales que constituyen el manto de Los Reales permite establecer un conjunto de zonas, que indican un grado metamórfico creciente al aproximarse a las peridotitas; este hecho, puesto de manifiesto por LOOMIS (1972a) y por TORRES-ROLDÁN (1979a) en el macizo ultrabásico de Sierra Bermeja, es constatable también en el sur de Sierra Alpujata (fig. 23), aunque de manera menos manifiesta, debido a las distorsiones que ocasionan las deformaciones posteriores al metamorfismo en la geometría de la lámina peridotítica y de los límites entre zonas. Hay que precisar que los límites entre dos zonas sucesivas no representan isogradas necesariamente, ya que están definidas por la aparición de uno o varios minerales simultáneamente, que pueden haberse originado a partir de varias reacciones de equilibrio, dado el carácter polifásico del metamorfismo. Las zonas diferenciadas son las siguientes:

- Zona de biotita-andalucita-granate
- Zona de estaurólita
- Zona de sillimanita-moscovita
- Zona de sillimanita-feldespatos potásico-cordierita
- Zona de distena-granate-feldespatos potásico

LOOMIS (1972a) y TORRES-ROLDÁN (1979a) reconocen, además, una zona con moscovita y clorita, sobre la zona con biotita, que no está presente en el sector que he estudiado.

**3.3.1. Zona de biotita**

Los términos más altos de la sucesión metamórfica del manto de Los Reales, en el área cartografiada, contienen biotita, acompañada por clorita, cuarzo, mica blanca y grafito. Las asociaciones minerales más frecuentes de esta zona constan, además de clorita, mica blanca y cuarzo, de:

- biotita
- biotita-andalucita
- biotita-andalucita-plagioclasa
- biotita-granate-andalucita

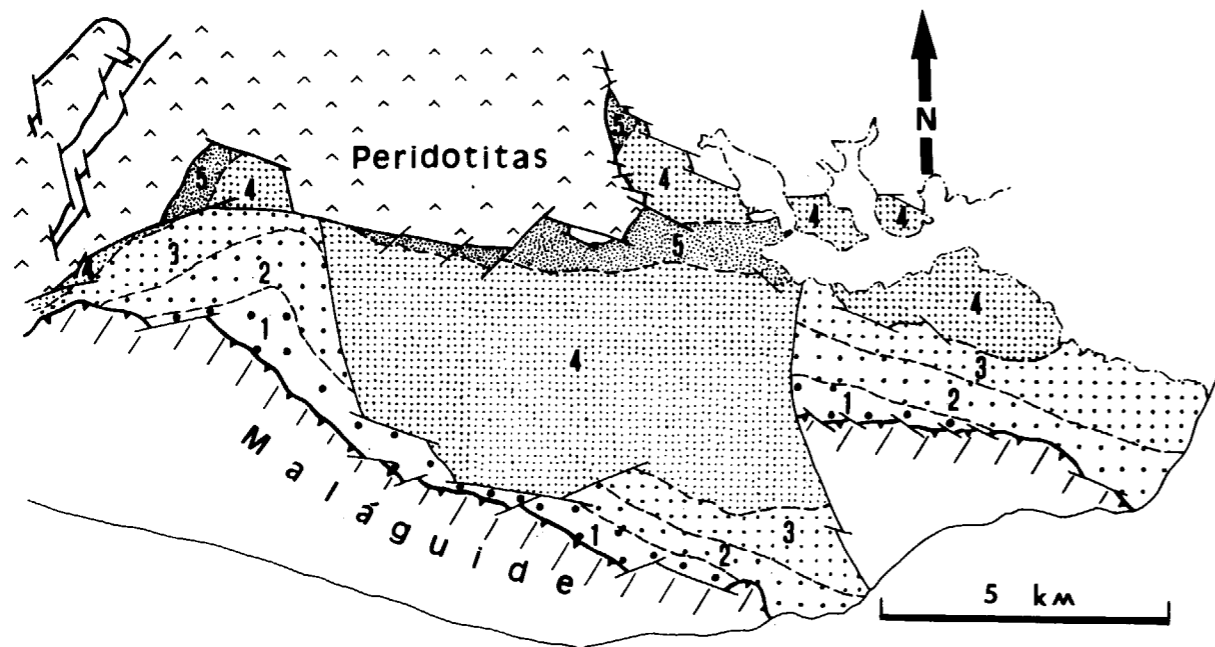


Figura 23.—Esquema cartográfico de la zonación metamórfica del manto de Los Reales al sur de Sierra Alpujata. 1: Zona de biotita-andalucita-granate 2: Zona de estaurólita; 3: Zona de sillimanita-moscovita. 4: Zona de sillimanita-feldespatos potásico-cordierita. 5: Zona de distena-granate-feldespatos potásico.

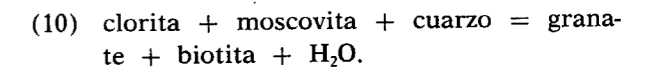
La andalucita y la plagioclasa aparecen prácticamente desde el inicio de esta zona; el granate, aunque existe en algunas muestras de la parte alta de la zona, se concentra preferentemente en los términos bajos.

Los esquistos de esta zona tienen dos esquistosidades; la esquistosidad principal corresponde a la segunda, S<sub>2</sub>, y procede de la crenulación de una esquistosidad previa, S<sub>1</sub>, que se conserva microplegada (foto 23).

Las relaciones blastesis/deformación de los minerales del metamorfismo se indican en la figura 24. Las características texturales permiten reconocer mica blanca y clorita de las etapas metamórficas pre-D<sub>2</sub>, sin-D<sub>2</sub> y post-D<sub>2</sub>; la blastesis de biotita ocurre principalmente durante las etapas sin-D<sub>2</sub> y post-D<sub>2</sub>. El granate presenta dos texturas distintas: en una aparece en forma de blastos xe-

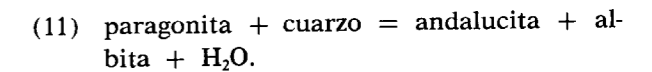
nomorfos rodeados por S<sub>2</sub> que desarrolla sombras de presión, lo que significa un origen pre-D<sub>2</sub>; en la otra constituye blastos helicíticos, con una esquistosidad interna con forma rotacional que se continúa con la esquistosidad externa (S<sub>2</sub>), lo que indica su pertenencia a la etapa sin-D<sub>2</sub> (foto 27). Finalmente, la andalucita y la plagioclasa son post-D<sub>2</sub>.

La presencia de granate en la asociación pre-D<sub>2</sub>, junto con biotita y mica blanca puede resultar de la reacción de THOMPSON y NORTON (1968, en WINKLER, 1974):



Gran parte de los granates (pre-D<sub>2</sub> o sin-D<sub>2</sub>) están parcialmente transformados a agregados de clorita y biotita, de crecimiento estático durante la etapa post-D<sub>2</sub>.

Los porfiroblastos de andalucita están asociados, con frecuencia, a plagioclasa, por lo que debieron alcanzarse las condiciones para que tuviera lugar la reacción (11) (CHATTERJEE, 1972), en el período post-D<sub>2</sub>:



La evaluación de las condiciones en las que se produjeron las asociaciones con mica blanca-biotita-granate que caracterizan el metamorfismo pre-D<sub>2</sub> no puede realizarse con precisión; sin embargo, considerando la curva de estabilidad del granate (rico en almandino) a partir de clorita, moscovita y cuarzo (HIRSCHBERG y WINKLER, 1968) y que la aparición de estaurólita no tiene lugar hasta entrar en la zona inferior, pueden ponerse unos valores aproximados de P=4-4.5 Kb, T=500°C para el metamorfismo pre-D<sub>2</sub> en esta zona (fig. 25).

La formación de andalucita y plagioclasa, junto con la inestabilidad del granate, atestiguan un importante descenso de la presión total durante la etapa de metamorfismo post-D<sub>2</sub>. La intersección de la curva de equilibrio 1 con la que separa los campos de estabilidad de la estaurólita de los de la moscovita y clorita, 7, indica unos valores de P=2 Kb y T=525°C, aproximadamente (fig. 25).

	D <sub>1</sub>		D <sub>2</sub>	
	Sin	Post	Sin	Post
1				
2				
3				
4				
5				

Figura 24.—Diagrama blastesis-deformación para los principales minerales que aparecen en cada una de las zonas diferenciadas en el texto. 1: Zona de biotita-andalucita-granate. 2: Zona de estaurólita. 3: Zona de sillimanita-moscovita. 4: Zona de sillimanita-feldespatos potásico-cordierita. 5: Zona de distena-granate-feldespatos potásico.

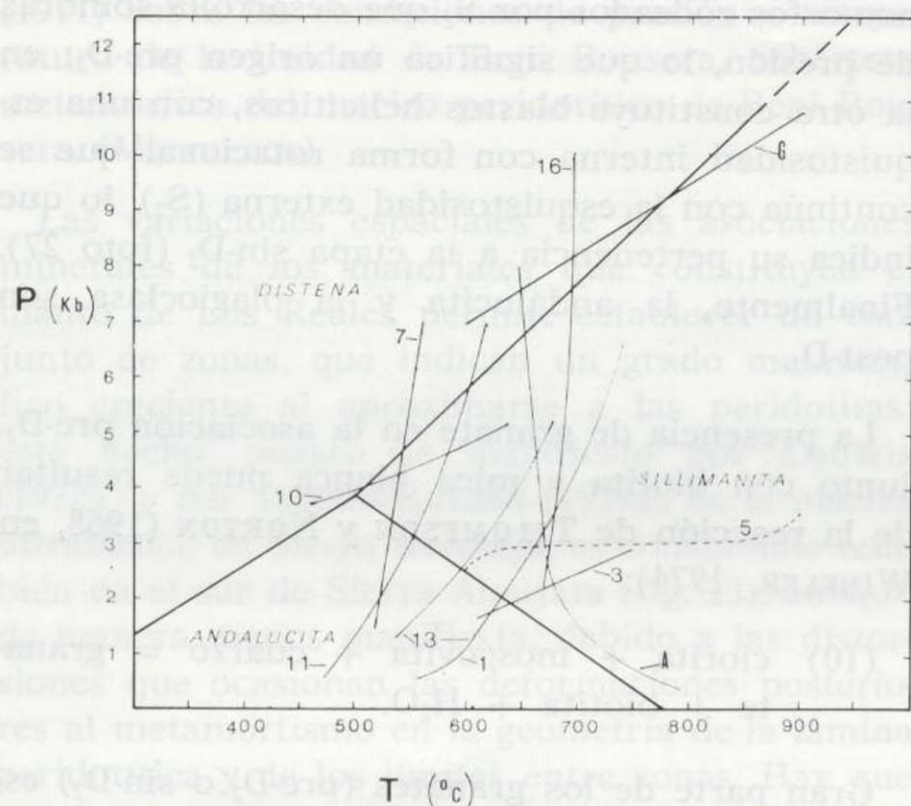


Figura 25.—Gráfico de curvas de reacción usadas para determinar las condiciones de P y T de los materiales del manto de Los Reales. El punto triple de los silicatos de aluminio ha sido tomado de HOLDAWAY (1971). A: fusión mínima de granitos ( $P_{H_2O} = P_{total}$ , según LUTH et al., 1964). G: límite de las facies granulitas de presiones intermedias con ortopiroxeno y de altas presiones con granate (GREEN y RINGWOOD, 1967).

3.3.2. Zona de estaurolita

La aparición de estaurolita marca el inicio de esta zona. El límite inferior de la zona de estaurolita no implica, en cambio, la desaparición de este mineral, sino que está definido por la primera aparición de sillimanita.

Dentro de esta zona pueden encontrarse las siguientes asociaciones minerales:

- biotita-plagioclasa-andalucita-granate
- biotita-plagioclasa-andalucita-granate-estaurolita
- biotita-plagioclasa-granate-estaurolita
- biotita-granate-estaurolita
- biotita-granate-estaurolita-andalucita

Todas ellas contienen, además, cuarzo y moscovita.

En esta zona, la esquistosidad  $S_2$  oblitera casi completamente a  $S_1$ , que tan sólo se reconoce merced a ocasionales microplegados conservados en los dominios cuarcíticos de los esquistos, o como una esquistosidad interna,  $S_i$ , en porfiroblastos pre- $S_2$ . Esta situación complica el análisis de las relaciones texturales de los minerales, precisos

para establecer las relaciones blastesis-deformación.

Merecen destacarse las características texturales de la estaurolita, por su especial interés petrogenético. La mayor parte de la estaurolita forma porfiroblastos subidiomorfos que se superponen a la esquistosidad principal,  $S_2$ , es decir, se desarrollan durante la etapa post- $D_2$ ; existen algunos casos en los que puede considerarse sin- $D_2$ , pues aparece con una  $S_i$  sigmoide en continuidad con la esquistosidad interna, y, finalmente, hay blastos con una esquistosidad interna rectilínea, que no coincide con la externa (foto 31), que pueden atribuirse a la etapa pre- $D_2$ , con las reservas debidas a las dificultades de interpretación de esta última textura (VERNON, 1978).

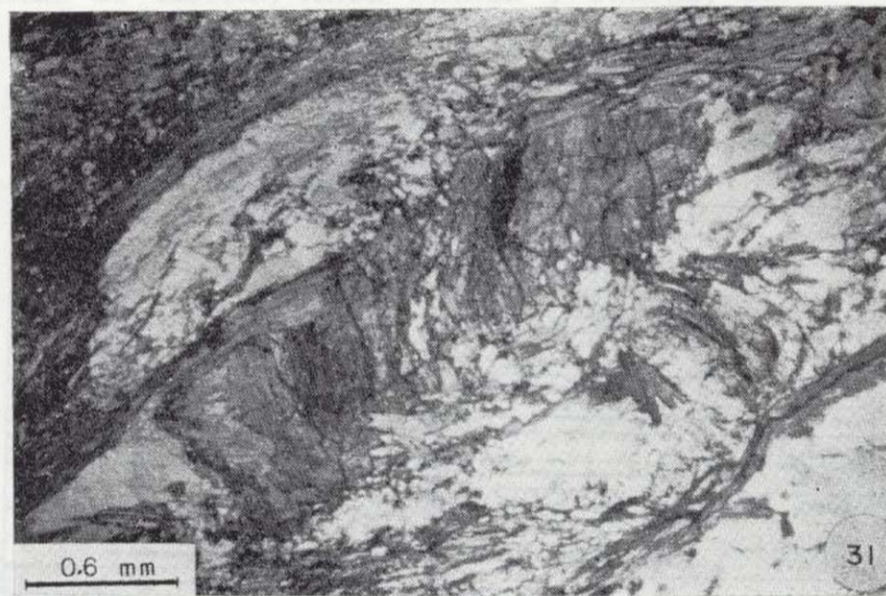
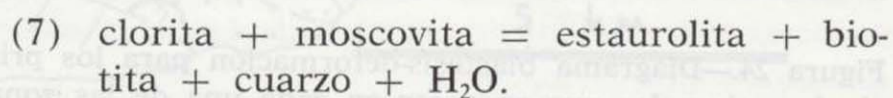


Foto 31.—Estaurolita con una esquistosidad interna, definida por la orientación preferente de inclusiones de cuarzo y grafito, oblicua a la esquistosidad externa,  $S_2$ . Esquisto con estaurolita (manto de Los Reales).

La estaurolita aparece, generalmente, en dominios biotíticos, en los que no existe clorita y escasea la mica blanca. Teniendo en cuenta estos aspectos y la ausencia de cloritoide en la zona anterior, la aparición de estaurolita, asociada con biotita, puede proceder de la reacción (HOSCHEK, 1969):



La presencia de porfiroblastos post- $D_2$  en contacto con granates pre- $D_2$ , sugiere que también el granate ha participado, en algunas ocasiones, en

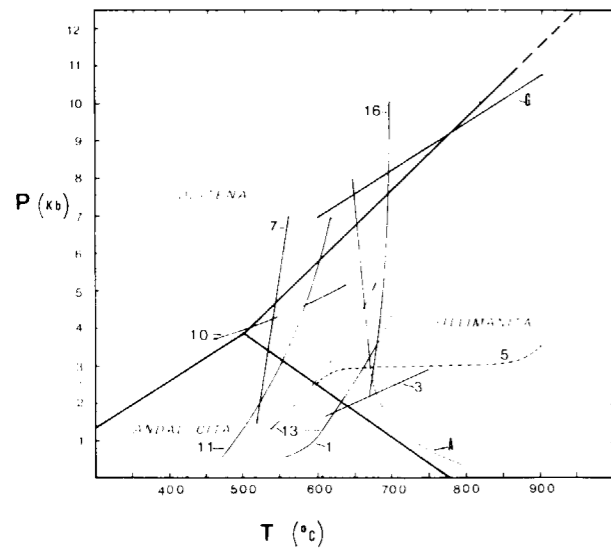


Figura 25.—Gráfico de curvas de reacción usadas para determinar las condiciones de P y T de los materiales del manto de Los Reales. El punto triple de los silicatos de aluminio ha sido tomado de HOLDAWAY (1971). A: fusión mínima de granitos ( $P_{H_2O} = P_{total}$ , según LUTH et al., 1964). G: límite de las facies granulitas de presiones intermedias con ortopiroxeno y de altas presiones con granate (GREEN y RINGWOOD, 1967).

### 3.3.2. Zona de estaurolita

La aparición de estaurolita marca el inicio de esta zona. El límite inferior de la zona de estaurolita no implica, en cambio, la desaparición de este mineral, sino que está definido por la primera aparición de sillimanita.

Dentro de esta zona pueden encontrarse las siguientes asociaciones minerales:

biotita-plagioclasa-andalucita-granate  
 biotita-plagioclasa-andalucita-granate-estaurolita  
 biotita-plagioclasa-granate-estaurolita  
 biotita-granate-estaurolita  
 biotita-granate-estaurolita-andalucita

Todas ellas contienen, además, cuarzo y moscovita.

En esta zona, la esquistosidad  $S_2$  oblitera casi completamente a  $S_1$ , que tan sólo se reconoce merced a ocasionales microplegados conservados en los dominios cuarcíticos de los esquistos, o como una esquistosidad interna,  $S_1$ , en porfiroblastos pre- $S_2$ . Esta situación complica el análisis de las relaciones texturales de los minerales, precisos

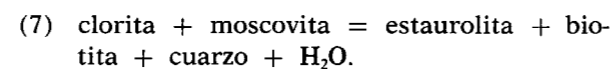
para establecer las relaciones blastesis-deformación.

Merecen destacarse las características texturales de la estaurolita, por su especial interés petrogenético. La mayor parte de la estaurolita forma porfiroblastos subidiomorfos que se superponen a la esquistosidad principal,  $S_2$ , es decir, se desarrollan durante la etapa post- $D_2$ ; existen algunos casos en los que puede considerarse sin- $D_2$ , pues aparece con una  $S_1$  sigmoide en continuidad con la esquistosidad interna, y, finalmente, hay blastos con una esquistosidad interna rectilínea, que no coincide con la externa (foto 31), que pueden atribuirse a la etapa pre- $D_2$ , con las reservas debidas a las dificultades de interpretación de esta última textura (VERNON, 1978).



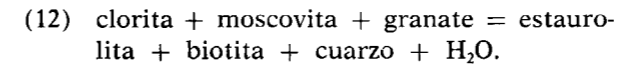
Foto 31.—Estaurolita con una esquistosidad interna, definida por la orientación preferente de inclusiones de cuarzo y grafito, oblicua a la esquistosidad externa,  $S_2$ . Esquisto con estaurolita (manto de Los Reales).

La estaurolita aparece, generalmente, en dominios biotíticos, en los que no existe clorita y escasea la mica blanca. Teniendo en cuenta estos aspectos y la ausencia de cloritoide en la zona anterior, la aparición de estaurolita, asociada con biotita, puede proceder de la reacción (HOSCHEK, 1969):

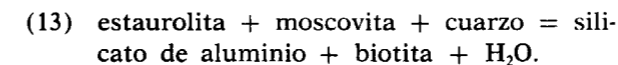


La presencia de porfiroblastos post- $D_2$ , en contacto con granates pre- $D_2$ , sugiere que también el granate ha participado, en algunas ocasiones, en

la producción de estaurolita, según la reacción de HOSCHEK (1969):



Durante estadios más avanzados de la etapa post- $D_2$  se alcanzaron condiciones de presión y temperatura bajo las cuales la estaurolita era inestable. La existencia de estaurolitas que fosilizan la esquistosidad principal y que están englobadas por porfiroblastos de andalucita, indica una blastesis post- $D_2$  de la estaurolita, pero más precoz que la de la andalucita que la reemplaza. Estas andalucitas están asociadas, habitualmente, a biotitas post- $D_2$  (foto 25), por lo que la reacción de HOSCHEK (1969), que se cita a continuación, puede ser válida para explicar estas relaciones:



Sin embargo, la andalucita no guarda relación con la estaurolita en la mayor parte de los casos, sino que se produce, durante la etapa post- $D_2$ , junto con la de albita, por lo que, posiblemente, sigue siendo válida la reacción (11).

Las etapas pre- $D_2$  y sin- $D_2$  están caracterizadas por la asociación biotita-estaurolita-granate (figura 24). Las condiciones mínimas de presión y temperatura para las etapas pre- $D_2$  y sin- $D_2$  pueden cifrarse, a partir de la intersección de la curva 7 con la curva de equilibrio 10 (fig. 25) para la estabilidad del almandino (HIRSCHBERG y WINKLER, 1968), en  $T=525^\circ\text{C}$  y  $P \sim 4 \text{ Kb}$ . El paso a la etapa post- $D_2$  está señalado por la permanencia de estaurolita inicialmente, y, finalmente, por la inestabilidad de estaurolita y granate y la aparición de andalucita; estas características indican unas condiciones máximas de  $T=575^\circ\text{C}$  y  $P=2.5 \text{ Kb}$ , a partir de la intersección de la curva de equilibrio 13 con la separación de los campos de andalucita y sillimanita (HOLDAWAY, 1971). Por lo tanto, el cambio más relevante en la evolución de las condiciones metamórficas es el importante descenso de la presión que ocurre al pasar de la etapa pre- $D_2$  a la etapa post- $D_2$ .

### 3.3.3. Zona de sillimanita-moscovita

La primera aparición de sillimanita marca el inicio de la zona de sillimanita-moscovita. En esta

zona existen todos los minerales de la anterior y con relaciones texturales semejantes; además de fibrolita existe también distena, en algunas muestras. La asociación mineral más frecuente consta, junto con la fibrolita, de:

andalucita-estaurolita-granate-plagioclasa-biotita-moscovita-cuarzo

Otras asociaciones minerales más restringidas son:

sillimanita-distena-plagioclasa-biotita-moscovita-cuarzo

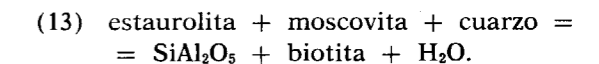
sillimanita-estaurolita-plagioclasa-biotita-moscovita-cuarzo

sillimanita-distena-estaurolita-biotita-moscovita-cuarzo

La moscovita es un mineral ya escaso en esta zona, aunque ha sido utilizado para diferenciarla de la siguiente zona; la razón de su escasez deriva de que es un mineral que participa como reactante en muchas de las reacciones de equilibrio que originan las asociaciones sin- $D_2$ , ricas en biotita y sillimanita.

Aunque en numerosas muestras existen los tres polimorfos del silicato de aluminio, las relaciones texturales indican que corresponden a distintas etapas del metamorfismo. La distena es la fase más escasa, tiene carácter residual (foto 24) y su blastesis es pre- $D_2$ ; la fibrolita es sin- $D_2$ , ya que constituye agregados que crecen, asociados a biotita, dibujando la esquistosidad principal, y están afectados por la deformación que pliega la esquistosidad principal; finalmente, la andalucita corresponde al período post- $D_2$ .

La distena, estaurolita y granate, que forman parte de asociaciones pre- $D_2$ , son inestables desde el período sin- $D_2$ , lo que se traduce en la presencia de blastos de estaurolita blindados por moscovita (foto 32), andalucita o biotita, y de relictos de granate englobados en agregados con biotita, moscovita y silicatos de aluminio (andalucita o sillimanita) que pseudomorfizan a los granates. A partir de estas relaciones texturales pueden sugerirse las reacciones de equilibrio, propuestas por HOSCHEK (1969) y GUIDOTTI (1968), respectivamente:



(14) estauroлита + moscovita (sódica) + cuarzo =  $\text{SiAl}_2\text{O}_5$  + biotita + albita + moscovita (más rica en K).

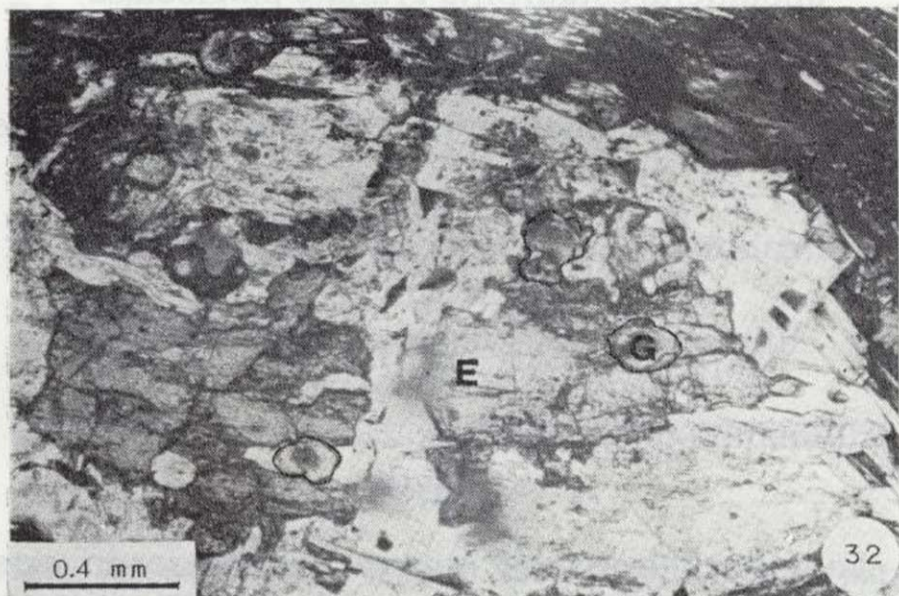


Foto 32.—Blasto de estauroлита (E) blindado por moscovita, y que contiene pequeños granates (G). Esquisto de la zona sillimanita-moscovita (manto de Los Reales).

La desestabilización del granate puede explicarse a partir de la reacción propuesta por GUIDOTTI (1970):

(15) moscovita (sódica) + granate = biotita + sillimanita + albita.

La existencia de estauroлита, granate y distena en el período pre- $D_2$ , sugiere unos valores mínimos de  $P_{\text{total}} > 5 \text{ Kb}$  y  $T > 550^\circ\text{C}$ . La etapa metamórfica coetánea de  $D_2$  se desarrolla dentro del campo de estabilidad de la sillimanita, siendo inestables la estauroлита y el granate, lo que corresponde a presiones y temperaturas del orden de  $600^\circ\text{C}$  y  $3 \text{ Kb}$ ; finalmente, como en la zona anterior, la equilibración final ocurre en el campo de estabilidad de la andalucita, lo que sugiere que la presión total no superó los  $2.5 \text{ Kb}$ .

### 3.3.4. Zona de sillimanita-feldespatopotásico-cordierita

La presencia de feldespato potásico asociado a sillimanita marca el inicio de esta zona. Las asociaciones minerales más significativas de esta zona tienen como minerales principales:

cuarzo-fibrolita-biotita-feldespatopotásico-plagioclasa  
cuarzo-plagioclasa-feldespatopotásico-cordierita

La primera asociación está restringida a la parte alta de la zona, mientras que la segunda, que aparece cerca del límite superior de la zona, se prolonga hasta el final de la zona inferior.

El feldespato potásico aparece como resultado de dos reacciones. En la parte alta de la zona este mineral está asociado a sillimanita, en ausencia de cordierita, por lo que, de acuerdo con LOOMIS (1972a) y TORRES-ROLDÁN (1979a), puede derivar de la reacción de ALTHAUS et al. (1970):

(1) moscovita + cuarzo = feldespatopotásico + sillimanita +  $\text{H}_2\text{O}$ .

Por debajo de este tramo comienza a encontrarse cordierita, y se aprecia una disminución notable en la proporción de biotita y sillimanita, respecto de la parte más alta. La asociación de feldespato potásico y cordierita, en las condiciones mencionadas, indica que se ha producido la reacción estudiada por HOLDAWAY y LEE (1977):

(3) biotita + sillimanita + cuarzo = feldespatopotásico + cordierita +  $\text{H}_2\text{O}$ .

Estas dos procedencias del feldespato potásico permiten explicar su escasez en la parte más alta de la zona y el enriquecimiento observado al descender en la serie, ya que la mayor parte de la moscovita, necesaria para la reacción (1), debió consumirse en reacciones previas, del tipo (13) y (14), conducentes a la formación de biotita y sillimanita.

Estas dos reacciones se han producido durante la etapa de deformación  $D_2$ , e incluso más tarde en el caso de la segunda, como se deduce de la presencia de porfiroblastos de feldespato potásico dispuestos paralelamente a la esquistosidad (sin- $D_2$ ) y de cordieritas y feldespatos potásicos pecilíticos y sin orientación preferente (post- $D_2$ ).

El desarrollo de estas dos reacciones de equilibrio, conducentes a la formación de feldespato potásico y cordierita, ha estado acompañado por procesos de fusión parcial, como atestiguan la aparición de alternancias de niveles discontinuos leucocráticos y melanocráticos y la presencia generalizada de migmatitas.

- (14) estauroлита + moscovita (sódica) + cuarzo =  $\text{SiAl}_2\text{O}_5$  + biotita + albita + moscovita (más rica en K).



Foto 32.—Blasto de estauroлита (E) blindado por moscovita, y que contiene pequeños granates (G). Esquisto de la zona sillimanita-moscovita (manto de Los Reales).

La desestabilización del granate puede explicarse a partir de la reacción propuesta por GUIDOTTI (1970):

- (15) moscovita (sódica) + granate = biotita + sillimanita + albita.

La existencia de estauroлита, granate y distena en el período pre- $D_2$ , sugiere unos valores mínimos de  $P_{\text{total}} > 5$  Kb y  $T > 550^\circ\text{C}$ . La etapa metamórfica coetánea de  $D_2$  se desarrolla dentro del campo de estabilidad de la sillimanita, siendo inestables la estauroлита y el granate, lo que corresponde a presiones y temperaturas del orden de  $600^\circ\text{C}$  y 3 Kb; finalmente, como en la zona anterior, la equilibración final ocurre en el campo de estabilidad de la andalucita, lo que sugiere que la presión total no superó los 2.5 Kb.

### 3.3.4. Zona de sillimanita-feldespato potásico-cordierita

La presencia de feldespato potásico asociado a sillimanita marca el inicio de esta zona. Las asociaciones minerales más significativas de esta zona tienen como minerales principales:

- cuarzo-fibrolita-biotita-feldespato potásico-plagioclasa  
cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-cordierita

La primera asociación está restringida a la parte alta de la zona, mientras que la segunda, que aparece cerca del límite superior de la zona, se prolonga hasta el final de la zona inferior.

El feldespato potásico aparece como resultado de dos reacciones. En la parte alta de la zona este mineral está asociado a sillimanita, en ausencia de cordierita, por lo que, de acuerdo con LOOMIS (1972a) y TORRES-ROLDÁN (1979a), puede derivar de la reacción de ALTHAUS et al. (1970):

- (1) moscovita + cuarzo = feldespato potásico + sillimanita +  $\text{H}_2\text{O}$ .

Por debajo de este tramo comienza a encontrarse cordierita, y se aprecia una disminución notable en la proporción de biotita y sillimanita, respecto de la parte más alta. La asociación de feldespato potásico y cordierita, en las condiciones mencionadas, indica que se ha producido la reacción estudiada por HOLDAWAY y LEE (1977):

- (3) biotita + sillimanita + cuarzo = feldespato potásico + cordierita +  $\text{H}_2\text{O}$ .

Estas dos procedencias del feldespato potásico permiten explicar su escasez en la parte más alta de la zona y el enriquecimiento observado al descender en la serie, ya que la mayor parte de la moscovita, necesaria para la reacción (1), debió consumirse en reacciones previas, del tipo (13) y (14), conducentes a la formación de biotita y sillimanita.

Estas dos reacciones se han producido durante la etapa de deformación  $D_2$ , e incluso más tarde en el caso de la segunda, como se deduce de la presencia de porfiroblastos de feldespato potásico dispuestos paralelamente a la esquistosidad (sin- $D_2$ ) y de cordieritas y feldespatos potásicos pecilíficos y sin orientación preferente (post- $D_2$ ).

El desarrollo de estas dos reacciones de equilibrio, conducentes a la formación de feldespato potásico y cordierita, ha estado acompañado por procesos de fusión parcial, como atestiguan la aparición de alternancias de niveles discontinuos leucocráticos y melanocráticos y la presencia generalizada de migmatitas.

El avanzado grado de transformación metamórfica que se produce en esta zona, a partir del período sin- $D_2$ , implica que los testimonios de episodios anteriores sean reducidos; sólo ocasionalmente se conservan relictos de granate, distena y estauroлита anteriores a las asociaciones sin- $D_2$ .

Las condiciones de presión total y temperatura correspondientes a la etapa post- $D_2$  están delimitadas por la intersección de las curvas 1 y 3 con la transición de andalucita a sillimanita (fig. 25). Usando los datos de HOLDAWAY (1971) para los campos de estabilidad de los polimorfos del silicato de aluminio, dicha intersección corresponde a  $T=625^\circ\text{C}$  y  $P \sim 2.2$  Kb; estos valores deben incrementarse en la mitad inferior de la zona, ya que la presencia de feldespato potásico y cordierita está acompañada de procesos avanzados de migmatización, lo que sugiere valores de  $T=650-700^\circ\text{C}$  y  $P=2.5-3$  Kb. La información disponible para evaluar las condiciones del período pre- $D_2$  es escasa, aunque deben haberse alcanzado valores superiores a los de la zona anterior, es decir del orden de  $P \sim 5-6$  Kb y  $T \sim 600^\circ\text{C}$ .

### 3.3.5. Zona de distena-granate-feldespato potásico

Esta zona es la más interna de la sucesión metamórfica del manto de Los Reales, y se dispone siempre sobre los macizos de peridotitas.

En esta zona están, excepcionalmente bien conservados, los minerales correspondientes a la etapa sin- $D_1$ ; la asociación que caracteriza este episodio está formada por los siguientes minerales:

- cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa-biotita-distena-granate

Esta asociación es característica de un metamorfismo de grado alto, en facies granulita. A partir de este estadio, las transformaciones minerales son propias de una evolución retrometamórfica.

Las reacciones a partir de las cuales se originó la asociación inicial sólo pueden establecerse, a lo sumo, con carácter hipotético, dada la ausencia de relictos de los minerales reactantes. En contraposición, las evidencias petrográficas de los cambios retrometamórficos son muy numerosas. Las reacciones retrometamórficas más significati-

vas comienzan con la transformación de la distena, parcial o totalmente, en sillimanita prismática (foto 22). Además se observan situaciones de desequilibrio entre el granate y los silicatos de aluminio, y entre la biotita y los silicatos de aluminio, que conducen a la aparición de coronas, con cordierita y hercinita, alrededor del granate y la biotita (foto 19). La formación de estas coronas ha sido objeto de estudios detallados por LOOMIS (1976, 1979), interpretándolas como el resultado de reacciones de carácter irreversible.

La transformación de distena en sillimanita ocurre en condiciones dinámicas, como se deduce de la orientación de la sillimanita conforme a la esquistosidad principal; en cambio, la formación de las coronas con cordierita y hercinita ocurre en condiciones estáticas.

La coexistencia de distena, feldespato potásico y granate permite precisar las condiciones termodinámicas mínimas para la cristalización de la asociación primaria de las kinzigitas del manto de Los Reales. La presencia de distena, como fase del silicato de aluminio más antigua, determina que estas condiciones se sitúen en el lado de altas presiones de la curva de equilibrio distena=sillimanita. Además, la asociación de la distena con granate y feldespato potásico indica que la asociación inicial ha cristalizado en el lado de altas temperaturas de las curvas de equilibrio de las siguientes reacciones:

- (1) moscovita + cuarzo = feldespato potásico + silicato de aluminio +  $\text{H}_2\text{O}$ .  
(16) estauroлита + cuarzo = granate + silicato de aluminio +  $\text{H}_2\text{O}$ .

Las condiciones mínimas para la cristalización de la asociación primaria están delimitadas por la intersección de la curva de equilibrio (16) y la transición sillimanita/distena; de acuerdo con los datos experimentales de HOLDAWAY (1971) y RICHARDSON (1968) para la transición sillimanita/distena y para la reacción (16), respectivamente, dicha intersección se produce a  $P=7.5$  Kb y  $T=700^\circ\text{C}$  (fig. 25).

Considerando la presencia de intercalaciones de granulitas básicas, señalada por LOOMIS (1977) en la aureola metamórfica de Sierra Bermeja, se obtiene información complementaria. Efectivamente, estas rocas tienen asociaciones iniciales con clinopiroxeno y granate, y presentan coronas de



ortopiroxeno y plagioclasa en torno a los granates, desarrolladas en condiciones estáticas (LOOMIS, op. cit.). Por lo tanto, las condiciones iniciales están en el campo de estabilidad de las granulitas con granate (GREEN y RINGWOOD, 1967); la intersección de la curva de equilibrio que separa los campos de estabilidad de las granulitas de alta presión con granate, y las granulitas de presión intermedia con ortopiroxeno (GREEN y RINGWOOD, op. cit.) con la curva de transición sillimanita-distena (HOLDAWAY, 1971) determina valores mínimos de  $P=9$  Kb y  $T=800^{\circ}\text{C}$ .

La aparición de sillimanita, que coexiste con granate inicialmente, y de coronas de cordierita y hercinita posteriormente, a partir del granate y de los silicatos de aluminio, implican que la evolución metamórfica de las kinzigitas está caracterizada por un descenso progresivo de la presión. Las condiciones de presión y temperatura de este estadio final del metamorfismo pueden cifrarse en máximos de  $P=3$  Kb y  $T=750^{\circ}\text{C}$ , determinados a partir de la estabilidad de la cordierita (curvas 3 y 5, fig. 25), en el campo de la sillimanita.

Las kinzigitas conservan ampliamente las asociaciones minerales de la etapa sin- $D_1$ , y muestran una esquistosidad,  $S_1+S_2$ , que no está distorsionada por los pliegues de fase 3 que se reconocen en la sucesión esquistosa del techo del manto. Durante la etapa de deformación  $D_3$  se genera, en los esquistos y en la parte superior del tramo gneíssico, una nueva esquistosidad, con carácter local, que crenula a la anterior. La esquistosidad  $S_3$  está asociada a procesos de reorientación de los minerales previos y al desarrollo de biotita y mica blanca, ocasionalmente (foto 33). La blastesis de andalucita y estaurolita post- $S_2$ , y, en general, los procesos metamórficos de bajas presiones referidos como post- $D_2$ , son realmente post- $D_3$ . Las razones por las que no he considerado separadamente el metamorfismo en esta etapa de deformación son que las condiciones termodinámicas imperantes durante los períodos de deformación  $D_2$  y  $D_3$  fueron similares (KORNPROBST, 1971; WESTERHOF, 1975), ya que el intervalo de este período dinámico fue reemplazado rápidamente por el metamorfismo de bajas presiones, verificado en condiciones estáticas.

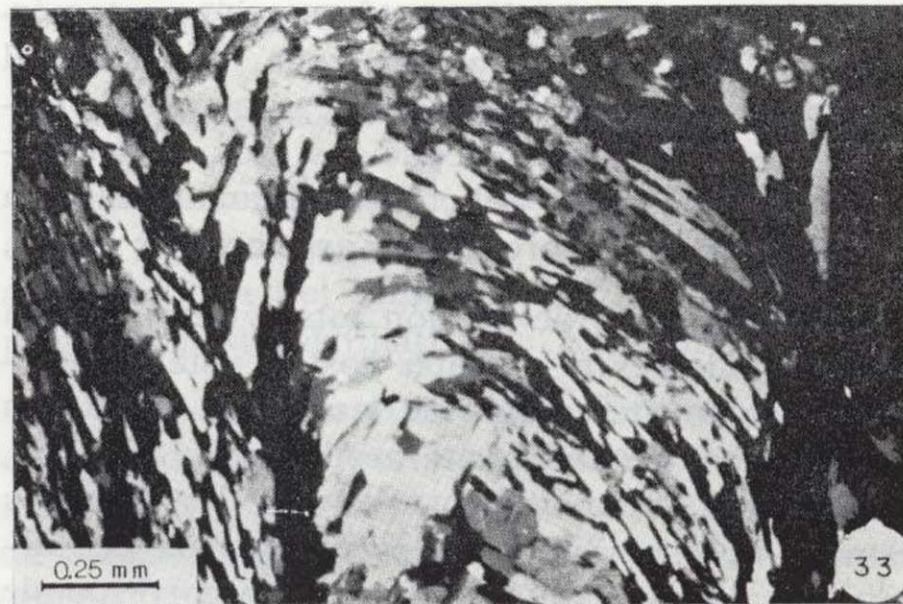


Foto 33.—Micropliegue conservado en un dominio cuarcítico delimitado por la esquistosidad  $S_2$ , que indica que la esquistosidad  $S_3$  procede, inicialmente, de una crenulación.

### 3.3.6. Diques ácidos

Los diques leucocráticos que atraviesan las peridotitas ocupan una posición más baja que el resto de la sucesión metamórfica del manto de Los Reales, y sin embargo, reflejan condiciones de presión sensiblemente inferiores a las de las kinzigitas del manto de Los Reales. Efectivamente, algunos diques tienen asociaciones con:

granate-cordierita-sillimanita-biotita-cuarzo

DICKEY y OBATA (1974) han obtenido temperaturas de equilibrio de  $800^{\circ}\text{C}$ , a partir de la distribución Fe-Mg entre la cordierita y el granate de estos diques; las presiones han sido estimadas por TORRES-ROLDÁN (1979a) en 5 Kb, aproximadamente. Es interesante constatar que estos valores son similares a los reflejados por las migmatitas, tanto del manto de Ojén como del manto de Guadaiza, infrayacentes a las peridotitas de Ronda. Esta constatación apoya el origen de los diques a partir de fundidos originados durante el proceso de migmatización subsecuente al emplazamiento de las rocas ultrabásicas sobre materiales de los mantos de Ojén y Guadaiza.

Los diques con cordierita y granate, para los que son válidos los valores de presión total y de temperatura anteriores, tienen fábricas de tectonitas, por lo que probablemente proceden de fundidos anteriores a los que han originado los diques carentes de deformación interna y que carecen, además, de cordierita y granate.

ortopiroxeno y plagioclasa en torno a los granates, desarrolladas en condiciones estáticas (LOOMIS, op. cit.). Por lo tanto, las condiciones iniciales están en el campo de estabilidad de las granulitas con granate (GREEN y RINGWOOD, 1967); la intersección de la curva de equilibrio que separa los campos de estabilidad de las granulitas de alta presión con granate, y las granulitas de presión intermedia con ortopiroxeno (GREEN y RINGWOOD, op. cit.) con la curva de transición sillimanita-distena (HOLDAWAY, 1971) determina valores mínimos de  $P=9$  Kb y  $T=800^{\circ}\text{C}$ .

La aparición de sillimanita, que coexiste con granate inicialmente, y de coronas de cordierita y hercinita posteriormente, a partir del granate y de los silicatos de aluminio, implican que la evolución metamórfica de las kinzigitas está caracterizada por un descenso progresivo de la presión. Las condiciones de presión y temperatura de este estadio final del metamorfismo pueden cifrarse en máximos de  $P=3$  Kb y  $T=750^{\circ}\text{C}$ , determinados a partir de la estabilidad de la cordierita (curvas 3 y 5, fig. 25), en el campo de la sillimanita.

Las kinzigitas conservan ampliamente las asociaciones minerales de la etapa sin- $D_1$ , y muestran una esquistosidad,  $S_1+S_2$ , que no está distorsionada por los pliegues de fase 3 que se reconocen en la sucesión esquistosa del techo del manto. Durante la etapa de deformación  $D_3$  se genera, en los esquistos y en la parte superior del tramo gneíssico, una nueva esquistosidad, con carácter local, que crenula a la anterior. La esquistosidad  $S_3$  está asociada a procesos de reorientación de los minerales previos y al desarrollo de biotita y mica blanca, ocasionalmente (foto 33). La blastesis de andalucita y estaurolita post- $S_2$ , y, en general, los procesos metamórficos de bajas presiones referidos como post- $D_2$ , son realmente post- $D_3$ . Las razones por las que no he considerado separadamente el metamorfismo en esta etapa de deformación son que las condiciones termodinámicas imperantes durante los períodos de deformacionales  $D_2$  y  $D_3$  fueron similares (KORNPROBST, 1971; WESTERHOF, 1975), ya que el intervalo de este período dinámico fue reemplazado rápidamente por el metamorfismo de bajas presiones, verificado en condiciones estáticas.



Foto 33.—Micropliegue conservado en un dominio cuarcítico delimitado por la esquistosidad  $S_2$ , que indica que la esquistosidad  $S_2$  procede, inicialmente, de una crenulación.

### 3.3.6. Diques ácidos

Los diques leucocráticos que atraviesan las peridotitas ocupan una posición más baja que el resto de la sucesión metamórfica del manto de Los Reales, y sin embargo, reflejan condiciones de presión sensiblemente inferiores a las de las kinzigitas del manto de Los Reales. Efectivamente, algunos diques tienen asociaciones con:

granate-cordierita-sillimanita-biotita-cuarzo

DICKEY y OBATA (1974) han obtenido temperaturas de equilibrio de  $800^{\circ}\text{C}$ , a partir de la distribución Fe-Mg entre la cordierita y el granate de estos diques; las presiones han sido estimadas por TORRES-ROLDÁN (1979a) en 5 Kb, aproximadamente. Es interesante constatar que estos valores son similares a los reflejados por las migmatitas, tanto del manto de Ojén como del manto de Guadaiza, infrayacentes a las peridotitas de Ronda. Esta constatación apoya el origen de los diques a partir de fundidos originados durante el proceso de migmatización subsecuente al emplazamiento de las rocas ultrabásicas sobre materiales de los mantos de Ojén y Guadaiza.

Los diques con cordierita y granate, para los que son válidos los valores de presión total y de temperatura anteriores, tienen fábricas de tectonitas, por lo que probablemente proceden de fundidos anteriores a los que han originado los diques carentes de deformación interna y que carecen, además, de cordierita y granate.

### BIBLIOGRAFIA

- ALTHAUS, E.; KAROTKE, E.; NITSCH, K. H., y WINKLER, H. G. F. (1970): *An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz*. N. J. B. Miner., 7, pp. 325-336.
- COLEMAN, R. G. (1977): *Emplacement and metamorphism of ophiolites*. Rendiconti soc. Ital. miner. Petrol., 33 (1), pp. 161-190.
- CHATTERJEE, N. D. (1972): *The upper stability limit of the assemblage paragonite+quartz and its natural occurrence*. Contr. Mineral. Petrol., 34, pp. 288-303.
- CHINNER, G. A. (1962): *Almandine in thermal aureoles*. J. Petrol., 3, pp. 316-340.
- DICKEY, J. S. Jr., y OBATA, M. (1974): *Graphitic Hornfels Dikes in the Ronda High-Temperature Peridotite Massif*. Am. Miner., 59, pp. 1183-1189.
- FISCHER, L. H. (1860): *Neue Mineralien im Schwarzwald*. Neues Jb. Miner. Geol. Paläont., pp. 795-797.
- GREEN, D. H., y RINGWOOD, A. E. (1967): *An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, pp. 767-834.
- GUIDOTTI, C. V. (1968): *Prograde muscovite pseudomorphs after staurolite in the Ramgeley-Oquossoc Areas, Maine*. Am. Miner., 53, pp. 1368-1376.
- GUIDOTTI, C. V. (1970): *The Mineralogy and Petrology of the transition from the Lower to Upper Sillimanite Zone in the Oquossoc Area, Maine*. J. Petrol., 11, pp. 277-336.
- HENSEN, B. J., y GREEN, D. H. (1971): *Experimental study of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperature. I. Compositions with excess aluminosilicate*. Contr. Mineral. Petrol., 33, pp. 309-330.
- HENSEN, B. J., y GREEN, D. H. (1972): *II. Composition without excess aluminosilicate*. Contr. Mineral. Petrol., 35, pp. 331-354.
- HENSEN, B. J., y GREEN, D. H. (1973): *III. Synthesis of experimental data and geological applications*. Contr. Mineral. Petrol., 38, pp. 151-166.
- HIRSCHBERG, A., y WINKLER, H. G. F. (1968): *Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose*. Contr. Mineral. Petrol., 18, pp. 17-42.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): *Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram*. Amer. J. Sci., 271, pp. 97-131.
- HOLDAWAY, M. J., y LEE, S. M. (1977): *Fe-Mg cordierite stability in highgrade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations*. Contr. Mineral. Petrol., 63, pp. 175-198.
- HOSCHEK, G. (1969): *The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks*. Contr. Mineral. Petrol., 22, pp. 208-232.
- KORNPROBST, J. (1971): *Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif*. Tesis, Universidad de París, 376 pp.
- 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. Sci., 272, pp. 933-945.
- LOOMIS, T. P. (1975a): *Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar*. Am. J. Sci., 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.
- LUTH, W. C.; JAHNS, R. H., y TUTTLE, O. F. (1964): *The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars*. J. Geophys. Research., 69, pp. 759-763.
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin Ltd., London.
- RICHARDSON, S. W. (1968): *Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H*. J. Petrol., 9, pp. 467-488.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., y BELL, P. M. (1969): *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point*. Am. J. Sci., 267, pp. 259-272.
- SCHREYER, W., y YODER, H. S. Jr. (1961): *Petrographic guides to the experimental petrology of cordierite*. Carnegie Inst. Year Book, 60, pp. 147-152.
- TORRES-ROLDÁN, R. L. (1979a): *La evolución tectonometamórfica del macizo de Los Reales*. Tesis, Univ. de Granada, 230 pp.
- TURNER, F. J. (1968): *Metamorphic petrology. Mineralogical and field aspects*. McGraw-Hill, Ed., 403 pp.
- VERNON, R. H. (1978): *Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks*. Geol. Rundschau, 67, pp. 288-305.
- WESTERHOF, A. B. (1975): *Genesis of magnetic 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.
- WINKLER, H. G. F. (1974): *Petrogenesis of metamorphic rocks* (3rd ed.). Springer-Verlag, New York, 320 pp.

Recibido: Agosto de 1987.

## GEOLOGIA

# Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. spelaeus* Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos* Linneo): III. Estudio anatómico y métrico del miembro torácico, carpo y metacarpo.

Por T. DE TORRES PEREZ-HIDALGO (\*)

## RESUMEN

En esta nota se realiza un estudio biométrico y morfológico comparado de los huesos del miembro torácico, carpo y metacarpo de *U. deningeri*, *U. spelaeus* y *U. arctos*.

Las medidas de los huesos largos revelan la existencia de dimorfismo sexual, que no se detecta tan claramente en las de los huesos del carpo y metacarpo. El oso de las cavernas tenía huesos pesados y su disposición general indica que era un excelente cavador, pero mal corredor y trepador. El aumento de tamaño fue acompañado por un crecimiento de las áreas de las facetas articulares de los huesos del carpo. En el oso pardo permanecen bastantes de las características morfológicas de su remoto ancestro, *U. etruscus*. *U. deningeri* muestra morfologías intermedias.

El análisis métrico, realizado a partir de histogramas y de representaciones semilogarítmicas y bivariadas, revela una buena separación métrica entre las especies. Se incluyen tablas de medidas.

## ABSTRACT

This paper deals with a comparative morphological and metrical analysis of toracic membre, carpus and metacarpus bones of *U. deningeri*, *U. spelaeus* and *U. arctos*.

Measurements taken on long bones revealed sex dimorphism, not so clearly present at carpus and metacarpus bones. There is a clear morphological separation between the different species. The cave bear had heavily built bones and their general arrangement indicates that it was an excellent digger but a poor runner and climber. The size augmentation was accompanied by an enlargement of the carpus articular surfaces. In the brown bear many of the morphological features of its remote ancestor, *U. etruscus*, remain. *U. deningeri* has intermediate characteristics.

Metrical analysis based upon histograms and semilogarithmic and bivariate plots reveals good metrical separation between species. Measurement tables are added.

## INTRODUCCION

Este artículo, tercero de un total de seis que recogen la versión resumida de la tesis doctoral del autor, TORRES (1984), se tratan los aspectos morfológicos y métricos comparados del miembro torácico, carpo y metacarpo de los osos de gran talla del Pleistoceno ibérico. Aunque el estudio sistemático de este material anatómico ha sido realizado hasta hoy en contadas ocasiones, y nunca en la totalidad del esqueleto, se verá que resulta de inestimable interés, ya que

las diferencias morfológicas y métricas, de carácter específico, son muy frecuentes y prácticamente aparecen en todos y cada uno de los huesos, reflejando una evolución hacia especies de miembros y zarpas progresivamente más pesados y anchos, desde la ancestral, más grácil y dolícopódica (*U. etruscus*) a lo largo de las dos líneas evolutivas existentes: espélea (*U. deningeri* y *U. spelaeus*) y arctoidea (*U. arctos*).

Obras generales sobre estos temas son los trabajos de ALTUNA (1973), Koby y FRITZ (1950), Koby (1951), Koby (1953), KURTEN (1964), THENIUS (1947) y THENIUS (1951).

## 3.1. MIEMBRO TORACICO

## Escápula

La escápula (figs. 3.1, 3.2 y 3.3) es un hueso plano, situado en la parte anterior de la pared lateral del tórax. De una forma aproximada podemos asimilar su contorno a un triángulo de bordes curvos, presenta dos caras, tres bordes y tres ángulos.

La cara lateral está dividida en dos partes desiguales por la espina de la escápula, que se extiende desde el borde vertebral hasta el cuello de la escápula, aumentando gradualmente de altura de arriba a abajo. Su borde libre es grueso y rugoso; el acromion es relativamente largo y obtuso rebasando el reborde la cavidad glenoidea.

Cerca del borde posterior de la escápula, delimitando la apófisis del redondo mayor, se encuentra la espina accesoria de la escápula.

La fosa supraespinosa está situada delante de la espina, la fosa infraespinosa se sitúa detrás, siendo la fosa supraespinosa más pequeña que la infraespinosa. El borde anterior es convexo y rugoso, el borde posterior es fuertemente cóncavo en su parte inferior y convexo en la superior, por el gran desarrollo de la apófisis del redondo mayor. El ángulo anterior o cervical es casi un ángulo recto, aunque limitado por bordes curvos. El ángulo posterior, debido a la apófisis del redondo mayor, sobresale fuertemente del perfil de la escápula.

En la parte inferior de la escápula está el ángulo glenoideo, donde se sitúa la cavidad glenoidea; superficie cóncava de contorno elipsoidal. El ángulo glenoideo se une al cuerpo de la escápula mediante el cuello de la escápula. Sobre la parte anterior de la cavidad glenoidea se sitúa la tuberosidad de la escápula (tuberosidad bicipital) y en su lado interno se encuentra la apófisis coracoide. En la parte posterior aparece la tuberosidad glenoidea posterior, que se inicia en la tuberosidad glenoidea y termina en la espina accesoria.

En la cara costal o interna de la escápula se puede observar la fosa subescapular, que es ancha y poco profunda, dividida en dos por una arista relativamente aguda, que casi coincide con el recorrido de la mitad superior de la espina de la escápula. En el ángulo anterior, así

como en parte del borde superior, hay una banda rugosa poco definida: el área del serrato.

Según Koby (1953), las dimensiones de la escápula son fuertemente variables, pero de una manera general, puede afirmarse que la escápula de *Ursus spelaeus* es, proporcionalmente, más estrecha que la de *Ursus arctos*. Lo cual se debe fundamentalmente a que en el primero la fosa infraespinosa es notablemente menos ancha, siempre en términos relativos, que en el segundo. Pero este menor desarrollo de la fosa infraespinosa no está correspondido por un desarrollo mayor, sino que, por el contrario, ésta es más robusta en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. Característica que permite suponer que el oso de las cavernas debe haber sido un excelente cavador; mientras que una fosa infraespinosa poco desarrollada, da una imagen de un animal con poca facilidad para trepar.

Otra característica que afecta al aspecto general de la escápula es la situación topográfica y orientación de la espina: mientras que en *Ursus arctos* la base de la espina se dirige claramente hacia el ángulo anterior o cervical donde se pierde, en *Ursus spelaeus* el extremo vertebral de la espina escapular, se dirige netamente más hacia la zona posterior o dorsal, permitiendo que el ángulo cervical destaque más claramente. Este desplazamiento de la espina hacia la zona posterior de la escápula, hace disminuir la distancia entre la espina principal y la espina accesoria, empujando la fosa infraespinosa y, por tanto, aumentando la importancia relativa de la fosa supraespinosa.

En *Ursus spelaeus* la superficie acromial se podría definir como un ensanchamiento regular y progresivo del borde libre de la espina, sin que se pueda apreciar una discontinuidad morfológica. En el oso pardo esta zona es marcadamente distinta, puesto que aunque el límite anterior de la superficie acromial, forma una línea cóncava, regular y continua con el resto de la espina, el borde posterior se desarrolla convexamente, paralelo al borde anterior, para inflexionar bruscamente según una línea recta determinando la aparición de un ángulo obtuso.

En la parte inferior de la escápula (ángulo glenoideo) aparecen diferencias morfológicas de detalle que son bastante significativas: la tube-

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

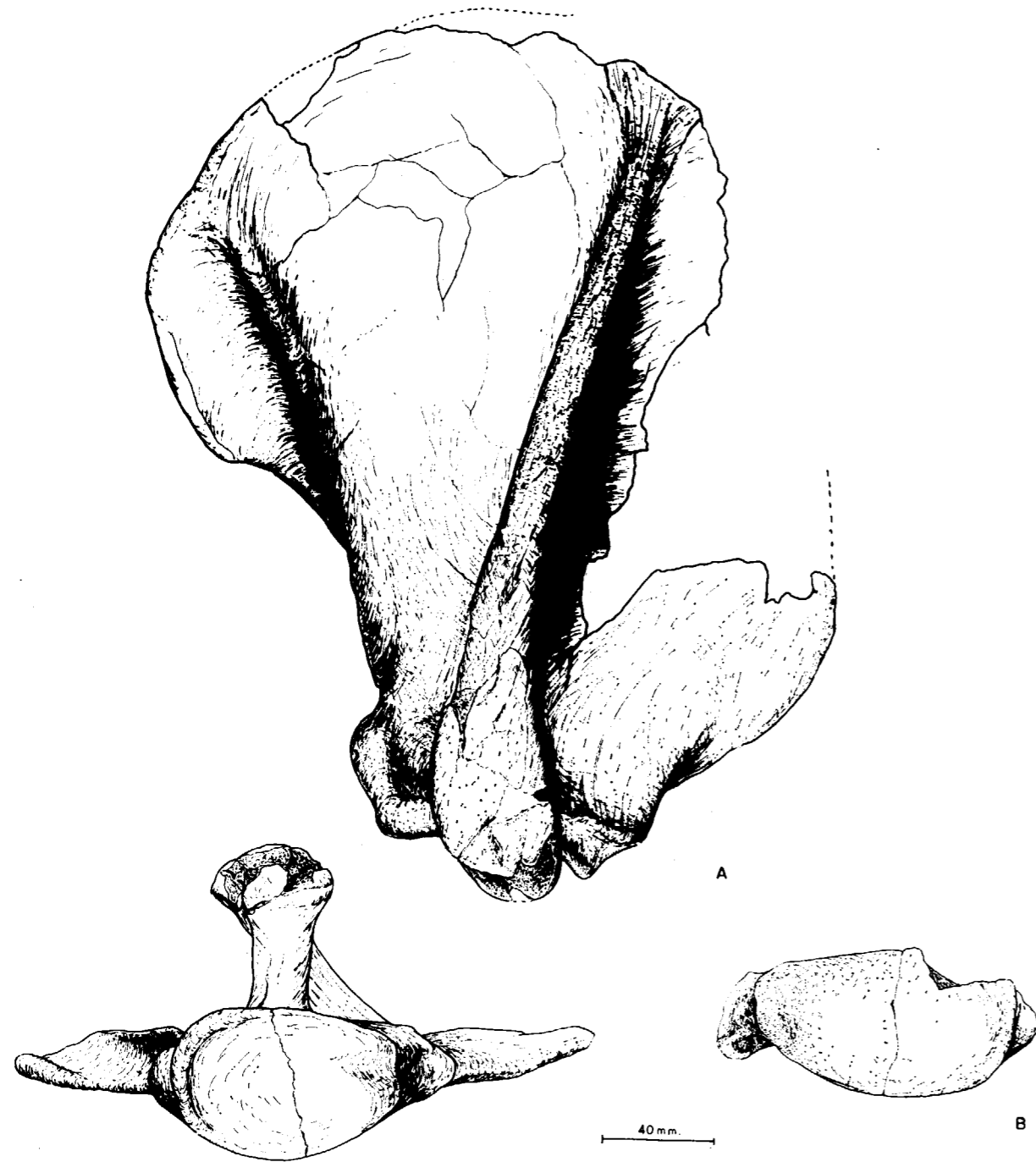


Figura 3.1.—(A) Escápula (dex) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T). (B) Detalle de la cavidad glenoidea de otra escápula (sin) del mismo yacimiento.

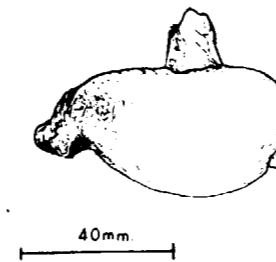


Figura 3.2.—Escápula (sin) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

rosidad glenoidea posterior, haciendo nuevamente abstracción de las diferencias de talla, es más robusta y sobresale más, en el oso de las cavernas que en el oso pardo. En *Ursus deningeri* de Atapuerca, la tuberosidad glenoidea posterior está, proporcionalmente, más desarrollado que en *Ursus spelaeus*. En esta tuberosidad se inserta el haz principal del tríceps, el extensor de la articulación del hombro y flexor de brazo. Opuesta, en relación a la cavidad glenoidea, a la zona anteriormente descrita, y detrás de la tuberosidad anterior de la escápula, se encuentra la apófisis coracoide, zona de inserción del haz principal del bíceps (flexor del brazo), que proporcionalmente está más desarrollada en el oso pardo que en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, siendo de más o menos equivalente en estas dos especies. En el oso de las cavernas esta apófisis tiene una morfología mamelonar o multimamelonar Koby (1953); se ha visto con morfología sencilla, con aspecto de un cilindro de terminación redondeada que se dirige hacia la cabeza del húmero. En *Ursus deningeri* muestra una morfología similar a la citada para *Ursus spelaeus*. En *Ursus arctos* se trata de una eminencia de forma tetraédrica, de caras bien definidas y con una terminación puntiaguda, con una arista que se prolonga una distancia variable en dirección a la cavidad glenoidea, la orientación de esta apófisis no es hacia la cabeza del húmero sino que se dirige de forma oblicua a la cabeza del húmero y a las costillas. En *Ursus deningeri*, aunque la morfología de la apófisis coracoide es mamelonar, similar a la que aparece en *Ursus spelaeus*, la orientación coincide más con la que aparece en *Ursus arctos*, es decir, oblicua a la cabeza del húmero y a las costillas.

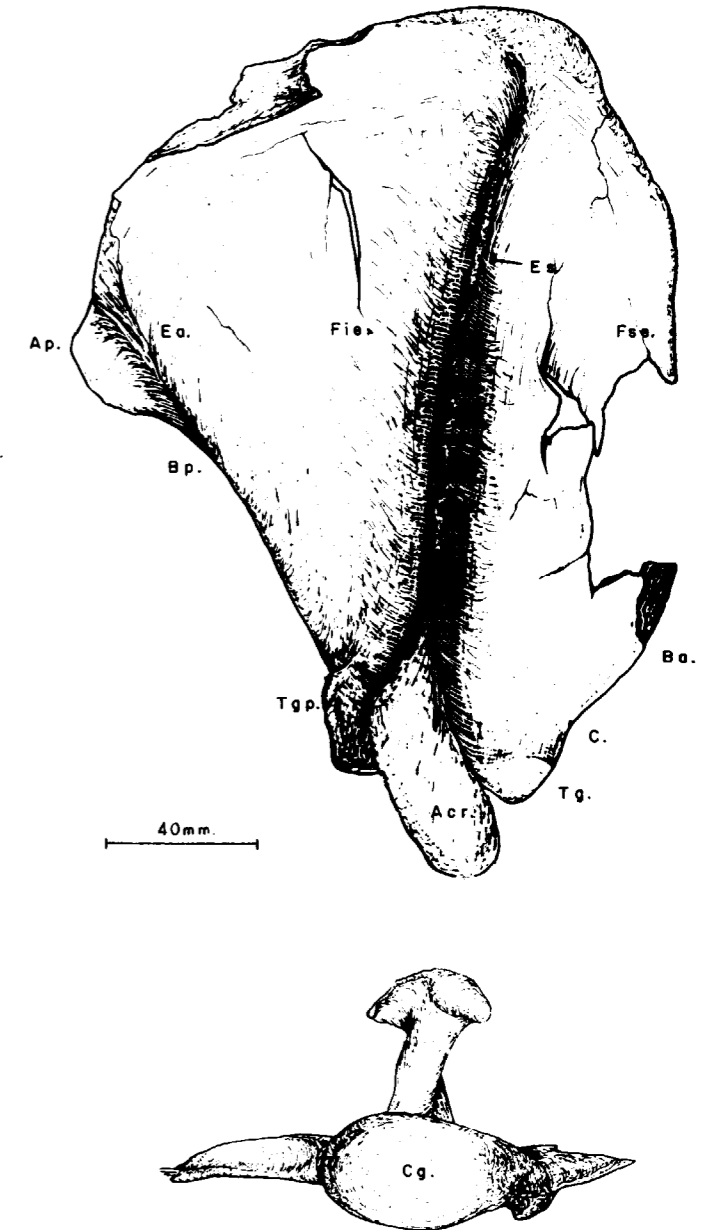


Figura 3.3.—Escápula (dex.) de *Ursus arctos* procedente de la Cueva de Saldarrañao (D): Es, espina de la escápula; Ea, espina accesoria; Acr, acromion; Cg, cavidad glenoidea; Fie, fosa infraespinosa; Fse, fosa supraespinosa; Bp, borde posterior; Ba, borde anterior; Ap, ángulo posterior; Ag, ángulo glenoideo; C, cuello escapular; Te, tuberosidad escapular; Tg, tuberosidad glenoidea; Tgp, tuberosidad glenoidea posterior.



Figura 3.4.—Detalle de la apófisis coracoide. A, *Ursus spelaeus*; B, *Ursus deningeri*; C, *Ursus arctos*.

La cavidad glenoidea es morfológicamente algo distinta en estas especies: en *Ursus spelaeus* se trata de una depresión de contorno elipsoidal relativamente poco profunda. Por el contrario, aunque coincidente en la morfología del perímetro, es bastante más profunda en *Ursus arctos*. *Ursus deningeri* de Atapuerca, muestra una cavidad glenoidea tan profunda, o incluso más, que *Ursus arctos*.

De todas las características y diferencias anatómicas anteriormente apuntadas cabe resumir:

La especial robustez de la escápula de *Ursus spelaeus* está relacionada con el robustecimiento del hueso proximal de la pata (húmero) y del resto de los huesos del miembro torácico. Que la peculiaridad de las zonas de inserción muscular, permiten suponer que el oso de las cavernas poseía características anatómicas idóneas para hacer de él un buen marchador y un excelente cavador. En *Ursus arctos* los músculos flexores están proporcionalmente mejor desarrollados que en *Ursus spelaeus*, lo cual podría traducirse en una mayor facilidad para trepar.

Respecto a la escápula de *Ursus deningeri*, los pocos datos reunidos indican que muestra notables similitudes morfológicas con la de *Ursus spelaeus*, pero mostrando ciertas semejanzas de detalle con la del oso pardo en la profundidad de la cavidad glenoidea y orientación de la apófisis coracoide.

Sobre la escápula se tomaron las siguientes medidas: (1) longitud absoluta; (2) longitud de la espina de la escápula; (3) anchura máxima de la escápula; (4) anchura máxima de la fosa supra-

espinosa; (5) diámetro anteroposterior del cuello; (6) diámetro anteroposterior de la cavidad glenoidea; (7) diámetro anteroposterior de la epífisis articular; (8) diámetro transversal de la cavidad glenoidea; (9) anchura máxima del acromion.

Las medidas de los huesos provenientes de los distintos yacimientos, aparecen de forma individualizada en la tabla 3.1 (*Ursus deningeri*), tabla 3.2 (*Ursus spelaeus*) y tabla 3.3 (*Ursus arctos*).

**Húmero (figs. 3.5, 3.6 y 3.7)**

El húmero es el hueso del esqueleto que más destaca por su robustez, sobre todo en la gran anchura de sus extremos. El superior que articula con la escápula y el inferior que lo hace con la ulna y con el radio.

En la extremidad superior se pueden distinguir las siguientes partes anatómicas: la superficie articular con la escápula o cabeza humeral, el cuello, las dos tuberosidades y el surco intertuberal.

La cabeza presenta una superficie articular de gran tamaño, prácticamente dos veces más extensa que la cavidad glenoidea de la escápula. Con perímetro casi circular, un poco más desarrollada en sentido anteroposterior. Es convexa en sentido anteroposterior y medioexterno, aunque su curvatura varía según las especies. Delante de la cabeza hay una fosa muy somera que

	LZ		B				Muestra total			
	n	2	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>
1		256,3					256,3			256,3
2										
3										
4		77,8 - 80,8							2	77,8 - 80,8
5		68,8 - 56,6	55,5	6,31	10	45,6 - 63,0	56,7	6,87	12	45,6 - 68,8
6		86,2 - 82,6	79,0	5,69	6	71,0 - 84,1	80,3	5,51	8	71,0 - 86,2
7		48,2 - 39,0							8	39,0 - 48,2
8		- 33,4								33,4
9										

TABLA 3.1.—Medidas de la escápula de *Ursus deningeri*.

	S				CN		TR				K				GC
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	n=1
1				231,0 - 289,0											
2															
3															
4															
5	95,9		3	87,4 - 100,1			94,0		3	82,3 - 116,3	89,9		3	89,0 - 91,2	
6	66,0		5	62,2 - 74,6	2	71,6 - 73,0	69,9	7,50	10	61,0 - 79,3	64,8	4,20	6	59,8 - 70,0	62,0
7	100,2	6,87	5	89,2 - 107,0	1	- 100,0	100,7	13,4	8	83,0 - 115,5	94,3		3	93,0 - 96,0	
8	45,5	4,20	7	40,0 - 53,3	2	43,0 - 49,0	46,0	5,69	11	36,0 - 52,6	44,5	3,94	5	40,0 - 50,5	
9	39,5		4	36,6 - 45,6	1	- 46,0	41,3	7,46	8	31,8 - 49,2	38,6		4	34,6 - 46,6	

TABLA 3.2.—Medidas de la escápula de *Ursus spelaeus*.

	A				AR	T				Muestra total			
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	n=1	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>
1			1	320,0	300,0			1	- 297,3	299,3		4	231,0 - 320,0
2				325,0				1	- 289,1			2	289,0 - 325,0
3								1	- 266,5			1	- 266,5
4								1	- 107,8			1	- 107,8
5			4	102,0 - 122,6	69,4			2	95,9 - 112,3	98,2	12,28	14	82,3 - 122,6
6	73,2	6,12	15	61,5 - 85,5	102,0	67,5	5,06	5	56,5 - 74,3	69,4	6,81	45	56,5 - 85,6
7	101,1	10,17	12	81,6 - 113,6	40,5	98,8		4	88,0 - 115,5	99,8	9,98	34	81,6 - 115,5
8	49,1	4,79	17	40,5 - 57,0	43,4	49,6	7,06	8	39,4 - 58,7	47,3	5,41	51	36,0 - 58,7
9	42,6		4	38,0 - 49,0	43,5					40,9	5,77	21	34,6 - 49,0

TABLA 3.2.—Medidas de la escápula de *Ursus spelaeus*.

	LB				TV	G	PR	UB	UK
	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	N	μ	σ	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1
1	215,6 - 225,5	2			- 210,0	274,4		259,8	203,3
2	193,0 -	1				160,2		245,3	184,3
3	154,0 -	1				228,8		196,2	
4	71,2 - 101,0	3		82,4	- 66,2	93,0		97,0	
5	51,3 - 74,5	5	11,00	62,9	- 68,3	89,8	95,0	81,0	69,7
6	73,0 - 79,5	5	19,34	91,7	49,0 - 49,7	58,5	60,8	55,0	46,7
7	33,4 - 51,4	5	7,57	45,4	62,3 - 61,0	89,2	92,0	74,0	59,0
8	30,4 - 40,5	4		35,4		38,8	40,5	37,3	31,2
9	32,5 - 49,0	4		40,6	- 24,3	39,2	36,7	36,0	24,8

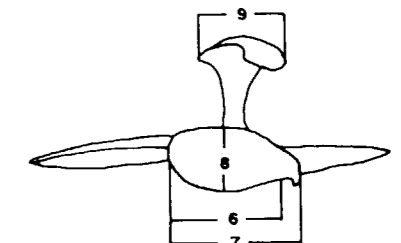


TABLA 3.3.—Medidas de la escápula de *Ursus arctos*.

	D				PE	P	Muestra total			
	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	n=1	n=2	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>
1	221,9		4	206,3 - 238,8	251,6	- 279,0	233,6	26,53	12	203,3 - 279,0
2	227,8		4	206,8 - 241,3	270,0		229,3	29,33	9	160,0 - 270,0
3	166,0		4	148,5 - 176,3	192,0		179,4	25,86	8	148,5 - 228,8
4	58,0			51,4 - 69,6	75,8	48,6 - 62,4	72,3	17,82	7	51,4 - 101,0
5	72,9	8,99	10	66,5 - 92,0	74,1	72,4 - 86,5	76,1	10,49	21	61,3 - 95,0
6	53,8	4,92	9	46,8 - 60,0	54,9	47,7 - 53,6	76,0	7,53	24	47,7 - 79,5
7	74,6	10,26	10	63,2 - 91,5	73,3		77,6	14,17	24	33,4 - 92,0
8	34,5	4,03	9	30,0 - 41,0	37,3		38,1	6,41	22	30,0 - 41,0
9	28,2	3,60	7	23,2 - 31,0	35,0		31,4	5,64	17	23,2 - 49,0

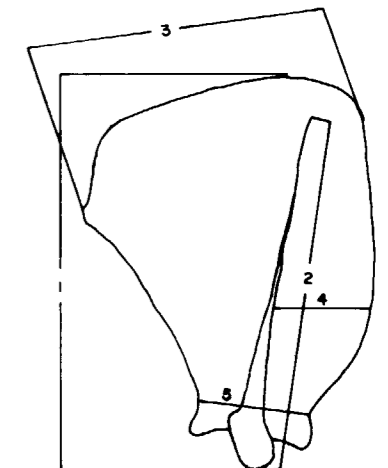


TABLA 3.3.—Medidas de la escápula de *Ursus arctos*.

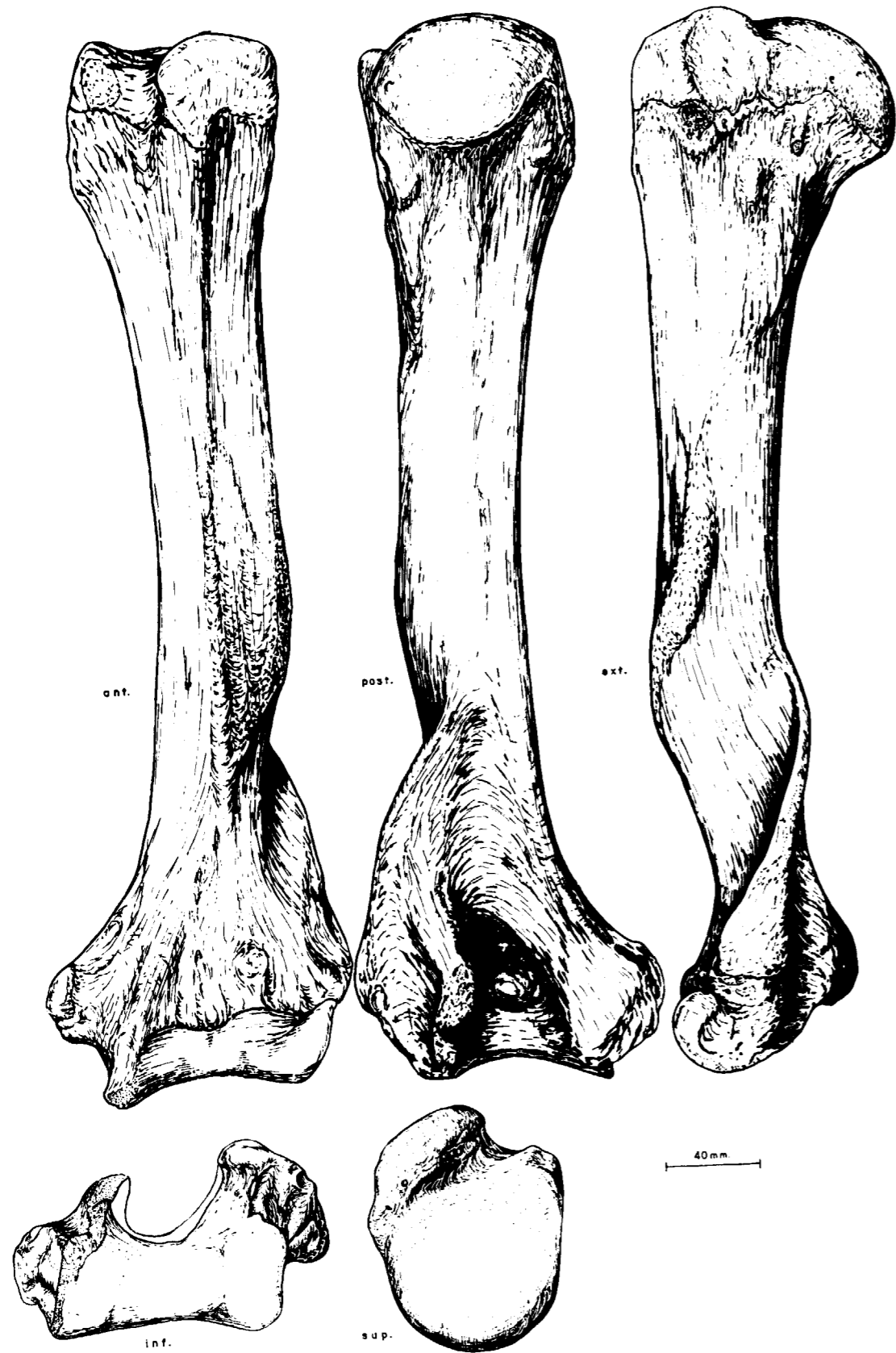


Figura 3.5.—Húmero (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

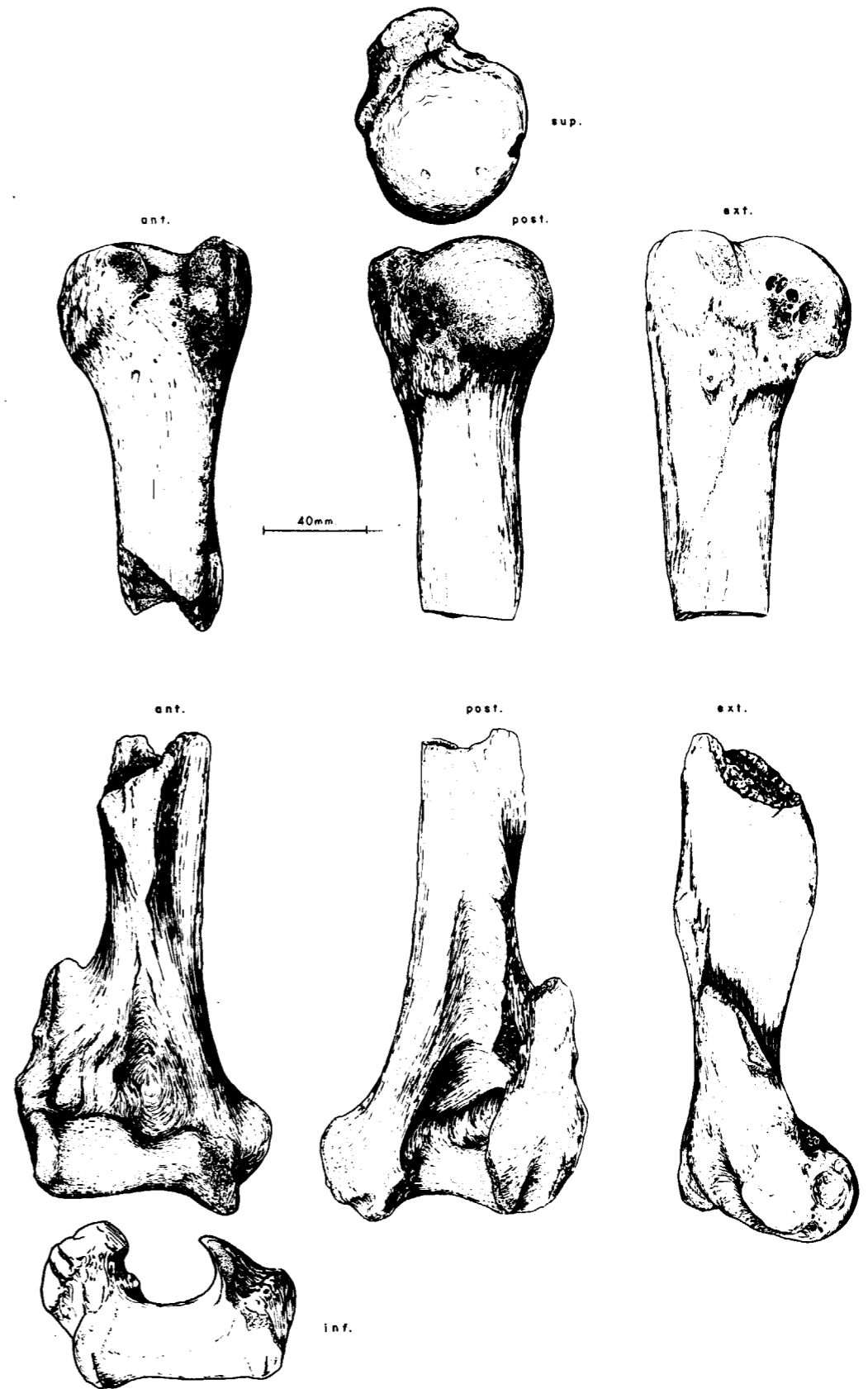


Figura 3.6.—Fragmentos de húmero de *Ursus deningeri*, procedentes de Cueva Mayor (B).

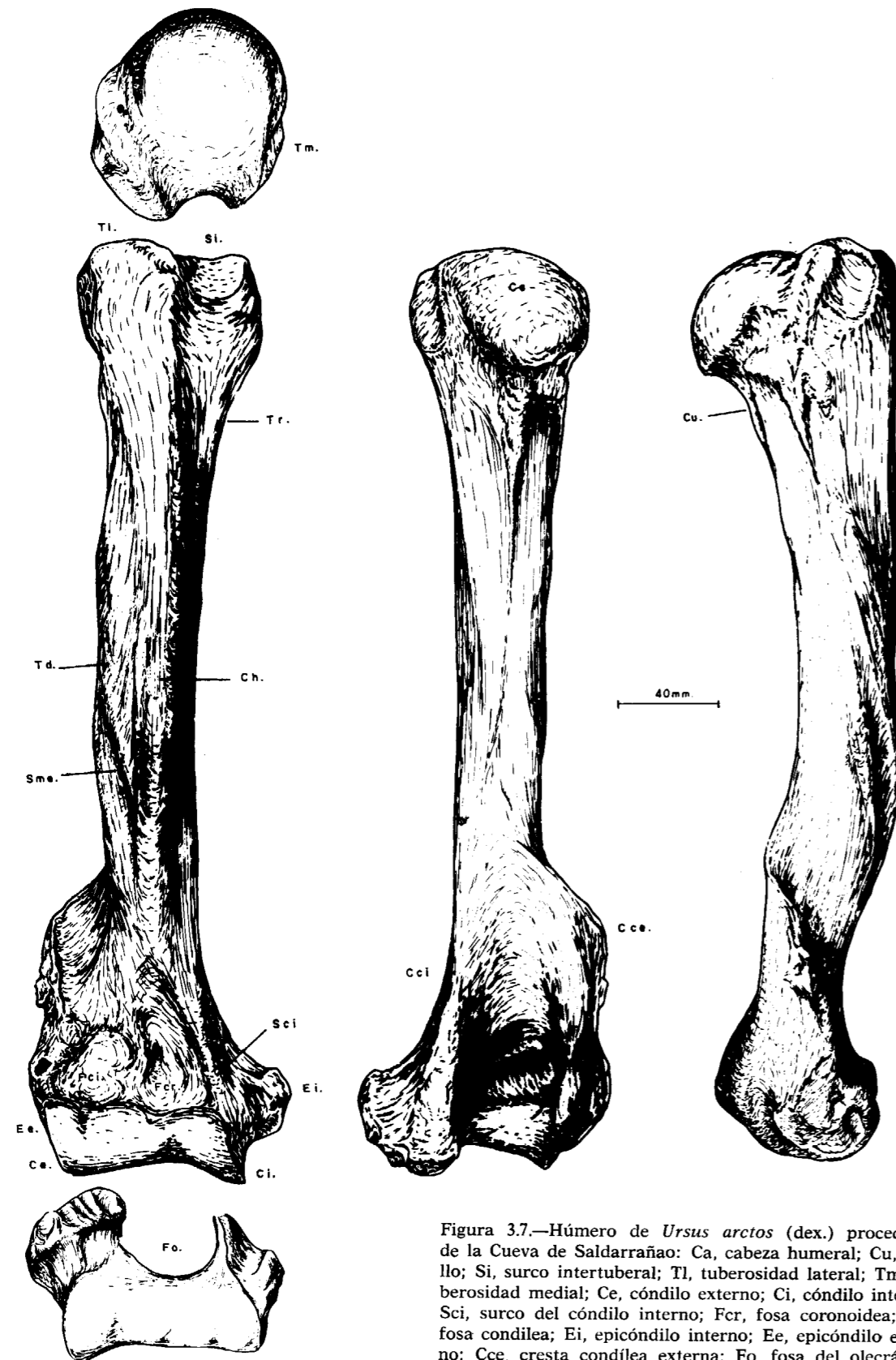


Figura 3.7.—Húmero de *Ursus arctos* (dex.) procedente de la Cueva de Saldarrañao: Ca, cabeza humeral; Cu, cuello; Si, surco intertuberal; Tl, tuberosidad lateral; Tm, tuberosidad medial; Ce, cóndilo externo; Ci, cóndilo interno; Sci, surco del cóndilo interno; Fcr, fosa coronoidea; Fci, fosa condílea; Ei, epicóndilo interno; Ee, epicóndilo externo; Cce, cresta condílea externa; Fo, fosa del olecranon; As, agujero supratrocLEAR; Sme, surco musculoespiral; Tr, tuberosidad del redondo; Td, tuberosidad deltoidea; Ch, cresta del húmero.

presenta varios agujeros. El cuello del húmero sólo está bien definido por detrás, no se distingue por los otros lados. La tuberosidad lateral está situada bastante adelantada y es muy robusta en su parte anterior, donde termina el límite del surco bicipital, en el que se inserta la porción lateral del músculo infraespinoso. En la parte posterior de esta tuberosidad se inserta la rama corta del músculo infraespinoso. La tuberosidad medial está bastante menos desarrollada que la lateral, define el límite interno del surco intertuberal. En su mitad anterior se inserta la rama interna del músculo infraespinoso y el pectoral profundo, mientras que en la mitad posterior lo hace el músculo subescapular. El surco intertuberal, o bicipital, se sitúa en la parte delantera de la extremidad superior, aunque bastante desplazado hacia el lado externo. Como ya se ha dicho, está limitado por las dos tuberosidades y en él se aloja el tendón del músculo bíceps braquial.

La extremidad distal, o inferior, del húmero es mucho más ancha, en sentido medio-lateral que la proximal, aunque es más esbelta en sentido anteroposterior, en ella articulan la ulna y el radio. Presenta varias zonas de interés anatómico: en la parte inferior, se sitúa una superficie articular, muy desarrollada, que contiene los cóndilos articulares con la ulna y el radio. El cóndilo interno, que es transversalmente cóncavo, articula con la ulna. El cóndilo externo, que es suavemente convexo en sentido transversal, articula con el radio. Por encima del surco del cóndilo interno se encuentra la fosa coronoidea. Al lado de esta fosa, pero en la parte externa, se desarrolla un surco en el que se aloja el extensor común de los dedos. Toda esta depresión puede denominarse fosa condiloidea. Sobre los cóndilos del húmero y en posición más retrasada, hay dos protuberancias gruesas: los epicóndilos. El interno es el más desarrollado, de morfología variable, según la especie, pero siempre sobresaliendo fuertemente del perfil del hueso; este epicóndilo da lugar a la aparición de la cresta condílea interna. El epicóndilo externo es menos robusto que el interno, pero de él sale la cresta condílea externa, que en los úrsidos tiene un enorme desarrollo. En el borde distal del epicóndilo externo se inserta el cubital lateral. En la parte posterior del hueso, entre los epicóndilos, se sitúa la gran fosa del olécranon, que es profunda y lateralmente oblicua, y pue-

de comunicarse con la fosa coronoidea por el agujero supratrocLEAR.

El cuerpo del húmero es robusto, de sección aproximadamente cuadrada, y se puede considerar que es recto. Visto anteriormente se adelgaza, pero no muy marcadamente, de arriba a abajo. Visto lateralmente se adelgaza aproximadamente en su tercio inferior, incurvándose hacia atrás. Su cara lateral es lisa, aunque en algunas especies se marca muy fuertemente el surco musculoespiral donde se inserta el músculo braquial. La cara interna es prácticamente recta en sentido longitudinal, presentando en su parte superior una tuberosidad más o menos circular, tuberosidad del redondo, donde se insertan el gran dorsal y el redondo mayor. La cara anterior es groseramente triangular y fuertemente rugosa, estando separada de la cara lateral por un reborde muy marcado, en el que se sitúa la tuberosidad deltoidea, que en género *Ursus* no está muy marcada. La cara posterior es lisa y suavemente redondeada.

En la extremidad proximal del húmero se han podido observar las siguientes diferencias morfológicas: la cabeza humeral es muy parecida en todas las especies, aunque su convexidad es diferente, así el orden de convexidad de mayor a menor sería: *Ursus deningeri*, *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus*. Característica que está ligada a la profundidad de la cavidad glenoidea de la escápula con la que articula y que como ya se ha citado también grada en el mismo orden. La cabeza humeral que se proyecta claramente hacia atrás, definiendo el cuello humeral, parece hacerlo más notablemente en *Ursus deningeri* que en las otras dos especies. La tuberosidad lateral, si se considera su desarrollo en sentido anteroposterior, está proporcionalmente más desarrollada en *Ursus arctos*, que en las otras dos especies en las que posee una robustez más o menos equivalente. En cuanto a su relieve, altura, destaca fuertemente en la topografía de la extremidad proximal del húmero de *Ursus deningeri*, siendo algo más estrecha en sentido medio-lateral. En *Ursus spelaeus* muestra un relieve menor y un grosor mayor; en *Ursus arctos* aparece con una morfología intermedia. En la tuberosidad lateral (gran trocanter) se insertan los músculos supra e infraespinoso, el primero extiende el hombro y el segundo controla la aducción y rotación del brazo. La tuberosidad medial (trocan-

ter menor), en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, posee un desarrollo más o menos equivalente pero su morfología es diferente. En *Ursus spelaeus* la tuberosidad medial aparece como un mamelón de relieve poco notable con su eje dirigido en sentido perpendicular al hueso. En *Ursus deningeri*, aunque su contorno es idéntico, se orienta de forma diferente, ya que su eje longitudinal se dirige en dirección oblicua al hueso, de arriba a abajo. En *Ursus arctos* es distinta, ya que tiene forma piramidal, aunque se orienta en forma similar a como lo hace en *Ursus deningeri* y es más robusta.

Debido a las diferencias en la robustez de la tuberosidad medial, la profundidad del surco intertuberal variará de acuerdo con ello. Este surco está claramente definido en las tres especies, aunque debido a la mayor importancia de la tuberosidad medial del húmero de *Ursus arctos*, es relativamente más profundo en la zona donde se inicia, siéndolo menos en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, en este orden. En el oso pardo el surco se puede seguir, aunque se difumina progresivamente, aproximadamente en los dos tercios de la longitud del hueso, mientras que tanto en *Ursus spelaeus* como en *Ursus deningeri* se pierde rápidamente. En esta zona se inserta el tendón del bíceps y la mayor profundidad que aparece en el húmero de oso pardo, podría estar ligada a la mayor importancia que tiene la apófisis coracoide de la escápula de esta especie.

En la extremidad distal del húmero también aparecen diferencias. En los cóndilos no se ha encontrado diferencias notables, salvo que en el cóndilo lateral del húmero de *Ursus arctos*, se marca en su borde superior un surco en «uve» que es mucho más laxo en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*. La fosa condílea, aunque tiene una profundidad variable, es muy profunda en el *Ursus etruscus* (4574 IFG de Val d'Arno), casi más que en *Ursus deningeri*, siendo también profunda, aunque menor. En *Ursus arctos* es más somera que en *Ursus spelaeus*. Este hecho deriva, en síntesis, de que en las tres primeras especies los cóndilos tienen un mayor desarrollo en sentido anteroposterior.

El agujero supratroclear ha sido objeto de diversas controversias por autores que han estudiado al género *Ursus*, para algunos, constituye un carácter claramente distinto entre las formas espeloides y arctoides. En la gran cantidad de

húmeros de las diversas especies de osos que se ha tenido ocasión de estudiar, se ha podido llegar a la conclusión de que la existencia del agujero supratroclear es un carácter vestigial y que su existencia o ausencia no posee carácter específico, ya que, aunque aparece con mayor frecuencia en húmeros de *Ursus arctos*, no siempre está presente. En *Ursus deningeri* de Cueva Mayor falta en todos los ejemplares. En un fragmento distal de húmero izquierdo de *Ursus etruscus* de Val d'Arno también falta.

El epicóndilo medial es una zona muy interesante, ya que posee una morfología que puede considerarse específica en: *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* puede definirse, visto el hueso anteriormente, como una gruesa protuberancia de morfología triangular de vértice romo, cuyos lados libres son suavemente convexos. En *Ursus arctos*, en general, es marcadamente distinta: mientras que el lado inferior de la protuberancia es suavemente convexo, el lado superior se hace fuertemente cóncavo produciéndose en su intersección una punta aguzada en forma de gancho que se dirige hacia arriba, confiriéndole una morfología que es típica de esta especie. Respecto a *Ursus etruscus*, cabe afirmar que el único fragmento de húmero que se conoce, muestra coincidencia morfológica con la de *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*.

Respecto a la robustez del epicóndilo medial, puede decirse que en *Ursus arctos* es más robusto, sobresaliendo más del contorno del hueso; en esta zona se insertan los flexores de los dedos. El epicóndilo medial es bastante parecido en las cuatro especies, aunque parece que sobresale más angulosamente en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus*, *Ursus deningeri* y *Ursus etruscus*, en este último muestra en su parte postero-inferior una depresión redondeada, que marca más su relieve.

No se han encontrado diferencias notables en la morfología y orientación de la fosa del olécranon, ya que es variable tanto su profundidad como su grado de oblicuidad mediolateral.

La cresta condílea externa es mucho más importante y gruesa en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* que en *Ursus arctos*, siendo su desarrollo geométrico algo diferente. En este último (*U. a.*) parte del epicóndilo externo siguiendo una trayectoria subvertical, hasta la mitad, o algo más,

de su altura, momento en el que se incurva fuertemente hasta alcanzar el cuerpo del hueso. Mientras que en las dos primeras especies nace en el epicóndilo externo con una cierta convexidad, que conserva regularmente, cerrándose hasta alcanzar el cuerpo. En *Ursus arctos* y *Ursus deningeri* muestra en sus dos tercios superiores un reborde en la cara anterior, que falta en *Ursus spelaeus*.

La cresta condílea medial o interna, posee también una morfología variable en las distintas especies: en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, y de forma más marcada en este último, desciende abriéndose suavemente hacia la zona medial, para luego aumentar su curvatura alcanzando, finalmente, el epicóndilo, mientras que en el *Ursus arctos* se abre más desde su punto de origen superior, con lo que su recorrido, visto el hueso por detrás, es más abierto. Vistas en su conjunto las dos crestas condilianas, en su parte superior, forman un conjunto mucho más ancho en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus* y, probablemente, también más que en *Ursus deningeri*; aunque de esta última especie los ejemplares estudiados están algo deteriorados. En cuanto a *Ursus etruscus*, un fragmento distal de húmero derecho procedente de Val d'Arno (4576 IGF), tiene una morfología bastante similar a la de *Ursus arctos*.

En el cuerpo del húmero la tuberosidad del redondo sólo es observable en *Ursus arctos*, estando desdibujada en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. El surco músculo espiral sólo está marcado, y por cierto muy profundamente, en el húmero del oso pardo. No aparece ni en *Ursus etruscus* ni en *Ursus deningeri* ni en *Ursus spelaeus*. La cresta de húmero comienza su recorrido en la cara lateral, gira suavemente para recorrer el límite entre la cara anterior y la lateral, para volver a girar, invadiendo plenamente la cara anterior, cruzándola, yendo finalmente a unirse con la línea que sirve de separación entre la cara medial y la anterior. En *Ursus arctos* la cresta abandona el límite entre cara anterior y la cara lateral antes de haber recorrido la mitad de la diáfisis, en parte debido a la existencia del surco músculo espiral. En *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, la cresta humeral sigue el límite entre cara lateral y la cara anterior hasta prácticamente el final de diáfisis. En *Ursus etruscus* parece que existe una morfología intermedia. La robustez de esta cresta, en la zona proximal y ex-

terna donde se inserta el tríceps, es más gruesa en *Ursus spelaeus* que en *Ursus deningeri* y que en *Ursus arctos*. En la zona central de su recorrido, zona del tubérculo deltoide, que en *Ursus arctos* está poco marcado, es mayor la robustez de la cresta humeral de *Ursus arctos*.

Sobre el húmero se tomaron las medidas siguientes: (1) longitud absoluta, (2) diámetro anteroposterior máximo de la cabeza, (3) diámetro anteroposterior máximo de la extremidad superior, (4) diámetro transversal máximo de la cabeza, (5) diámetro transversal máximo de la extremidad superior, (6) diámetro transversal del cuerpo, (7) diámetro transversal máximo de la extremidad inferior, (8) diámetro transversal inferior de la tróclea, (9) diámetro transversal máximo de la superficie articular inferior, (10) longitud del gran trocanter; además se calcularon los siguientes índices: (11) relación porcentual entre el diámetro anteroposterior de la extremidad superior y la longitud absoluta, (12) relación porcentual entre el diámetro transversal máximo de la extremidad superior y la longitud absoluta, (13) relación porcentual entre el diámetro transversal máximo de la extremidad inferior y la longitud absoluta. Estos datos están reflejados en la tabla 3.4 (*U. d.*), tabla 3.5 (*U. s.*) y tabla 3.6 (*U. a.*).

El histograma de la longitud absoluta del húmero (1) de *U. s.* y *U. a.*, figura 3.8, revela la existencia de una distribución bimodal en *U. s.*, con un corte en la clase de 390 mm. que deja un 10 por 100 de casos indeterminados. El histograma correspondiente a *U. a.* es polimodal con cortes en las clases 330 y 370 mm., quizá este fenómeno pueda explicarse por el pequeño tamaño

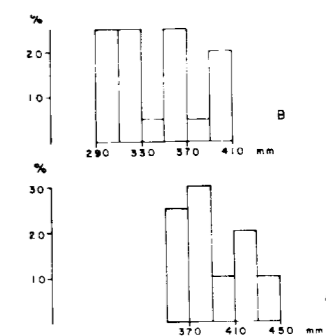


Figura 3.8.—Histogramas de la longitud absoluta del húmero (1): A, *Ursus spelaeus*; B, *Ursus arctos*.





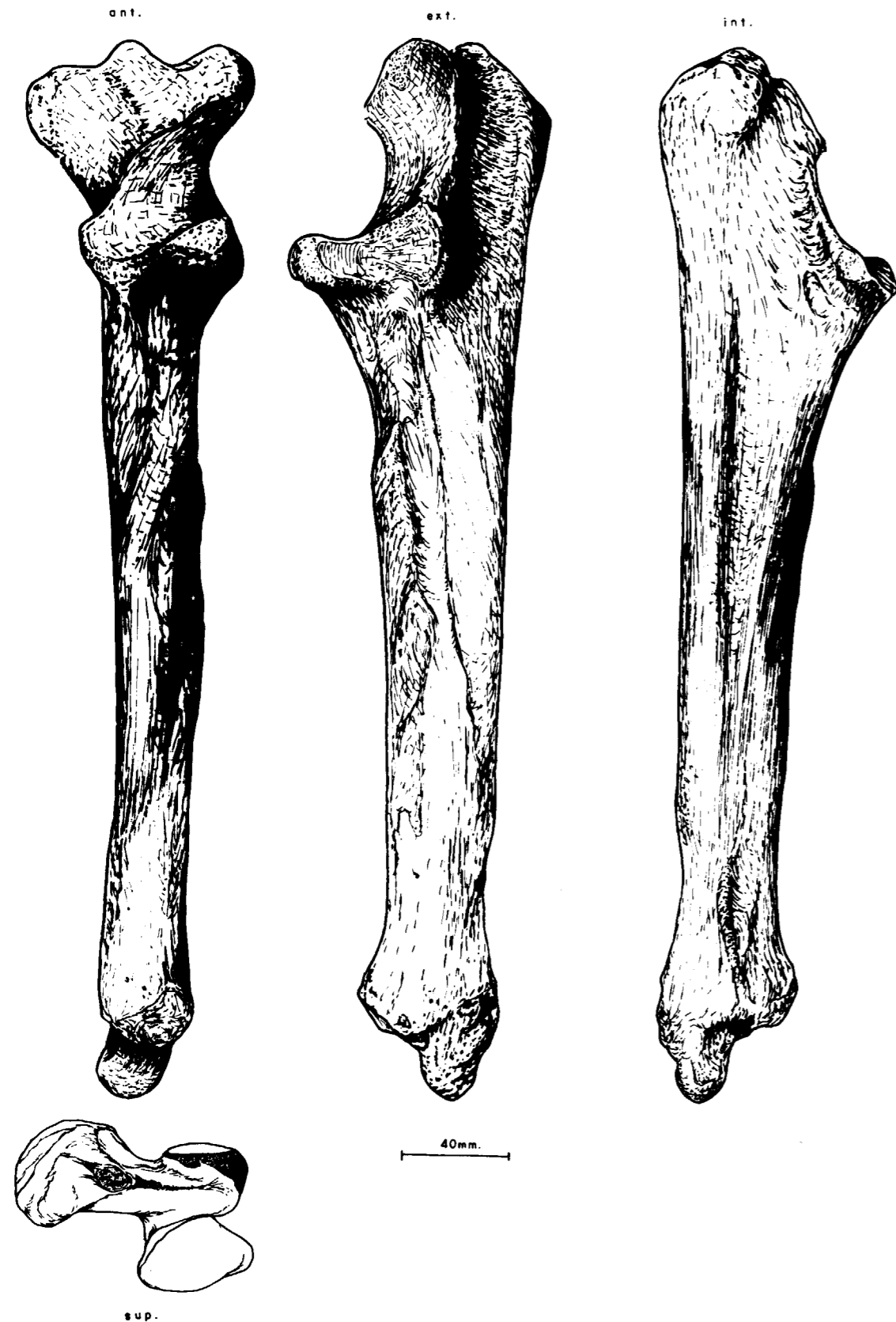


Figura 3.10.—Ulna (sin.) de *Ursus spelaeus* procedente de la Cueva de Arrikrutz (A).

te, de sección triangular, con un vértice en la cara anterior y la base en la cara posterior. La extremidad distal posee unas dimensiones insignificantes respecto al resto del hueso.

De una manera más detallada se distinguen las siguientes singularidades anatómicas: en la extremidad proximal destaca por su robustez el olécranon, zona en la que se inserta el tríceps braquial. Su borde superior está significativamente excavado por dos surcos, que producen la aparición de tres prominencias situadas, respectivamente, en la parte anterior, posterior y central de la cresta del olécranon. La definición y robustez de estas protuberancias varía con las especies. Un aspecto muy llamativo en las ulnas de *Ursidos* es la fuerte torsión que muestra el olécranon, en sentido mediolateral; esta rotación se observa más claramente orientando el hueso en norma anterior. La apófisis ancónea (pico del olécranon) no está perfectamente definida, ya que esta zona posee un relieve suavizado, conectando suavemente la superficie articular de la ulna con el húmero con el olécranon. Bajo la apófisis ancónea, aparece la gran superficie articular con el húmero, escotadura semilunar, que determina la aparición de la cavidad sigmoidea. La escotadura semilunar, vista anteriormente, posee una forma de triángulo irregular, con un lado externo subvertical, que va a terminar en la zona articular del radio, con un lado interno que desciende mucho más oblicuo desplazándose, una vez alcanzado el plano más inferior, primero hacia la zona medial y luego hacia anterior o dorsal, produciendo la aparición de una prolongación redondeada y plana de la superficie articular. La escotadura semilunar, vista lateralmente, es fuerte y regularmente cóncava, transversalmente es suavemente convexa. En la cara anterior del hueso, casi inmediatamente debajo de la cavidad sigmoidea, se sitúa una rugosidad o depresión, donde se insertan los músculos bíceps y braquial.

La extremidad distal, es muy sencilla, con la apófisis estiloide, protuberancia semiesférica, unida al resto de la extremidad distal por un cuello que sólo está diferenciado en su parte anterior. La apófisis estiloide articula con el piramidal del carpo.

Como ya se ha dicho anteriormente, el cuerpo de la ulna posee una sección triangular con el vértice, redondeado en la cara anterior y la base constituida por la cara posterior. Pierde regular-

mente sección en sentido descendente, no siendo recto, sino que se incurva más o menos marcadamente mostrando concavidad medial. El espacio

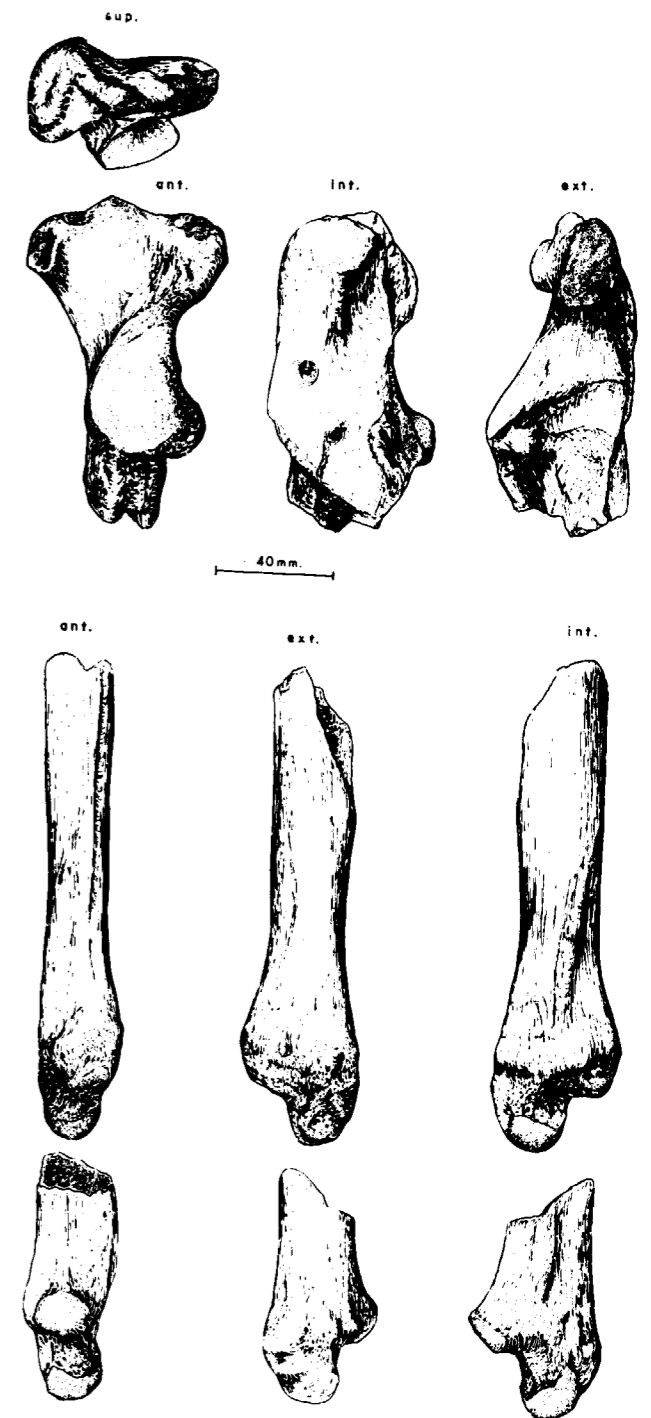


Figura 3.11.—Fragmentos de ulnas de *Ursus deningeri* procedentes de Cueva Mayor (B).

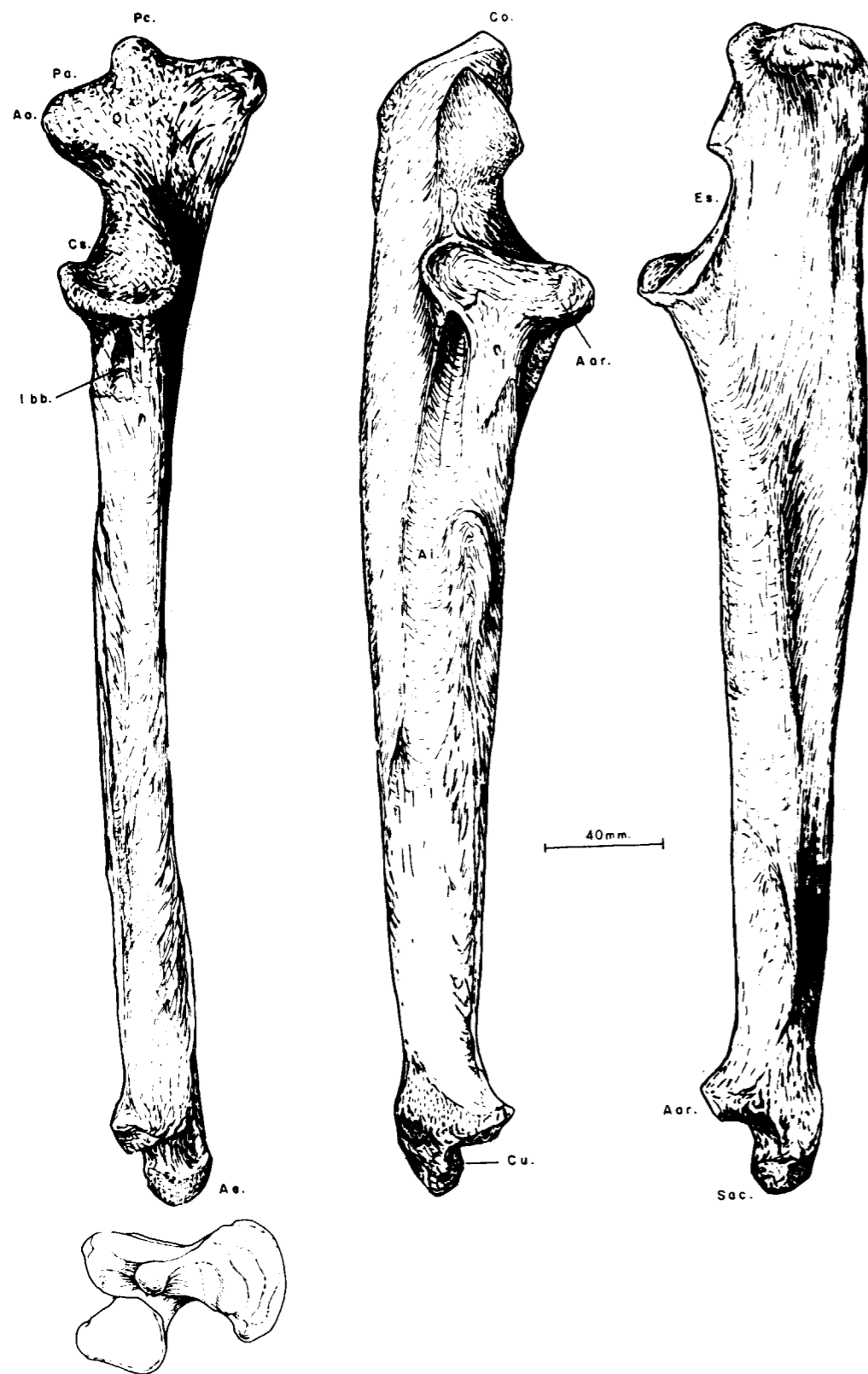


Figura 3.12.—Ulna de *Ursus arctos* (dex.) procedente de la Cueva de Saldarrañao (D): Ol, olecranon; Co, cresta del olecranon; Pa, prominencia anterior; Pc, prominencia central; Ao, apófisis ancónea; Es, escotadura semilunar; Cs, cavidad sigmoidea; Ibb, área de inserción de bíceps y braquial; Ae, apófisis estiloide; Ai, espacio interóseo; Aar, zona distal de articulación con el radio; Sac, superficie articular con el carpocubital; Cu, cuello de articulación con el carpo cubital.

interóseo con el radio es rugoso. En el cuarto distal de la ulna, en la cara externa, se suele observar una arista de sección triangular o redondeada, en la que se inserta el pronador cuadrado. En la extremidad distal de la cara dorsal, se sitúa una faceta articular redondeada, más o menos oblicua, inclinada en sentido dorso palmar, donde articula el radio.

Desde un punto de vista general, y como ocurre con casi todos los huesos del esqueleto postcraneal, los huesos de *Ursus spelaeus* poseen unas extremidades más abultadas, siendo todo el conjunto más robusto. *Ursus deningeri* mostraría un grado intermedio de robustez, siendo *Ursus arctos* el más grácil. La curvatura hacia la zona medial es, de mayor a menor: *Ursus etruscus*, *Ursus arctos*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, aunque es un carácter a veces variable.

Ya se ha citado que en el borde superior del olecranon aparecen tres prominencias. En *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*, en menor grado en este último, la anterior y posterior están muy desdibujadas resaltando fundamentalmente la central. En *Ursus deningeri* y sobre todo en *Ursus spelaeus*, estas tres prominencias están todas ellas bien desarrolladas. La torsión del olecranon es mayor en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*, siendo intermedia en *Ursus deningeri*, no se conoce la morfología de esta zona en *Ursus etruscus*.

ZAPPE (in ALTUNA, 1973) da una relación que juzga específica, para distinguir la ulna de *Ursus arctos* de la de *Ursus spelaeus*: «en el oso pardo el borde superior del olecranon sube más que el borde superior del resalte articular que asciende desde la parte superior de la cavidad sigmoidea, mientras que en el oso de las cavernas este resalte y el borde superior del olecranon llegan a la misma altura o incluso aquél sube más arriba de éste». ALTUNA (1973) ha observado excepciones a este carácter, por ello propone un índice alternativo: «en el oso pardo la longitud (anteroposterior) del resalte articular citado, es menor que la mitad de la longitud del borde superior de olecranon, mientras que en el oso de las cavernas es mayor. La longitud del resalte articular se mide entre el punto más posterior de la escotadura semilunar y el pico del olecranon.

La cavidad sigmoidea muestra características distintas en *Ursus spelaeus*: su borde inferior se prolonga fuertemente hacia la zona anteromedial,

produciendo la aparición de un importante reborde de contorno circular, interiormente cóncavo, que se funde con el perfil cóncavo general de toda la escotadura sigmoidea. Esta prolongación hace que la cavidad posea, proporcionalmente, una profundidad —anteroposterior— mayor que la que se observa en las otras especies. Vista esta zona en relación a su diámetro transversal, mediolateral, también es proporcionalmente mayor en *Ursus spelaeus*. En *Ursus deningeri*, la cavidad sigmoidea es algo más grácil, pero se diferencia poco de la del oso de las cavernas, aunque la proporción horizontal inferior es mayor en el oso de las cavernas. En *Ursus arctos* esta zona es más grácil y menos ancha que en las otras especies.

Bajo la ceja, que limita la parte más inferior de la cavidad sigmoidea, se encuentra el área de inserción de los músculos bíceps y braquial. En *Ursus spelaeus*, esta zona suele estar definida por una protuberancia plana rugosa. En *Ursus arctos*, siempre aparece esta zona como una depresión relativamente ancha y bastante profunda. En *Ursus deningeri* de Cueva Mayor esta inserción adopta la forma de una incisión muy estrecha, profunda y de fondo agudo, cuyo eje mayor se orienta verticalmente sobre el cuerpo del hueso, más raramente esta incisión se ensancha, adoptando un perfil de elipse muy estrecha; habitualmente muestra una cresta robusta que recorre y delimita todo el borde interno de la incisión. En *Ursus etruscus* se observa una morfología absolutamente idéntica a la que presenta esta inserción en *Ursus deningeri*.

Al hablar de la morfología general de la ulna, se citó como un hecho común la curvatura del cuerpo del hueso hacia la zona interna. Esta curvatura es notablemente menor en el oso de las cavernas. Posiblemente este fenómeno estaría relacionado con la mayor robustez relativa de los huesos de esta especie. La ulna de *Ursus deningeri* parece ser más curvada y algo menos robusta que la de *Ursus spelaeus*, en el oso pardo la curvatura es fuerte. El único ejemplar de ulna de *Ursus etruscus* que se ha estudiado, aunque incompleto, parece mostrar una curvatura similar a la que se observa en la ulna del oso pardo.

Las ulnas de todas las especies estudiadas muestran en la parte anterior un surco vascular interóseo, que está especialmente marcado en *Ursus spelaeus*. En *Ursus arctos* y *Ursus deningeri* aparece peor definido.

En la región más distal de la cara medial del cuerpo de la ulna, se sitúa la zona de inserción del pronador cuadrado: en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, aparece como una arista que sube hasta un cuarto del desarrollo total del cuerpo, transversalmente posee una sección triangular aguda. En *Ursus spelaeus* esta arista es bastante más robusta, aunque su sección es cuadrada de ángulos redondeados. En *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, esta arista nace sobre la epífisis inferior, mientras que en *Ursus arctos* lo hace bastante más arriba.

Respecto de la epífisis inferior cabe decir que se mantienen las características generales de los huesos de las especies espéleas (*U. d.* y *U. s.*): son más robustos que los de *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, siendo además más robusta en *Ursus spelaeus* que en *Ursus deningeri*. En esta zona existen dos zonas anatómicamente importantes: la faceta articular con el radio, que como se ha citado anteriormente, ocupa una posición oblicua, inclinándose en sentido anteroposterior, siendo subvertical en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, y mostrando una mayor oblicuidad en *Ursus spelaeus*, y la articulación con el piramidal o carpocubital; semiesfera que está separada por un cuello, sólo observable en la parte anterior, del resto de la apófisis estiloide. Este cuello está bien marcado en la zona anterior, mediante una concavidad, en *Ursus arctos*. Está peor marcado en *Ursus deningeri*, y mal definido en *Ursus etruscus* y *Ursus spelaeus*. La importancia de la superficie articular con el carpocubital, parece ser algo mayor en *Ursus deningeri* que en las otras especies.

Sobre la ulna se tomaron las medidas siguientes: (1) longitud total, (2) máximo diámetro anteroposterior del olécranon, (3) diámetro transversal de la cumbre del olécranon, (4) diámetro anteroposterior del cuerpo de la ulna, (5) máximo diámetro de la cavidad sigmoidea, (6) diámetro anteroposterior de la apófisis estiloidea. Además se calcularon los siguientes índices: (7) relación porcentual entre el máximo diámetro transversal de la cavidad sigmoidea (5) y la longitud total de la ulna (1), (8) relación porcentual entre el diámetro anteroposterior de la apófisis estiloidea (6) y la longitud total de la ulna (1), (9) relación porcentual entre el máximo diámetro anteroposterior del olécranon (2) y la longitud total de la ulna (1).

De algunas de estas medidas se realizaron histo-

gramas con el fin de poder observar la existencia de algún tipo de dimorfismo.

La figura 3.13 refleja el histograma de frecuencias de la longitud total de la ulna (1). Se aprecia claramente que las dos distribuciones son bimodales, aunque en el caso de *Ursus spelaeus* existe un 5 por 100 de casos indeterminados. Llama la atención la poca separación existente entre las modas de las dos especies: la moda de la longitud ulnar de las posibles hembras de *U. arctos* está en 305 milímetros, para las posibles hembras de *Ursus spelaeus* se sitúa en la clase de 320 mm., en el caso de las modas de las longitudes ulnares de los posibles machos se sitúan en las clases de 365 y 380 mm.

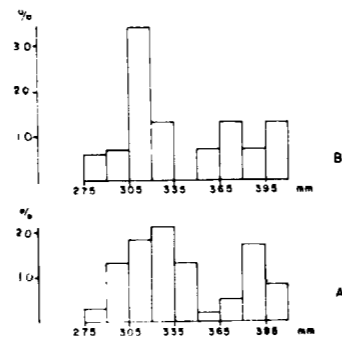


Figura 3.13.—Histogramas de la longitud absoluta de la ulna (1); A, *Ursus spelaeus*; B, *Ursus arctos*.

Finalmente, el diámetro anteroposterior de la apófisis estiloide (6) de *Ursus spelaeus* posee una robustez relativa, indicada por su línea de regresión (fig. 3.14), que se diferencia notablemente de

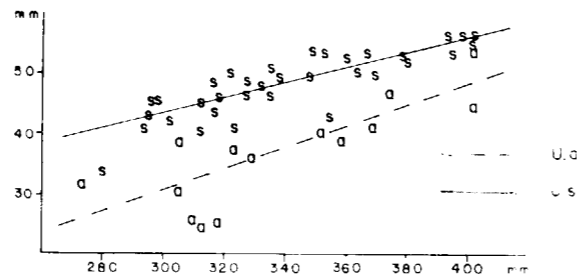


Figura 3.14.—Ulna, representación bivariada: diámetro anteroposterior de la apófisis estiloide (6) (Y) en función de la longitud absoluta (1) (X); a, *Ursus arctos*; s, *Ursus spelaeus*.

	SI	LZ	NU	B			
	n 2	n 2	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
1		312,3 - 339,4					
2	41,6	57,8 - 82,2	34,8	65,2	3,92	12	57,0 - 73,3
3			61,0	31,2	3,33	10	24,4 - 37,3
4	33,1 - 32,0	29,7 - 45,8	34,7	33,0	1,46	8	30,7 - 34,8
5	- 20,6			36,2	4,22	9	31,1 - 45,0
6	30,7 - 29,0	39,5 - 48,7		42,5	3,68	21	35,5 - 47,6
7	21,3						
8	27,0 - 27,1	13,0 - 14,0					
9	-	19,0 - 24,0					

TABLA 3.7.—Medidas e índices de la ulna de *Ursus deningeri*.

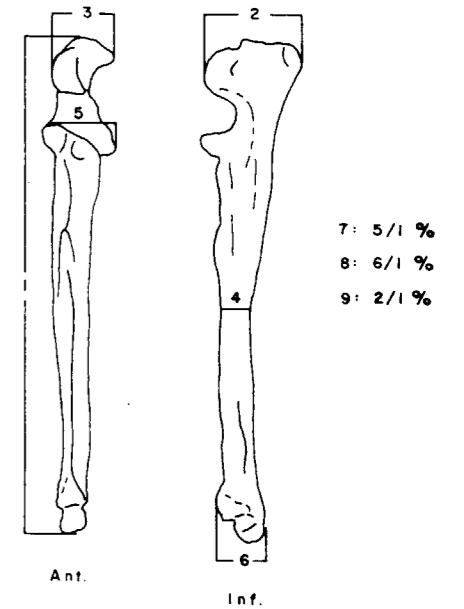


TABLA 3.8.—Medidas e índices de la ulna de *Ursus spelaeus*.

	LL	S				BN				CN		LH	CA	UR	TR					
	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n 4	n 1	n 2	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$			
1		327,5	7,58	7	316,7 - 335,7	325,0	14,76	8	307,8 - 355,0					326,27	29,57	7	292,8 - 360,3			
2		73,7	7,82	11	67,4 - 88,6	74,1	4,98	13	66,5 - 84,1	2	73,0	82,0	86,7	66,4 - 69,5	- 63,8	79,3	9,52	14	61,2 - 90,2	
3		37,1	3,99	11	33,0 - 46,3	38,1	3,89	12	35,1 - 49,3	1		42,0	48,2	28,6 - 44,0	- 38,4	46,1	5,01	14	36,7 - 54,1	
4	35,7	36,9	3,73	11	32,8 - 43,6	37,8	3,48	12	33,0 - 47,8	2	39,2	43,0		34,4	40,4	3,12	11	35,2 - 44,2		
5						53,8	5,71	11	44,1 - 60,7	2	56,0	61,8	69,3		40,7	36,8	40,4	7,57	11	48,3 - 67,8
6		46,8	1,63	7	44,0 - 49,0	39,3	3,53	10	32,7 - 42,8	2	33,0	43,0			48,0	4,80	7	40,8 - 53,8		
7						16,4	1,90	7	14,0 - 19,0						17,0	1,23	6	16,0 - 19,0		
8		14,3	0,49	7	14,0 - 15,0	12,1	1,21	7	11,0 - 14,0						14,7	0,49	7	14,0 - 15,0		
9		21,3	0,51	7	21,0 - 22,0	22,3	0,76	7	21,0 - 23,0						23,6	0,98	7	22,0 - 25,0		

	K	GC	A				X	CC	T				Muestra total			
	n 1	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n 3	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
1		321,5	377,8	41,18	8	280,0 - 404,0	363,5		335,8	35,6	6	296,2 - 381,5	338,6	33,02	40	280,0 - 404,0
2		69,3	82,3	8,03	19	65,2 - 94,4	77,7 - 91,4	67,7	76,1	10,52	10	64,9 - 95,2	77,6	9,07	82	61,2 - 95,2
3	35,6	37,3	45,1	6,82	21	31,5 - 53,2	46,5 - 48,7		49,7	9,74	9	33,3 - 57,6	42,6	7,68	76	31,5 - 57,6
4		37,5	43,5	5,33	24	30,6 - 48,2	48,3 - 43,7	23,6	40,6	8,01	9	35,8 - 53,5	40,8	5,99	87	23,6 - 53,5
5		52,0	40,4	4,86	23	36,0 - 51,1	49,0 - 62,0	40,2 - 51,2	42,8	4,45	11	36,5 - 49,2	48,0	9,71	65	36,0 - 69,3
6		50,5	51,7	6,28	16	32,7 - 59,4	50,4 - 43,4		46,9	6,19	17	36,4 - 56,2	46,8	6,72	63	32,7 - 59,4
7		16,0	11,1	1,46	8	9,0 - 13,0			12,6	0,89	5	12,0 - 14,0	14,1	3,02	28	9,0 - 19,0
8		16,0	13,4	0,79	7	12,0 - 14,0			14,6	0,55	5	14,0 - 15,0	13,8	1,23	36	11,0 - 16,0
9		22,0	22,3	0,71	8	21,0 - 23,0			22,6	1,52	5	21,0 - 25,0	22,4	1,21	39	21,0 - 25,0

la del oso pardo. Dentro de la magnitud de la medida, existe una notable diferencia absoluta, indicada por la separación entre líneas de regresión. Esta diferencia se hace menor para los grandes ejemplares de oso pardo, ya que su línea de regresión posee una pendiente mayor que la correspondiente al oso de las cavernas, tendiendo a converger hacia los valores más elevados. La correlación en este caso es alta para *Ursus spelaeus* (.87) y para *Ursus arctos* (.80).

**Radio (figs. 3.15, 3.16 y 3.17)**

Puede definirse como un hueso bastante asimétrico, con una zona proximal relativamente pequeña, y una zona distal muy abultada. El cuerpo, que las une, es aplanado transversalmente y posee dos típicas curvaturas, una en sentido anteroposterior y otra en sentido medioexterno. Se distinguen las siguientes singularidades anatómicas: en la región proximal destaca, como zona más

	LB		GE	G	PR	UB	MK	UK	TV	D		P	
	n	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	n = 1	n = 2	n = 2	n = 1	n = 1	n = 2	n = 2	n	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	n	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>
1	3	387,7 - 402,0	351,0	305,0	320,6 323,8	360,0	307,3	272,7	302,0	3	310,4 319,2	2	368,4 - 374,7
2	2	72,7 - 75,0	69,3	50,5	57,7 58,6	66,0	53,8	50,1	53,2 - 53,6	3	52,6 - 55,1	2	57,6 - 55,0
3	1	37,7 - 45,2	42,1	30,3 33,5	32,0 - 29,3	42,0	34,2	25,3	27,0 - 31,0	3	31,0 33,8	3	31,0 33,8
4	2	39,7 39,2	41,2	27,7 36,3	29,6 29,4	34,7	33,0			4	27,1 - 29,7	2	39,2 37,7
5	3	43,6 - 53,0	41,3	37,0	41,0 - 39,0	46,4	39,0	25,0		3	37,0 37,8	2	43,8 42,6
6	2	38,0 - 39,0	37,6	39,5	36,5 36,3	36,7	37,5	31,0		3	23,6 24,5	2	42,0 45,6
7	2	11,0 - 13,0	12,0	12,0	13,0 12,0	13,0	13,0	13,0		3	12,0 12,0		12,0 - 11,0
9	2	10,0 11,0	11,0	10,0	11,0 11,0	10,0	12,0	11,0		3	8,0 - 8,0		11,0 - 12,0
9			20,0	17,0	18,0 18,0	18,0	18,0	18,0		3	16,0 - 18,0		16,0 - 15,0

	FU		GF	ML	Muestra total			
	n	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>	n = 2	n = 1	μ	σ	N	V <sub>i</sub> - V <sub>s</sub>
1					338,6	39,46	16	272,7 - 402,0
2			42,0 - 43,5	64,3	62,1	10,84	20	50,1 - 75,0
3			42,0 - 41,6	36,2	34,9	5,94	18	25,3 45,2
4	2	37,6 - 38,8	48,0 - 52,6	33,8	35,0	5,25	21	27,1 - 39,7
5	2	48,0 - 53,0			41,8	6,24	17	53,0 - 25,0
6	1	43,8			36,3	8,98	14	23,6 - 45,6
7					12,3		11	11,0 - 13,0
8					10,5		14	8,0 - 12,0
9					17,6		14	15,0 - 20,0

**TABLA 3.9.—Medidas e índices de la ulna de Ursus arctos.**

importante, la cabeza radial, que vista desde arriba, presenta un contorno en forma de elipse, cuyo eje mayor es el anteroposterior y cuyos vértices son muy redondeados. La cabeza está cruzada por una cresta sagital que determina la división en dos partes de la foseta radial y que está especialmente desarrollada en su parte anterior, donde determina la aparición de la apófisis coronoidea. En el borde interno de la cabeza se desarrolla una superficie vertical regular, que sirve para la articulación con la ulna. La cabeza radial está separada del cuerpo por una zona más estrecha, esbelta, angosta y de perímetro circular; el cuello del radio, la cabeza se inclina grácilmente hacia la zona anterior. Debajo de la cabeza y del cuello destacan varias inserciones muy marcadas. Visto el radio en su cara posterior, en la zona externa en su límite con la anterior, se observa la protuberancia externa del radio. En la cara interna del radio aparecen las tuberosidades radial y medial, que poseen diverso desarrollo según las distintas especies. En la tuberosidad externa se insertan los extensores y en la tuberosidad radial se inserta el tendón bicipital.

La extremidad distal es la parte más robusta del radio, gruesa, aunque aplanada transversalmente. En su parte posterior más saliente, se sitúa una faceta inclinada en sentido interno-externo (escotadura ulnar del radio) donde articula la ulna. La cara anterior se prolonga notablemente hacia aba-

jo en forma de cuña puntiaguda, constituyendo la apófisis estiloide del radio. En la cara externa aparecen tres surcos, más o menos definidos según las distintas especies. En el central, que se desarrolla verticalmente, se inserta el extensor carpo-radial. En el posterior se inserta el extensor lateral común, el cual también recorre verticalmente la cara anterior del hueso. El surco anterior es más pequeño y oblicuo, insertándose en él el extensor oblicuo del carpo. En el borde (arista) de la cara posterior se desarrolla una cresta rugosa. En la cara inferior de la extremidad distal, se sitúa la superficie articular con el carpo, con el escafolunar o radiointermedio. Esta superficie articular muestra la siguiente morfología: una parte articular más estrecha, de perfil triangular y desarrollada sobre la cara externa de la apófisis estiloide, que se une mediante un estrangulamiento marcado en el borde anterior por un entrante, con el resto de la superficie articular que es prácticamente circular. Anteroposteriormente, todo el conjunto es cóncavo. En sentido transversal, la zona anterior es plana y la parte posterior cóncava.

El cuerpo del radio muestra dos torsiones distintas que producen la aparición de dos convexidades: dorsal e interna. La cara externa es suavemente redondeada y convexa; la cara interna es aplanada con un suave surco que se desarrolla en los dos tercios inferiores; la cara anterior es re-

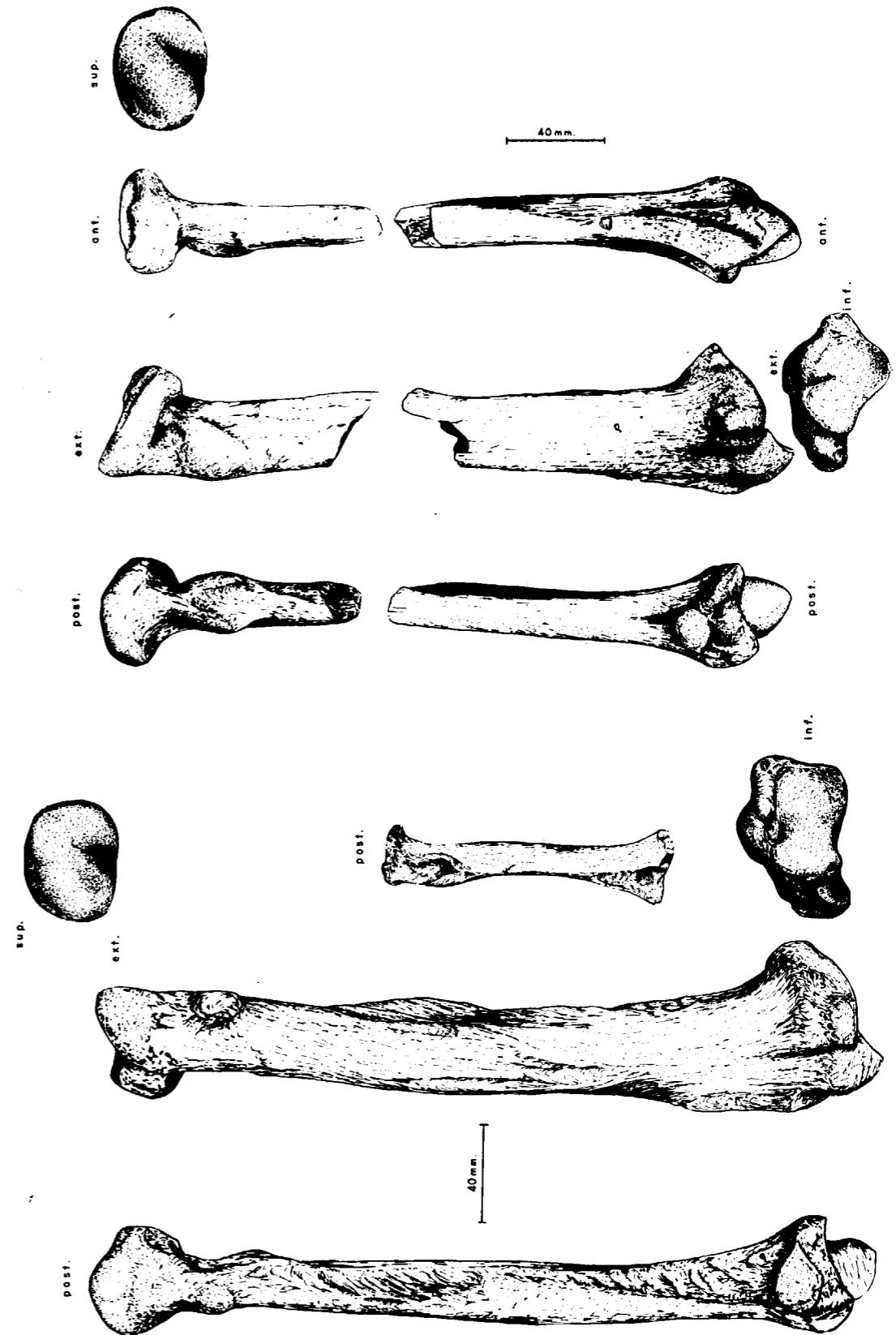


Figura 3.15.—Radio (sim.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo.

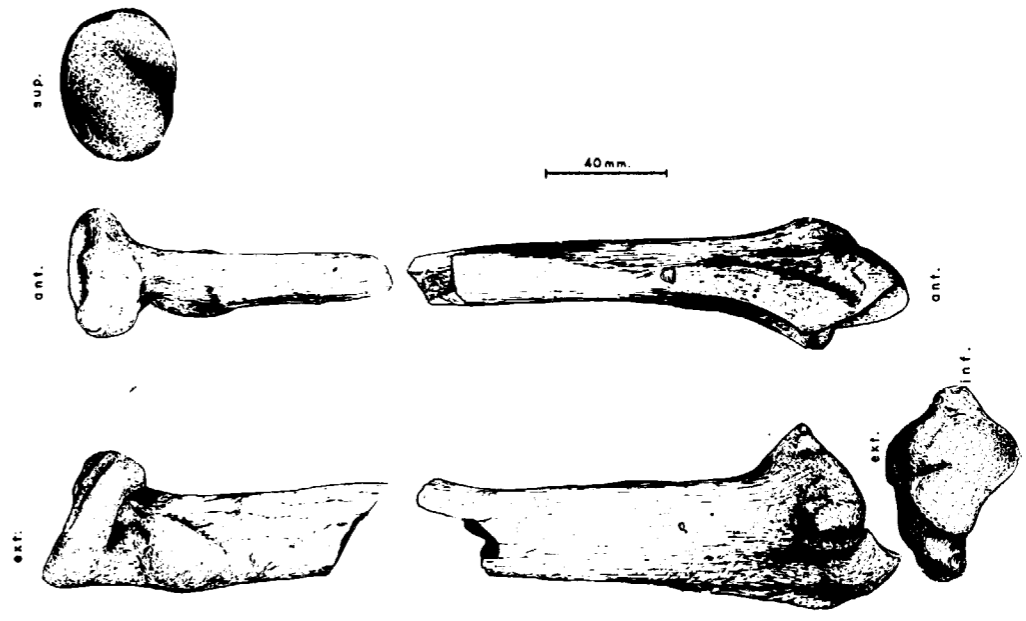


Figura 3.16.—Fragmentos de radio de *Ursus deningeri* procedentes de Cueva Mayor (B).

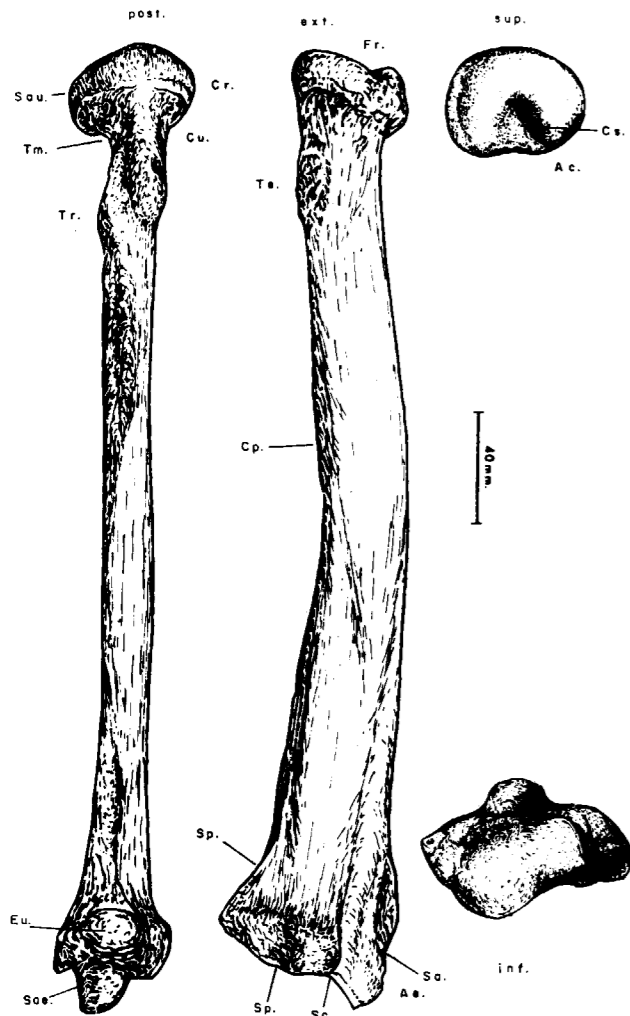


Figura 3.17.—Radio (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de Saldarrañao (D). Cr, cabeza radial; Cu, cuello del radio; Te, tuberosidad externa; Tr, tuberosidad radial; Tm, tuberosidad medial; Eu, escotadura ulnar; Ac, apófisis coronoidea; Cs, cresta sagital; Ae, apófisis estiloide; Sae, superficie articular con el escafolunar; Cp, cresta posterior; Fr, foseta radial; Sa, surco externo anterior; Sp, surco externo posterior; Sc, surco externo central; Sau, superficie articular con la ulna.

dondeada, aunque de perfil aguzado. En la cara posterior, casi en toda su mitad superior, se sitúa una cresta aguda.

En la región proximal del radio aparecen las siguientes diferencias: la torsión de la cabeza radial, respecto al eje anteroposterior del hueso, es más pronunciada en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*. Cabeza que, como ya se

citó previamente, se inclina suavemente hacia abajo en la zona anterior, haciéndolo de forma más pronunciada en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*. Este efecto queda fuertemente subrayado porque la cabeza radial, en las dos primeras especies, se desarrolla más en esta zona sobresaliendo del cuerpo del radio. En la concavidad de la foseta radial, no se ha encontrado grandes diferencias. La superficie de articulación con la ulna está más desarrollada, en sentido vertical, en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, siempre en relación con el tamaño de la cabeza radial.

Bajo la cabeza del radio se encuentran tres tuberosidades: externa, radial o bicipital, e interna, que muestran diversos grados de desarrollo en las cuatro especies.

La tuberosidad externa, que sirve de inserción al ligamento lateral de los extensores, es importante en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. En el primero aparece como una protuberancia de contorno elíptico, más ancha en la parte superior que en la inferior, con un relieve especialmente marcado en los lados externo e interno, en general posee un relieve fuerte. En *Ursus deningeri* es también muy importante, con un perfil circular verticalmente alargado, destacándose con nitidez del cuerpo del hueso, ya que forma unos pequeños escalones en sus bordes medial, externo e inferior. En *Ursus etruscus* los escalones sólo aparecen en las zonas medial y externa. En *Ursus spelaeus* es algo menos robusta, siempre en términos proporcionales, que en las especies anteriormente citadas. De contorno circular y marcada por dos pequeños escalones en sus zonas externa e inferior. En *Ursus arctos* aparece como un leve abultamiento que destaca sólo en su borde externo.

La tuberosidad radial, que sirve para la inserción del tendón bicipital, es extraordinariamente robusta en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, con una forma mamelonar en la que, a veces, se insinúa un surco vertical que la divide. En *Ursus deningeri* esta tuberosidad se coloca más cerca de la cabeza de como aparece en *Ursus spelaeus*. En *Ursus arctos* posee una morfología diferente, ya que se trata de una larga y robusta cresta que se inicia inmediatamente bajo el cuello radial, lo que la diferencia notablemente de las formas espéleas, en las que no se colocan tan cercanas al cuello. En *Ursus etruscus* parece tener una morfología similar a la que se observa en *Ursus arctos*.

La tuberosidad medial, que sirve para la inserción del ligamento interno del codo, es una pequeña protuberancia que sobresale del perfil del radio cuando se observa anterior o posteriormente. En *Ursus spelaeus* es una zona morfológicamente mal definida por su poco relieve, sobre la tuberosidad radial, inmediatamente debajo de la superficie articular radio-ulnar. En *Ursus deningeri* aparece, aunque no siempre, como un agudo mamelón en idéntica posición que la que se observó en *Ursus spelaeus*. En los radios correspondientes a ejemplares robustos de *Ursus arctos*, es un agudo mamelón, en posición algo más adelantada a como apareció en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, aunque en los ejemplares poco robustos se aprecia bastante peor, pero siempre es algo sobresaliente en sentido medial.

Ya se ha dicho anteriormente que la extremidad distal, es la parte más robusta del radio, aplanada transversalmente. En la parte posterior más saliente se sitúa la faceta articular con la ulna. Esta superficie articular muestra un perfil subcircular algo elipsoidal (en sentido transversal). Se prolonga dando una arista rugosa externa, arista que aparece en *Ursus deningeri*, que adquiere bastante más desarrollo en *Ursus spelaeus* y es visible, insinuándose en forma de un área rugosa, en *Ursus arctos*. Se desconoce la morfología de esta región en *Ursus etruscus*. En cuanto a la inclinación de esta faceta articular se ha podido constatar que es bastante variable, pero tiende a ser vertical o subvertical en *Ursus spelaeus* y oblicua de arriba a abajo en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*. En la cara dorsal (anterior) de la parte distal del radio existen tres surcos. El más desarrollado es el central, inserción del extensor carporradial, y posee una orientación vertical, es ancho y profundo estando bien definido en las tres especies: *Ursus deningeri*, *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos*, aunque es proporcionalmente más profundo en *Ursus arctos*. El surco posterior, que al igual que el precedente, también se orienta verticalmente y en el cual se aloja el extensor común del carpo, está separado del surco central por una cresta que es muy robusta en *Ursus deningeri*. Está bien desarrollada, pero proporcionalmente es menos robusta en *Ursus spelaeus*, estando en *Ursus arctos* menos definida, de forma que en esta especie el surco posterior pierde definición en esta zona. El surco en sí se define bien en las especies espéleas (*Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*), pero en *Ursus deningeri* sólo lo está durante un corto espacio perdiéndose luego.

Por el contrario, en *Ursus spelaeus* se prolonga más hacia arriba. El surco anterior, al igual que el posterior, posee una definición que varía según la especie. Esto se debe, fundamentalmente, a la existencia o no de una cresta posterior distal, la cual ya ha sido descrita en el dedicado a la descripción general del hueso. En *Ursus spelaeus* esta cresta posee un desarrollo enorme, tanto en sentido vertical como transversal; es menos robusta, aunque casi siempre visible en *Ursus deningeri*, siendo poco apreciable en *Ursus arctos*, guardando relación la magnitud del surco anterior con el desarrollo de esta cresta.

Todas las especies muestran una prolongación hacia abajo del borde anteroexterno de la extremidad distal, apófisis estiloide del radio, que, vista desde la cara externa del hueso, muestra perfil triangular, con un vértice inferior redondeado en *Ursus spelaeus*, aguzado en *Ursus arctos* y con morfología más o menos intermedia en *Ursus deningeri*. Esta apófisis es transversalmente más estrecha en *Ursus arctos* que en las otras especies. Observada externamente, y ya siendo visible la zona de articulación con el carpo (escafolunar), se observa que en las tres especies posee un perfil triangular, mucho más estrecho en *Ursus arctos* que en las otras dos especies, siendo proporcionalmente más robusto en *Ursus deningeri* que en *Ursus spelaeus*. En la zona inferior de la extremidad distal se sitúa la articulación del radio con el carpo, que se puede dividir en dos partes: la región anterior, que ya ha sido descrita, al hablar de la apófisis estiloide del radio, pues se sitúa sobre ella y la ocupa totalmente, que es más ancha en *Ursus deningeri* que en *Ursus spelaeus*, siendo más estrecha en *Ursus arctos*. De esta zona articular, que es cóncava en sentido anteroposterior y plana en sentido transversal, se pasa con una suave inflexión a la región articular posterior, que es más o menos similar en las tres especies, marcadamente cóncava. Esta superficie llega a conectar con la superficie articular del radio de la ulna.

Sobre el radio se tomaron las siguientes medidas: (1) longitud absoluta, (2) diámetro anteroposterior de la cabeza, (3) diámetro anteroposterior del cuello, (4) diámetro transversal de la cabeza, (5) diámetro anteroposterior del cuerpo, (6) diámetro anteroposterior de la extremidad inferior, (7) diámetro transversal de la extremidad inferior. Además fueron calculados los índices siguientes:

(8) relación porcentual del diámetro anteroposterior de la cabeza a la longitud absoluta (2/1 por 100), (9) relación porcentual del diámetro anteroposterior del cuello y la longitud absoluta (3/1 por 100), (10) relación porcentual del diámetro transversal de la cabeza radial a la longitud absoluta del hueso (4/1 por 100), (11) relación porcentual entre los diámetros anteroposterior y transversal de la cabeza (2/4 por 100), (12) relación entre el diámetro anteroposterior del cuerpo y la longitud absoluta del radio (5/1 por 100), (13) relación porcentual entre el diámetro anteroposterior de la extremidad inferior y la longitud absoluta del hueso (6/1 por 100), (14) relación entre el diámetro transversal de la extremidad inferior y la longitud absoluta del hueso (7/1 por 100), (15) relación entre el diámetro anteroposterior y el diámetro transversal de la extremidad inferior del hueso (6/7 por 100).

En el histograma de frecuencias del diámetro anteroposterior de la cabeza (2) radial, figura 3.18, se observa que hay una marcada bimodalidad claramente visible en las dos especies, pero existe una diferencia muy apreciable en la clase sobre la que se produce el corte que separa machos y hembras: se sitúa en la clase de 42 mm. para el radio de oso pardo y en la clase de 48 mm. para el del oso de las cavernas. Además, las modas de machos y hembras quedan desplazadas: las de oso de las cavernas se desplazan hacia valores más altos, y en general toda la distribución correspondiente a *Ursus spelaeus* se desplaza claramente hacia los valores más elevados.

En la tabla 3.10 aparecen las medidas e índices de las medidas de los radios de *Ursus deningeri*, primero por yacimientos y al final de la tabla

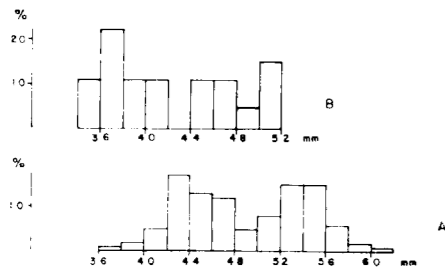


Figura 3.18.—Histogramas del diámetro anteroposterior de la cabeza del radio (2); A, *Ursus spelaeus*; B, *Ursus arctos*.

de forma agrupada. En la tabla 3.11 aparecen los de *Ursus spelaeus* y finalmente en la tabla 3.12 están los de *Ursus arctos*.

La correlación existente entre el diámetro transversal de la extremidad distal (7) y la longitud absoluta (1) del radio (fig. 3.19), se mueve en valores similares a los del caso precedente: es muy elevada (.94) para *Ursus spelaeus* y elevada para *Ursus arctos* (.83). La representación no es tan definitoria como la precedente, ya que la diferencia de robustez es de menor magnitud. Las dos líneas de regresión tienen pendientes bastante similares.

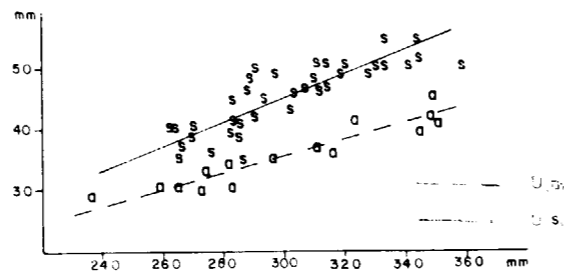


Figura 3.19.—Radio, representación bivariada: diámetro transversal de la extremidad inferior (7) (Y) en función de la longitud absoluta (1) (X); a, *Ursus arctos*; s, *Ursus spelaeus*.

3.2. CARPO

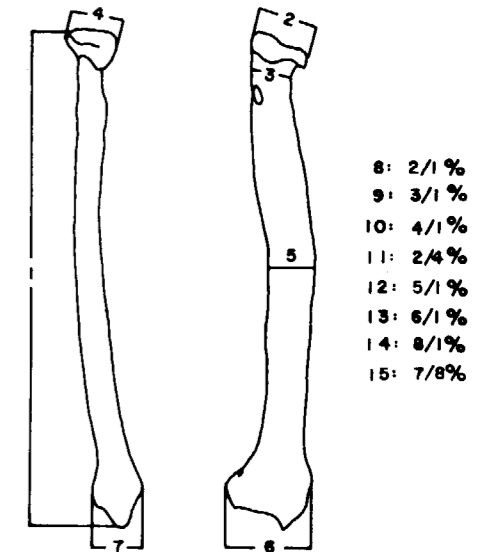
El carpo de los *Ursidos* está compuesto por siete huesos cortos, distribuidos en dos filas, una superior y otra inferior. En la primera fila, fila superior, se distinguen de dentro a fuera: radial intermedio (escafolunar), carpocubital (piramidal o ulna) y accesorio del carpo (pisiforme), en la fila inferior y también de dentro a fuera se observan: primer carpiano (trapezio), segundo carpiano (trapezoide), tercer carpiano (grande) y cuarto-quinto carpiano (ganchudo).

Escafolunar (figs. 3.20, 3.21 y 3.22)

El hueso radial intermedio (escafolunar) es el hueso más voluminoso del carpo. Por su cara superior articula con el radio, mientras que por la inferior lo hace con los huesos de la fila inferior

	PA	SI	LZ	B			
	n 1	n 1	n=1	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>
1		264,0					
2	41,8		40,2	44,2	3,46	22	39,2 - 49,8
3	22,2	26,2	24,2	31,2	2,76	28	26,8 - 36,5
4	39,2		34,1	34,5	3,15	19	30,5 - 42,0
5	31,5	28,6	27,0	29,4	2,57	20	24,0 - 54,8
6	24,8	57,2	20,5	59,9	3,38	20	53,7 - 65,8
7		36,0		39,1	3,10	26	34,3 - 49,7
8							
9		10,0					
10				12,9	0,7	15	11,8 - 14,3
11							
12		11,0					
13		22,0					
14		14,0		15,3	1,1	18	11,8 - 16,8
15		15,9					

TABLA 3.10.—Medidas e índices del radio de *Ursus deningeri*.



	LL	S				BN				CN	MO	LO	UR	TR				K				
	n 2	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	n=2	n=1	n=1	n=2	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	
1	301,3	281,5		4	269,0 - 289,5	304,1	29,4	5	262,4 - 336,2	44,7	47,3		269,2	293,3	20,5	12	263,4 - 314,2			3	262,3 - 343,7	
2	46,8 - 49,2	45,8	4,74	9	42,0 - 54,4	51,3		4	42,2 - 64,0	27,8	28,0	42,3	43,5	40,6	47,8	50,4	4,96	17	42,5 - 59,0		1	- 55,4
3	32,6 - 33,2	29,3	2,90	9	26,0 - 34,6	33,0	6,33	5	29,0 - 43,4	33,0 - 37,8	28,6	29,4	27,5	33,8	34,6	3,23	18	29,5 - 40,0		3	33,0 - 38,5	
4	- 35,0	34,8	3,66	8	30,8 - 40,6	36,1	6,19	4	32,4 - 46,3	32,0	35,6	32,8	34,2	31,5	40,5	39,7	4,43	16	32,2 - 46,9			
5	- 30,2	29,9	3,25	9	26,5 - 36,3	36,0	6,89	5	27,6 - 45,7			32,0	24,3	31,3	33,9	4,22	19	28,8 - 40,4	33,6	3,53	4	31,2 - 38,8
6	- 68,2	64,6	2,34	4	61,5 - 66,5	70,0	6,39	5	62,8 - 77,0	75,7 - 77,0		59,2	59,2	72,3	6,60	17	62,8 - 84,0	70,4	5,41	5	63,8 - 78,2	
7	- 43,2	40,7	1,30	4	39,2 - 42,0	47,9	7,46	5	40,0 - 60,3	45,6 - 51,0		39,4	44,7	4,80	17	36,8 - 51,0	43,3	4,63	5	39,2 - 50,5		
8	- 16,0	15,5		4	15,0 - 18,0	17,0		4	16,0 - 19,0			16,0	17,0	0,79	12	16,0 - 18,0			1	- 16,0		
9	- 11,0	9,8		4	9,0 - 10,0	10,3		4	10,0 - 11,0			11,0	11,9	0,74	10	11,0 - 13,0			3	11,0 - 12,0		
10	- 12,0	11,5		4	11,0 - 12,0	12,3		3	12,0 - 13,0			13,0	13,5	0,93	11	12,0 - 14,0						
11	- 13,4	13,2	0,34	8	12,7 - 13,5	12,8		3	12,6 - 13,0			12,1	12,8	0,51	13	12,3 - 13,5						
12	- 10,0	10,3		4	10,0 - 11,0	11,3		4	10,0 - 13,0			11,0	11,7	0,88	12	10,0 - 13,0	10,8		4	10,0 - 11,0		
13	- 23,0	23,0		4	22,0 - 24,0	23,3		4	21,0 - 24,0			22,0	25,1	1,31	12	23,0 - 27,0	23,3		4	22,0 - 25,0		
14	- 14,0	14,5		4	14,0 - 15,0	15,3		4	15,0 - 16,0			15,0	15,6	0,90	12	14,0 - 17,0	14,8		4	14,0 - 16,0		
15	- 15,8	15,9		4	15,4 - 16,6	15,2		4	14,0 - 16,7			15,1	16,1	0,75	16	15,2 - 17,4	16,2	0,78	6	15,5 - 17,4		

	GZ	GC	A				AR	X				CC	T				Muestra total				
	n=1	n=1	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	n=1	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	n=2	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	
1		277,0	336,0	13,29	8	318,0 - 359,2	338,2	309,7	18,25	4	285,0 - 330,0										
2		45,4	54,6	3,38	20	50,0 - 59,4	64,0	46,8	5,47	10	39,0 - 59,0	42,6 - 54,0	44,6	6,10	15	33,0 - 53,1	48,8	6,08	89	33,0 - 64,0	
3		28,2	35,7	3,00	20	30,4 - 42,8	43,2	32,7	4,36	10	27,3 - 39,5		32,1	4,63	18	27,6 - 40,8	32,9	4,37	95	26,0 - 42,8	
4		35,5	41,5	2,45	19	38,5 - 47,7	46,3	36,1	4,49	9	31,0 - 46,7		34,0	6,11	13	25,6 - 43,3	37,8	5,11	76	25,6 - 47,7	
5		29,2	37,7	2,30	20	33,4 - 40,8	45,7	31,4	3,45	10	27,5 - 37,0		30,3	6,31	11	26,3 - 40,5	33,3	4,90	86	20,8 - 45,7	
6		61,6	65,0	79,3	4,80	19	70,0 - 85,8	76,2	67,7	7,45	11	57,4 - 84,0		64,6	9,39	16	48,4 - 80,0	70,2	8,52	90	48,4 - 86,8
7		34,7	37,4	50,7	3,84	18	38,0 - 55,1	60,3	40,5	4,96	11	33,5 - 50,0		40,4	6,28	15	31,0 - 52,3	43,8	6,36	89	31,0 - 60,3
8		16,0	16,2	0,83	9	15,0 - 17,0	19,0								2	16,0 - 17,0	16,5	0,98	38	15,0 - 19,0	
9		10,0	10,3	0,71	9	9,0 - 11,0	13,0								2	11,0 - 14,0	11,0	1,01	40	9,0 - 13,0	
10		13,0	12,5	0,85	10	12,0 - 14,0	14,0								2	13,0 - 14,0	12,6	1,06	36	11,0 - 14,0	
11		12,8	13,2	0,60	19	11,8 - 14,0	13,8						13,0	0,63	10	12,0 - 14,0	13,4	1,45	61	11,8 - 14,1	
12		11,0	11,1	0,60	9	10,0 - 12,0	14,0								1	- 12,0	11,2	0,92	42	10,0 - 14,0	
13		23,0	23,7	1,32	9	22,0 - 26,0	23,0								1	- 25,0	23,8	1,53	43	20,0 - 27,0	
14		14,0	15,2	0,97	9	14,0 - 17,0	18,0								1	- 16,0	15,1	1,07	42	14,0 - 18,0	
15		17,4	15,6	0,55	9	14,9 - 16,4	12,6								12	13,2 - 18,8	15,9	1,03	64	12,6 - 18,8	

TABLA 3.11.—Medidas e índices del radio de *Ursus spelaeus*.

	n	LB		TV	G	PR	UB	MK	UK	D			PE
		V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	n 2	n 2	n 1	n 1	n 1	n 1	μ	N	V <sub>1</sub> - V <sub>2</sub>	n 1
1	2	348,0	348,0	264,0	296,0	276,9	317,0		236,3	2	270,5	272,5	282,0
2	3	47,0	50,0	37,0	35,0	38,0	41,4		36,5	3	36,3	38,6	41,0
3	3	27,3	31,2	21,0	24,0	26,8	23,0	24,3	26,3	5	20,8	25,7	26,0
4	3	33,8	38,5	29,0	29,3	28,0	28,8	31,3		2	28,4	28,7	31,6
5	3	32,3	36,6	22,5	23,0	31,3	25,7	27,0	29,7	28,7	24,8	22,1	23,2
6	3	68,0	70,5	51,0	59,3	54,7	57,0	50,5	43,3	3	51,8	53,4	54,5
7	3	42,2	45,2	30,4	35,0	35,3	35,6	31,0	29,0	3	30,0	32,7	30,0
8	1	14,0	15,0	14,0		14,0	13,0		15,0	2	14,0	14,0	15,0
9	2	8,0	9,0	9,0		9,0	8,0		8,0	2	8,0	8,0	9,0
10	2	11,0	11,0	11,0	12,5	10,0	10,0		10,0	2	10,0	11,0	11,0
11	2	13,1	14,1	12,6		13,2	13,2		15,1	2	13,2	13,4	13,0
12	2	9,0	9,0	9,0	11,0	10,0	9,0		10,0	2	8,0	8,0	10,0
13	2	20,0	20,0	19,0	20,0	20,0	18,0		18,0	2	19,0	20,0	19,0
14	2	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	11,0		13,0	2	11,0	12,0	11,0
15	3	15,2	16,2	16,8	16,9	10,3	16,0		14,5	3	15,8	17,2	17,8

	n	P		FU	GF	ML	Muestra total				
		V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	n 2	n 2	n 2	μ	σ	N	V <sub>1</sub> - V <sub>2</sub>	
1	2	258,0	323,4	310,0	344,0	349,6	300,2	38,65	14	236,3	349,6
2	3	35,5	49,3	45,8		50,3	41,9	5,46	18	35,0	50,3
3	3	24,6	29,6	29,4	28,2	30,6	25,9	3,38	23	19,2	31,2
4	3	24,8	29,6	34,3	36,3	36,7	31,8	4,23	17	24,2	38,5
5	2	27,6	35,1	30,2	30,3	33,5	27,9	4,57	23	22,1	36,6
6	3	52,0	66,7	63,0	64,0	62,3	58,4	7,83	19	42,6	70,5
7	2	25,5	31,0	36,8	39,6	40,7	36,2	5,33	21	25,5	45,2
8	1	13,0		15,0		14,0	14,3		13	13,0	15,0
9	2	14,0	15,0	9,0	8,0	9,0	8,6		14	8,0	15,0
10	2	10,0	9,0	11,0	11,0	10,0	10,6		13	9,0	12,5
11		12,9	14,5	13,4		13,9	13,4		15	11,0	15,1
12		10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	9,5		15	8,0	14,0
13		20,0	21,0	20,0	19,0	18,0	19,4		14	18,0	21,0
14		12,0	13,0	12,0	12,0	12,0	12,0		14	11,0	13,0
15		16,3	16,5	27,1	15,3	16,2	16,3		16	14,5	17,8

TABLA 3.12.—Medidas e índices del radio de *Ursus arctos*.

del carpo. Morfológicamente puede definirse de una manera muy gráfica, visto dorsalmente, como un tronco de pirámide de cuatro caras invertido, del que sobresale en su arista posteromedial una gruesa protuberancia: la protuberancia palmar. La cara superior es cuadrangular, de vértices redondeados, que muestra una convexidad tanto en sentido anteroposterior como transversal; esta última convexidad es irregular, pues su vértice, punto más alto, se sitúa más o menos a los dos tercios del borde medial, exactamente en el borde medial; muestra una ligera concavidad anteroposterior. En el vértice posterointerno aparece la protuberancia palmar separada de la cara palmar del hueso por un escalón de altura variable. Los lados internos y externos de esta protuberancia son perpendiculares a la cara palmar y paralelos entre sí, terminando en un bisel, de forma que el lado interno es más corto que el externo. La cara inferior posee un relieve fuerte, ya que en ella se des-

arrollan, en la parte central, dos aristas muy agudas, que dejan en el centro un surco muy profundo. De estas aristas, tanto en sentido medial como lateral, parten dos extensas superficies articulares que bajan oblicuamente. La más interna es muy ancha en su parte anterior, estrechándose hacia la posterior, donde se hace más o menos cóncava. Esta articula con el primer carpal (trapezio). El surco central es ancho y profundo, en él se inserta el segundo carpal (hueso grande). Finalmente en la zona más externa hay una tercera superficie articular, que en su parte anterior es cóncava, articulando con el tercer carpal, luego se levanta bruscamente en su región posterior, desarrollando en su parte más baja y externa una pequeña faceta articular, que se inclina hacia atrás y hacia fuera, con la que articula el cuarto hueso carpal o carpoulnar.

La cara anterior del hueso es trapezoidal, es-

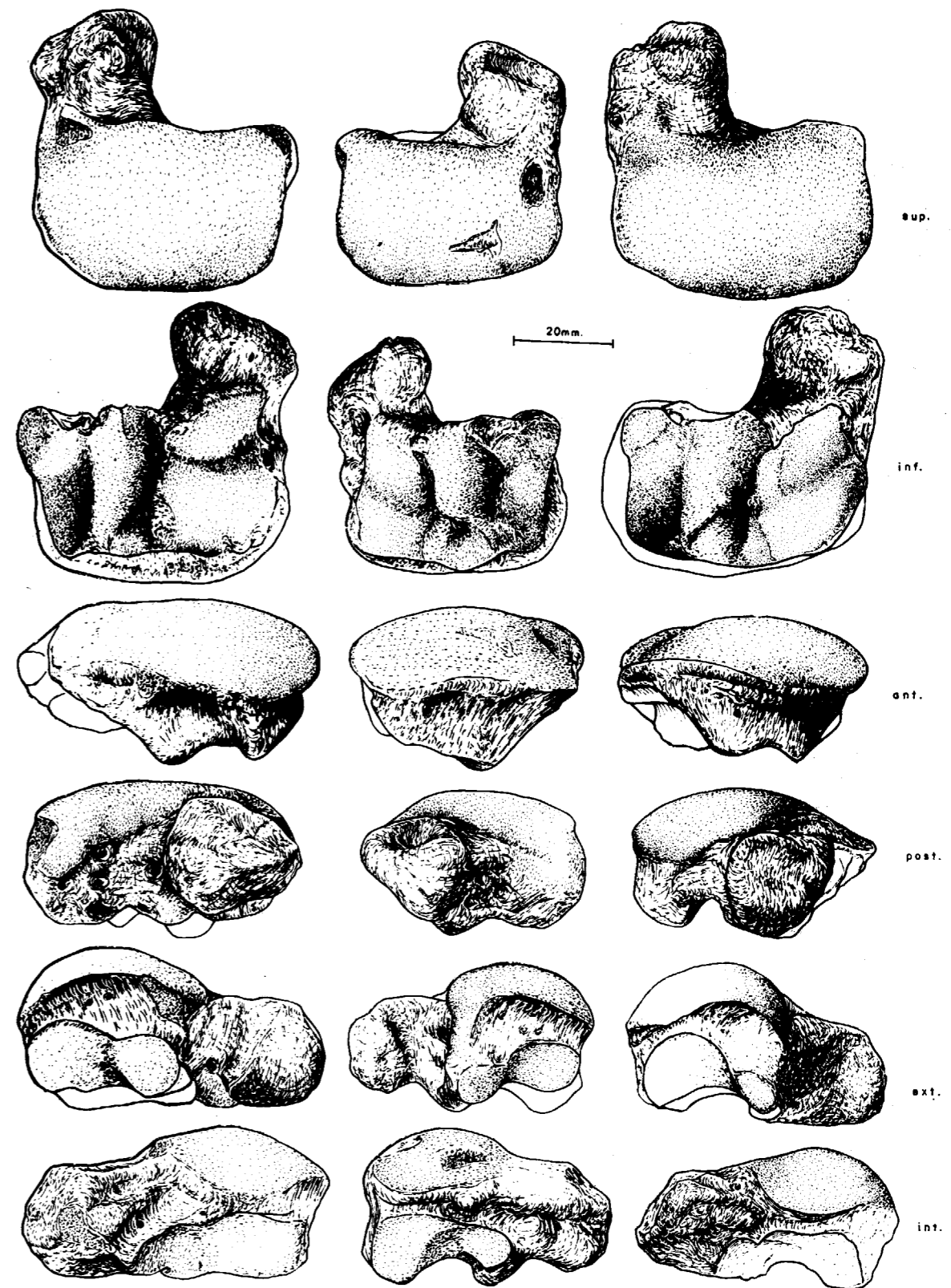


Figura 3.20.—Escapolunar (sin.) de *Ursus spelaeus*, de la Cueva del Reguerillo (T).

Figura 3.21.—Escapolunar (dex.) de *Ursus deningeri*, de Cueva Mayor (B).

Figura 3.22.—Escapolunar (sin.) de *Ursus arctos*, de la Sima de la Cuña (P).



tando en su parte más externa invadida por la prolongación (delantera) de la superficie articular superior. En el borde inferior de esta cara del hueso se observa el surco central de la cara inferior y las superficies articulares medial y lateral de la cara inferior del hueso que la limitan lateralmente.

La cara posterior es más rectangular que la anterior. Está ocupada en su parte más extensa por parte de la superficie articular de la cara superior y en su parte interna por la protuberancia palmar. El surco de la cara inferior asoma en su borde inferior.

La cara externa está prácticamente ocupada en su totalidad por parte de la superficie articular de la cara superior y por la superficie articular externa de la inferior.

En la cara interna aparece la zona cóncava de la superficie articular superior, la superficie articular interna de la cara inferior del hueso, y la zona lateral de la protuberancia palmar.

Se han encontrado las siguientes diferencias entre las cuatro especies:

En la cara superior la superficie articular es muy parecida en *Ursus deningeri*, *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus*, aunque en esta última especie el borde anterior es recto, siendo convexo en las otras dos, algo más en *Ursus deningeri* que en *Ursus arctos*. En *Ursus etruscus* la morfología de esta zona es marcadamente distinta, ya que aunque este borde anterior es francamente recto en sus dos tercios más externos, luego inflexiona bruscamente, formando un ángulo obtuso con el borde interno, que es aproximadamente de 90 grados en las otras tres especies. La curvatura de la superficie articular, tanto transversal como anteroposteriormente, es marcadamente mayor en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus*, y la pequeña zona cóncava situada en el borde interno de la cara superior está fuertemente marcada en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*. En *Ursus deningeri* existe, al igual que en *Ursus spelaeus*, pero no es tan profunda. La terminación posterior de la protuberancia palmar es casi cuadrada en *Ursus spelaeus*, y puntiaguda en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*. En *Ursus deningeri* de Cueva Mayor se han encontrado las dos morfologías, un 35 por 100 presenta morfología similar a la de *Ursus spelaeus* y el resto se acerca más a la de *Ursus etruscus-Ursus arctos*.

En la cara inferior hay tres superficies articulares principales, separadas por dos aristas agudas, que corren en sentido anteroposterior delimitando la articulación del surco central. La cara articular interna, topográficamente se divide en tres partes: la más anterior casi plana, una intermedia cóncava separada de la precedente por una suave cresta y, finalmente, la porción más posterior, ya sobre la protuberancia palmar que, visto el hueso desde su cara inferior, se levanta bruscamente. El conjunto de la zona anterior y media de esta superficie articular, se inclina mucho menos hacia el borde interno en *Ursus spelaeus* que en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*. La parte más posterior es importante en todas las especies menos en *Ursus deningeri*. En *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* el borde interno de esta superficie articular está marcado por una pequeña y fina ceja ósea. El surco central, zona de articulación del segundo carpal, es ancho y profundo en *Ursus arctos*, profundo aunque algo menos ancho en *Ursus deningeri*, y poco profundo y con perfil en «U» en *Ursus spelaeus*. En *Ursus etruscus* la morfología de esta zona es similar a la que se presenta en *Ursus arctos*. Finalmente, la superficie articular más extensa es similar en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, en los que vista desde abajo se desarrolla subverticalmente, abriéndose hacia la zona más externa del hueso. En *Ursus spelaeus* se inclina bastante menos y no es tan cóncava como en las otras especies; la faceta posterior para la articulación con el cuarto carpal o carpoulnar es muy variable en tamaño y forma.

La cara anterior del hueso es similar en las tres especies, salvo que posee diferente desarrollo vertical, según el siguiente orden de mayor a menor: *Ursus deningeri*, *Ursus etruscus*, *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus*, y que en las especies espéleas muestra un hundimiento transversal central, producto del mayor desarrollo de la superficie articular superior, que se proyecta hacia delante, formando una especie de visera.

En la cara posterior no aparece ninguna diferencia digna de mención, salvo que el surco central, al ser menos profundo en *Ursus spelaeus*, produce al alcanzar la cara posterior una escotadura menos marcada.

No hay diferencias notables en las caras externa e interna, salvo las derivadas de las diferentes concavidades de las superficies articulares medial y

externa de la cara inferior y que ya han sido comentadas.

Sobre el escafolunar se tomaron las medidas siguientes: (1) máximo diámetro transversal; (2) máximo diámetro dorsopalmar; (3) máximo diámetro vertical, esta última medida se incluye sólo a nivel indicativo, ya que se define muy mal, pues depende de la zona de máxima curvatura de la cara superior del hueso y del mayor o menor desarrollo de las protuberancias de la cara inferior, alcanzándose en puntos variables en huesos de la misma especie.

La comparación de los histogramas de la figura 3.23 refleja claramente que la distribución de las magnitudes del diámetro transversal del escafolunar de *Ursus deningeri*, se desplaza claramente hacia valores más bajos que los observados en *Ursus spelaeus*. La moda atribuible a hembras de *Ursus spelaeus* se sitúa en la clase 58 mm. En *Ursus deningeri* lo hace en la de 50 mm.; de igual forma la de los machos de *Ursus spelaeus* está en 62 mm., mientras que en *Ursus deningeri* lo hace en la clase de 54 mm. La pequeña dimensión de la muestra de *Ursus arctos* no permite sacar conclusiones, aunque los tamaños medidos se sitúan sobre los valores menores del diámetro anteroposterior del escafolunar de *Ursus deningeri*.

**Carpoulnar, ulnar o piramidal** (figs. 3.24, 3.25 y 3.26)

Se puede definir de una manera general como un hueso de tamaño bastante reducido, paralelepípedo. En su cara superior articula con la ulna y con el accesorio del carpo; en la cara inferior lo hace con el cuarto tarsal y a veces con el quinto metacarpiano; en su cara interna articula con el escafolunar o radiointermedio. Abatido el hueso sobre la horizontal para su descripción, en su cara superior muestra un contorno cuadrangular con tres de sus lados: anterior, externo e interno, prácticamente perpendiculares entre sí, mientras que el posterior es más o menos oblicuo con una escotadura central. Forma un ángulo obtuso con el lado interno, quedando por ello más prominente el ángulo posterior externo. Una cresta que va del ángulo anterointerno al posteroexterno divide la superficie superior en dos partes; la parte anterior que es cóncava y la mayor, que articula con la ulna, y la posterior, que es plana e inclinada hacia atrás, que articula con el hueso accesorio del carpo o pisiforme.

En la cara inferior destaca fuertemente la superficie articular con el cuarto hueso carpal, muy cóncava, que puede definirse en planta como un cuadrante de círculo, cuyos lados rectos son el interno y el anterior. La zona posteroexterna forma una pequeña apófisis ósea que sobresale hacia atrás, en la cual puede aparecer una pequeña faceta articular para el quinto metacarpiano.

La cara anterior del hueso es trapezoidal con el lado mayor arriba, y muestra una pequeña concavidad en su zona central. El borde inferior de esta cara es algo cóncavo. Los bordes laterales son rectos, la cara en sí es rugosa y puede mostrar pequeños agujeros. La cara posterior del hueso está limitada, en su zona interna, por el borde de la faceta articular con el radio intermedio y por la apófisis del ángulo posterior externo, estando desarrollada sobre la escotadura que los separa. Es la zona de menor espesor vertical del hueso.

La cara interna del hueso es lisa y se levanta rápidamente en su parte anterior, debido al nacimiento de la arista que divide a la superficie superior, que es más alta en esta zona; luego desciende suavemente con una levisima concavidad siguiendo el borde de la superficie articular para el accesorio del carpo. En la parte posterior de esta cara, ocupando una superficie variable, se en-

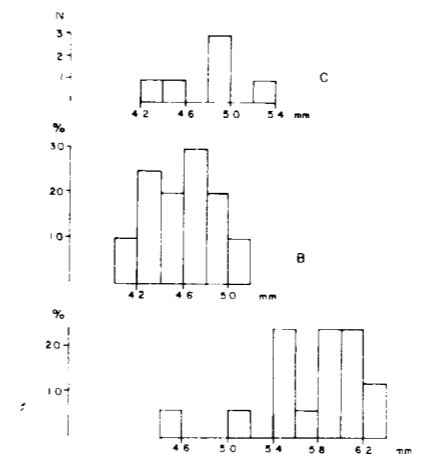


Figura 3.23.—Histogramas del diámetro transversal (1) del escafolunar; A, *Ursus spelaeus*; B, *Ursus deningeri*; C, *Ursus arctos*.

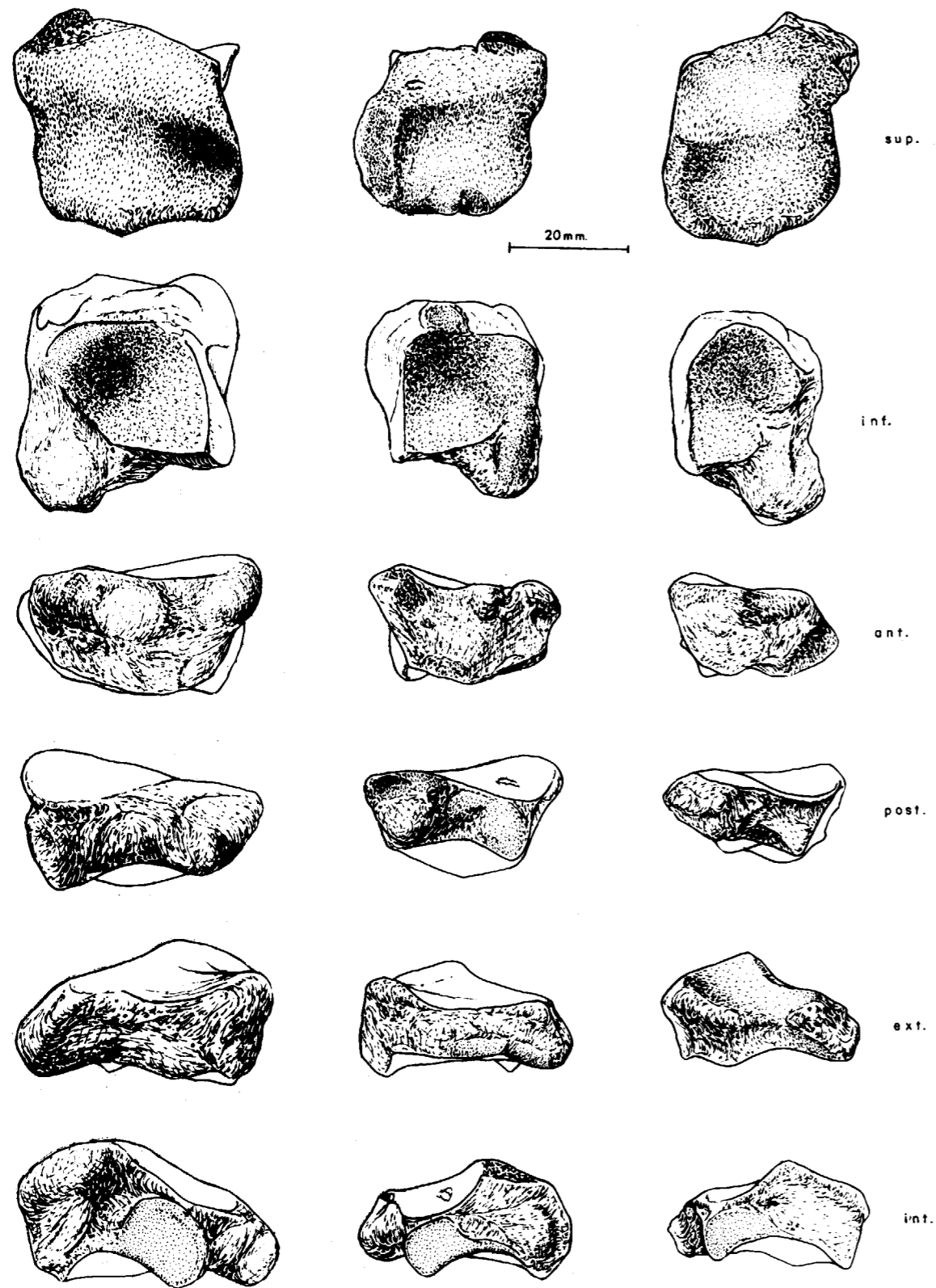


Figura 3.24.—Piramidal (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

Figura 3.25.—Piramidal (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

Figura 3.26.—Piramidal (sin.) de *Ursus arctos*, actual col. Meijide-Fuentes.

cuentra la faceta articular con el radio intermedio, es de forma circular, más alta detrás que delante.

La cara externa comienza con una zona cóncava con su borde anterior elevado, y que corresponde con el borde anterior del hueso en la zona del ángulo anteroexterno, para, a continuación, mediante una suave convexidad, descender suavemente hacia la zona de la apófisis del ángulo posteroexterno.

A continuación se tratarán las diferencias existentes entre las diversas especies: en la cara superior la zona donde articula con la apófisis estiloide de la ulna es, proporcionalmente, más profunda en *Ursus deningeri* que en *Ursus spelaeus* y la zona situada tras la arista, donde se produce la articulación con el accesorio, se inclina más fuertemente en *Ursus deningeri* que en *Ursus spelaeus*. Al hablar de la cara superior he citado que en el carporradial se desarrolla una apófisis que proyecta hacia atrás el ángulo posteroexterno. Esta apófisis es mayor en *Ursus spelaeus* que en *Ursus deningeri*, y en ambos mucho mayor que en *Ursus arctos*, en el cual prácticamente no existe, adoptando el hueso una forma mucho más cuadrangular.

En la cara inferior del hueso, la foseta cóncava que articula con el cuarto carpal, es, proporcionalmente, más profunda en *Ursus deningeri* que en *Ursus arctos*. Además el mayor desarrollo de la apófisis del ángulo posteroexterno, permite que en el carpoulnar de *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* se desarrolle una faceta articular con el quinto metacarpiano, faceta que no existe en *Ursus arctos*, aunque a veces, en las dos especies primeramente citadas, esta faceta puede faltar o estar muy someramente definida. En la cara interna, debido al desarrollo proporcionalmente mayor de la arista que divide la cara superior, ésta es proporcionalmente más alta en *Ursus deningeri* que en *Ursus arctos*.

La cara externa es muy similar en las tres especies, aunque debido a la mayor concavidad de la zona de articulación de la cara superior con la apófisis estiloide de la ulna, el borde superior de esta cara está más fuertemente ondulado en *Ursus deningeri* que en *Ursus spelaeus*.

La cara anterior es proporcionalmente más ancha en sentido medioexterno en *Ursus spelaeus* que en *Ursus deningeri*. Esto se debe fundamental-

mente a que los lados externo e interno, que limitan esta cara en *Ursus spelaeus* son mucho más verticales, siendo más oblicuos y dando lugar a una arista inferior más estrecha en *Ursus deningeri*. La concavidad de la arista superior es más profunda en *Ursus deningeri* que en *Ursus spelaeus*.

En la cara posterior no aparecen grandes diferencias, salvo que la escotadura, que separa los lados externo e interno, es más ancha en *Ursus spelaeus*, como consecuencia directa de la mayor proyección hacia atrás del ángulo posteroexterno del hueso.

**Accesorio del carpo (pisiforme)**  
(figs. 3.27, 3.28 y 3.29)

Se puede definir el accesorio del carpo como un hueso alargado, cilíndrico o más propiamente triangular, de vértices muy redondeados, con la cara superior plana y un vértice en el centro de la cara inferior. La parte anterior fuertemente ensanchada en sentido medio lateral, y la región posterior ensanchada en todos los sentidos, de forma que se produce una protuberancia esferoidal, que en su parte más posterior está dividida en dos partes por un surco de orientación variable. En la cara superior, en su parte anterior, hay una depresión cóncava, de perfil circular, que articula con la apófisis estiloide de la ulna. Detrás hay una zona más estrecha o cuello; luego está la protuberancia posterior.

En la cara inferior, toda la arista anterior está ocupada por una superficie articular, de contorno falciforme, que articula sobre el carpoulnar. En el cuello se sitúa una primera inserción muscular, de tamaño regular, que es seguida por otra, de gran tamaño, ya sobre la tuberosidad posterior.

La cara interna tiene poco que reseñar, es una superficie cóncava en sentido anteroposterior y convexa en sentido medial-externo. En la cara exterior se observa que la concavidad anteroposterior es menor que en la interna, mostrando una importante inserción muscular, ya en la zona de la tuberosidad posterior, que puede aparecer unida a la inserción descrita en la cara inferior de la tuberosidad posterior. El borde anterior del hueso está formado por el conjunto de las dos facetas articulares, separadas por una arista aguda en su tercio externo, pasando luego a estar ocupado por la porción vertical de la cara articular con el car-

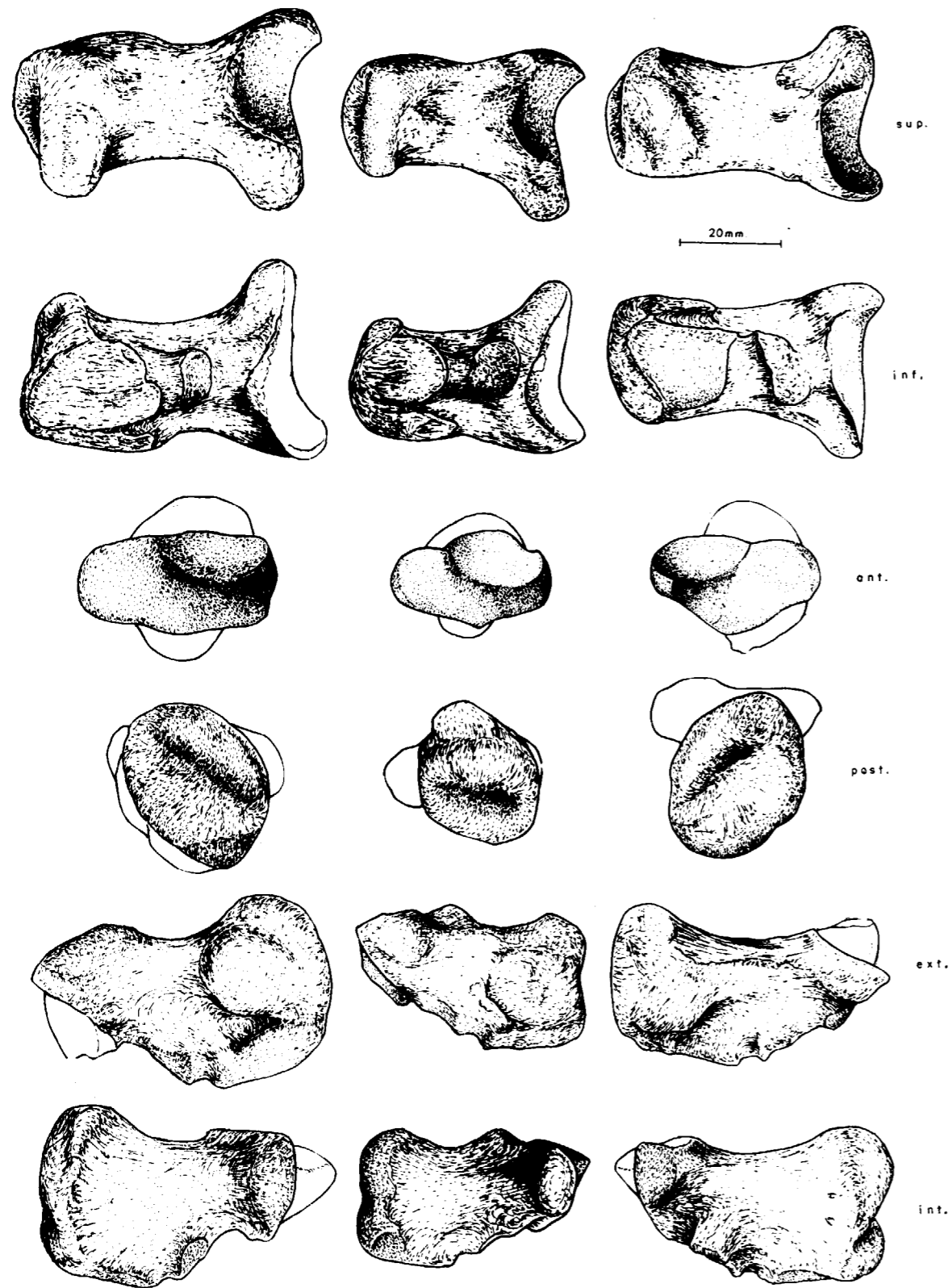


Figura 3.27.—Pisiforme (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

Figura 3.28.—Pisiforme (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

Figura 3.29.—Pisiforme (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de la Bodega (LB).

poulnar. La cara posterior está constituida por la tuberosidad y un surco marcado sobre ella, que suele aparecer horizontal o inclinado en sentido medioexterno.

En general, es más grande en *Ursus spelaeus*, menor en *Ursus deningeri* y finalmente en *Ursus arctos* y en *Ursus etruscus*. En la cara superior no aparecen grandes diferencias. En la cara inferior, la superficie articular falciforme con el carpoulnar, en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* ocupa todo el borde inferior, desde el pico curvado hacia delante de la región externa hasta la zona recta interna. En *Ursus arctos*, por el contrario, no ocupa toda la zona externa. Además, mientras que en la mitad externa es cóncava para luego aplanarse por detrás en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, en *Ursus arctos* es plana y algo más oblicua en todo su desarrollo. Respecto a las inserciones que aparecen en esta cara, la anterior y más reducida, que se sitúa sobre el cuello, ocupa una posición subhorizontal o suavemente inclinada hacia delante en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, sobresaliendo quizá algo menos de la superficie del hueso, en la primera de estas especies, aunque es un carácter muy variable. En *Ursus spelaeus* esta inserción se acerca mucho a la tuberosidad posterior y suele adoptar una orientación casi vertical. En cuanto a las caras medial y externa, sólo cabe decir que en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, al ser el hueso más grácil, la sección triangular se observa mejor y que a lo largo de ellas corre una leve arista aguda, que falta en *Ursus spelaeus*, donde los perfiles se redondean a consecuencia del aumento de robustez del hueso.

Entre el diámetro transversal de la parte proximal y el diámetro anteroposterior máximo del hueso (fig. 3.30), existe una correlación alta para *Ursus spelaeus* (.84) y para *Ursus deningeri* (.80); es baja y no significativa (.65) para *Ursus arctos*. Las líneas de regresión indican claramente que respecto al diámetro anteroposterior del hueso, el diámetro transversal de la porción articular es proporcionalmente mayor en el pisiforme del oso de las cavernas que en el de *Ursus deningeri*. La línea de regresión del pisiforme de *Ursus arctos*, queda en una posición que indicaría que esta zona es proporcionalmente menos ancha en el oso pardo que en las otras dos especies.

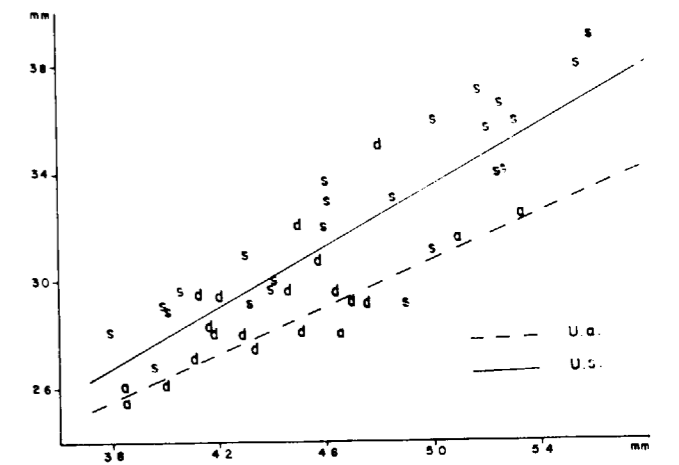


Figura 3.30.—Pisiforme, representación bivariada: diámetro transversal de la extremidad articular (1) (Y) en función del diámetro dorsopalmar (2) (X); a, *Ursus arctos*; d, *Ursus deningeri*; s, *Ursus spelaeus*.

**Cuarto carpal (ganchudo)**  
(figs. 3.31, 3.32 y 3.33)

Es el hueso de mayor tamaño de la fila inferior de huesos del carpo. Geométricamente puede considerarse como un tetraedro, cuya base, fuertemente cóncava en sentido anteroposterior y suavemente cóncava en sentido mediolateral, posee un perímetro cuadrado o subcircular, según las especies, y articula con el cuarto y quinto metacarpianos. La cara anterior puede considerarse, aproximadamente, como un triángulo, situado casi verticalmente en el carpo, de lados curvos sobre todo el inferior, estando el lado externo interrumpido por una apófisis puntiaguda, que se proyecta horizontalmente desde el hueso, casi en la base del mismo, y que limita anteriormente el área de articulación con el ulnar o piramidal. A veces de esta apófisis sale un reborde que recorre toda la cara anterior del hueso, paralelamente al borde inferior del mismo. La cara interna del hueso posee dos superficies articulares, que unas veces están unidas y otras no. La más inferior, en su nacimiento, ocupa toda la arista inferior de la cara, para al ir subiendo, ir convergiendo adoptando una forma casi triangular; esta superficie articula con el tercer carpal. Unida o casi unida con esta superficie articular se encuentra otra, que ocupa la parte superior de esta cara, desbordándola incluso y conectando con la superficie

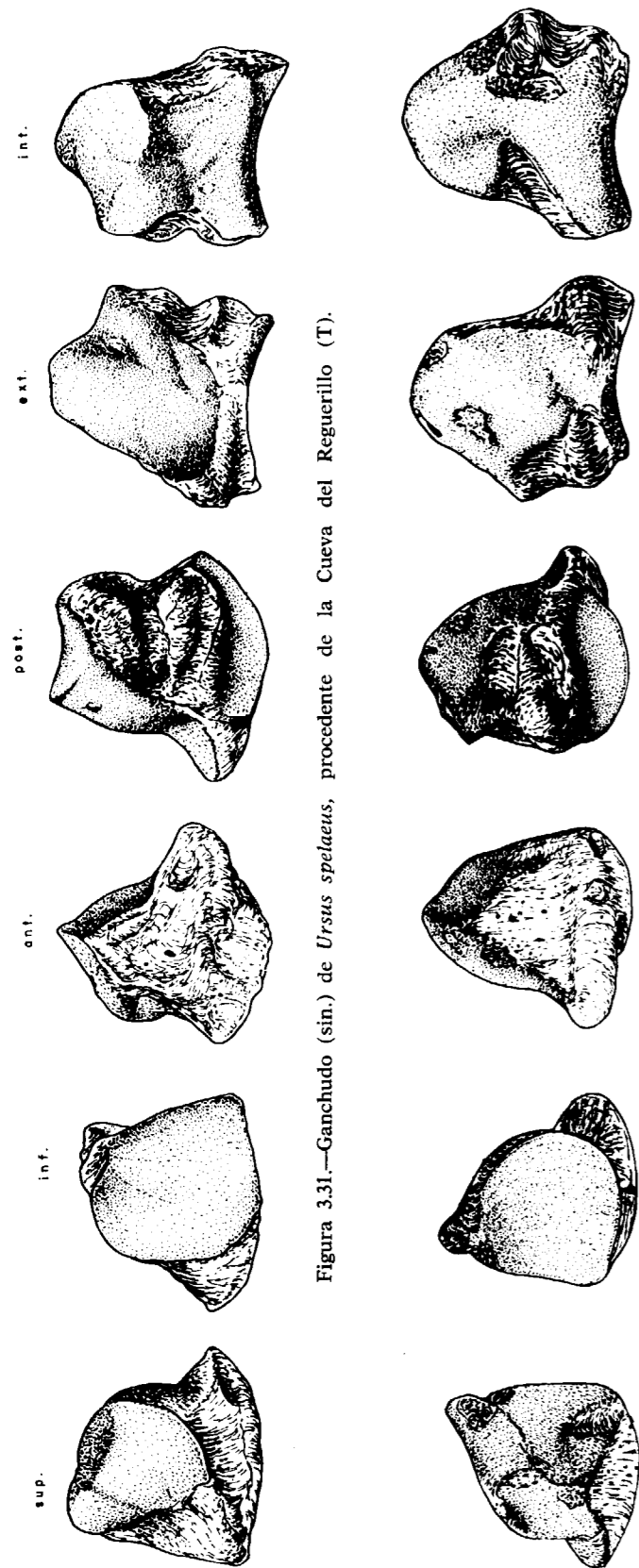


Figura 3.31.—Ganchudo (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

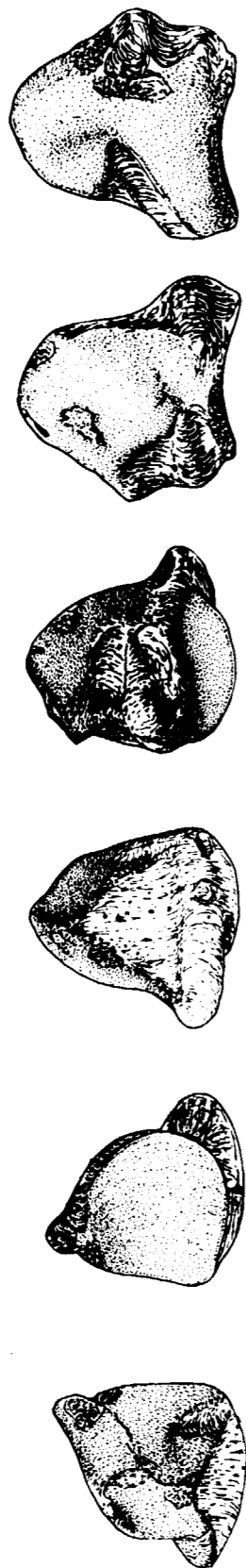


Figura 3.32.—Ganchudo (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

20mm



Figura 3.33.—Ganchudo (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de la Bodega (LB).

articular de la cara externa, esta superficie posee una forma redondeada más ancha delante que detrás, en ella articula el radiointermedio o escapolunar.

La cara externa muestra una superficie articular rotunda, esferoidal, que se prolonga por detrás de la apófisis, que hemos descrito en la cara anterior; esta zona articula con el carpoulnar o piramidal. En alguna especie la cara externa e interna en su zona más anterior, están separadas por un pequeño surco que se pierde rápidamente.

Ya ha sido descrita la cara anterior con detalle y en ella existen algunas diferencias específicas: la apófisis que se desarrolla en la parte inferior del borde externo de esta cara, para la articulación con el ulnar, está fuertemente desarrollada en *Ursus spelaeus*. Por otra parte, en esta especie la apófisis surge netamente por encima del borde inferior del hueso, mientras que en *Ursus deningeri*, en el cual también es muy robusta, la distancia que queda desde el borde inferior de esta apófisis, al borde inferior del hueso, es mucho más reducida. En ambas especies, desde esta apófisis se desarrolla, transversalmente al hueso, una pequeña ceja ósea que destaca en la cara anterior. En *Ursus arctos*, esta apófisis es diminuta y prácticamente no aparece resalte transversal. En *Ursus etruscus*, esta apófisis está apreciablemente desarrollada, aunque no tanto como en las especies espéleas, y aparece a una altura respecto a la arista inferior de la cara anterior del hueso, similar a como se presenta en *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos*. En el borde interno de la cara anterior no existen grandes diferencias, excepto que en el cuarto tarsal del oso de las cavernas la mitad inferior de este borde interno, está constituido por un pequeño canal, que va a morir a un agujero nutricio, canal que es relativamente ancho y profundo. En *Ursus deningeri* este canal, que parte del vértice inferior interno de la cara anterior, no se observa visto el hueso frontalmente, ya que sigue una trayectoria oblicua, perdiéndose hacia el centro de la cara interna, pero está bien desarrollado. En *Ursus arctos* este canal posee un desarrollo mínimo, corriendo paralelo al borde interno de la cara anterior, pero siempre sobre la cara interna del hueso. En *Ursus etruscus*, esta zona posee características similares a las que aparecen en *Ursus arctos*, pero el canal está mejor definido. Finalmente, cabe citar que en *Ursus spelaeus*, las superficies articulares que ocupan la cara externa e interna del

hueso, aunque desbordan algo sobre la cara anterior del hueso, no se fusionan, dejando un estrecho canal entre ellas, lo que no ocurre en las otras tres especies.

En la cara interna, además del surco citado en el párrafo anterior, se desarrollan dos superficies articulares unidas: una superior que articula con el radiointermedio y otra inferior que lo hace con el tercer canal. Según ALTUNA (op. cit.), en las especies arctoides no se produce cambio alguno al pasar de una a otra superficie (visto el hueso anteriormente), ya que ambas son planas, mientras que en *Ursus spelaeus* aparece una línea de inflexión, al ser ambas cóncavas y poseer distinta orientación su concavidad. *Ursus deningeri* también muestra esta inflexión, aunque menos marcada, faltando totalmente en *Ursus etruscus*. En cuanto a la geometría de estas superficies, en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, el cuello que las une, visto el hueso lateralmente (la zona coincide con la línea de inflexión observada por ALTUNA, op. cit.), visto el hueso en norma anterior, es muy ancho, siendo mucho más reducido en *Ursus etruscus* y en *Ursus arctos*. En las especies espéleas, la importancia relativa de las superficies articulares es mayor.

En la cara externa aparece una extensa y marcadamente convexa superficie para la articulación con el hueso ulnar, es muy similar en todas las especies, aunque posee mucho más relieve proyectándose fuertemente hacia fuera en *Ursus spelaeus* y en *Ursus deningeri*, en este último algo menos. En *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* da un relieve más moderado.

La cara inferior es fuertemente cóncava en todas las especies, aunque en *Ursus spelaeus* esta concavidad es algo menor. Esta cara está totalmente ocupada con la superficie articular para el cuarto y quinto metacarpiano. En *Ursus spelaeus* puede describirse como un cuadrado de lados algo curvos (casi rectos), y en las demás especies como un cuadrado de lados suavemente curvos, estando fuertemente curvado hacia fuera el lado externo.

Entre el diámetro transversal máximo (1) y el diámetro vertical máximo (3) existe una correlación muy elevada (.90 para *Ursus spelaeus*, .87 para *Ursus deningeri* y .94 para *Ursus arctos*). En la representación bivariada de estas dos medidas (figura 3.34) se observa idéntica estratificación en el

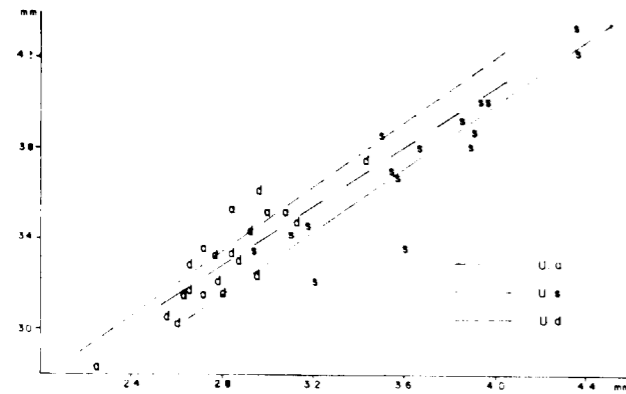


Figura 3.34.—Ganchudo, representación bivariada: diámetro vertical (3) (Y) en función del diámetro transversal (1) (X); a, *Ursus arctos*; d, *Ursus deningeri*; s, *Ursus spelaeus*.

diámetro vertical máximo, que la que se observó en el diámetro anteroposterior en el párrafo precedente. La altura relativa del ganchudo del oso de las cavernas es la menor, la máxima se da en el oso pardo, estando el ganchudo del oso *Ursus deningeri* en una posición intermedia.

**Tercer hueso carpiano o hueso grande** (figs. 3.35, 3.36 y 3.37)

El tercer hueso carpiano articula en su parte superior con el surco central del radiointermedio, en su parte externa con el cuarto hueso carpal, haciéndolo con el segundo hueso carpal en su parte interna. Por debajo se apoya sobre el tercer metacarpiano. Morfológicamente, puede dividirse en dos partes bastante diferenciadas: una inferior, que puede asimilarse a un prisma de poca altura, con sus lados interno y externo cóncavos, al que se superpone una cresta suavemente redondeada transversalmente, que, conforme se va desplazando hacia la parte trasera del hueso, muestra una morfología cuadrangular o triangular, siendo la cara posterior groseramente triangular, con un ángulo recto en el vértice inferior-interno. Se pueden distinguir las siguientes superficies articulares: la más superior, definible como una estrecha superficie de articulación con el radiointermedio, que recorre exclusivamente la protuberancia superior del hueso. En el borde inferior de la cara interna se desarrolla una estrecha banda articular

paralela a la base que aumenta levemente de altura en los extremos anterior y posterior. En esta zona se produce la articulación con el segundo hueso carpal. En la cara externa del hueso existe una superficie articular que es una reproducción de la que aparece en la cara interna del cuarto hueso carpal: un triángulo inferior unido por un cuello, más o menos estrecho, con una superficie articular ovalada que se sitúa en el costado externo de la protuberancia superior del hueso. Finalmente en la cara inferior está la articulación con el tercer metacarpiano, superficie de perímetro rectangular con los lados interno y externo cóncavos, la cual, a su vez, es fuertemente cóncava en sentido anteroposterior y suavemente cóncava transversalmente.

La cara anterior del hueso muestra una morfología variable: mientras que en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* esta cara muestra un perímetro más o menos triangular, siendo oblicuo el lado superior. En *Ursus spelaeus* esta zona presenta un perímetro cuadrado, morfología que también aparece en *Ursus etruscus*, aunque mucho más aplastada en sentido vertical.

La cara posterior del hueso es muy similar en las cuatro especies, constando de una zona inferior de morfología triangular que mediante una escotadura más o menos marcada se une con la protuberancia superior. En *Ursus arctos*, la zona inferior del hueso se levanta mucho, y el tránsito hasta la protuberancia superior no está marcada por una escotadura. Esta escotadura se puede apreciar mejor si se observa el hueso en norma externa e interna.

La cara superior está ocupada por la protuberancia superior que se apoya en una base rectangular. No existen diferencias muy marcadas, aunque en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, esta protuberancia posee unas dimensiones transversales constantes y posee un desarrollo rectilíneo. En *Ursus spelaeus* esta protuberancia engrosa notablemente en su zona más posterior mostrando, vista desde arriba, una cierta concavidad en su parte interna.

La cara inferior ya ha sido descrita. Respecto a ella, cabe decir que no se han encontrado grandes diferencias, salvo que una escotadura que aparece en su borde interno está más marcada en *Ursus spelaeus* que en las otras especies. Aunque puede ser un carácter variable, la concavidad anteropos-

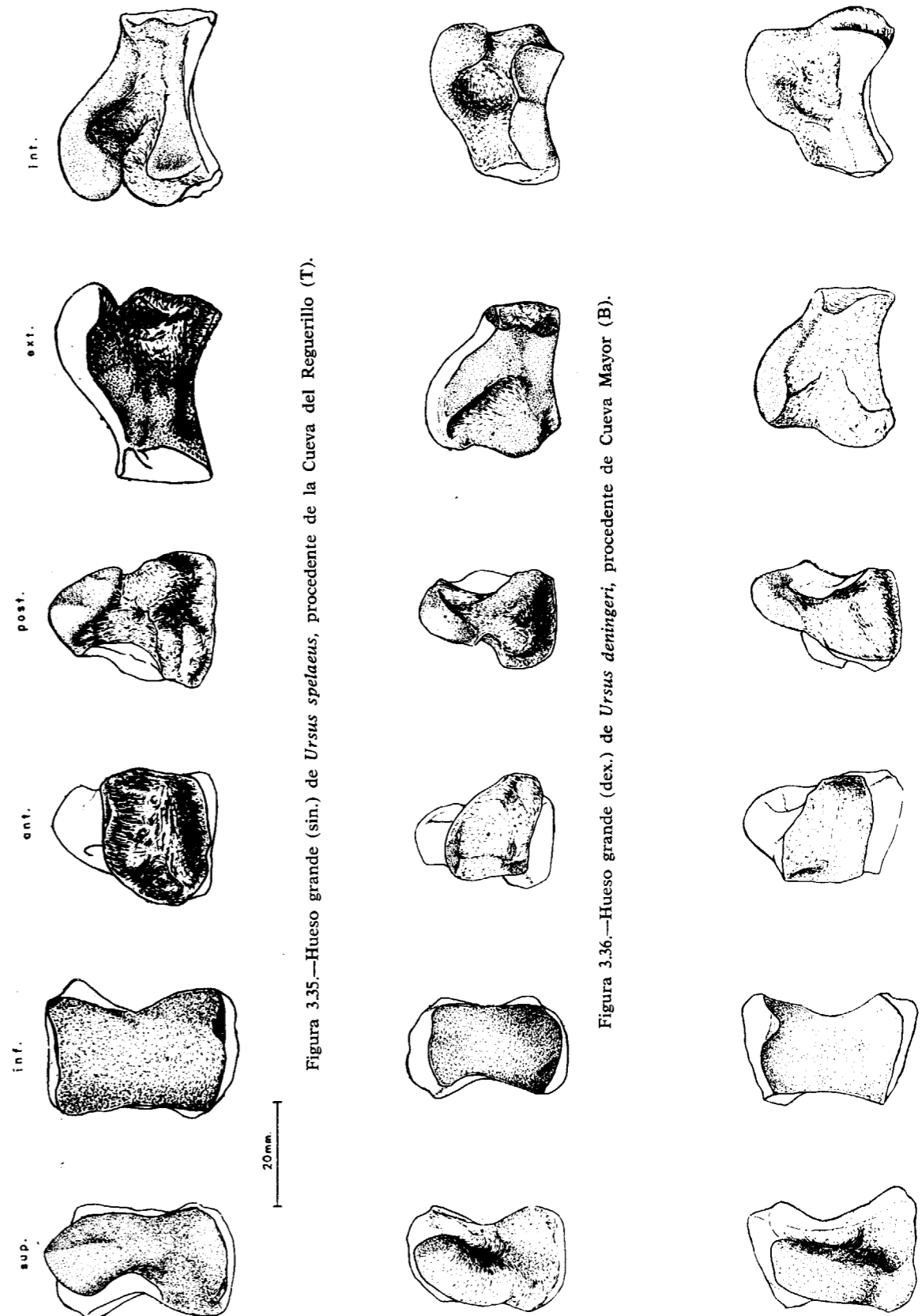


Figura 3.35.—Hueso grande (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

Figura 3.36.—Hueso grande (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

Figura 3.37.—Hueso grande (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de la Bodega (LB).

terior es muy fuerte en *Ursus spelaeus*, *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, algo menos en *Ursus deningeri*.

En la cara interna del hueso no hay grandes diferencias, salvo que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* la mitad posterior de la superficie articular con el segundo hueso carpal, se inflexiona bruscamente hacia dentro, lo cual se refleja en la aparición de una escotadura visible en el lado interno de la cara inferior. Esta inflexión se marca menos en *Ursus etruscus* y en *Ursus arctos*. El hecho ya citado de que la protuberancia superior engrose en su parte posterior, se refleja en que aparece un abultamiento más rotundo en esta zona de la cara interna, mientras que en *Ursus arctos* esta zona es plana.

En la cara externa la parte inferior de la superficie articular con el cuarto carpiano es fuertemente cóncava en *Ursus arctos*, cóncava en *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri* y prácticamente plana en *Ursus spelaeus* o incluso puede ser algo convexa en su parte posterior. El cuello que une los dos regiones de esta superficie articular, es relativamente angosto en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, ancho en *Ursus deningeri* y muy ancho en *Ursus spelaeus*. La región superior de la superficie articular es, en general, angosta, plana en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*. En la primera de estas especies está separada por una fina arista de la región articular inferior, mientras que en *Ursus arctos* se une con ella sin discontinuidad visible. En *Ursus spelaeus*, debido al engrosamiento de la protuberancia superior que forma una pequeña ceja en el lado externo, esta zona se hace suavemente cóncava.

**Segundo hueso carpal o trapezoide**  
(figs. 3.38 y 3.39)

Es un hueso de pequeño tamaño, el más pequeño del carpo, alargado y aplanado, que visto desde arriba muestra un perímetro triangular con una arista recta anterior y un vértice posterior. Este hueso articula en su cara superior con el radiointermedio (escafolunar), en la inferior con el segundo metacarpiano, en la cara interna lo hace con el tercer hueso carpal, haciéndolo con el primer hueso carpal en su cara externa.

La cara anterior es idéntica en las tres especies: una arista superior recta, que se une a la externa

e interna, que se unen formando una curva regular, en forma de catenaria profunda, la superficie de la cara es muy rugosa.

La cara posterior no existe, es una arista resultante de la unión de la cara externa e interna que son oblicuas.

La cara externa es similar en las tres especies, mostrando una larga banda articular, alabeada (convexa delante y cóncava detrás) para la articulación con el tercer carpal. La cara interna es algo diferente en las tres especies, debido básicamente a la distinta dimensión y disposición de la articulación para el primer carpal. En *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* la mitad de esta cara está ocupada por esta superficie articular, que es vertical, estando el resto de la cara compuesto por un área algo deprimida, limitada por dos aristas que son los bordes de las superficies articulares superior e inferior.

La cara interna del segundo carpal de *Ursus arctos* muestra una faceta articular para el primer carpal, muy reducida y fuertemente inclinada hacia dentro, seguida de un área rugosa bastante deprimida, limitada entre una arista superior y otra inferior, bordes de las superficies articulares inferior y superior del hueso. La cara inferior es similar en las tres especies, en forma de un triángulo de bordes y vértices redondeados cóncava en sentido anteroposterior y transversal. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* hay que hacer notar que es algo cóncava en el borde anterior, mientras que en *Ursus arctos* aunque es cóncava en sentido anteroposterior es suavemente convexa en sentido transversal.

**Primer hueso carpal o trapecio**  
(figs. 3.40, 3.41 y 3.42)

Es un hueso alto, bastante deprimido, transversalmente y que se prolonga bastante en sentido dorsopalmar. La cara superior prácticamente no existe, estando sustituida por una arista formada por la unión de las superficies articulares de la cara interna, con el radiointermedio, y externa, con el segundo hueso carpal.

Visto con detalle, este hueso presenta en las tres especies estudiadas una cara anterior pentagonal con uno de sus ángulos en el vértice superior de la cara. La cara posterior está ocupada, en

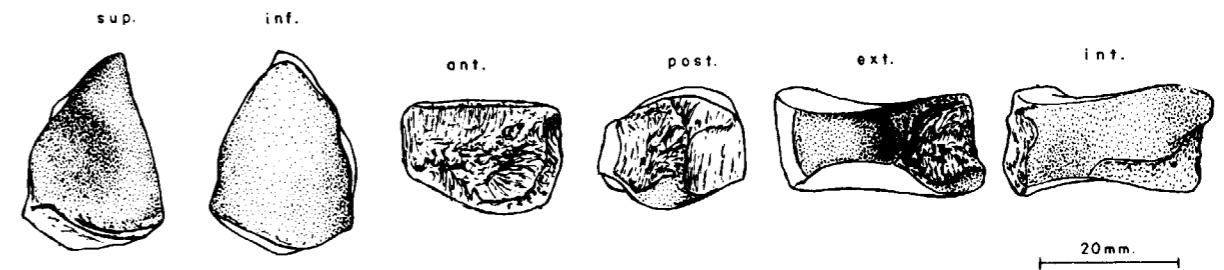


Figura 3.38.—Trapezoide (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

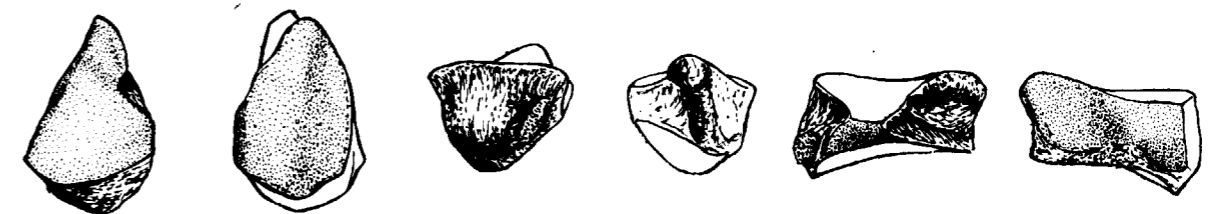


Figura 3.39.—Trapezoide (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de la Bodega (LB).

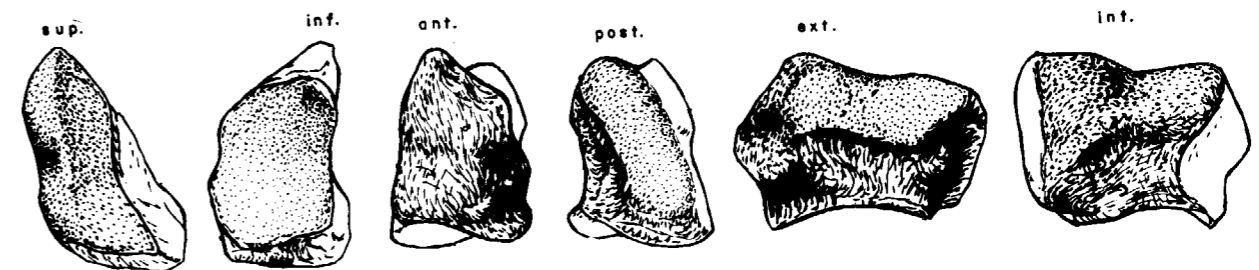


Figura 3.40.—Trapecio (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

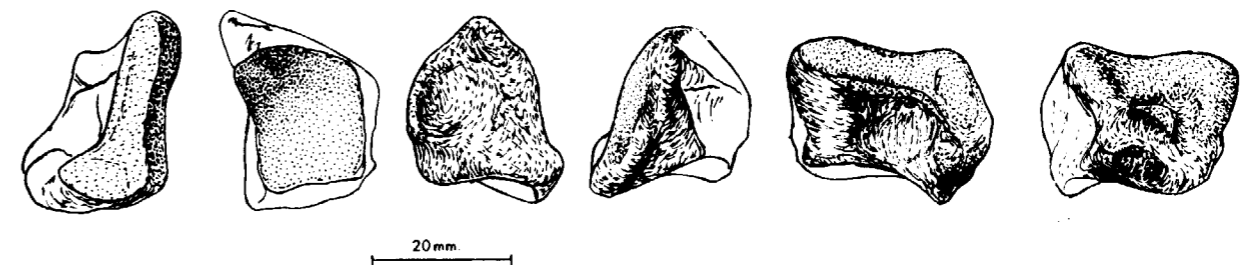


Figura 3.41.—Trapecio (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

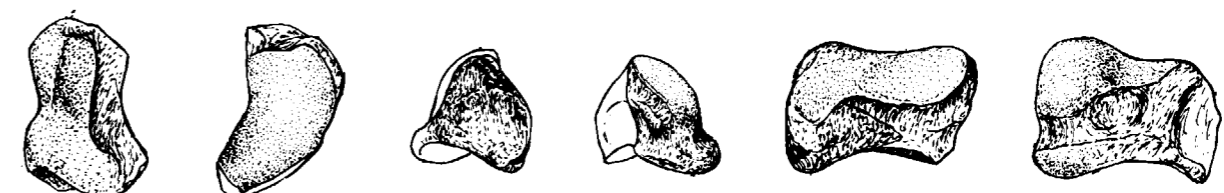


Figura 3.42.—Trapecio (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de la Bodega (LB).

*Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, por un surco de fondo rugoso, delimitado por una protuberancia situada más o menos en el centro del borde externo, y por el borde de la superficie articular, que ocupa gran parte de la cara interna del hueso. En *Ursus spelaeus* esta zona es radicalmente distinta, ya que en ella se desarrolla una faceta articular importante, que va de la parte superior a la inferior de la cara, prolongación de la superficie articular de la cara interna. La cara interna, en las tres especies está ocupada en casi toda su mitad superior por la superficie articular interna (con el radiointermedio). En *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* esta superficie comienza en el vértice infero-posterior de esta cara, para luego ir subiendo según una línea cóncavo-convexa-cóncava hasta alcanzar el vértice antero-superior de la cara. En *Ursus arctos* comienza a mitad del borde posterior en vez de hacerlo en el vértice infero-posterior, pero existe una pequeña faceta articular justo en el vértice, faceta que sobresale bastante y que también está presente en *Ursus deningeri*. En *Ursus arctos* esta superficie articular interna es fuertemente cóncava en su centro y convexa en sus extremos anterior y posterior. Estas curvaturas están menos marcadas en *Ursus deningeri*, suavizándose más todavía en *Ursus spelaeus*; el resto de la cara es rugosa.

La cara externa es similar en las tres especies: una banda articular recorre todo su borde superior, ocupando en *Ursus arctos* la mitad de la altura; en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* ocupa más o menos un tercio. Esta banda articular, en su parte más anterior, se prolonga hacia abajo en forma de una pequeña facetilla subcircular, que en *Ursus arctos* es continuación de la superficie que corre por el borde superior de la cara, mientras que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, esta continuidad está rota por una finísima arista.

La cara inferior es cóncava, en sentido antero-posterior y transversal tanto en *Ursus deningeri* como en *Ursus spelaeus*, mientras que en *Ursus arctos* es cóncava en sentido anteroposterior y levísimamente convexa en sentido transversal. En las tres especies en el vértice posterior hay un pico que se levanta fuertemente. El perímetro de esta superficie articular es triangular en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, larga (ant. post.) y ancha (trans.), con sus bordes anterior y externo casi rectos, siendo fuertemente convexo en el interno. En *Ursus arctos*, aunque larga, la superficie articular

se hace transversalmente mucho más estrecha, siendo bastante cóncavo el borde interno; los bordes anterior y externo son débilmente convexos.

### 3.3. METACARPO

Los *Ursidos* poseen cinco metacarpianos de los que el primero es el más corto y el quinto el más robusto. Están dispuestos de forma que las caras dorsales producen un conjunto convexo y las caras palmares un conjunto cóncavo. Por encima articulan con los huesos de la fila inferior del carpo, ocasionalmente el quinto metacarpiano puede articular con el carpoulnar. En su zona proximal articulan entre sí mediante facetas articulares. En su zona distal lo hacen mediante huesos sesamoides. Constan de una parte articular (base), de una diáfisis y de una parte distal (cabeza), que lleva una cresta sagital en la cara palmar.

Sobre los metacarpianos se tomaron las siguientes medidas: (1) longitud absoluta; (2) diámetro transversal máximo de la extremidad superior; (3) diámetro anteroposterior máximo de la extremidad superior (4) diámetro transversal máximo de la diáfisis; (5) diámetro anteroposterior máximo de la diáfisis; (6) diámetro transversal máximo de la extremidad inferior; además se calcularon los índices siguientes: (7) relación porcentual entre el diámetro transversal máximo de la extremidad superior y la longitud absoluta (2/1 por 100); (8) relación porcentual entre el diámetro transversal de la diáfisis y la longitud absoluta (4/1 por 100); (9) relación porcentual entre el máximo diámetro transversal de la extremidad inferior y la longitud absoluta (6/1 por 100).

Si se observa el conjunto de los histogramas de las longitudes absolutas (1) de los metacarpianos de oso de las cavernas (fig. 3.43), se aprecia claramente que el correspondiente al primer metacarpiano está fuertemente desplazado hacia los valores más inferiores. En realidad sólo se solapan un 38 por 100 de los primeros metacarpianos con los valores inferiores de la longitud absoluta del segundo metacarpiano. Los cuatro metacarpianos restantes se solapan notablemente: entre el segundo y tercero se produce un solape del 86 por 100, entre el tercero y cuarto este solape es del 94 por 100 y entre el cuarto y el quinto es del 97 por 100.

Claro está que las frecuencias dominantes se van desplazando hacia valores de clase progresivamente más elevados, de forma tal, que el valor medio va aumentando progresivamente, desde el segundo al quinto metacarpianos.

En *Ursus deningeri* (fig. 3.44), se ha recurrido a la representación de frecuencias absolutas, es decir, el número real de ejemplares comprendidos en cada clase, ya que el número de cada metacarpiano es pequeño. Se observa que el histograma del primer metacarpiano se desplaza hacia los valores inferiores de las clases establecidas, de forma que no existe ningún solapamiento con el segundo metacarpiano; existe un solape casi absoluto entre los demás metacarpianos. Entre el segundo y tercer metacarpiano, sólo dos Mc III quedan fuera del intervalo de medidas, dos del segundo; entre el tercer y cuarto metacarpianos el solape es absoluto y, finalmente, entre el cuarto y el quinto, un cuarto metacarpiano queda por debajo de la clase inferior medida en el Mc V y Mc V supera métricamente al Mc IV.

En *Ursus arctos* (fig. 3.45), de dieciocho primeros metacarpianos medidos, sólo uno se coloca por debajo del valor inferior medido en los segundos. Entre el segundo y tercer metacarpianos existe un solape total, incluso un segundo metacarpiano procedente de la Cueva de La Bodega (LB), supera en longitud al máximo valor medido en los terceros metacarpianos. Entre el tercer y cuarto metacarpianos existe un solape notable, aunque dos Mc III quedan situados en valores, inferiores a la mínima longitud medida, en los cuartos metacarpianos y, simultáneamente, dos Mc IV superan las longitudes máximas medidas en el Mc III. Finalmente, entre el cuarto y quinto metacarpianos el solape es importante, aunque un Mc V supera la longitud máxima medida sobre los Mc III.

En conclusión: la separación métrica del primer metacarpiano, como un hueso corto bien diferenciado de los cuatro restantes, aparece bien definida en *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B); también se produce en *Ursus spelaeus*, aunque existe un 38 por 100 de Mc I, evidentemente los de ejemplares más robustos, que poseen longitudes similares a los de los segundos metacarpianos de animales más gráciles. En *Ursus arctos* esta separación no se produce, de forma que un 94,4 por 100 de los primeros metacarpianos poseen longitudes que se colocan dentro del campo de

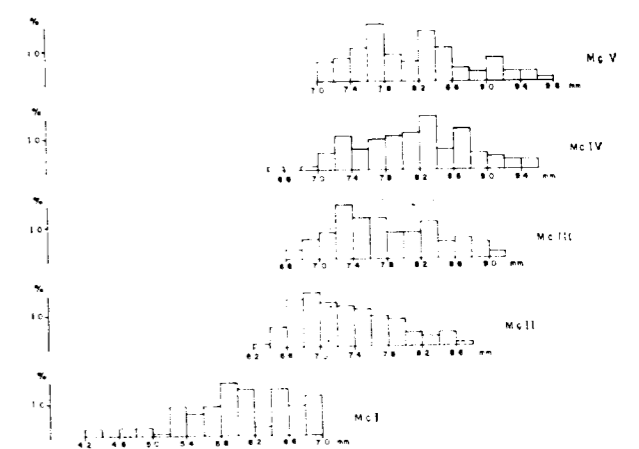


Figura 3.43.—Histogramas de las longitudes de los metacarpianos de *Ursus spelaeus*.

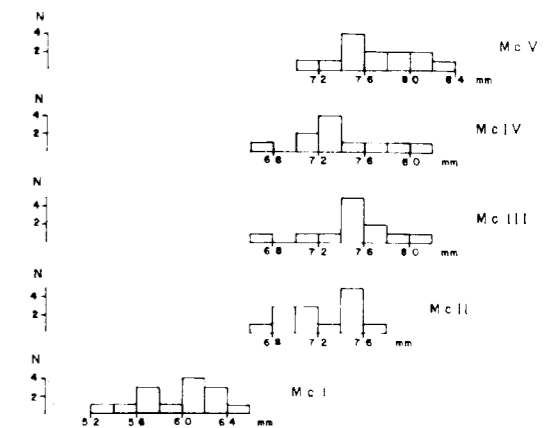


Figura 3.44.—Histogramas de las longitudes de los metacarpianos de *Ursus deningeri*.

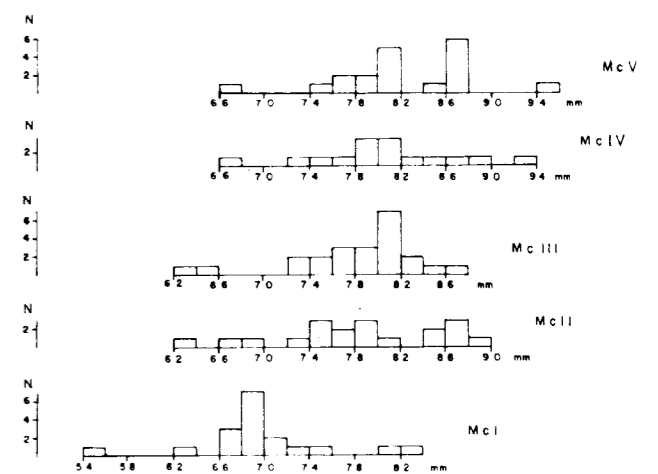


Figura 3.45.—Histogramas de las longitudes de los metacarpianos de *Ursus arctos*.

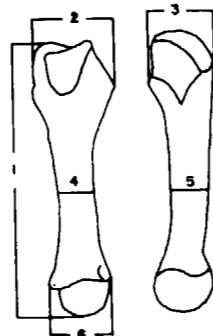
existencia absoluta del segundo metacarpiano. Los solapamientos entre los restantes metacarpianos pueden considerarse como equivalentes.

**Primer metacarpiano**  
(figs. 3.46, 3.47, 3.48):

Es el hueso más corto del conjunto, aunque en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* todavía conserva una gracilidad de proporciones, que en buena parte se pierden en *Ursus deningeri* y de forma absoluta en *Ursus spelaeus*, especie en la que este hueso sufre un fuerte acortamiento de la diáfisis, lo que le da un aspecto rechoncho característico. La extremidad superior muestra una superficie articular para el primer hueso carpal, que se extiende por toda su cara dorsal. Esta superficie es cóncava en sentido transversal y convexa en sentido anteroposterior, siendo más profunda en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, en el que esta superficie es mucho más extensa que en las especies anteriormente citadas. En la cara interna de la extremidad superior hay una tuberosidad, que aunque sobresale fuertemente en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, es más extensa y robusta en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. La cara externa muestra una superficie poco definida para la articulación con el segundo metacarpiano. En la cara posterior de la extremidad superior se encuentra una pequeña foseta, delimitada por arriba por el borde posterior de la superficie articular con el primer hueso carpal y en su parte interna y externa por dos protuberancias. En esta foseta hay pequeños forámenes, su profundidad, en parte regida por el grado de prolongación hacia atrás de la superficie articular de la cara superior, es mayor en *Ursus spelaeus* que en las otras especies. La extremidad distal es similar en todas las especies, ya que el tamaño de la cresta sagital de la cara palmar es muy variable. La diáfisis en las cuatro especies estudiadas es casi cilíndrica, aunque en *Ursus arctos* la cara palmar es algo plana, pero su incurvación general, que produce una convexidad dorsal y una concavidad palmar, es mucho mayor en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, especies en los que este hueso, además de ser más largo, es más recto.

Las medidas, índices, así como los parámetros de ellos derivados aparecen en la tabla 3.13 (*Ursus*

	n			
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
1	59.4	3.51	14	52.4 64.7
2	21.9	1.40	19	18.6 24.2
3	18.6	1.69	19	15.3 22.8
4	10.8	1.23	21	9.3 13.7
5	10.5	0.49	13	9.6 11.1
6	16.1	1.03	19	14.4 18.0
7	37.0		14	34.0 42.0
8	18.0		14	17.0 25.0
9	27.0		14	24.0 32.0



7: 2/1%  
8: 4/1%  
9: 6/1%

TABLA 3.13.—Medidas e

índices del primer metacarpiano de *Ursus deningeri*.

*deningeri*), tabla 3.14 (*Ursus spelaeus*) y tabla 3.15 (*Ursus arctos*).

Una manera de poner de manifiesto las diferencias métricas entre las tres especies consideradas, es el empleo de representación semilogarítmica de las diferencias entre los valores medios, tomando como referencia los valores del primer metacarpiano del oso de las cavernas (figura 3.49).

Llama inmediatamente la atención que el valor medio de la longitud absoluta del primer metacarpiano de *Ursus arctos* supera, en casi 10 mm., al valor correspondiente en el oso de las cavernas. *Ursus deningeri* muestra una longitud media del primer metacarpiano realmente muy parecida a la del oso de las cavernas. El resto de las medidas son siempre menores en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* que sus correspondientes en el oso de las cavernas, manteniéndose constantemente menores las de *Ursus deningeri* respecto a la de *Ursus arctos*. Aunque al ser notablemente más largo este hueso en el oso pardo, los índices (7, 8 y 9) al estar referidos a esta medida, se hacen menores que los correspondientes en *Ursus deningeri*.

**Segundo metacarpiano**  
(figs. 3.50, 3.51 y 3.52)

En la extremidad proximal destaca básicamente la superficie articular para el segundo carpiano, de contorno triangular con su vértice en el punto más posterior de la superficie. Esta superficie, cuyo borde externo se levanta notablemente más que el interno, es más cóncava en sentido transversal, sobre todo en su parte anterior, en *Ursus*

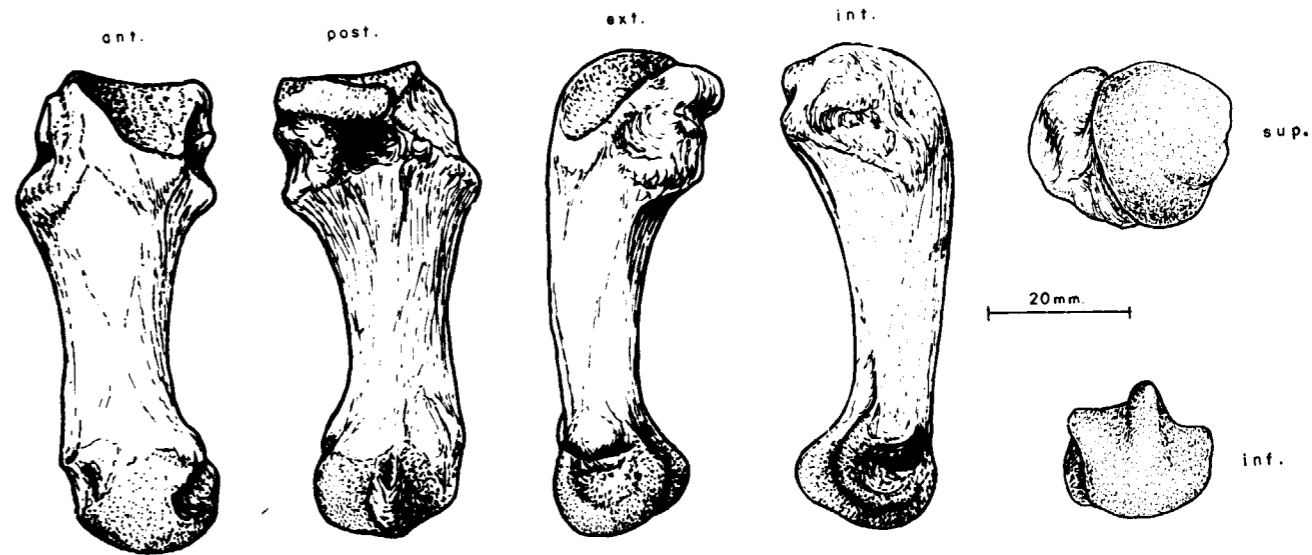


Figura 3.46.—Primer metacarpiano (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

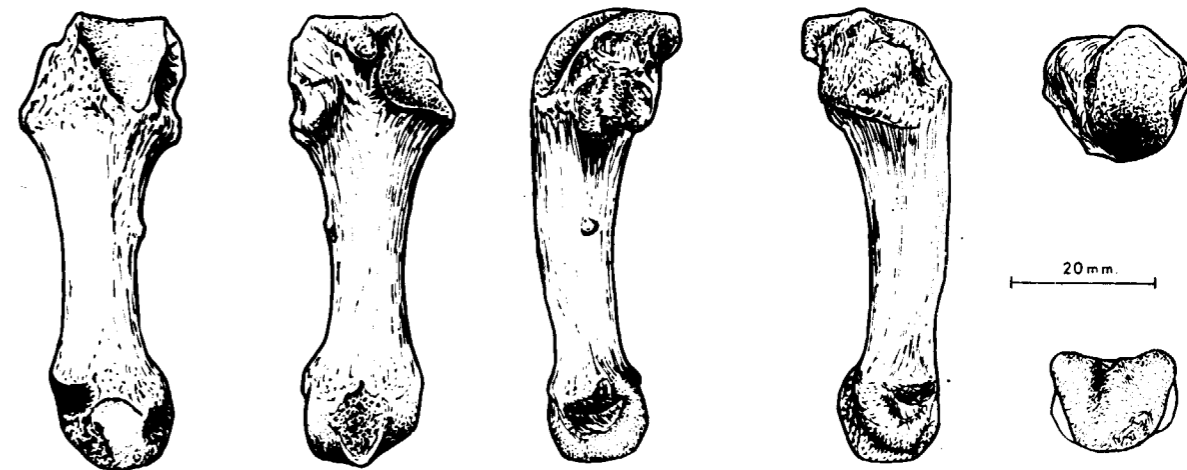


Figura 3.47.—Primer metacarpiano (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

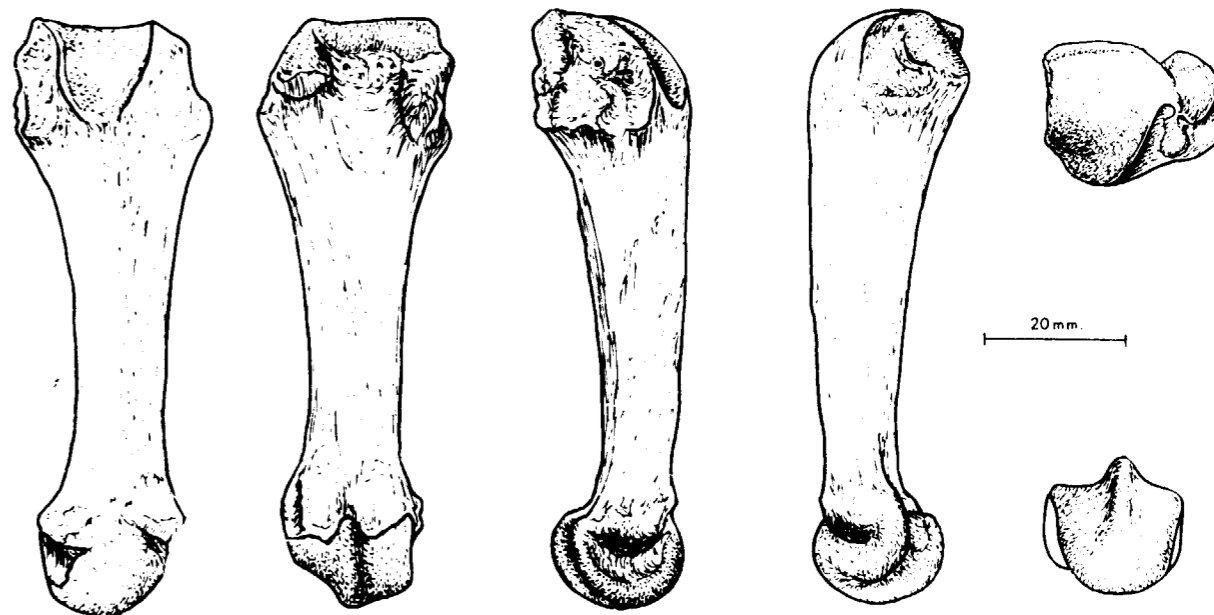


Figura 3.48.—Primer metacarpiano (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de la Bodega (LB).



	LL				S				LZ		TR				K				GZ		GC
	$\mu$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$n - 2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$n - 2$	$n - 1$			
1	64.0	4	61.4 - 67.4	57.2	2.58	6	53.8 - 59.5	56.3	65.4	4.49	8	55.6 - 69.0	58.2	6.06	12	48.3 - 67.7	46.3	53.0	58.3		
2	25.8	4	25.1 - 26.6	21.6	0.71	6	20.0 - 22.0	22.1 - 23.7	27.4	2.01	9	22.5 - 29.8	23.7	2.04	12	19.6 - 26.3	20.3	19.4	22.0		
3	21.4	4	19.2 - 24.5	19.6	2.16	6	17.8 - 22.7	18.0 - 23.6	24.3	2.63	9	22.0 - 31.2	22.0	2.42	11	19.0 - 23.6	21.0	17.8	20.3		
4	13.8	4	13.4 - 14.3	12.1	0.83	6	11.1 - 13.3	12.3	14.8	0.44	9	14.2 - 15.8	13.1	1.66	13	9.8 - 14.6	11.3	12.0	12.7		
5	12.3	4	12.0 - 12.5	11.4	1.13	6	9.8 - 12.8	11.0	14.0	0.89	9	12.5 - 16.0	12.8	1.93	13	10.6 - 16.5	10.6	9.2	10.7		
6	19.5	4	19.3 - 20.0	18.6	2.07	6	16.4 - 22.2	17.2	21.2	1.86	8	17.3 - 23.6	17.9	2.05	11	14.7 - 21.0	15.2	15.0	18.0		
7	40.5	4	37.0 - 41.0	38.0		6	36.0 - 39.0	39.0	42.0		8	39.0 - 45.0	40.0		10	38.0 - 42.0	44.0	37.0	38.0		
8	21.5	4	21.0 - 22.0	21.0		6	20.0 - 22.0	22.0	24.0		8	21.0 - 28.0	23.0		12	17.0 - 24.0	24.0	23.0	22.0		
9	30.8	4	29.0 - 32.0	32.0		6	30.0 - 37.6	31.0	32.0		8	25.0 - 34.0	31.0		11	28.0 - 34.0	33.0	28.0	31.0		

	A				ER				X				T				Muestra total			
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	N	$V_1 - V_5$	$n - 2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$
1	59.5	7.21	5	52.1 - 68.7	59.0	4	56.0 - 61.4	64.4	3.58	7	59.0 - 69.8	61.3	5.68	11	47.2 - 66.0	60.6	5.16	61	46.3 - 69.8	
2	24.7	1.24	6	23.2 - 26.5	23.4	5	21.9 - 26.0	25.4	1.98	7	22.8 - 28.5	24.4	2.68	10	19.8 - 27.6	24.3	1.90	64	19.6 - 29.8	
3	23.7	1.61	6	22.0 - 26.0	18.5	4	14.6 - 20.4	20.9	1.54	7	28.0 - 22.6	20.9	3.11	10	16.6 - 27.4	21.6	2.34	62	14.6 - 31.2	
4	13.6	1.35	6	12.6 - 14.8	13.0	5	12.5 - 13.7	13.5	1.33	7	11.8 - 15.5	13.2	1.62	11	10.0 - 15.5	13.4	1.26	65	9.8 - 15.5	
5						3	11.1 - 13.1	11.9	1.14	7	10.1 - 14.1	13.7	1.37	9	10.3 - 16.5	12.4	1.37	52	9.2 - 16.5	
6	20.3	2.14	6	17.5 - 23.7		3	17.5 - 19.9	19.0	1.06	7	17.1 - 20.4	19.2	2.13	11	15.2 - 22.5	19.4	1.90	60	14.7 - 23.7	
7	41.4		5	38.0 - 47.0	40.3	4	39.0 - 42.0	39.0		7	38.0 - 41.0	40.0		10	38.0 - 42.0	40.0		58	36.0 - 47.0	
8	22.2		5	21.0 - 24.0	22.0	4	21.0 - 23.0	21.0		7	19.0 - 22.0	21.0		11	19.0 - 23.0	22.0		61	17.0 - 28.0	
9	33.2		5	31.0 - 33.0	33.0	3	30.0 - 33.0	30.0		7	28.0 - 31.0	31.0		11	29.0 - 32.0	31.0		59	25.0 - 34.0	

TABLA 3.14.—Medidas e índices del primer metacarpiano de *Ursus spelaeus*.

	PU	LB	TV	LZ	G	UB	AK	MK	UK	D	FU	GF	Muestra total			
	n 1	n 3	n 2	n 2	n 1	n 1	n 1	n 1	n 1	n 2	n 2	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$
1	68.5	66.2 - 82.8	67.7 - 67.9	68.9 - 70.0	72.2	68.3	63.3	68.3	55.0	69.6 - 70.6	68.8 - 69.0	80.0	69.5	5.89	18	55.0 - 82.8
2	22.6	19.6 - 27.8	19.2 - 19.9	26.9 - 27.0	24.8	23.0	19.3	19.8	18.5	20.6 - 20.8	22.2 - 22.2	26.2	22.5	3.08	18	18.5 - 27.6
3	20.0	16.6 - 22.3	16.5 - 16.6	24.4 - 24.8	18.7	18.6	19.7	17.2	17.0	18.8 - 18.3	20.6 - 19.3	20.0	19.5	2.53	18	16.5 - 24.8
4	9.7	9.3 - 13.2	10.0 - 10.2	13.0 - 13.1	11.4	11.4	9.0	9.6	9.2	9.7 - 10.3	10.2 - 10.3	13.2	10.9	1.53	18	9.0 - 13.2
5	9.7	8.8 - 11.7	9.5 - 9.2	13.6 - 13.7	11.0	11.5	9.9	10.2	8.8	9.7 - 9.4	11.2 - 10.6	11.5	10.7	1.55	18	8.8 - 13.7
6	17.7	15.3 - 20.3	15.8 - 16.0	19.2 - 20.2	17.9	17.0	14.6	15.6	16.3	16.5 - 17.5	17.7 - 17.3	20.0	17.5	1.80	18	14.6 - 20.3
7	32.6	30.0 - 35.0	29.0 - 28.0	39.0 - 39.0	34.0	34.0	30.0	29.0	34.0	30.0 - 29.0	32.0 - 32.0	33.0	32.3	3.20	18	28.0 - 35.0
8	14.0	14.0 - 16.0	15.0 - 15.0	19.0 - 19.0	13.0	17.0	14.0	14.0	17.0	14.0 - 15.0	15.0 - 15.0	16.0	15.4	1.67	18	13.0 - 19.0
9	26.0	23.0 - 27.0	23.0 - 24.0	28.0 - 29.0	25.0	25.0	23.0	23.0	30.0	24.0 - 25.0	26.0 - 25.0	25.0	25.1	1.75	18	23.0 - 30.0

TABLA 3.15.—Medidas e índices del primer metacarpiano de *Ursus arctos*.

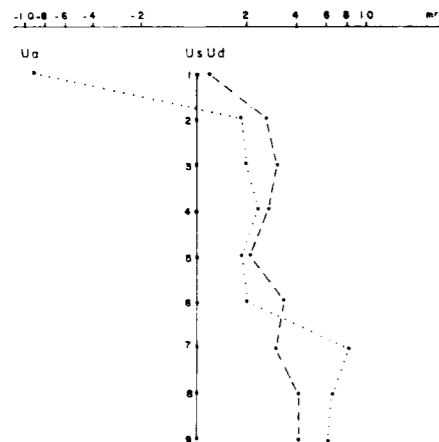


Figura 3.49.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del primer metacarpiano.

*etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. En su cara interna se observa la faceta articular con el primer metacarpiano, que suele estar mal definida. En *Ursus arctos* aparece como una zona rugosa; en *Ursus spelaeus* es una pequeña faceta situada cerca del borde anterior de la cara; mientras que en *Ursus deningeri* es una faceta articular bastante ancha que corre a todo lo largo del borde superior de la cara interna de la extremidad proximal. En la cara externa de la extremidad proximal se observa la zona de articulación con el tercer metacarpiano, que es idéntica en las cuatro especies. Comienza en la parte anterior con una foseta circular y cóncava, que se estrecha para dar lugar a una banda más o menos regular, algo convexa, que ocupa algo más de la mitad del borde superior externo de la ex-

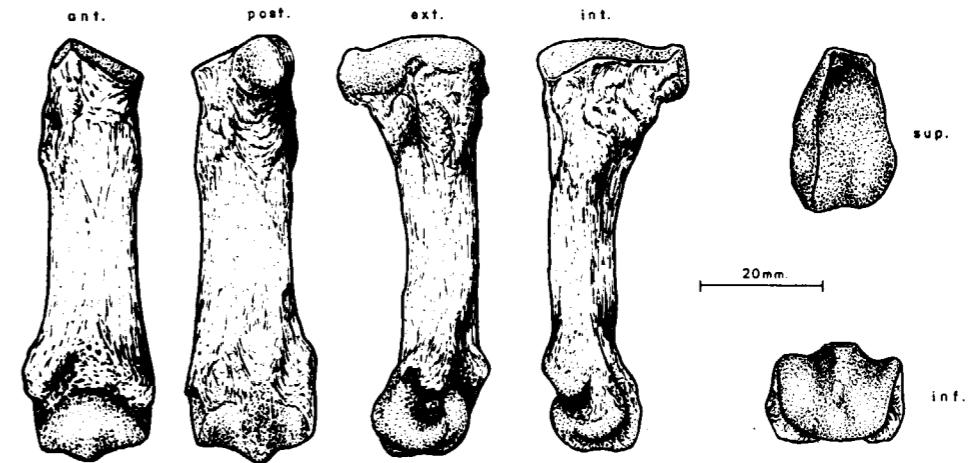


Figura 3.50.—Segundo metacarpiano (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

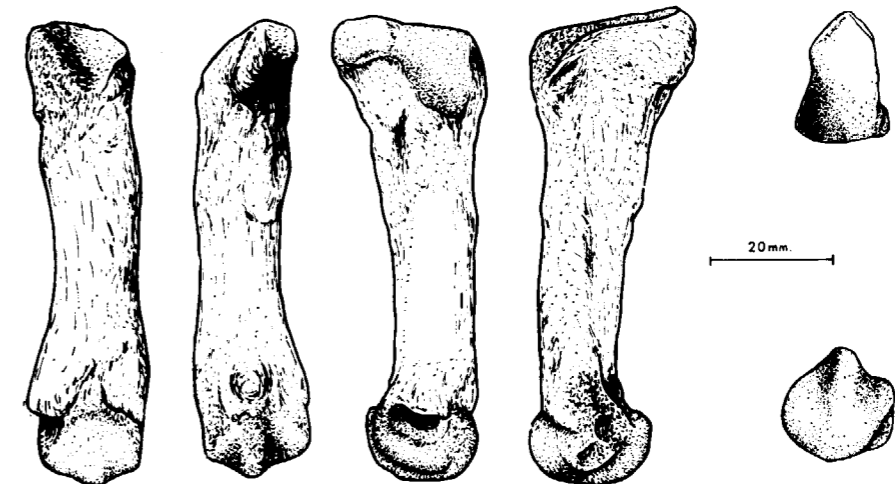


Figura 3.51.—Segundo metacarpiano (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

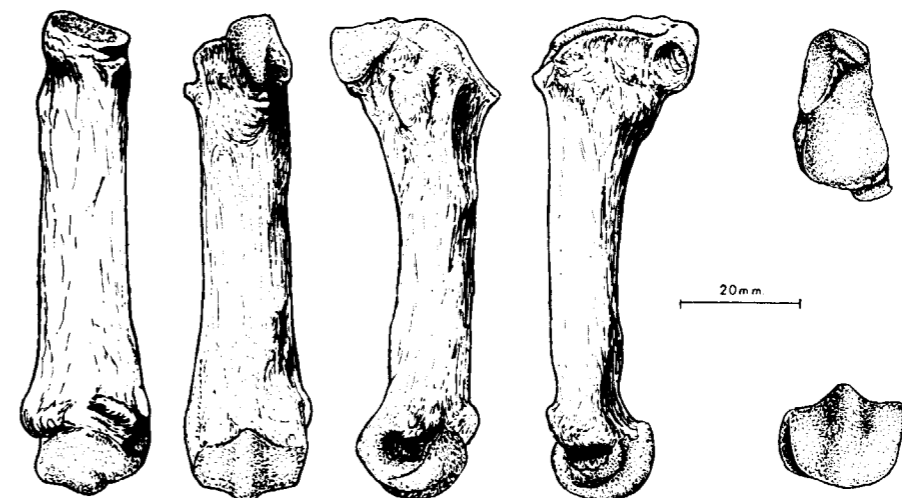


Figura 3.52.—Segundo metacarpiano (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de Saldarrañao (D).

tremidad superior del segundo metacarpiano. La parte posterior de la extremidad superior es un área rugosa, donde se insertan los flexores. Un poco por debajo de la articulación superior, en el borde dorsointerno de la extremidad proximal aparece, en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, una protuberancia subcircular que en *Ursus deningeri* no se aprecia, aunque en ocasiones se observa una tenue impresión.

Excepto la mayor robustez de las formas espéaleas no se observan diferencias en las extremidades distales.

Las diáfisis del segundo metacarpiano de *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* son de sección circular, mientras que en *Ursus spelaeus* se aplanan en sentido dorsopalmar, siendo elipsooidal la sección.

Las medidas, índices, así como los parámetros estadísticos de ellos derivados aparecen en la tabla 3.16 (*Ursus deningeri*), tabla 3.17 (*Ursus spelaeus*) y tabla 3.18 (*Ursus arctos*).

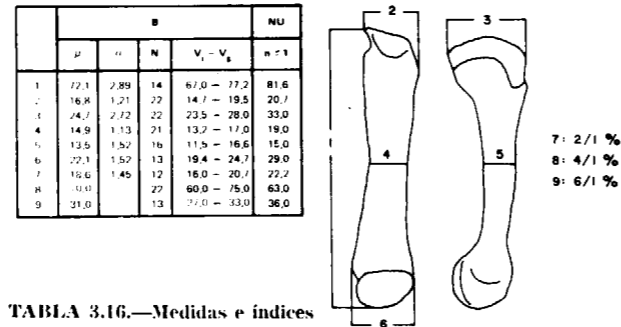


TABLA 3.16.—Medidas e índices del segundo metacarpiano de *Ursus deningeri*.

Tabla de estadísticas para el segundo metacarpiano de Ursus deningeri. Incluye una tabla de datos con columnas para parámetros estadísticos (μ, σ, N, V1-V2, n-1) y una tabla de medidas con columnas para mediciones (1-9) y sus rangos.

Tabla 3.17: Medidas e índices del segundo metacarpiano de Ursus spelaeus. Tabla grande con múltiples columnas de estadísticas y mediciones (1-9) para diferentes ejes de medición (LL, S, UR, LZ, TR, K, GZ).

TABLA 3.17.—Medidas e índices del segundo metacarpiano de *Ursus spelaeus*.

Tabla 3.18: Medidas e índices del segundo metacarpiano de Ursus arctos. Tabla grande con múltiples columnas de estadísticas y mediciones (1-9) para diferentes ejes de medición (LB, TV, LZ, G, UB, AK, MK, UK, D, PE, FU, GF).

TABLA 3.18.—Medidas e índices del segundo metacarpiano de *Ursus arctos*.

Tercer metacarpiano (figs. 3.53, 3.54 y 3.55)

En su extremidad proximal destaca, vista desde arriba, la superficie articular con el tercer hueso carpal, relativamente similar, en planta, a la que se observa en segundo metacarpiano, aunque el borde anterior del triángulo que configura, es fuertemente cóncavo en *Ursus etruscus*, cóncavo en *Ursus spelaeus* y recto en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, siendo algo más saliente el ángulo anteroexterno. El vértice posterior no se sitúa tan centrado como en el segundo metacarpiano, sino que se desplaza hacia el borde interno, dando una parte terminal posterior en bisel. Destaca en la zona anterior de la extremidad proximal, el ángulo anteroexterno que sobresale mucho, algo menos en *Ursus spelaeus*. En sentido anteroposterior la superficie articular superior es regularmente cóncava, mientras que vista transversalmente, sobre todo en la parte anterior, posee una sección en «V» asimétrica, con el lado externo más largo y oblicuo y el lado interno muy corto. Esta morfología en «V» está muy marcada en *Ursus spelaeus* y menos en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*. Vista esta superficie articular en su conjunto, en *Ursus arctos* es más vertical que en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, en los cuales se coloca casi en un plano perpendicular de la diáfisis, mientras que en *Ursus arctos* formaría un ángulo obtuso con el plano del borde dorsal de la diáfisis.

En la cara interna de la extremidad superior se desarrolla la superficie articular con el segundo metacarpiano, una banda que sobresale continua y en forma de herradura en *Ursus arctos* y *Ursus etruscus*; continua, aunque adelgazándose, hacia su parte posterior en *Ursus spelaeus*, y discontinua por mostrar un fino surco central en *Ursus deningeri*, en éste la parte anterior parece bajar más. En la cara externa de la extremidad superior existe una impresión para la articulación con el cuarto metacarpiano, en forma de herradura en *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus*, siendo cóncava y más profunda en el primero y plana y vertical en el segundo. En *Ursus deningeri* se divide en dos partes por un pequeño surco central, estando la porción posterior de la superficie articular poco desarrollada.

En la cara anterior hay una pequeña foseta transversal bajo la ceja de la superficie articular en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*.

En *Ursus spelaeus* aparece una profunda depresión situada más abajo.

Las diáfisis son muy parecidas, aunque en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* se produce un engrosamiento longitudinal en el centro de la cara palmar, que origina una sección triangular. La cara dorsal es prácticamente plana, poseyendo la diáfisis de *Ursus arctos* una sección planoconvexa.

En la tabla 3.19 aparecen las medidas, índices y parámetros estadísticos del Mc III de *Ursus deningeri*; en la tabla 3.20 los de *Ursus spelaeus*, y en la tabla 3.21 los de *Ursus arctos*.

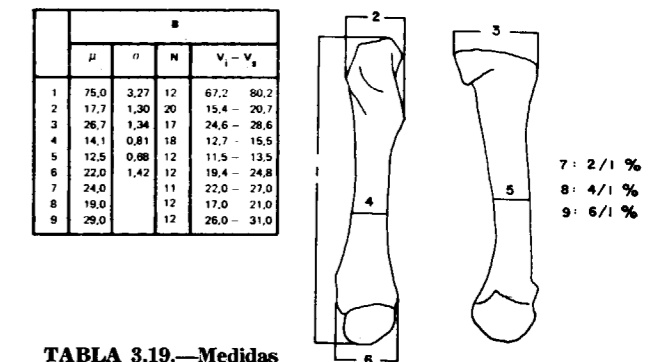


TABLA 3.19.—Medidas e índices del tercer metacarpiano de *Ursus deningeri*.

Tabla de estadísticas para el tercer metacarpiano de Ursus deningeri. Incluye una tabla de datos con columnas para parámetros estadísticos (μ, σ, N, V1-V2) y una tabla de medidas con columnas para mediciones (1-9) y sus rangos.

Entre el diámetro transversal de la extremidad superior (2) y la longitud absoluta (1) del Mc III, existe una correlación alta (.72) en *Ursus spelaeus* y simplemente discreta (.61) en *Ursus deningeri* y en *Ursus arctos* (.59). En la representación bivariable de estas dos variables (fig. 3.56), la mayor pendiente y la posición de la línea de regresión, correspondiente a *Ursus spelaeus*, indica claramente el mayor tamaño relativo de la región proximal del Mc III de *Ursus spelaeus*, siendo en *Ursus arctos* notablemente más grácil. El Mc III de *Ursus deningeri* se coloca en una posición intermedia con un leve solapamiento con algunos valores de la nube de puntos correspondientes a *Ursus spelaeus*, aunque constituye un conjunto netamente separado.

Cuarto metacarpiano (figs. 3.57, 3.58 y 3.59)

La extremidad superior, vista por arriba, presenta la superficie articular para el cuarto hueso tarsal, que puede definirse como un trapecio muy

	LL				S				LZ		TR				K				GC			
	$\mu$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	n 1	
1		3	72,5 - 84,4	71,4	2,81	7	67,0 - 75,3	71,3 - 74,4	73,4	2,10	10	69,8 - 76,7	79,8	3,50	8	76,6 - 86,3	73,3					
2	20,1	4	18,8 - 22,2	19,1	1,60	8	16,9 - 22,0	14,3 - 18,7	20,2	1,16	11	17,4 - 21,8	19,6	2,31	11	18,4 - 24,6	19,2					
3	28,8	4	26,3 - 32,1	26,3	2,00	8	24,2 - 31,0	24,8 - 27,5	29,9	1,40	8	26,8 - 31,3			3	27,5 - 30,0	27,2					
4	17,0	4	15,9 - 18,8	15,7	1,03	7	13,8 - 17,0	12,5 - 14,3	17,2	2,02	11	13,7 - 21,0	17,4	1,32	11	15,6 - 20,4	15,0					
5	13,8	4	13,0 - 14,5	13,0	1,19	7	11,6 - 14,7	11,0 - 12,1	14,4	1,48	11	11,9 - 17,4	15,7	2,46	11	13,3 - 22,1	12,6					
6		3	23,2 - 28,2	23,2	1,18	7	21,2 - 25,0	19,5 - 21,1	25,6	1,42	11	22,8 - 27,6	24,8	2,84	7	20,9 - 30,2	23,1					
7		3	26,0 - 27,0	27,0		7	26,0 - 29,6	20,0 - 25,0	27,0		10	25,0 - 30,0	25,0		8	19,0 - 29,0	26,0					
8		3	21,0 - 24,0	22,0		7	21,0 - 24,0	18,0 - 19,0	23,0		8	18,0 - 28,0	22,0		8	21,0 - 24,0	20,0					
9		3	32,0 - 34,0	33,0		7	31,0 - 35,0	27,0 - 28,0	36,0		10	31,0 - 37,0	31,0		7	26,0 - 36,0	32,0					

	A				ER		X				CC	T				Muestra total							
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	n 2	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	
1	82,3	5,09	12	73,0 - 89,0	73,5	76,0	80,3	5,06	10	73,6 - 89,8	75,6	72,2	78,5	6,58	23	66,0 - 91,1	78,1	4,73	60	66,0	91,1		
2	21,5	2,90	16	19,6 - 25,6	19,2	21,5	20,8	1,62	14	18,2 - 24,9	20,5	17,5	20,3	2,33	32	16,0 - 22,7	20,4	2,11	105	16,0	25,6		
3	29,7	5,16	14	21,6 - 38,8	26,2	28,2	30,0	2,30	14	27,3 - 35,5	28,1	26,7	28,7	3,33	31	22,7 - 36,6	28,8	3,13	89	21,6	36,6		
4	18,0	2,21	15	13,9 - 20,2	16,5	18,2	16,9	1,43	12	13,5 - 19,2	15,7	15,6	17,5	2,11	32	14,5 - 20,1	17,3	1,84	99	12,5	21,0		
5	15,0	1,83	15	13,4 - 19,3	13,0	16,2	14,0	1,18	12	12,0 - 15,9	11,7	12,2	14,0	1,59	32	11,9 - 17,6	14,2	1,71	99	11,0	22,1		
6	27,1	2,81	12	22,6 - 30,0	24,0	24,3	24,5	1,67	10	21,4 - 27,6	23,6	23,7	25,4	2,50	23	20,7 - 29,3	26,3	2,17	78	19,5	30,2		
7	27,0		12	23,0 - 34,0	25,0	29,0	26,0		10	23,0 - 28,0	27,0	24,0	26,0		22	24,0 - 28,0	26,0		79	19,0	34,0		
8	23,0		12	21,0 - 24,0	22,0	25,0	21,0		10	21,0 - 22,0	21,0	22,0	23,0		22	22,0 - 24,0	22,5		77	18,0	28,0		
9	33,0		12	28,0 - 39,0	33,0	32,0	31,0		10	25,0 - 36,0	31,0	33,0	32,0		22	30,0 - 34,0	39,0		78	25,0	37,0		

TABLA 3.20.—Medidas e índices del tercer metacarpiano de *Ursus spelaeus*.

	LB	TV	LZ	G	PR	UB	AK	MK	UK	D	PE
	n 2	n 1	n 3	n 1	n 2	n 1	n 1	n 1	n 1	n 3	n 1
1	63,4 - 85,6	76,4	79,3 - 83,9	80,8	75,2 - 83,0	81,8	75,3	76,5	64,0	78,0 - 80,4	72,2
2	15,8 - 18,3	15,2	17,2 - 18,7	15,6	16,3 - 17,5	16,4	15,6	15,7	12,5	16,1 - 16,5	17,3
3	22,3 - 28,3	21,3	27,3 - 29,6	25,6	- 27,0	24,4	21,5	22,8	19,0	22,3 - 24,3	22,5
4	11,2 - 13,5	11,2	13,7 - 15,2	13,8	12,8 - 14,0	12,8	10,6	11,4	10,1	11,6 - 12,2	11,7
5	10,1 - 13,2	9,8	13,1 - 13,7	12,2	10,0 -	12,7	9,3	10,3	8,6	9,6 - 10,5	10,1
6	17,5 - 21,3	17,4	22,4 - 23,0	19,7	20,0 - 21,3	20,9	17,1	17,4	16,2	18,0 - 18,0	17,4
7	25,0 - 21,0	20,0	21,0 - 24,0	19,0	22,0 - 21,0	20,0	21,6	21,0	20,0	21,0 - 21,0	24,0
8	18,0 - 16,0	15,0	17,0 - 18,0	17,0	17,0 - 17,0	16,0	14,0	15,0	16,0	15,0 - 15,0	16,0
9	28,0 - 25,0	23,0	27,0 - 30,0	24,0	27,0 - 26,0	26,0	23,0	23,0	25,0	22,0 - 23,0	24,0

	FU				GF	Muestra total			
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$	n 1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_5$
1	78,5	3,81	5	72,1 - 81,0	86,3	78,0	5,83	23	63,4 - 86,3
2	18,9		4	17,2 - 20,0	18,3	17,0	1,67	23	12,5 - 20,0
3	23,9	1,29	5	20,6 - 25,8	26,6	24,1	2,79	20	19,0 - 29,6
4	12,8		4	12,0 - 15,0	14,8	12,8	1,45	23	10,1 - 15,2
5			4	11,6 - 13,9	12,7	11,5	1,70	21	8,6 - 13,9
6	21,5	1,26	5	20,0 - 23,0	22,5	19,9	2,26	22	16,2 - 23,0
7	24,2	1,48	5	22,0 - 26,0	21,0	22,0	1,92	23	19,0 - 26,0
8	17,8	0,84	5	17,0 - 19,0	17,0	16,5	1,27	23	14,0 - 19,0
9	27,4	0,89		26,0 - 28,0	26,0	25,7	2,27	23	22,0 - 30,0

TABLA 3.21.—Medidas e índices del tercer metacarpiano de *Ursus arctos*.

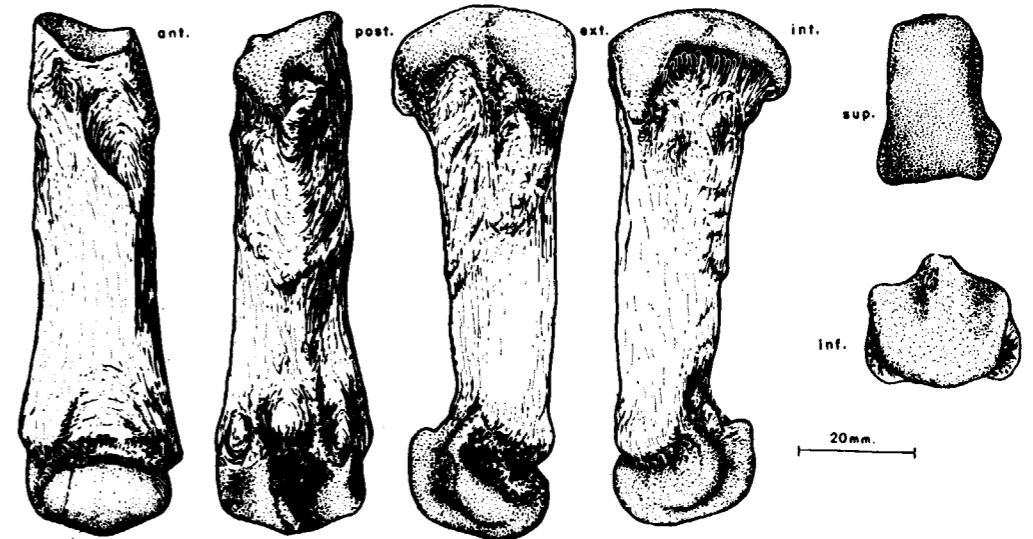


Figura 3.53.—Tercer metacarpiano (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

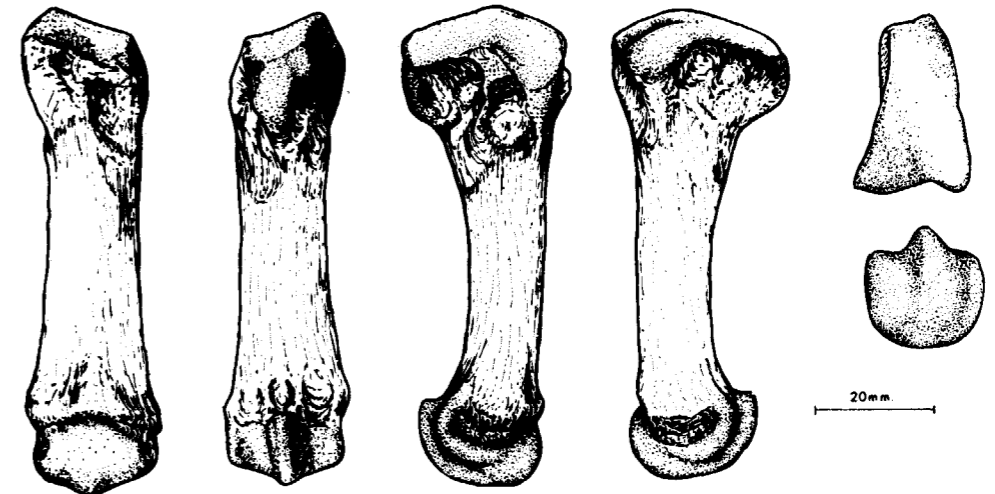


Figura 3.54.—Tercer metacarpiano (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

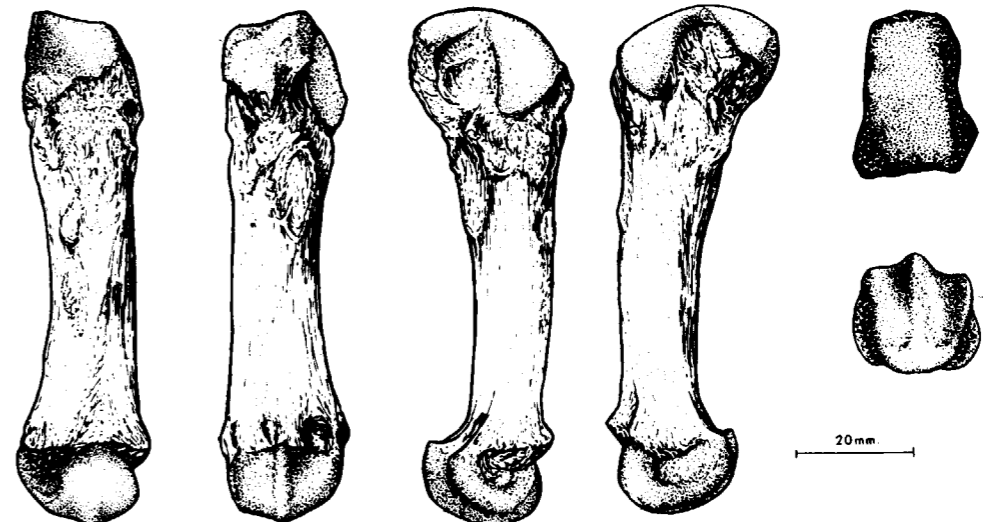


Figura 3.55.—Tercer metacarpiano (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de Saldarrañao (D).

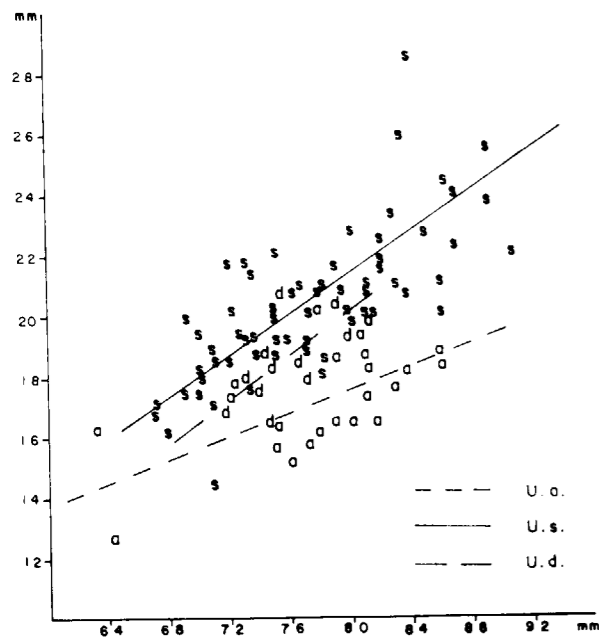


Figura 3.56.—Tercer metacarpiano, representación bivariable: diámetro transversal de la extremidad superior (2) (Y) en función de la longitud absoluta (1) (X); a, *Ursus arctos*; d, *Ursus deningeri*; s, *Ursus spelaeus*.

alto de base algo cóncava, con los ángulos antero-interno y antero-externo, que se proyectan marcadamente hacia la zona dorsal del carpo, aunque con mayor simetría de como lo hacen en el tercer metacarpiano. Los lados externo e interno, oblicuos, son rectos, y el lado menor, el posterior, es suavemente convexo. Esta superficie articular es continuamente convexa en sentido anteroposterior, pero en *Ursus arctos* esta convexidad se acentúa, por el hecho de estar la superficie articular levantada respecto a un plano paralelo a la cara dorsal del hueso, como ocurre en el tercer metacarpiano. Esta superficie articular, transversalmente, muestra un perfil en «V» más simétrico que el del tercer metacarpiano. Este perfil se mantiene en los dos tercios anteriores de la superficie articular, pasando luego a ser simplemente convexa. Al igual que ocurre con el tercer metacarpiano, el lado externo de la «V» es el de mayor desarrollo, estando, pues, el eje del surco desplazado hacia el borde interno. En *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, el surco que for-

ma el vértice de la «V» es amplio, y casi convexos los lados que la componen; siendo mucho más agudos y planos los lados en *Ursus arctos*. En la cara interna hay una banda para la articulación con el tercer metacarpiano que en las cuatro especies muestra una forma de herradura, con los brazos más anchos que el centro, siendo, por la menor robustez en esta zona, más cerrado en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*. En la cara externa de la extremidad proximal, se encuentra la depresión donde articula el quinto metacarpiano. En las cuatro especies en forma de herradura, con los brazos más anchos, cóncava en su mitad anterior, que es la más importante, más en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, y plana en la mitad posterior, proyectándose levemente hacia fuera.

En la extremidad distal no hay ninguna diferencia morfológica notable.

La diáfisis, en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, es plana en la cara dorsal, redondeada en las aristas externa e interna y convexa, con una leve arista central en la cara palmar. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* es mucho más aplanada en sentido dorsopalmar, siendo la cara dorsal plana. Los bordes externo e interno son redondeados, pero con bordes más agudos que en *Ursus arctos* y *Ursus etruscus* y la cara palmar con una gran protuberancia, de morfología y tamaño variables.

Las tablas de medidas e índices de los Mc IV de los diversos yacimientos y especies, así como los parámetros estadísticos calculados a partir de ellos se pueden consultar en tabla 3.22 (*Ursus deningeri*), tabla 3.23 (*Ursus spelaeus*) y tabla 3.24 (*Ursus arctos*).

	SI		II		N	V <sub>1</sub> - V <sub>2</sub>	
	n	μ	σ	σ			
1	70.0	73.9	3.58	12	67.2	80.6	
2	17.8	18.1	0.86	18	17.3	20.3	
3	26.0	25.3	2.03	17	20.7	29.6	
4	14.4	14.3	1.44	0.93	15	11.8	15.4
5	11.4	12.4	1.34	1.05	11	11.8	16.0
6	21.7	22.7	1.79	12	20.1	25.0	
7	25.0	25.0	12	24.0	28.0		
8	21.0	19.0	12	17.0	21.0		
9	31.0	31.0	12	28.0	32.0		

TABLA 3.22.—Medidas e índices del cuarto metacarpiano de *Ursus deningeri*.

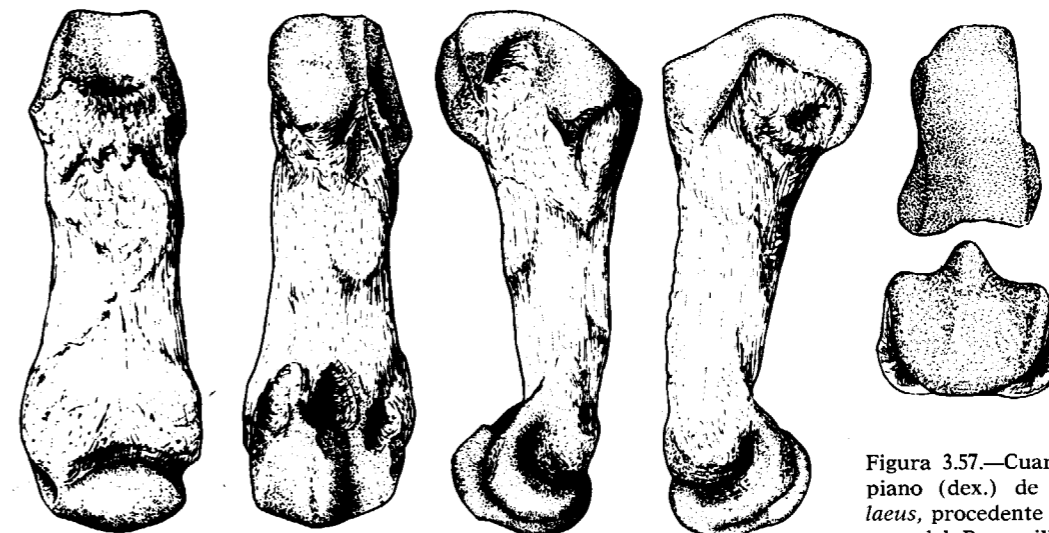
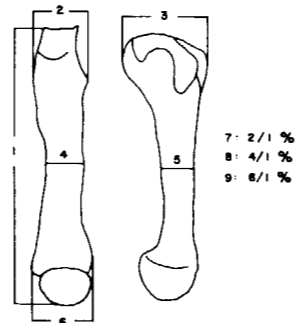


Figura 3.57.—Cuarto metacarpiano (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

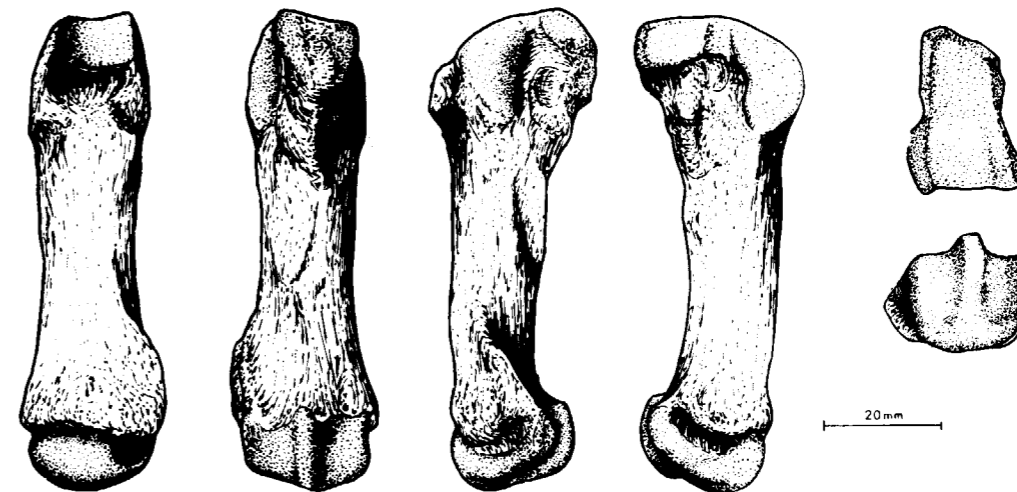


Figura 3.58.—Cuarto metacarpiano (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

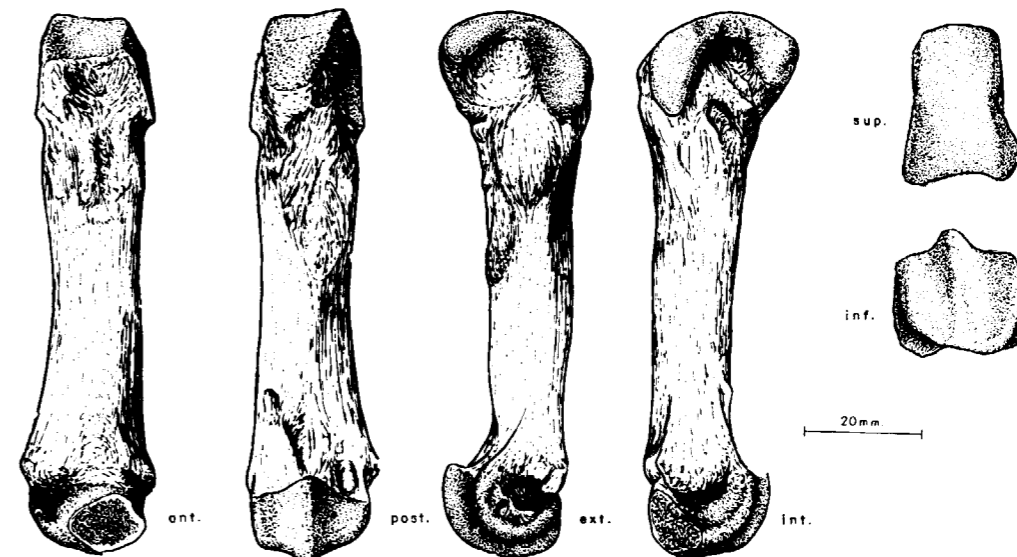


Figura 3.59.—Cuarto metacarpiano (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de la Bodega (LB).

	LL				S				UR	LZ	TR				K			
	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n	n=1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
1	79,4	4,83	4	76,5 - 86,6	74,6	4,47	10	64,7 - 81,5	73,4	82,6	77,9	5,13	17	69,3 - 86,5	81,4	4,06	7	75,8 - 87,0
2	22,4	1,60	5	21,5 - 24,5	21,9	1,36	10	19,5 - 24,8	19,3	23,7	23,0	2,23	17	20,5 - 28,8	22,1	1,50	8	19,7 - 23,9
3	29,6	3,48	5	26,7 - 33,8	28,7	2,81	10	23,6 - 33,9	27,4	32,8	32,3	2,81	14	28,3 - 36,0	30,9	1,69	6	28,3 - 34,0
4	18,3	2,26	5	16,3 - 20,8	17,5	1,80	10	15,3 - 21,4	15,2	17,8	19,2	2,02	17	16,2 - 21,6	19,6	1,02	9	17,2 - 20,4
5	14,3	2,08	5	12,7 - 16,6	14,3	1,68	10	12,5 - 17,0	14,3	16,7	16,2	2,08	17	14,2 - 20,0	17,6	1,40	9	15,6 - 20,2
6	25,8	3,16	4	23,9 - 30,5	24,6	1,48	9	22,8 - 27,6	22,3	23,2	25,6	1,49	17	23,7 - 34,5	26,6	1,78	7	24,2 - 29,5
7	28,0		4	28,0 - 28,0	29,0		10	28,0 - 34,0	26,0	29,0	30,0		17	27,0 - 33,0	26,0		6	24,0 - 28,0
8	22,0		5	21,0 - 24,0	24,0		10	21,0 - 26,6	21,0	22,0	25,0		17	22,0 - 27,0	24,0		7	23,0 - 25,0
9	32,0		4	31,0 - 35,0	33,0		9	31,0 - 38,0	30,0	28,0	35,0		17	26,0 - 40,0	33,0		7	31,0 - 34,0

	GC	A				X				CC	T				Muestra total			
	n-1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	n-1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
1	77,7	82,4	6,62	10	71,0 - 93,2	85,8	4,52	19	77,8 - 94,2	74,0	82,9	5,81	15	71,0 - 85,0	81,2	5,10	86	64,7 - 96,0
2	20,8	22,7	2,92	10	15,8 - 25,0	23,2	2,09	23	19,6 - 26,2	20,0	24,3	1,85	22	20,0 - 27,8	23,8	1,99	98	15,8 - 28,8
3	29,7	30,5	4,48	10	25,1 - 36,2	32,6	3,26	22	29,8 - 38,0	27,9	31,9	2,56	21	28,3 - 37,5	31,4	3,01	92	23,6 - 38,0
4	16,6	19,1	1,90	10	16,7 - 21,5	19,0	1,60	23	15,3 - 21,2	17,3	19,3	1,62	21	17,4 - 21,8	18,9	1,71	99	15,2 - 21,8
5	14,0	19,3	1,30	10	17,5 - 21,0	15,7	1,35	23	13,7 - 17,9		16,5	1,47	21	14,6 - 19,2	17,8	1,58	107	12,5 - 20,2
6	24,3	26,9	2,85	10	23,2 - 31,0	27,3	1,99	19	23,2 - 30,0	23,8	28,0	2,31	15	24,3 - 32,1	26,6	2,03	90	22,3 - 34,5
7	27,0	27,0		10	22,0 - 30,0	27,0		19	25,0 - 29,0	27,0	29,0		15	24,0 - 31,0	28,0		83	22,0 - 34,0
8	21,0	23,0		10	21,0 - 25,0	22,0		19	19,0 - 25,0	23,0	23,0		15	21,0 - 25,0	23,0		96	19,0 - 27,0
9	31,0	32,0		10	28,0 - 35,0	32,0		19	29,0 - 36,0	32,0	34,0		15	31,0 - 36,0	33,0		83	26,0 - 40,0

TABLA 3.23.—Medidas e índices del cuarto metacarpiano de *Ursus spelaeus*.

	LB	TV	G	UB	AK	PU	UK	D	FU	GF	Muestra total			
	n-2	n-2	n-2	n-1	n-1	n-2	n-1	n-2	n-3	n-1	$\mu$	$\sigma$	N	$V_1 - V_2$
1	75,5 - 93,6	77,2 - 78,4	73,2 - 85,1	78,7	79,7 - 80,9	67,0	80,6 - 87,2	82,0 - 88,7		80,5	6,47	16	67,0 - 93,6	
2	16,4 - 20,5	15,8 - 15,8	15,3 - 19,0	18,5	17,6	17,5 - 17,8	14,8	17,0 - 20,8	17,4 - 21,0	19,2	17,8	2,08	16	14,8 - 21,0
3	22,0 - 27,4	22,2 - 22,0	21,5 - 26,2	25,0	22,3	24,7 - 24,4	21,2	23,6 - 29,6	25,6 - 28,2	28,0	24,0	3,60	16	21,2 - 29,6
4	11,8 - 15,4	12,0 - 11,5	11,4 - 14,3		11,6	12,3 - 12,4	11,1	11,7 - 15,7	13,8 - 17,8	15,1	13,2	2,08	15	11,1 - 17,8
5	9,7 - 13,7	10,0 - 10,5	9,0 - 13,5		9,5	10,7 - 10,5	9,3	10,3 - 13,7	11,3 - 13,6		11,1	1,76	14	9,0 - 13,7
6	17,5 - 23,2	17,9 - 18,2	17,8 - 19,3		17,3	19,4 - 19,4	17,5	19,0 - 23,0	20,8 - 24,5		19,8	2,37	16	17,5 - 24,5
7	22,0 - 22,0	20,0 - 20,0	21,0 - 22,0		22,0	22,0 - 22,0	22,0	21,0 - 24,0	22,0 - 25,0		22,1	1,39	15	20,0 - 25,0
8	16,0 - 16,0	16,0 - 15,0	16,0 - 17,0		15,0	15,0 - 15,0	17,0	15,0 - 18,0	17,0 - 20,0		16,5	1,55	15	15,0 - 20,0
9	23,0 - 25,0	23,0 - 23,0	24,0 - 23,0		22,0	24,0 - 24,0	26,0	24,0 - 26,0	26,0 - 28,0		24,5	1,73	15	22,0 - 28,0

TABLA 3.24.—Medidas e índices del cuarto metacarpiano de *Ursus arctos*.

**Quinto metacarpiano**  
(figs. 3.60, 3.61 y 3.62)

Este hueso en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* es muy largo y robusto. En las formas espeloides, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, es muy robusto, con sus extremidades proximal y distal ensanchadas, pero ha sufrido una notable reducción de la diáfisis que al hacerse más robusta se hace más corta. En la cara superior de la extremidad proximal se encuentra la superficie articular para el cuarto-quinto carpal. Comienza en el borde posterior de la extremidad superior, estando limitada en su zona interna por la arista superior de la superficie articular para el cuarto metacarpiano,

que se desarrolla en el borde superior de la cara interna de la extremidad superior. En la zona externa está limitada por una arista que en su comienzo corre por el centro de esta extremidad, para luego ir convergiendo, formando una línea interiormente cóncava, hacia el borde interno de esta superficie articular, dando un vértice agudo. En *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, esta arista, límite externo de la superficie articular, es en su comienzo paralela al borde interno de la misma convergiendo, más o menos a partir de la mitad de su recorrido, mientras que en *Ursus arctos* siempre es una línea curva que converge con el borde interno de la superficie ar-

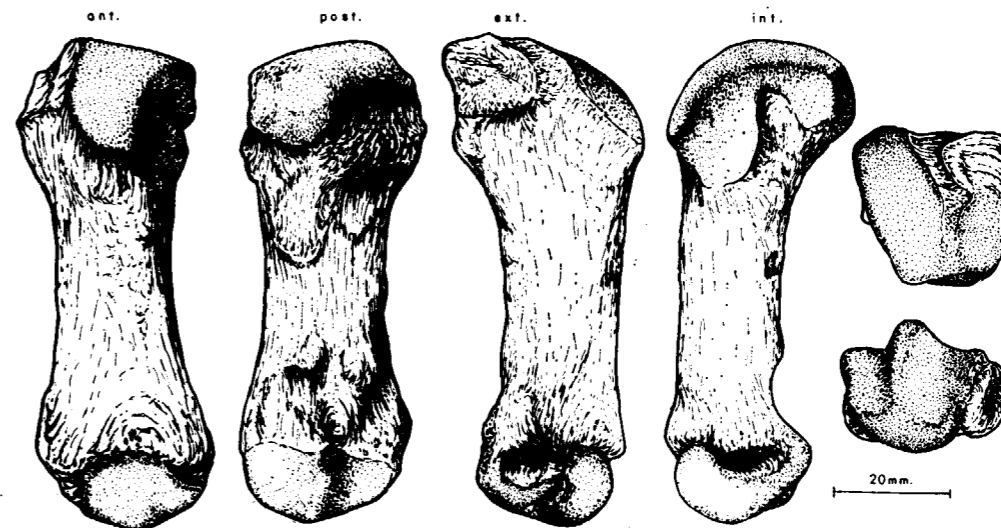


Figura 3.60.—Quinto metacarpiano (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

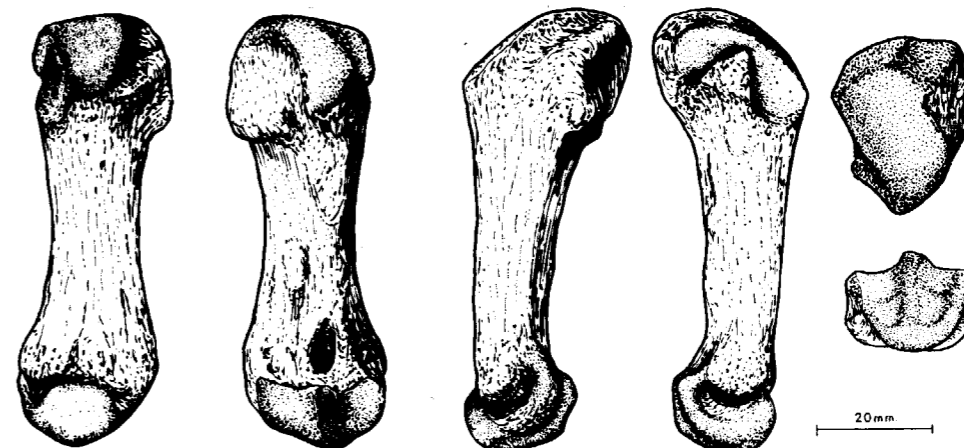


Figura 3.61.—Quinto metacarpiano (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

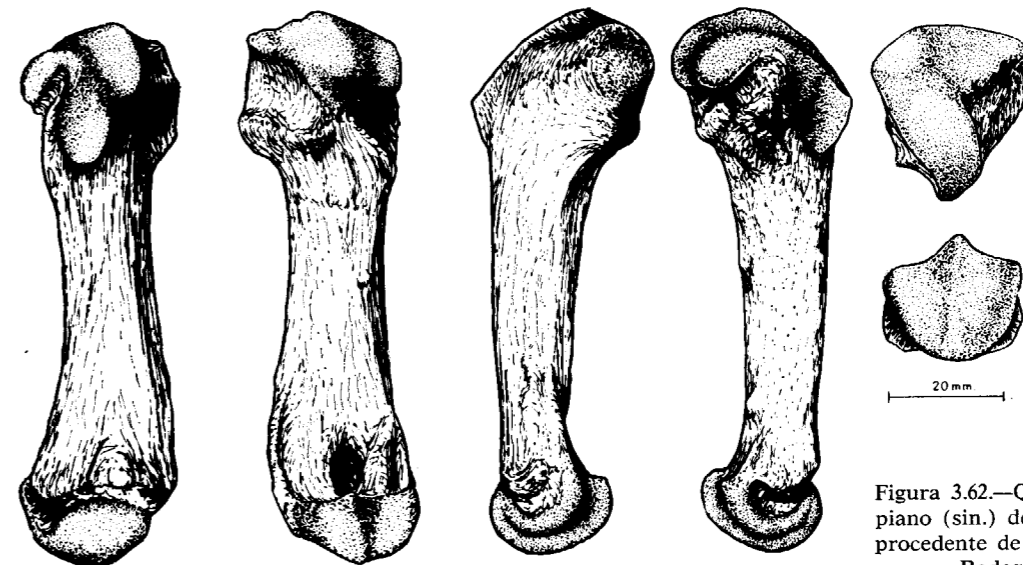


Figura 3.62.—Quinto metacarpiano (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de la Bodega (LB).

ticular. En *Ursus spelaeus*, y a veces en *Ursus deningeri*, esta superficie articular muestra una prolongación, en forma de una pequeña faceta articular de forma redondeada, adyacente al borde postero-externo de la superficie articular principal. Es la zona donde articularía la pequeña superficie articular que aparece en la cara inferior de la apófisis que se produce en el ángulo postero-interior del hueso carpoulnar. La superficie articular con el cuarto-quinto carpal, es regularmente convexa, en sentido anteroposterior, siendo mayor la curvatura en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*. Transversalmente es algo convexa, aunque al presentar algunos quintos metacarpianos una pequeñísima ceja, que se levanta en el borde interno de esta superficie articular, puede aparecer en esta zona, y sólo en ella, una leve concavidad. En la parte interna destaca la superficie articular con el cuarto metacarpiano, que posee una forma típica de herradura con sus extremos más gruesos; presentando la peculiaridad de que su rama anterior desarrolla una especie de ala, que se proyecta hacia fuera en su borde posterior, lo que hace que esta parte de la superficie articular sea visible con el hueso en norma dorsal. Por otra parte, levemente en *Ursus deningeri*, pero marcadamente en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, la citada rama anterior de la superficie articular del quinto metacarpiano con el cuarto, invade la parte dorsal del hueso con dos consecuencias: esta parte de la superficie articular se hace cóncava y en la zona donde coalesce con la superficie articular del quinto metacarpiano y cuarto hueso tarsal, es decir el vértice inferior, lo hace sobresalir fuertemente, más levemente en *Ursus deningeri*, no apreciándose este fenómeno en *Ursus spelaeus*. La cara externa de la extremidad superior del quinto metacarpiano, muestra una fuerte tuberosidad, quizá algo más robusta en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* que en las otras especies, pero en ellas *Ursus etruscus*, *Ursus arctos* y a veces en *Ursus deningeri*. Esta tuberosidad se continúa por la cara posterior de la extremidad proximal, mientras que en *Ursus spelaeus*, cuando está presente, lo hace en forma de una línea rugosa muy débil.

En la extremidad distal aparece una falta de simetría típica, de forma que el hueso en esta zona parece curvarse hacia dentro. Esta asimetría no es tan marcada en *Ursus spelaeus*, probablemente en razón de su gran robustez.

Las diáfisis de *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* son largas y gráciles, con la cara dorsal aplanada y el resto de su periferia regularmente convexo. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* son cortas y robustas, aplanadas en sentido anteroposterior, lo que les da una sección elipsoidal con vértices en las aristas externa e interna.

Las medidas e índices aparecen en tabla 3.25 (*Ursus deningeri*), tabla 3.26 (*Ursus spelaeus*) y tabla 3.27 (*Ursus arctos*). La representación semilogarítmica de las diferencias de los valores medios de medidas e índices de *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* respecto a *Ursus spelaeus*, (fig. 3.63), se deduce que el quinto metacarpiano de *Ursus arctos* es más corto, en valores medios, que el de *Ursus spelaeus* (80.0 frente a 81.4). Las restantes medidas, y consecuentemente los índices calculados con ellas, se hacen menores que las del oso de las cavernas y que las de *Ursus deningeri*, a excepción de la longitud absoluta, que es notablemente mayor. Los valores medios de las medidas e índices del Mc V de *Ursus deningeri* son netamente inferiores a los de *Ursus spelaeus*.

Entre el diámetro transversal de la diáfisis (4) y la longitud absoluta (1) (fig. 3.64), hay una correlación alta: .78 para *Ursus spelaeus*, .72 para *Ursus deningeri* y .81 para *Ursus arctos*. En el Mc IV, la representación bivariada de estas dos dimensiones es el medio óptimo de separación entre las dos especies. En el quinto metacarpiano no existe solapamiento entre las nubes de puntos y se mantiene una amplia separación métrica entre una amplia separación métrica entre las tres especies, conservándose la gradación decreciente en la robustez *Ursus spelaeus* - *Ursus deningeri* - *Ursus arctos*.

	M					I				
	n-1	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n-1	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>
1	15	78.3	3.43	15	71.2 - 80.0	81.3	15	12.9	14	21.4 - 31.2
2	15	23.2	1.92	15	27.4 - 30.9	21.4	15	2.22	15	26.9 - 30.2
3	15	27.2	2.88	15	26.9 - 30.2	24.7	15	15.3	15	13.4 - 18.1
4	15	15.5	1.34	15	11.0 - 16.0	11.8	15	1.12	15	11.0 - 16.0
5	15	12.0	1.12	15	11.0 - 16.0	11.8	15	2.72	14	27.6 - 29.0
6	15	26.1	1.12	14	32.0 - 39.0	26.0	15	2.10	14	21.0 - 26.0
7	15	34.0	1.12	14	32.0 - 39.0	26.0	15	18.0	14	23.0 - 29.0
8	15	20.0	1.12	14	30.0 - 39.0	2.8	15	33.0	14	33.0 - 38.0
9	15	33.0	1.12	14	30.0 - 39.0	2.8				

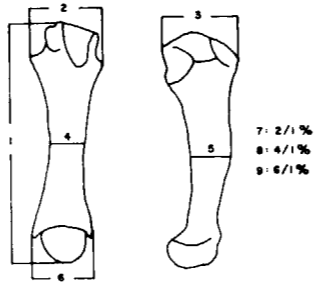


TABLA 3.25.—Medidas e índices del quinto metacarpiano de *Ursus deningeri*.

	LL				S				UR				TR				K				GC		A			
	n-3	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n-3	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n-3	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n-3	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n-1	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	
1	75.6-86.5	75.0	2.40	6	72.8-80.0	70.8-82.3	80.2	5.47	14	70.8-94.3	84.3	6.05	9	73.9-96.6	78.2	82.6	6.46	11	72.6-94.6							
2	27.6-32.5	27.0	2.50	6	25.0-31.2	24.2-34.8	30.5	3.07	17	24.3-33.9	30.1	3.32	12	24.7-35.3	25.1	30.2	2.92	11	25.8-34.3							
3	28.6-35.8	31.1	2.40	6	28.6-36.2	24.8-39.7	34.0	3.20	17	27.7-38.5	31.7	4.81	12	24.1-35.5	30.9	33.4	2.76	11	27.4-36.4							
4	18.2-21.5	17.6	1.79	6	15.3-21.2	14.4-21.1	20.1	2.06	17	16.7-22.0	21.0	2.16	10	18.0-24.2	15.0	20.6	2.35	11	17.4-24.7							
5	15.5-17.7	15.6	1.65	6	13.4-18.2	11.2-17.6	17.8	2.23	17	14.0-20.2	19.1	2.66	11	15.4-22.6	14.5	20.6	2.08	11	15.7-25.1							
6	20.6-36.2	26.3	1.85	6	23.9-30.0	22.0-31.8	29.3	3.11	14	20.8-32.6	28.7	2.70	9	24.5-32.2	25.6	28.8	2.77	11	25.2-34.4							
7	36.0-38.0	36.0		5	34.0-39.0	32.0-42.0	39.0		14	37.0-42.0	37.0		9	33.0-40.0	32.0	37.0		11	34.0-40.0							
8	24.0-25.0	23.0		6	21.0-26.0	20.0-26.0	25.0		14	18.0-27.0	26.0		8	24.0-28.0	19.0	25.0		11	23.0-26.0							
9	27.0-37.0	35.0		6	33.0-38.0	32.0-39.0	38.0		14	37.0-40.0	34.0		9	29.0-38.0	33.0	35.0		11	33.0-38.0							

	RV		AR		X				CC		T				Muestra total			
	n-1	μ	n-1	μ	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	n-2	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	
1	65.8		84.8	6.29	9	77.2	93.1	76.5		80.7	6.26	17	73.9-91.8	81.4	5.76	73	65.8-94.6	
2	26.7	27.0	29.3	3.27	10	24.0	34.0	25.0	25.5	26.7	4.42	21	21.4-35.0	28.9	3.43	86	21.4-35.3	
3	22.0	23.0	33.5	3.77	10	28.1	37.8	30.7	30.6	30.9	4.01	21	19.7-38.0	32.4	3.60	83	19.7-39.7	
4	14.8	16.0	20.0	2.44	9	17.4	24.1	17.0	17.0	18.9	4.14	20	14.7-21.0	19.7	2.71	81	14.4-24.7	
5	11.7	14.5	16.8	1.36	9	15.2	18.9	14.0	16.0	18.1	2.21	20	15.7-21.3	18.4	2.14	82	11.2-25.1	
6	20.9		28.7	2.66	9	24.6	33.0	25.4		26.8	2.24	16	23.5-31.2	28.0	2.60	72	20.6-36.2	
7	39.0		34.0		9	31.0	37.0	33.0		34.0		17	32.0-40.0	36.0		71	32.0-42.0	
8	22.0		23.0		9	21.0	26.0	22.0		23.0		17	21.0-24.0	24.0		91	18.0-28.0	
9	32.0		34.0		9	32.0	35.2	33.0		33.0		16	30.3-37.0	35.0		72	27.0-40.0	

TABLA 3.26.—Medidas e índices del quinto metacarpiano de *Ursus spelaeus*.

	PU		LB		TV		LZ		G		UB		AK		MK		UK		D		FU				Muestra total			
	n-1	μ	n-1	μ	n-2	μ	n-2	μ	n-2	μ	n-1	μ	n-1	μ	n-1	μ	n-1	μ	n-3	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	μ	σ	N	V <sub>i</sub> -V <sub>s</sub>	
1	80.2	95.7	77.8	78.2	84.0	86.0	75.7	86.3	86.2	77.6	78.7	66.4	80.0	80.7	80.0	10.24	6	60.8-87.5	80.0	7.89	18	60.8-95.2						
2	11.8	28.5	20.5	20.1	26.7	19.2	24.5	23.0	19.2	20.3	17.4	22.1	23.2	25.1	2.72	5	23.8-28.8	23.1	3.50	18	17.4-28.8							
3	27.0	31.8	27.6	24.8	26.7	28.8	20.0	28.5	27.6	22.3	24.6	23.0	25.4	28.8	26.0	4.85	5	18.3-29.7	26.0	3.49	20	20.0-31.8						
4	14.3	17.2	12.5	13.1	16.3	16.2	12.2	16.2	14.8	11.6	11.7	12.4	13.0	14.4	15.4	2.07	5	12.0-17.6	14.3	1.90	18	11.6-17.6						
5	11.0	14.5	11.3	11.5	15.3	15.2	9.3	16.0	13.5	10.1	10.8	9.8	10.7	11.5	12.1	1.67	5	10.0-14.6	12.1	2.02	20	9.3-16.0						
6	20.8	25.2	18.5	19.6	23.8	24.8	16.0	21.5	22.3	20.2	19.9	18.6	21.0	22.7	22.6	2.43	6	18.1-25.1	21.5	2.56	20	16.0-25.1						
7	27.0	29.0	26.0	26.0	31.0	25.0	28.0	27.0	25.0	26.0	26.0	27.0	27.0	28.0	30.0	2.00	4	29.0-33.0	27.2	2.14	17	26.0-33.0						
8	18.0	18.0	16.0	17.0	19.0	19.0	16.0	19.0	17.0	15.0	15.0	19.0	16.0	16.0	19.2	0.98	6	18.0-20.0	17.8	1.85	20	15.0-20.0						
9	26.0	26.0	24.0	25.0	28.0	29.0	28.0	26.0	26.0	26.0	25.0	28.0	26.0	28.0	27.8	1.72	6	25.0-30.0	26.9	1.62	20	24.0-30.0						

TABLA 3.27.—Medidas e índices del quinto metacarpiano de *Ursus arctos*.

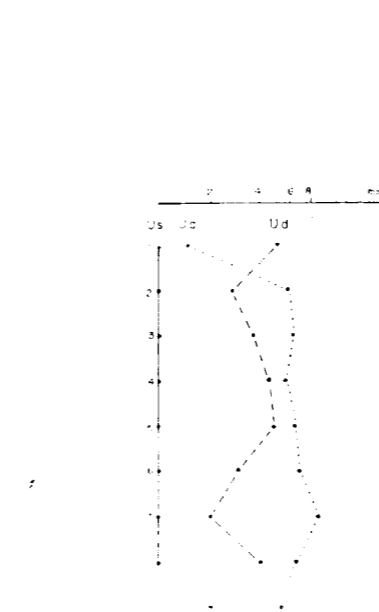


Figura 3.63.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del quinto metacarpiano.

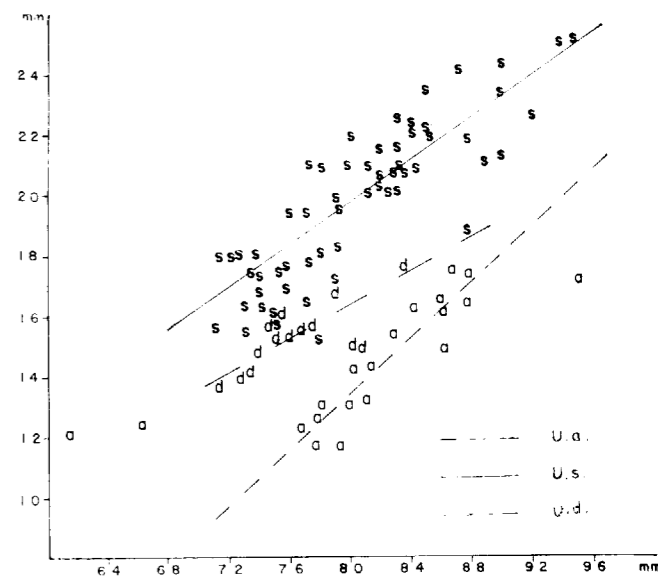


Figura 3.64.—Quinto metacarpiano, representación bivariada: diámetro transversal de la (Y) en función de la longitud absoluta (1) (X); a, *Ursus arctos*; d, *Ursus deningeri*; s, *Ursus spelaeus*.

## BIBLIOGRAFIA

- ALTUNA, J. (1973): *Hallazgos de Ursus arctos (Mammalia) en Cuevas del País Vasco*. Munibe, 19, 2:271-278.
- FOBY, F. E., y FRITZ, E. (1950): *Les proportions des metacarpiens et des phalanges de la main d'Ursus spelaeus*. C. R. Soc. Pal. Suiss. Eclog. Geol. Helvet., 43, 2:288-289.
- KOBY, F. E. (1951): *Les dimensions maxima et minima des os longs d'Ursus spelaeus*. C. R. Soc. Pal. Suiss. Eclog. Geol. Helvet., 43, 2:287.
- KOBY, F. E. (1955): *L'omoplate d'Ursus spelaeus*. Verhan. Nat. Gesell. in Basel, LXII:1-23.
- KURTEN, B. (1964): *The evolution of the polar bear (Ursus maritimus PHIPPS)*. Acta Zool. Fenn., 108:1-30.
- THENIUS, E. (1947): *Über primäre und sekundäre plantigradie bei bäugetiesen*. Akad. Anzeiger, 6.
- THENIUS, E. (1951): *Eine neue rekonstruktion des Hölenbären (Ursus spelaeus ROS.)*. Sitz. Osterr. Akad. Wiss. Math.-Natur., I, 160:321-333.
- TORRES, T. (1984): *Ursidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral E. T. S. I. M.

Recibido: Octubre de 1987.

## Secreción lateral y mineralizaciones asociadas en el zócalo de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza)

Por A. GUTIERREZ (\*), J. MONSEUR (\*), J. B. ALVAREZ (\*), J. GUIJARRO (\*) y E. MORCILLO (\*\*)

## RESUMEN

Se estudia el fenómeno de la secreción lateral en el Zócalo de la Ibérica (Rama Sur); presentando el proceso físico-químico de la migración de sulfuros desde el sedimento de pizarras a los «Filones» de cuarzo de exudación. Se determinan hasta tres generaciones de cuarzo, que pueden estar en relación con la primera, segunda o tercera de las fases tectónicas Hercínicas, o con una sola fase caracterizada por una serie de movimientos de menor amplitud; asimismo, se presenta un modelo genético de formación de este cuarzo y de la migración de la mineralización sinsedimentaria que pasa a epigenética en los filones de exudación.

## ABSTRACT

The phenomenon of lateral secretion in the south branch of the Iberian basement has been studied in order to determine the physico-chemical process of sulphide migration from the slates to the veins of exudation quartz. They are determined till three quartz generations which may be connected with the first, second and third phases of the hercynic tectonic, or with a single phase characterized by a serie of minor amplitude movements. It is also presented a genetic pattern of the formation of this quartz and the migration of the sinsedimentary mineralization which becomes epigenetic in the exudation veins.

## I. INTRODUCCION

El fenómeno de la exudación del cuarzo ha sido estudiado por diferentes autores desde el siglo XVIII (CHARPENTER, 1778, 1779, y GERHARD, 1781) hasta nuestros días: KNOPF (1929), BOYLE (1955), MICHOT, J. (1957-58)...

Un «filón» de exudación o secreción lateral se forma a partir de una capa consolidada sometida a acciones tectónicas, en las que los huecos creados en la roca provocan una aspiración del material que forma la capa. El relleno de estos huecos se realiza gracias a soluciones que toman sus elementos de los sedimentos vecinos y de este modo la composición del «filón» es análoga a la de la roca encajante.

En particular, la mineralización está presente

(\*) Cátedra de Metalogenia. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. 28049 Madrid.

(\*\*) SENPA. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.

sólo en aquel filón en el que la roca encajante contiene mineralización diseminada. Según MICHOT (1958), en las rocas encajantes formadas en un medio epizonal las sustancias que participan en la migración dependen no sólo de la composición mineralógica o química de estas rocas, sino también del estado de tensión al que estaban sometidas. La formación de las vetas de exudación y su estructura interna dependen de la velocidad de difusión de los elementos que las constituyen y esta última está en relación con la depresión creada en la roca y estrechamente dependiente de la velocidad de deformación que ha afectado a la roca encajante. El límite de rotura es alcanzado más pronto en las partes areniscosas de los sedimentos que en las partes arcillosas. Esto conlleva que las fisuras sean más anchas en las capas cuaríticas que en las arcillosas y que la rotura se haya producido más pronto en las primeras que en las segundas.

II. SITUACION GEOLOGICA Y ANTECEDENTES

La zona que se estudia en el presente trabajo se encuentra en el zócalo de la Rama sur de la Ibérica (fig. 1). Las mineralizaciones de Cu, Pb, Zn detectadas se relacionan muy frecuentemente con «filones» de cuarzo de exudación o secreción lateral. Estas mineralizaciones o indicios tienen lugar en una región en la que hay una casi total ausencia de metamorfismo y falta de actividad magmática posthercínica (JULIVERT et al., 1974), donde se puede subrayar que los dos grupos de fallas (hercínicas y alpinas) presentan orientaciones idénticas: longitudinales (NO-SE dirección armoricana) y transversales (NE-SO). Los movimientos hercínicos y alpinos que han afectado a esta cordillera, son de tipo intermedio como lo demuestran los macro y micropliegues que se aprecian en las pi-

zarras, así como al menos dos pizarrosidades con ángulo de 40-50° entre ellas (lámina I).

El fenómeno de la exudación del cuarzo se da en todo el zócalo y principalmente en los cinco horizontes litológicos de la serie clástica superior (dados por SCHMITZ, 1971; JOSOPAIT, 1972; IGME, 1983). Estos están formados por cuarcitas-areniscas; alternancia de areniscas con pizarras y pizarras poco areniscosas. La prospección de toda la rama sur ha dejado de manifiesto que la mineralización en relación con el fenómeno de exudación tiene una preferencia en dos horizontes: El D (Dere), subdividido en D-1, D-2, D-3 ó D<sub>i</sub> (indiferenciado) en el norte y hasta D-6 en el sur, y el B, principalmente en la parte sur (fig. 2) (GUTIÉRREZ MAROTO, 1979).

El estudio geoquímico de los diferentes horizon-

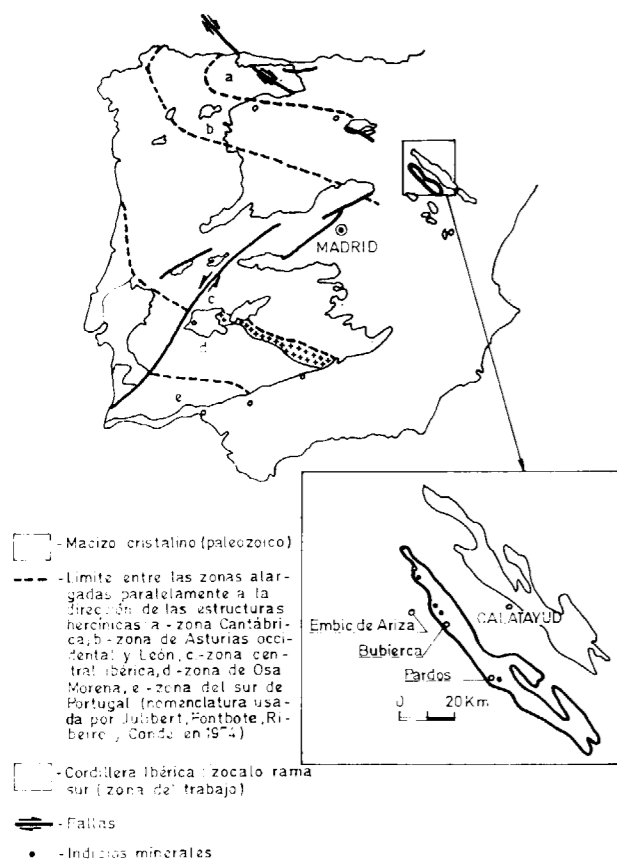


Figura 1.—Mapa de situación.

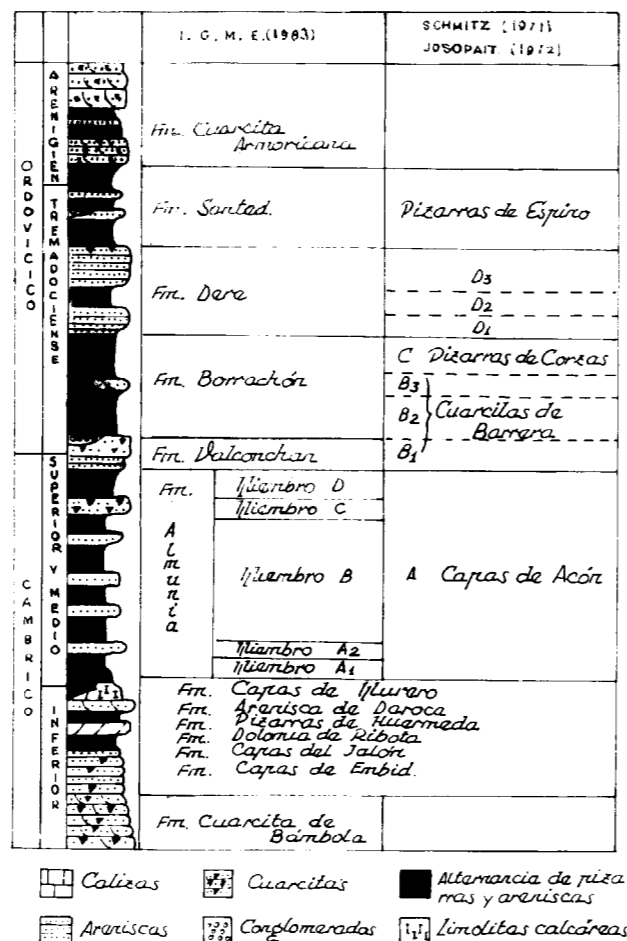
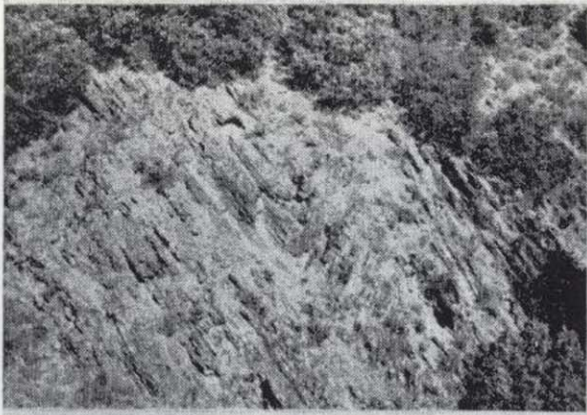
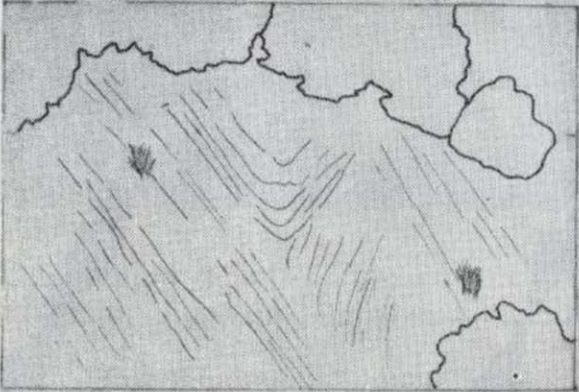


Figura 2

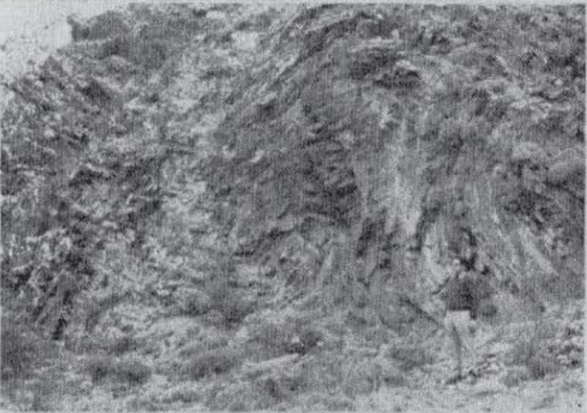




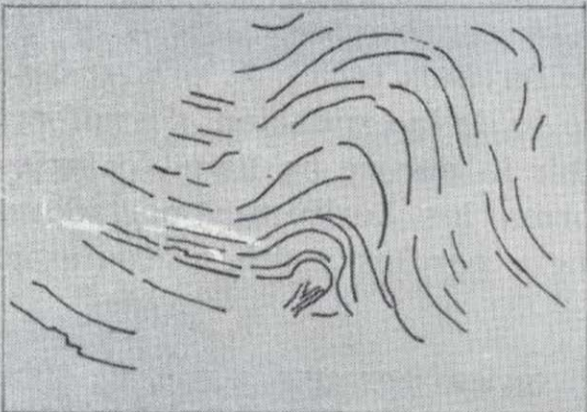
1



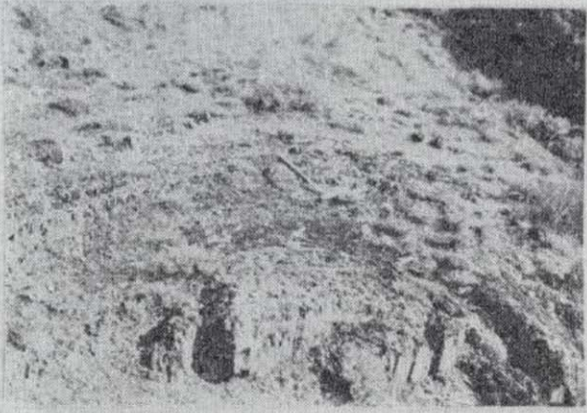
1 bis



2



2 bis



3



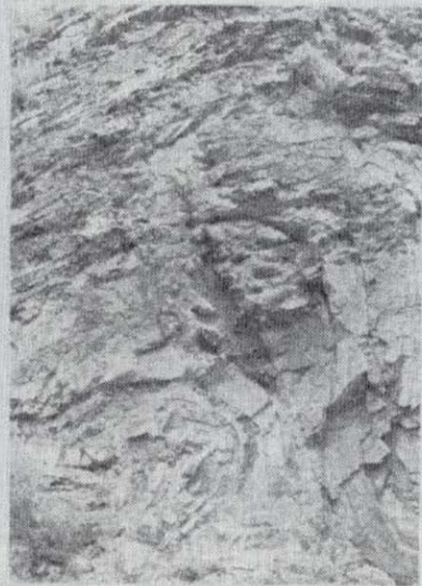
5



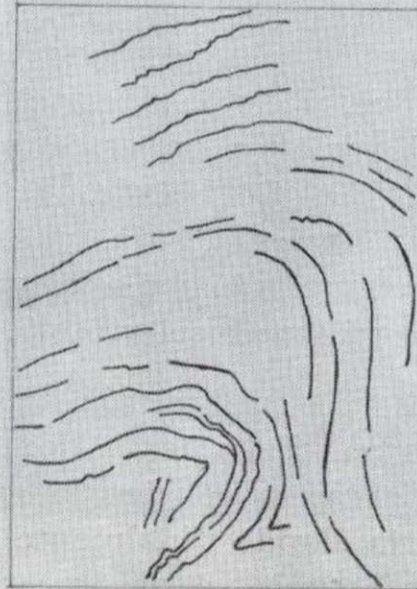
5 bis

**Embid de Ariza**

- 1. *Sinclinal localizado a unos 150 m. de el representado en la foto 2.*
- 2. *Anticlinal y sinclinal desplazados por falla*



6



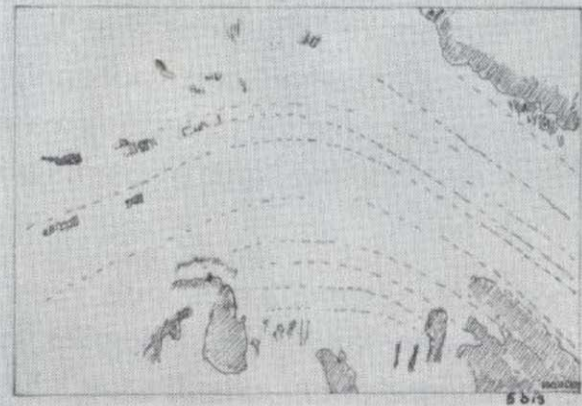
6 bis

**Bubierca (La Pedraza)**

- 3. *Capas muy tectonizadas*
- 4. *Detalle del pliegue tumbado correspondiente a la foto 3.*

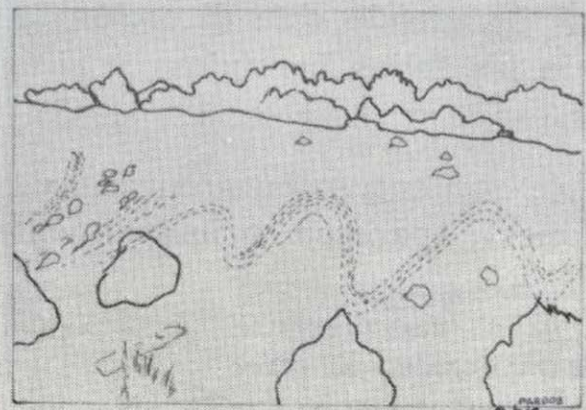
**Pardos**

- 5. *Capas de pizarra participando en una estructura anticlinal*



5 bis

- 6. *Capas plegadas en una serie de anticlinales y sinclinales de 4 a 5 m. de amplitud.*



6 bis

tes ha permitido determinar los fondos geoquímicos de éstos, así como la presencia de «horizontes portadores» que nos confirman la facies pizarrosa señalada como propicia para la mineralización siempre que se dé en ella el fenómeno de la exudación.

Estos «horizontes portadores» son poco numerosos, de potencia relativamente reducida, discontinuos lateralmente y localizados en pequeñas cuencas dentro de los biseles de sedimentación. Tampoco es raro, que donde se dan altafondos (materializados por depósitos francamente areniscos), existan también estos horizontes portadores alrededor del mismo (biseles de condensación) y que la superposición de varios metalotectos lleve consigo una mineralización mucho más rica desde un punto de vista económico (GUTIÉRREZ, A., y MONSEUR, G., 1980a).

La mineralización primaria del zócalo de la rama occidental de la Ibérica se ha clasificado como sindiagenética en estos horizontes (GUTIÉRREZ, A., 1979; GUTIÉRREZ, A., y MONSEUR, G., 1980b) y se presenta bajo un control litoestratigráfico y sedimentológico a los que se une a veces, el paleogeográfico (bisel y altafondo).

El fenómeno de migración de la sílice de las pizarras y areniscas a los «filones» de cuarzo de exudación arrastra consigo la mineralización sin-sedimentaria dando finalmente la concentración epigenética actual.

### III. EXUDACION O SECRECION

En las zonas estudiadas con detalle se han cartografiado casi todos los filones de cuarzo de exudación. En el horizonte D la densidad llega a veces a 8-10 filones por metro, con potencia de 1 a 30 cm., pudiendo alcanzar en algunos casos el metro cuando se encuentran entre areniscas y cuarcitas.

La dirección de estos filones que recortan normalmente las charnelas de los pliegues, es la misma, en las tres regiones estudiadas: NO-SE (de 15 a 20° al O), siendo esta dirección la más importante de las fallas hercínicas y alpinas en el zócalo (DESPARMENT, A. y R., 1967-1968) (fig. 3).

Aunque se encuentran en areniscas y cuarcitas, estos «filones» aparecen principalmente asocia-

dos a pizarras, habiéndose comprobado que sólo existe mineralización cuando se alojan en pizarras que se han clasificado siguiendo a МІСНОТ, como micropsammofilitas a psammitas, con intercalaciones de pizarras carbonosas empaquetadas.

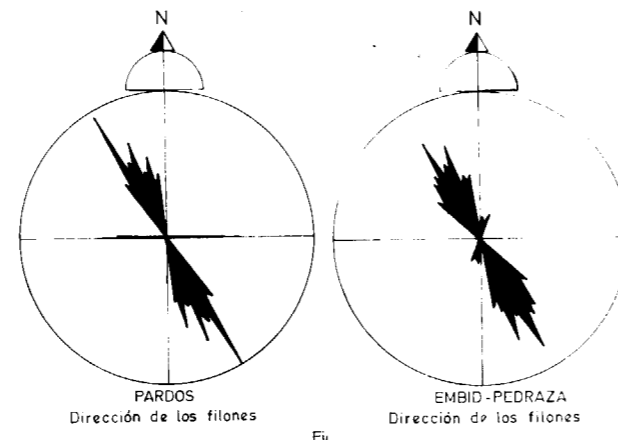


Figura 3.—Dirección de los filones.

#### 1. Facies propicia

Si bien es cierto que en el estudio se han distinguido diferentes facies de pizarras y areniscas, en las que se da la exudación, sin embargo, interesa describir la que se ha llamado facies *propicia* y que forma los horizontes portadores puestos en evidencia por los análisis geoquímicos (lámina II).

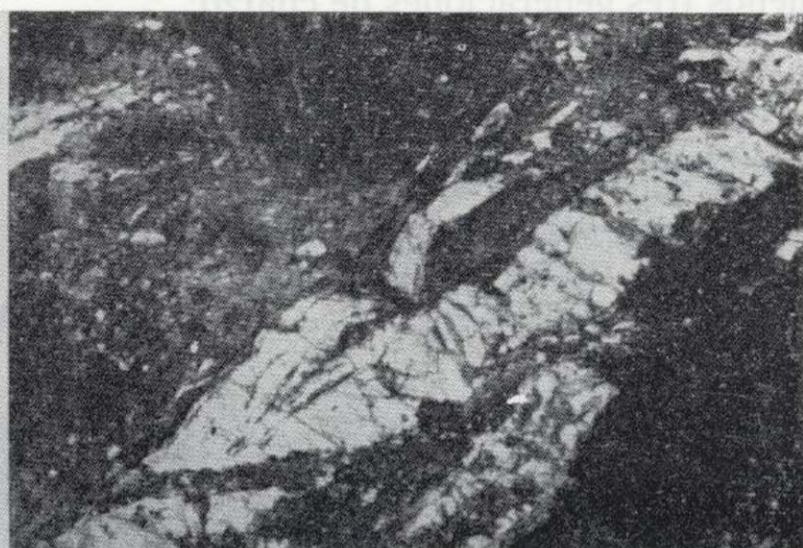
Se caracteriza por una pizarra negra, macroscópicamente hojosa o finamente estratificada; *muy arcillosa* con matriz sericítica (75-80 por 100). Los análisis por difracción de R-X han dado presencia de illita, clorita, moscovita y ausencia de montmorillonita y caolinita. El cuarzo detrítico es escaso (aproximadamente un 10 por 100), representado por granos homogéneos de tamaño entre 15 y 32  $\mu\text{m}$ . de diámetro, mientras que los opacos (óxidos, hidróxidos y sulfuros) y la materia carbonosa alcanzan hasta un 10-15 por 100.

#### 2. Generaciones de cuarzo

El estudio de esta facies conlleva el del cuarzo de exudación que se da en ella con mineralización

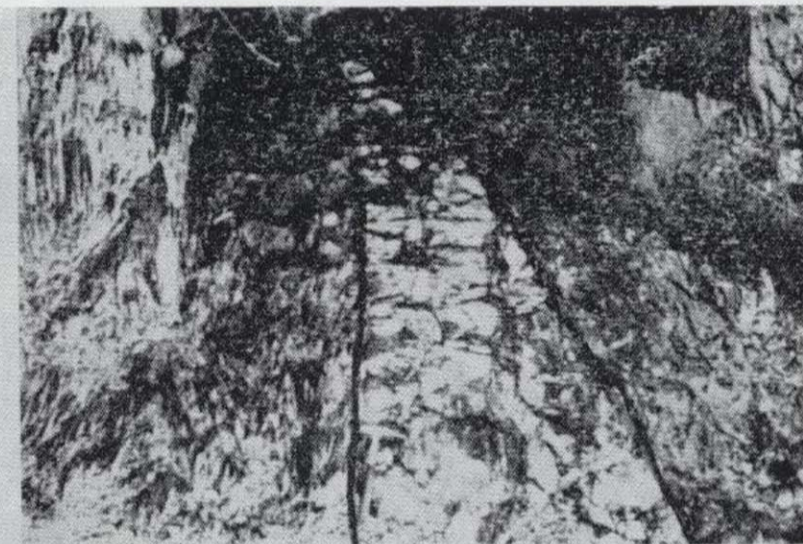
## LAMINA II

### ASPECTOS MACROSCOPICOS DEL CUARZO DE EXUDACION



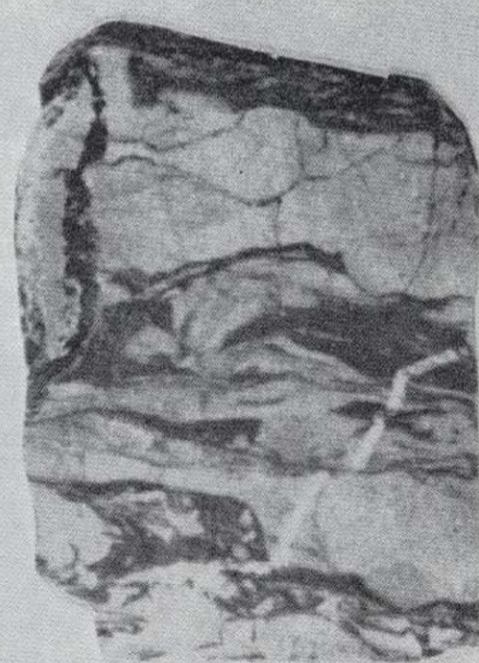
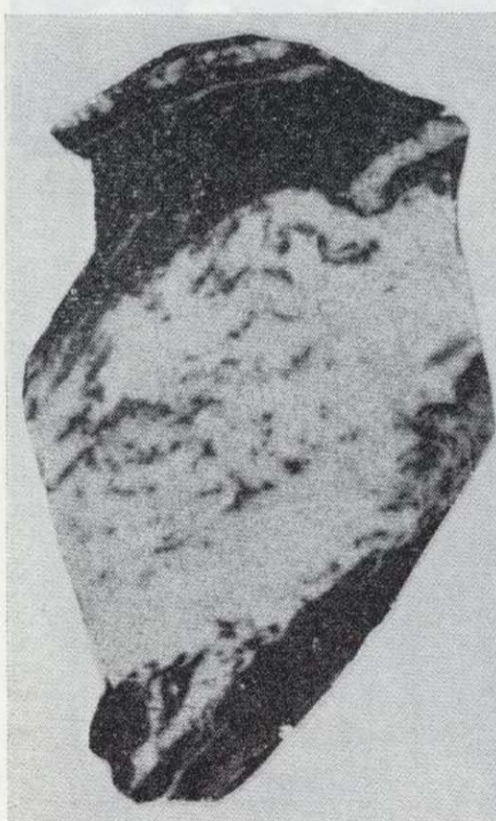
1.—Muestra de cuarzo de exudación con pizarra negra en su seno (facies propicia. Bubierca. «La Pedraza»).

2.—Detalle de «filón de cuarzo de exudación» con lentejones de pizarras negras en su interior y con mineralización (Embid-Pedraza).



3.—Lentejón de cuarzo de exudación entre pizarra grafitosa (calicata realizada entre los crestones cuarcíticos de «La Pedraza»).

4.—Densidad de filones de cuarzo de exudación: 8 vetas en 1,70 m. (Pardos).



5.—Aspecto típico de un filón de cuarzo de exudación mineralizado entre pizarras arcillosas. (Escombreras: «La Pedraza»).

6.—Microplegues y veta de cuarzo en pizarra arenosa, con intercalaciones de arenisca.

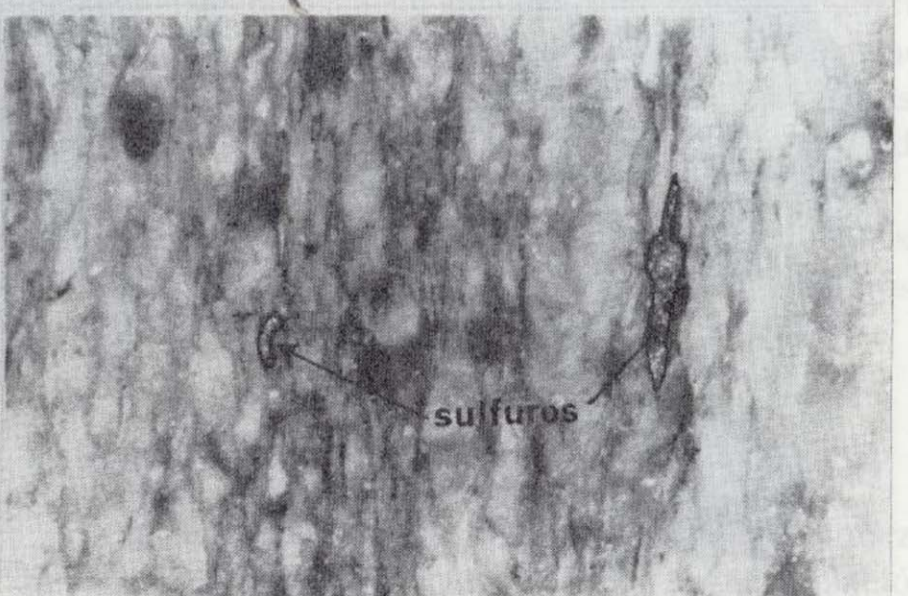
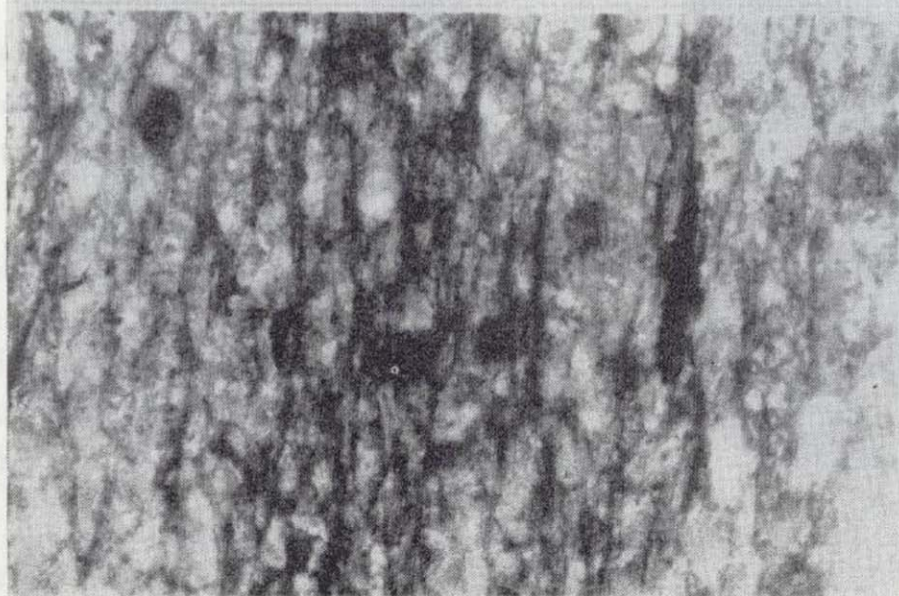
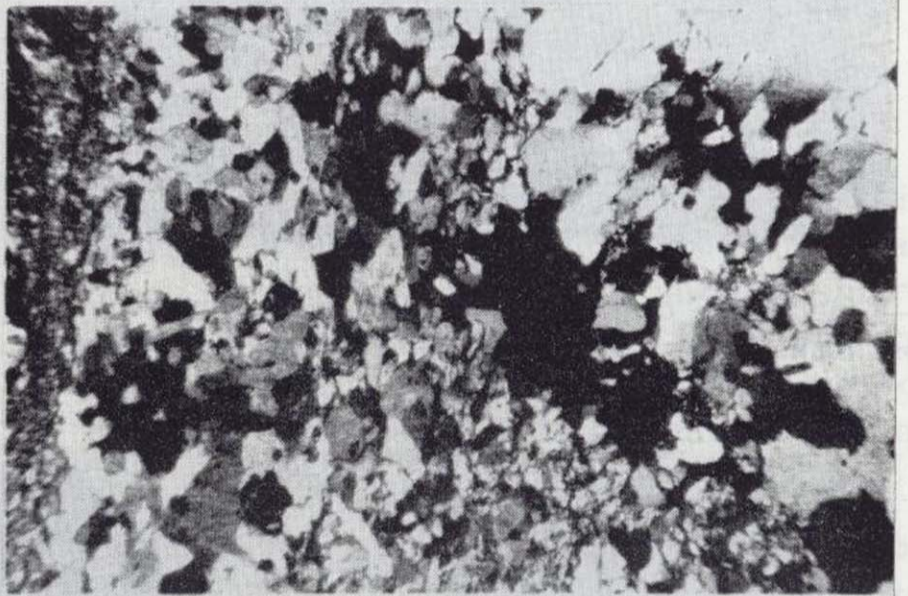
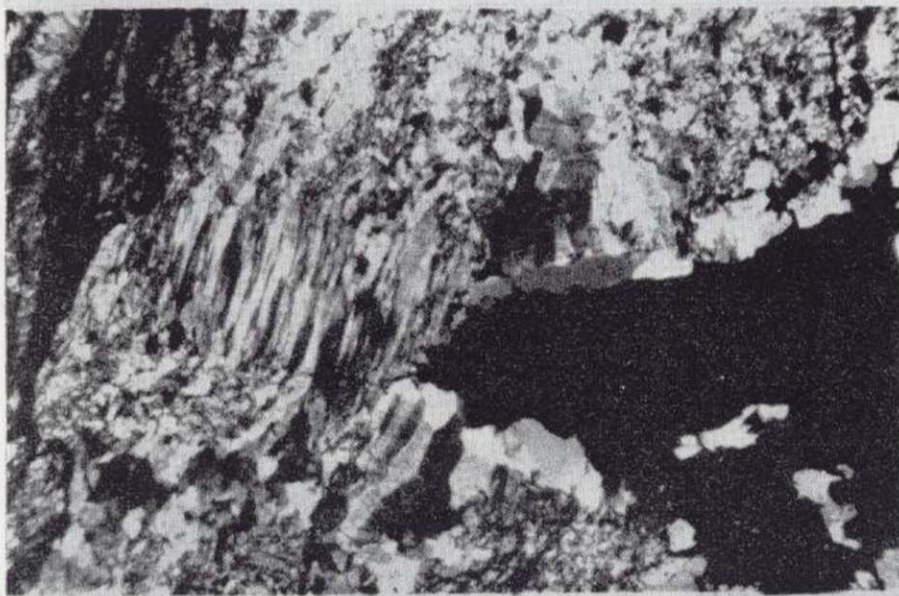
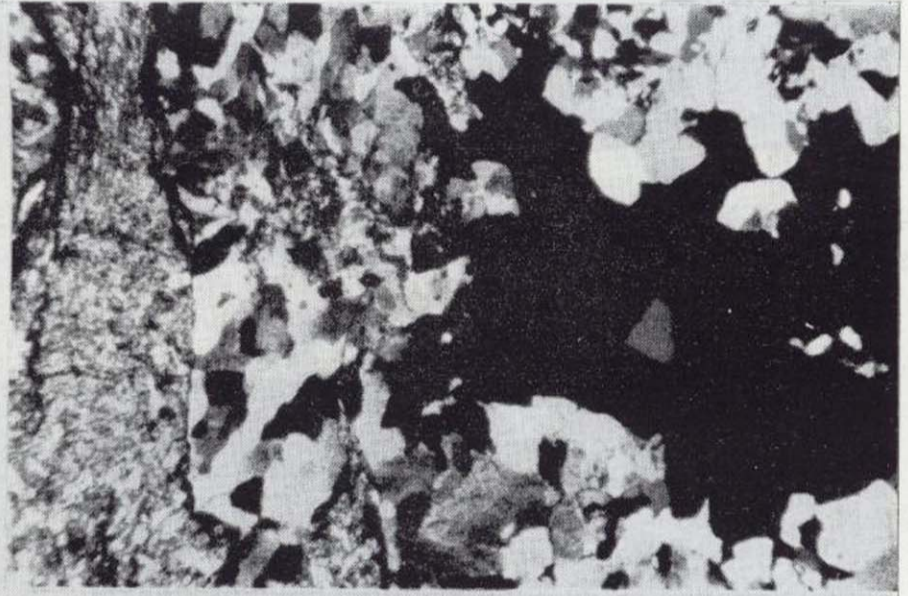
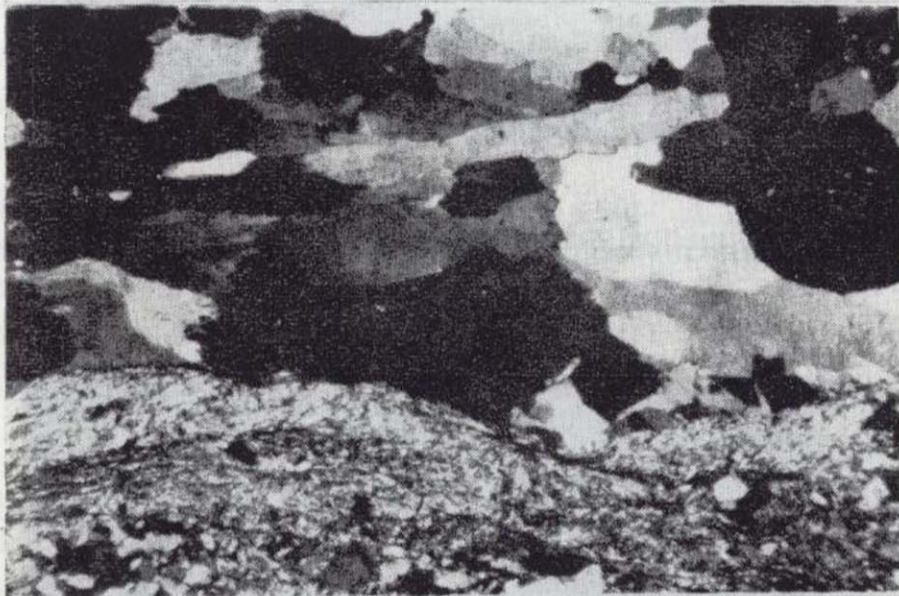
7.—Psammocuarzita con algo de pizarra negra en su interior y vetas de cuarzo (facies segunda, «La Pedraza»).

interior. Este estudio nos ha permitido distinguir al menos tres generaciones de cuarzo:

1.<sup>a</sup> *Fenocristales* (750-1.500  $\mu\text{m}$ . de diámetro, alargados y frecuentemente paralelos al contacto pizarra-filón de cuarzo (lám. III, fot. 1).

2.<sup>a</sup> *Cristales de tamaño medio* (200-500  $\mu\text{m}$ . de diámetro) a pequeños (70-100  $\mu\text{m}$ .) que presentan a veces deformaciones, alargamientos, deslizamientos localizados o trituración-fracturación (lám. III, foto 2-4).

LAMINA III

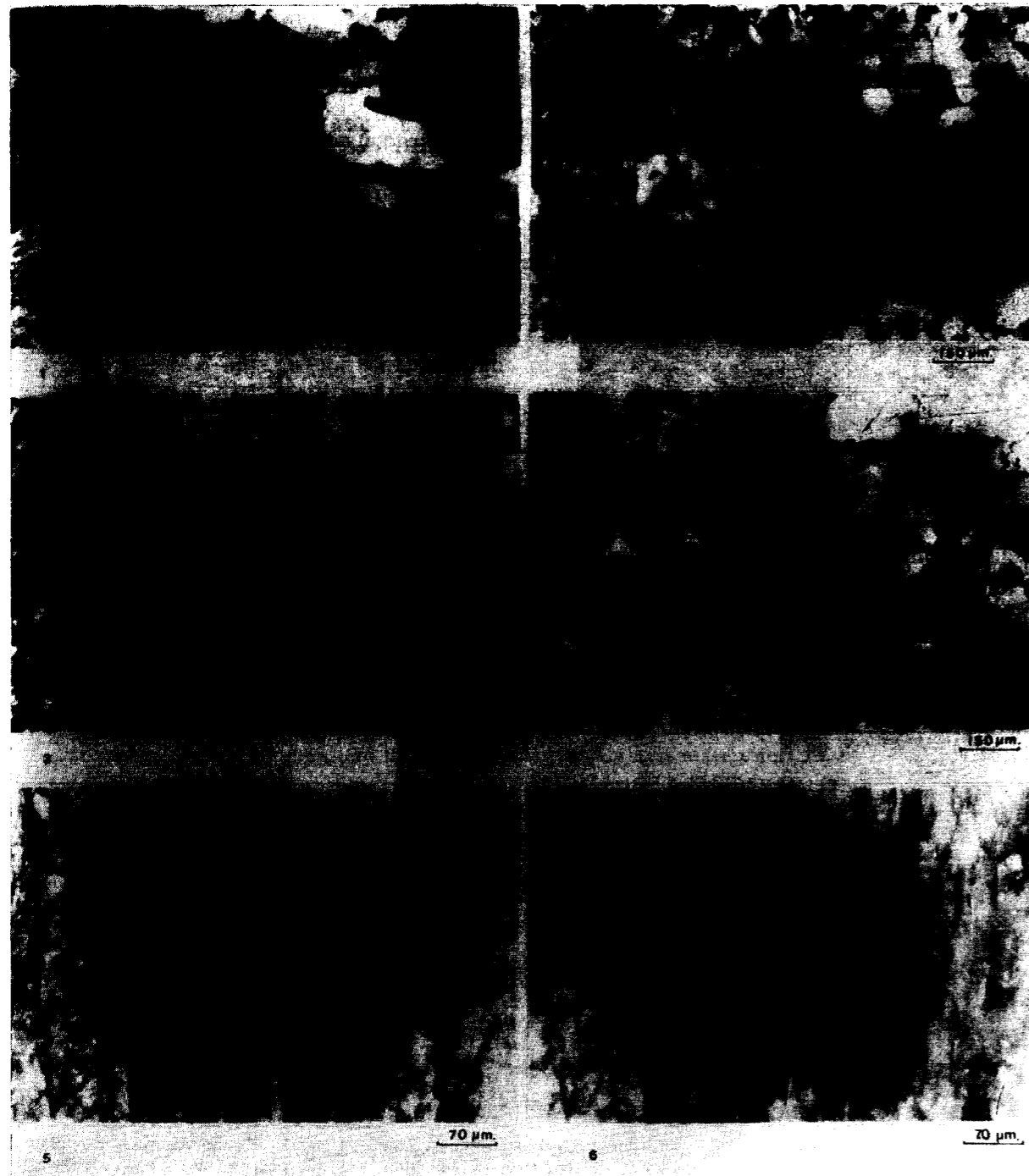


interior. Este estudio nos ha permitido distinguir al menos tres generaciones de cuarzo:

1.<sup>o</sup> *Fenocristales* (750-1.500  $\mu\text{m}$ . de diámetro, alargados y frecuentemente paralelos al contacto pizarra-filón de cuarzo (lám. III, fot. 1).

2.<sup>a</sup> *Cristales de tamaño medio* (200-500  $\mu\text{m}$ . de diámetro) a pequeños (70-100  $\mu\text{m}$ .) que presentan a veces deformaciones, alargamientos, deslizamientos localizados o trituración-fracturación (lám. III, foto 2-4).

### LAMINA III



3.<sup>a</sup> *Microcristales* (15-35  $\mu\text{m}$ .) con extinción ondulante, cementados entre sí y colocándose normalmente como paso intermedio entre la pizarra y los cristales medianos o los fenocristales. Sin embargo, estos microcristales no siempre existen (lám. III, fot. 3-4).

### 3. Proceso físico de la exudación

Además de la presencia de pequeños granos de sulfuros diseminados en la pizarra negra, asociados a cordones y materia carbonosa, que hablan de la mineralización *sinsedimentaria* (lám. III, fotos 5-6) existen relaciones estrechas entre la mineralización y las diferentes generaciones de cuarzo que se acaban de precisar.

Nuestras observaciones se pueden resumir:

— La mineralización se encuentra normalmente en relación:

- a) Con el cuarzo deformado o triturado de tamaño medio (diseminada en las microfisuras o acumulada intergranularmente) (lámina III, fotos 2-3-4).
- b) En la materia carbonosa, cordones de contacto entre la pizarra y este cuarzo medio que presenta deformaciones, alargamientos o fracturaciones (lám. IV, fot. 1-3).

— Es raro que la mineralización se encuentre en el cuarzo que ha sufrido alargamientos por deslizamientos aunque esté próxima a él.

— Respecto a los fenocristales, que se sitúan con una cierta orientación de paralelismo al contacto pizarra-filón (con alargamiento del eje C, indicando las presiones laterales que han inducido la migración y relleno) contienen, a veces, mineralización diseminada en microfisuras o intergranular marcando el paso progresivo desde la pizarra al filón (lámina IV, fotos 2-4).

— Se puede añadir que, generalmente, en el cuarzo de exudación no existe materia carbonosa, sino únicamente sulfuros; sin embargo, cuando en los filones de cuarzo quedan englobados vestigios de pizarras, la mineralización se presenta en relación con la materia carbonosa de éstas, sin migrar (lámina IV, fot. 5-6).

De lo expuesto y de las reiteradas observaciones al microscopio se pueden presentar los siguientes pasos o fases en la migración mediante estos esquemas observados (fig. 4):

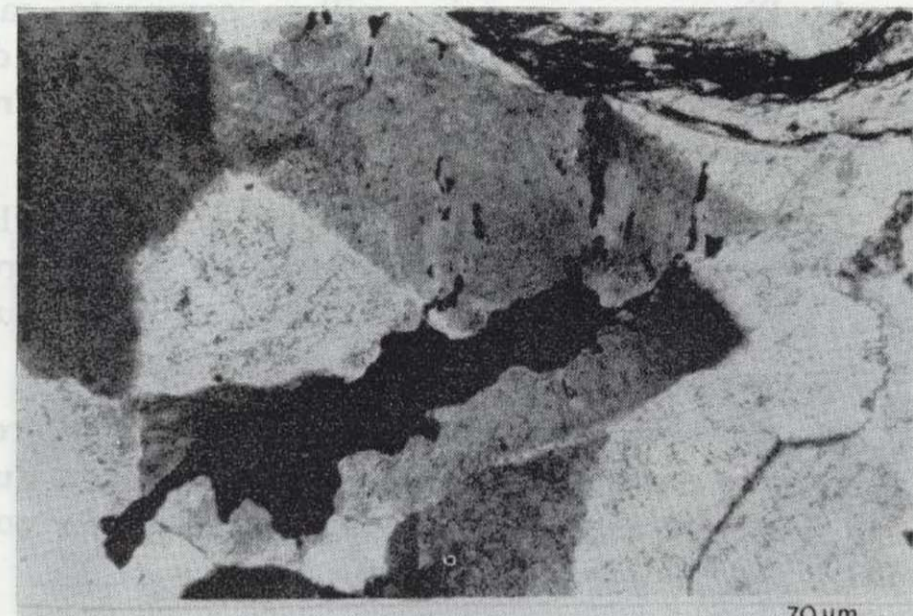
1. Pizarra con matriz arcillosa compacta, casi desprovista de cuarzo o albergando algo de detrítico que forma una fina veta de arenisca.
2. Pizarra igual que la anterior, pero con filamentos carbonosos que marcan la pizarrosidad (fluidez) con algo más de cuarzo y un contacto neto con la siguiente.
3. Microcristales de cuarzo (mismo diámetro) que a veces se cementan entre sí, pero que aún conservan una textura reticulada con sericita dispersa intergranular.
4. Cuarzo de tamaño medio, fracturado, con mineralización intergranular relativamente abundante.
5. Y sin un paso neto fenocristales que guardan frecuentemente una orientación del eje c paralela a la pizarrosidad, albergando algo de mineral.

Se han acumulado ejemplos abundantes de este proceso que relaciona las tres generaciones de cuarzo a la vez que se observa la puesta en su sitio de la mineralización y el proceso físico del fenómeno.

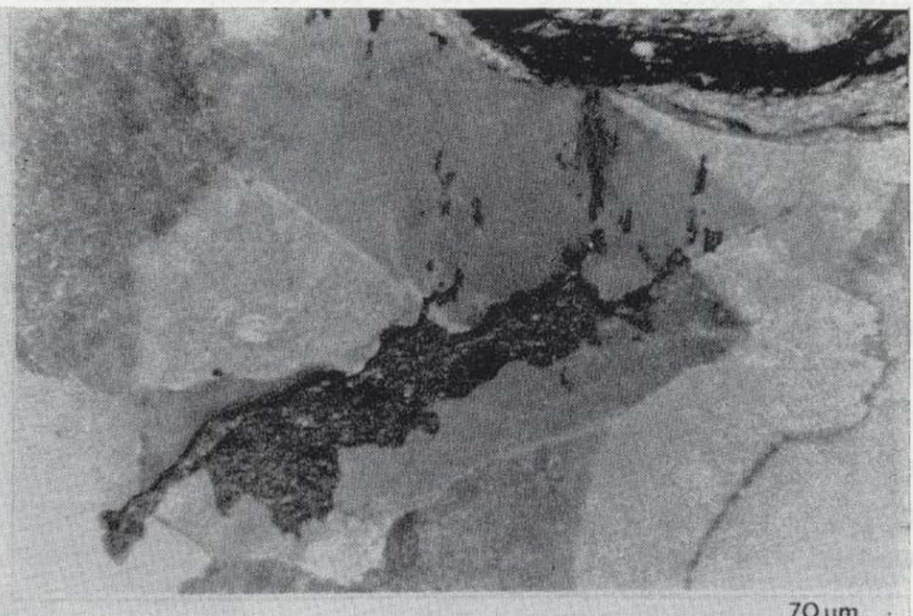
### 4. Proceso físico-químico

No se ha concluido en unos criterios únicos petrográficos para poder decidir de manera absoluta, si la difusión se realiza al estado sólido o a través de una solución que disuelva los elementos y los precipite después de la migración. La difusión que se da en la roca, en vías de deformación, resulta de una serie de zonas, fisuras o vetas en las que la presión es mínima. RAMBERG (1952) indica que la energía libre de un mineral que se desarrolla en estas zonas es más baja que la que tendría si se desarrollase en la parte compacta del material. En consecuencia, tan pronto como se aprecie la existencia de una heterogeneidad de presión en el seno de la roca, los minerales que la constituyen o algunos de ellos, se desintegran lentamente y sus constituyentes migran a las zonas

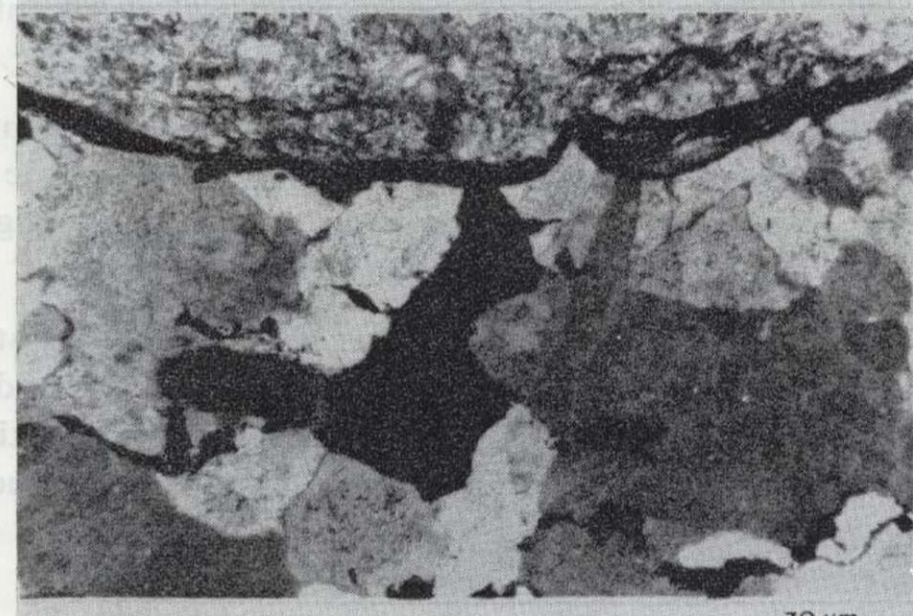
LAMINA IV



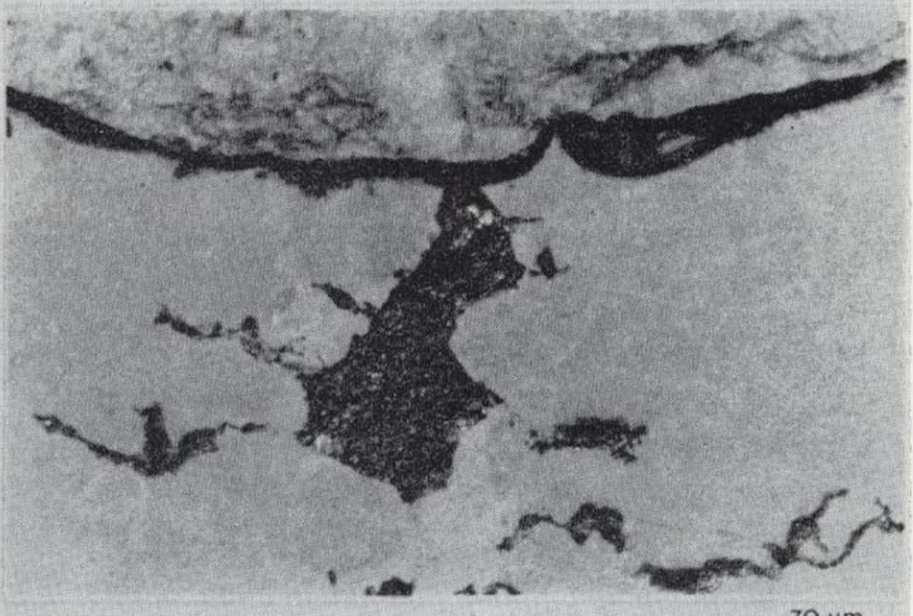
1



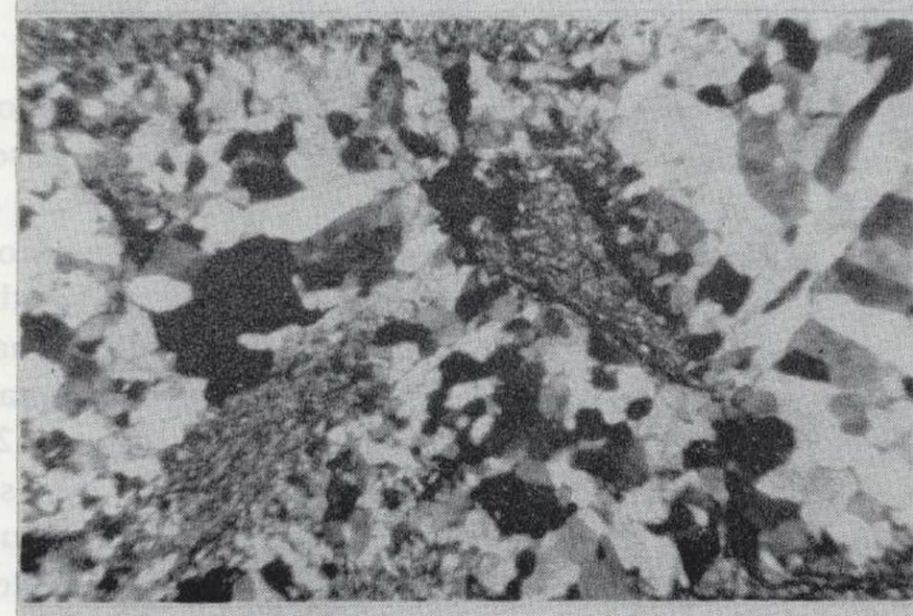
2



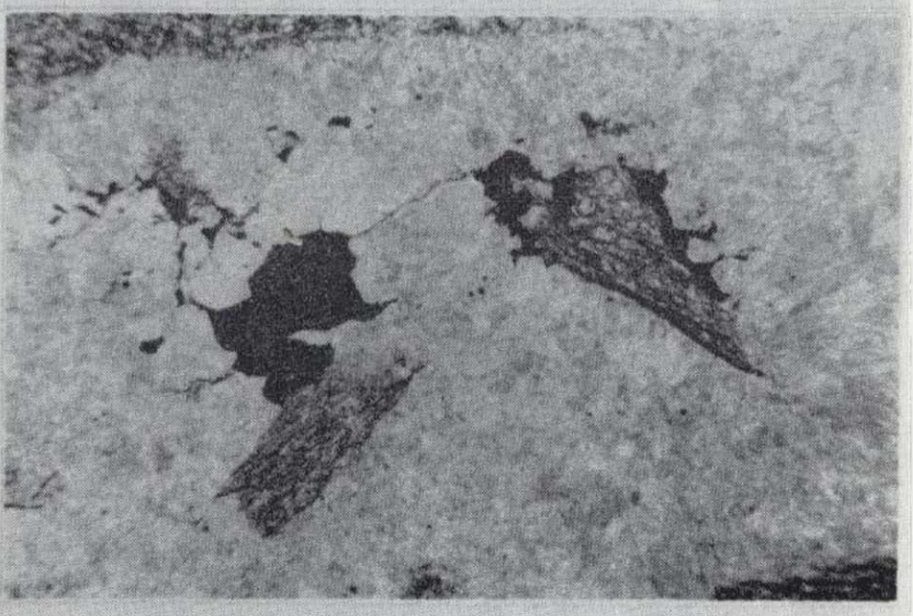
3



4

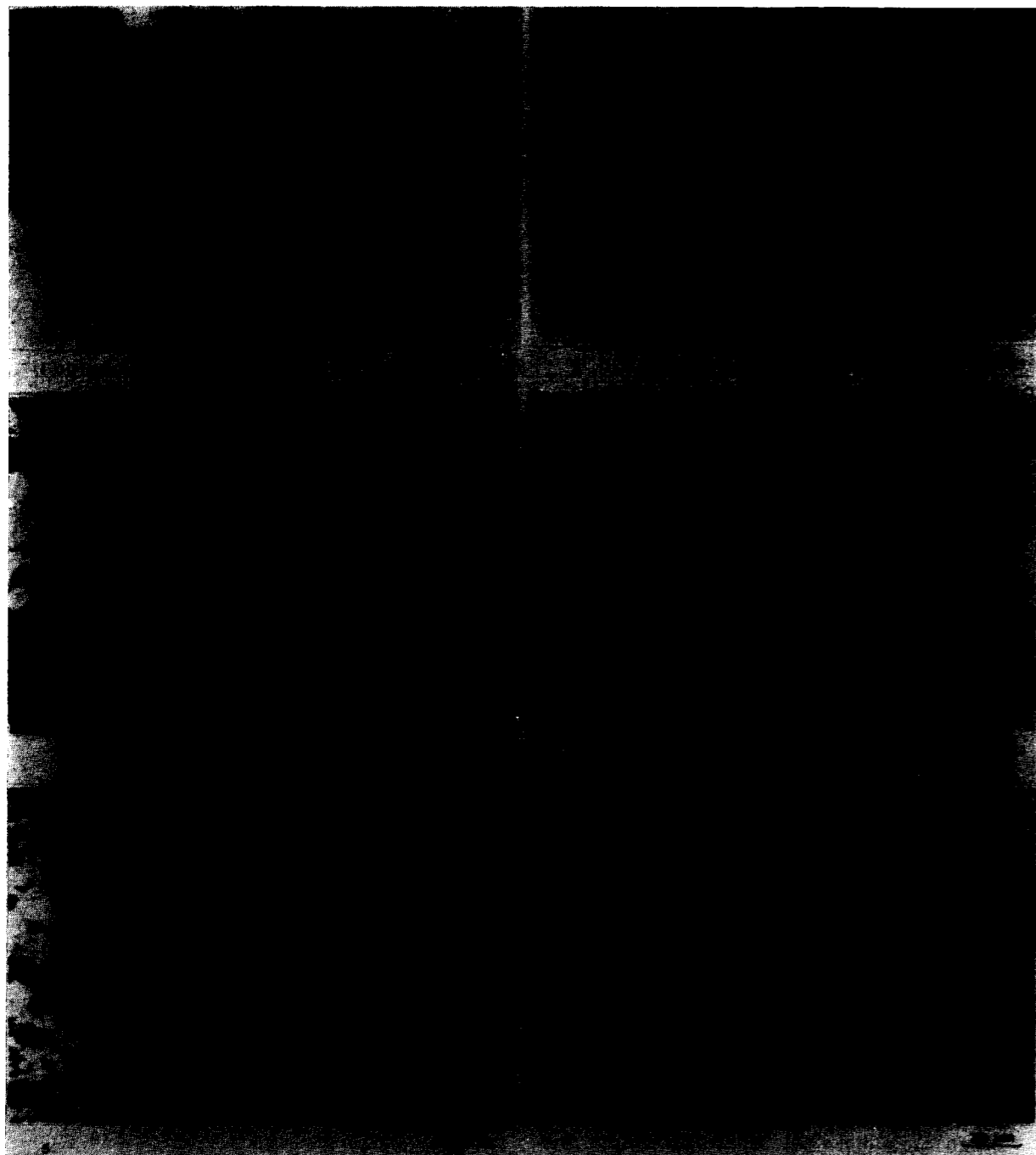


5



6

## LAMINA IV



de mínima presión pudiendo desarrollarse la recristalización.

BARTH (1967) menciona también que en las rocas fisuradas y en los sedimentos ligeramente compactados, así como en sus equivalentes de metamorfismo débil («epizona», donde la permeabilidad es suficiente para permitir la circulación de soluciones) el agua actúa como vehículo de la materia disuelta. Desde un punto de vista químico, los granos de cuarzo, sometidos a presiones mecánicas, sufren una disolución en sus puntos de contacto y las propiedades químicas del agua (intersticial o meteórica) adquieren una gran importancia ya que han favorecido una alta movilidad de la sílice y de los elementos asociados en la época del desarrollo de las fases tectónicas hercínicas, principalmente responsables del fenómeno de secreción.

El estudio de más de 40 muestras del contacto pizarra-filón ha permitido precisar la removilización progresiva desde la roca encajante hacia el centro del filón a través de los pasos recogidos en el esquema anteriormente propuesto (fig. 4).

Por otra parte, la mineralización de sulfuros, solamente existe en el «filón» de cuarzo si aparecen vestigios de pizarras negras en su interior o en el contacto («facies buena», guía en prospección), ya que estos vestigios son necesarios para permitir la concentración de sulfuros (medio reductor). De aquí que se propongan dos posibilidades:

- a) O estos vestigios son de pizarras estériles que contienen materias carbonosas y al ser trituradas por acciones tectónicas permiten la creación de un medio químico favorable a la precipitación de los elementos metálicos en solución (acción química).
- b) O estos mismos vestigios, previamente impregnados de una mineralización diseminada (y posiblemente también diseminada la materia orgánica) han liberado esta última por los esfuerzos tectónicos sucesivos (acción mecánica), habiéndose desarrollado posteriormente los fenómenos químicos (acción química) de migración y precipitación.

Así se puede explicar la presencia de la facies buena en el interior del filón y la riqueza de éste. Se comprende asimismo que un filón, que ha asimilado a la vez elementos metálicos fijados pre-

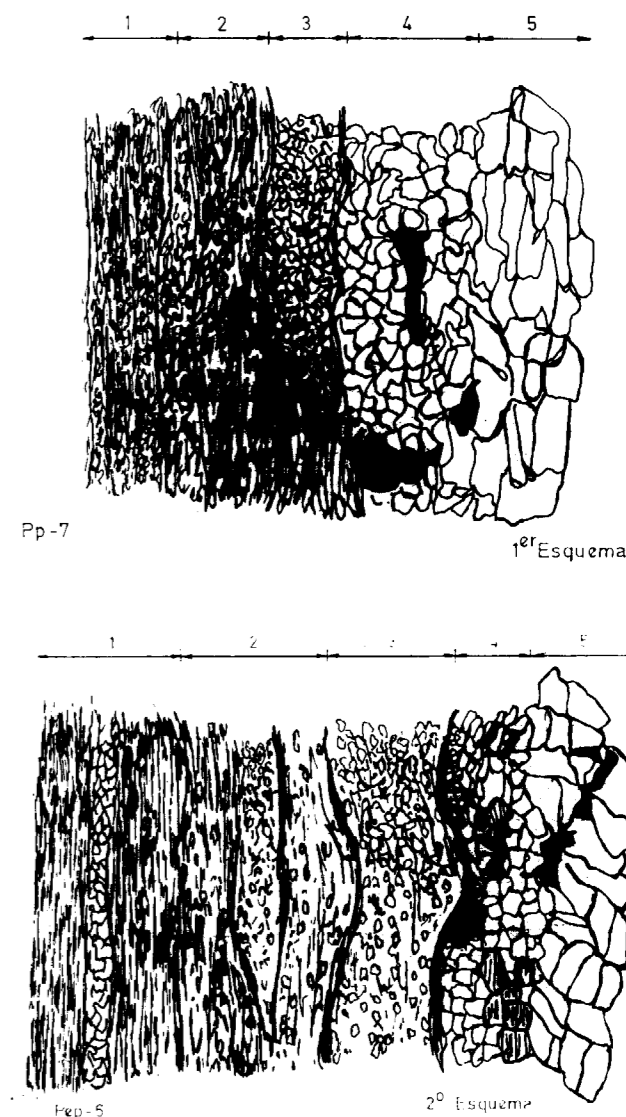


Figura 4.

viamente en horizontes portadores y fragmentos de pizarras negras impregnados de mineralización diseminada, ofrecerá las mejores condiciones para una concentración de sulfuros.

## IV. MODELO GENETICO

De los hechos enunciados y de la homogeneidad de estos fenómenos en las diferentes zonas estu-

diadas (EMBED, BUBIERCA, PARDOS), así como de la relación con las generaciones de cuarzo que guarda la mineralización se propone el modelo que relacione la migración progresiva de la sílice y de los elementos metálicos, con una sucesión de movimientos tectónicos de importancia variable, según los lugares considerados, y asociados a la primera, segunda o tercera de las fases tectónicas hercínicas que han afectado al zócalo de esta cordillera.

Aunque se han reconocido tres generaciones en el cuarzo de exudación que constituye los «filones», no se puede asegurar que cada una de ellas corresponda, respectivamente, a cada una de las tres fases tectónicas hercínicas evocadas; estas generaciones podrían, por ejemplo, integrarse perfectamente dentro de una sola fase caracterizada por una serie de movimientos tectónicos de menor amplitud.

Se sabe, asimismo, que las rocas paleozoicas de esta región han sufrido plegamientos a diferentes escalas; que se han desarrollado diferentes tipos de pizarrosidad y que la deformación, responsable de la exudación, se ha producido en varias etapas (tres generaciones de cuarzo).

En consecuencia, el esquema genético que se propone es perfectamente válido, con independencia de sus relaciones estrictas con una o varias de las fases tectónicas hercínicas precisadas.

Durante la primera etapa (fig. 5a), con motivo de un movimiento de distensión, se produce una fisura o fractura, más o menos ancha, que recorta uno o varios horizontes portadores (1); la migración lateral de sílice y sulfuros en solución, a partir de las rocas encajantes mineralizadas, conduce durante la cristalización a que el «hueco» se rellene con cuarzo abundante y pequeños granos de sulfuros.

La segunda etapa (fig. 5b) comprende un movimiento (2) de fricción (fig. 5b.1), seguido de un

(1) Para simplificar, se ha indicado en el esquema gráfico (fig. 5) un solo horizonte portador.

(2) El número de movimientos tectónicos dentro de la segunda y tercera etapas es, evidentemente, teórico, puesto que, por ejemplo, la segunda etapa podría implicar un movimiento de tensión, seguido de otro de distensión (caso adoptado aquí), o bien uno de distensión comprendido entre dos de tensión. Por su parte, la tercera etapa abarcaría un movimiento de tensión seguido de una distensión, o un solo movimiento de distensión; en un caso o en otro, el proceso evolutivo conduciría finalmente a las tres generaciones de cuarzo evocadas anteriormente.

movimiento de distensión (fig. 5b.2). Durante el primero, el cuarzo anterior sufre una primera trituración que facilitará una mayor introducción y desplazamiento hacia el centro de la veta de la sílice y los metales solubilizados durante el segundo movimiento. Se sabe, en efecto, que las acciones cataclásticas —al reducir el tamaño de los granos de cuarzo y al iniciar la esquistosidad— facilitan el movimiento de las soluciones intersticiales y aumentan la eficacia de la disolución, difusión y reacción química (TURNER y VERHOOGEN, 1963). También la reducción de tamaño aumenta el área total de las superficies reaccionantes y renueva las superficies de contacto (BARTH, 1967). Por otra parte, hay que añadir que un aumento de presión sobre una roca provoca siempre una solubilidad de los minerales en sus puntos de contacto que por consiguiente son los más deformados.

En la tercera etapa (fig. 5c) se da nuevamente movimiento de fricción, C-1, seguido del de distensión, C-2. Durante el primero, el cuarzo triturado y el de relleno sufren una nueva trituración, formándose respectivamente microcristales y cristales de tamaño medio; durante el segundo, se desarrollan fenocristales de cuarzo con una cierta orientación. En relación con estos dos últimos movimientos, los pequeños granos de sulfuros se sitúan tanto en el cuarzo, recientemente triturado, como en el nuevo de relleno.

Nuevamente se produce un tercer aporte de sulfuros desde la roca encajante y la localización de la mineralización se justifica como anteriormente.

V. CONCLUSIONES

1. Mediante este esquema, se explican a la vez: la formación de tres generaciones («facies») de cuarzo; la migración progresiva de los sulfuros a partir de la roca encajante, por los aportes sucesivos, y la localización preferencial de la mineralización en la segunda y tercera generación de cuarzo. La difusión de los diferentes elementos (cuarzo, sulfuros y accesoriamente carbonatos y clorita), a partir de la roca encajante hacia los «filones», se ha realizado gracias a fenómenos mecánicos y químicos simultáneos.

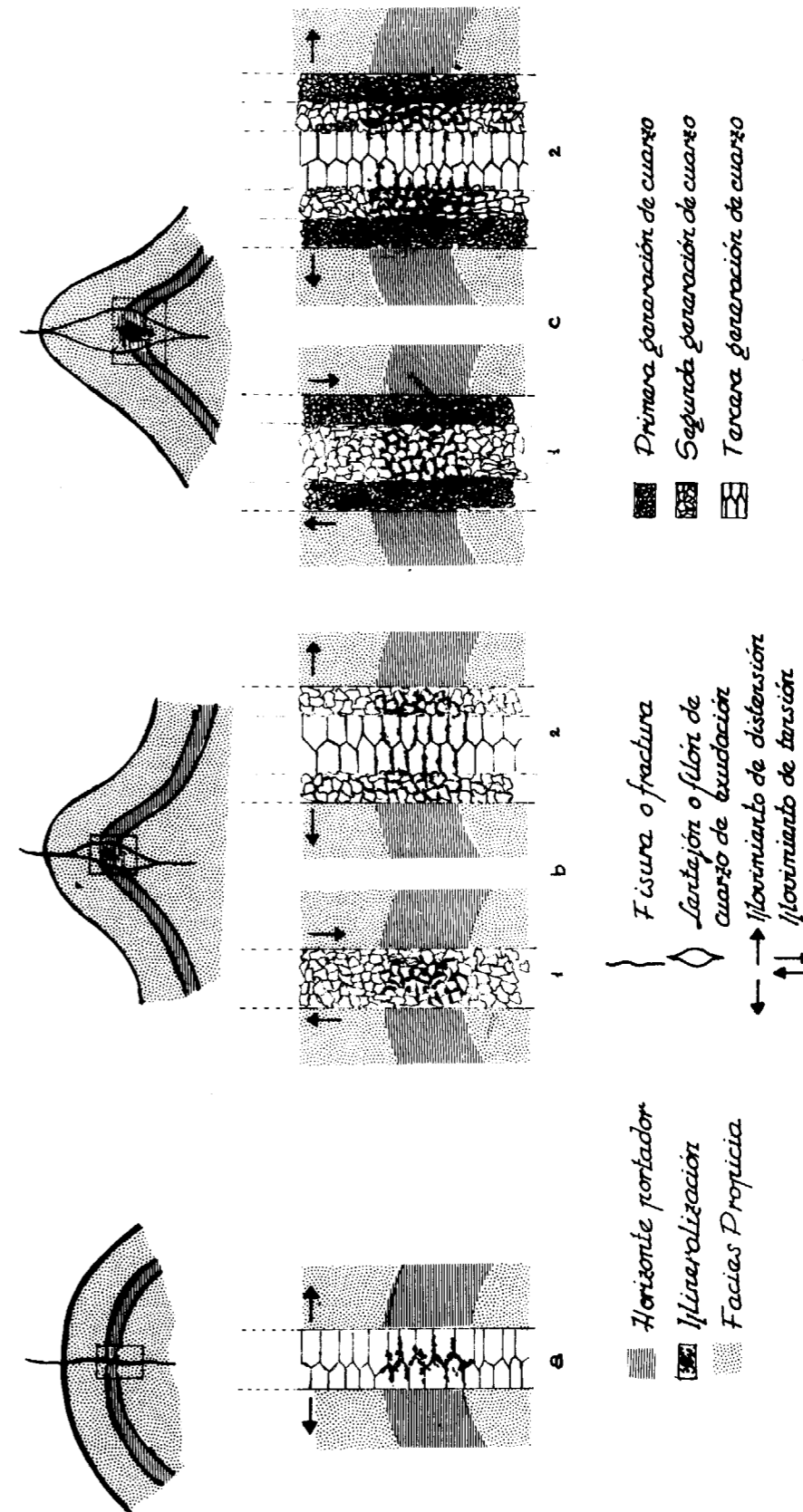


Figura 5.—Etapas evolutivas de la exudación con migración progresiva de la mineralización.



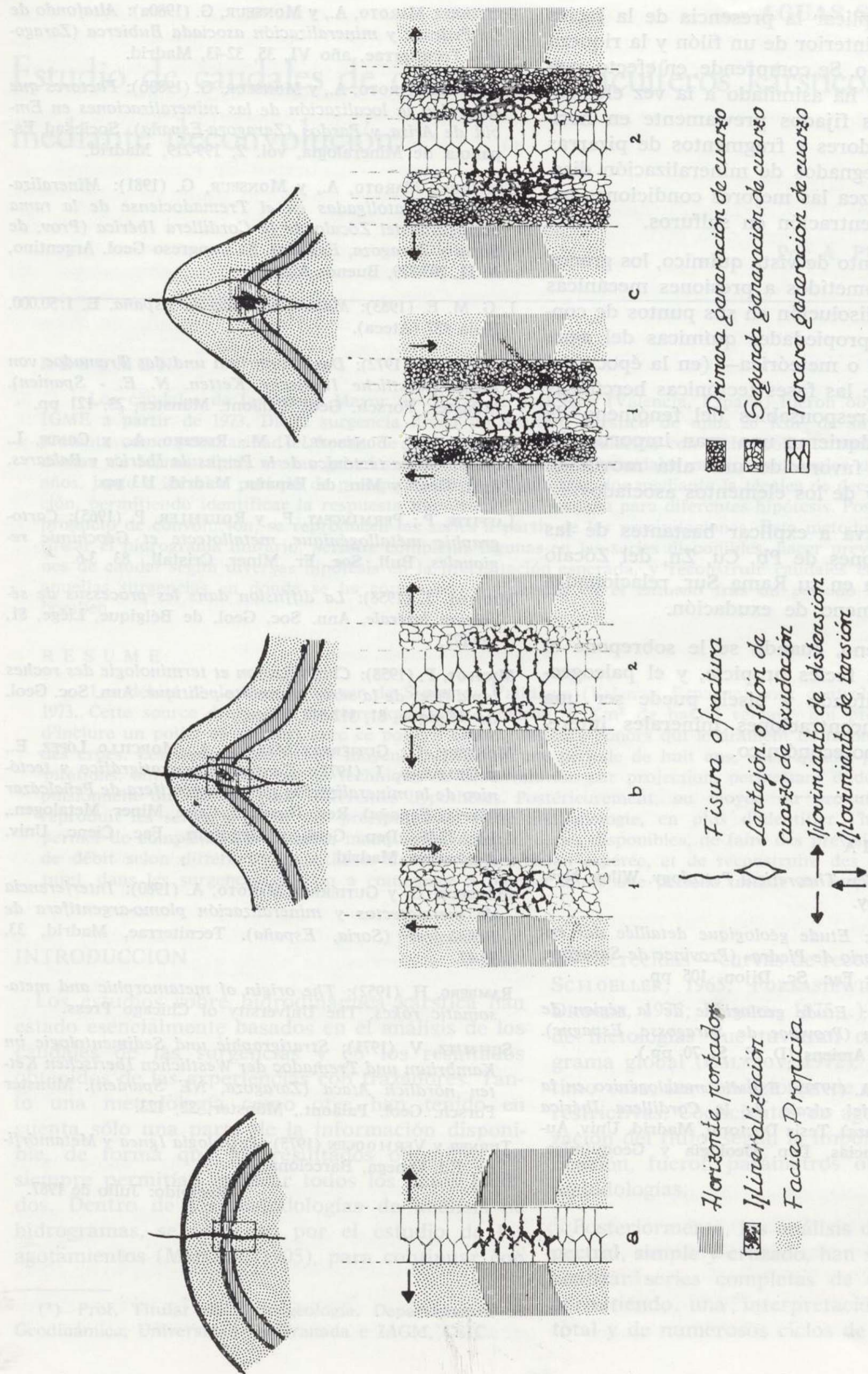


Figura 5.—Etapas evolutivas de la exudación con migración progresiva de la mineralización.

## Estudio de caudales de descarga de acuíferos kársticos mediante deconvolución

Por A. PULIDO BOSCH (\*)

### RESUMEN

Los caudales de la Fuente Mayor de Simat de Valldigna (Valencia, España) fueron objeto de control por el IGME a partir de 1973. Dicha surgencia drena un acuífero kárstico de unos 20 Km<sup>2</sup> de superficie vertiente, que presenta como peculiaridad el hecho de incluir un polje; en relación con dicho polje existen varios pónors que lo drenan de forma rápida en las grandes crecidas. Los datos de caudales medios mensuales de un período de ocho años, junto a idéntico período de precipitaciones, han sido tratados mediante la técnica de deconvolución por proyección, permitiendo identificar la respuesta impulsional del sistema para diferentes hipótesis. Posteriormente, mediante producto de convolución, se reproducen las series a partir de las precipitaciones. Esta metodología, además de identificar el hidrograma unitario, permite completar lagunas en las series disponibles, hacer previsiones sobre evoluciones de caudal según diversas hipótesis en la precipitación esperada, y reconstruir caudales en régimen natural, en aquellas surgencias en donde se ha comenzado a bombear en el entorno tras un período inicial de registro sin bombeo.

### RESUME

Les débits de la Fuente Mayor de Simat de Valldigna (Valence, Espagne) sont contrôlés par l'IGME depuis 1973. Cette source draine un aquifère karstique d'environ 20 Km<sup>2</sup> de bassin versant, qui présente la particularité d'inclure un poljé; en rapport avec ce poljé il existe plusieurs pónors qui le drainent de façon rapide dans les grandes crues. Les données de débits moyens mensuels d'une période de huit ans, ainsi qu'une période égale de précipitations, ont été traitées par la technique de déconvolution par projection, permettant d'identifier la réponse impulsionnelle du système pour différentes hypothèses. Postérieurement, au moyen du produit de convolution, on reproduit les séries à partir des précipitations. Cette méthodologie, en plus d'identifier l'hydrogramme unitaire, permet de compléter des données manquantes dans les séries disponibles, de faire des prévisions sur des évolutions de débit selon différentes hypothèses dans la précipitation espérée, et de reconstruire des débits en régime naturel, dans les surgences où l'on a commencé à pomper après une période initiale de contrôle sans pompage.

### INTRODUCCION

Los estudios sobre hidrodinámica kárstica han estado esencialmente basados en el análisis de los caudales de las surgencias y en los resultados obtenidos de las experiencias con trazadores. Tanto una metodología como otra han tenido en cuenta sólo una parte de la información disponible, de forma que los resultados obtenidos no siempre permitían explicar todos los datos medidos. Dentro de las metodologías de análisis de hidrogramas, se comenzó por el estudio de los agotamientos (MAILLET, 1905), para continuar con

las decrecidas —curvas de recesión— (TISON, 1960; SCHOELLER, 1965; FORKASIEWICZ y PALOC, 1965; DROGUE, 1972; MANGIN, 1975...) y algunos intentos de metodologías que tuvieran en cuenta el hidrograma global (GALABOV, 1972), aunque en este último caso, las condiciones de aplicación son muy restrictivas. Coeficientes de agotamiento y organización del flujo, según la importancia de la karstificación, fueron parámetros obtenidos con estas metodologías.

Posteriormente, los análisis de correlación y espectral, simple y cruzado, han sido utilizados para analizar series completas de caudales y lluvias, permitiendo una interpretación del hidrograma total y de numerosos ciclos de forma simultánea;

(\*) Prof. Titular de Hidrogeología. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada e IAGM, CSIC.

- Se puede explicar la presencia de la facies buena en el interior de un filón y la riqueza de este último. Se comprende, en efecto, que un filón que ha asimilado a la vez elementos metálicos fijados previamente en horizontes portadores y fragmentos de pizarras negras impregnados de mineralización diseminada, ofrezca las mejores condiciones para una concentración en sulfuros.
- Desde un punto de vista químico, los granos de cuarzo sometidos a presiones mecánicas sufren una disolución en sus puntos de contacto y las propiedades químicas del agua —intersticial o meteórica— (en la época del desarrollo de las fases tectónicas hercínicas principales, responsables del fenómeno de secreción) adquieren una gran importancia, ya que han favorecido una alta movilidad de la sílice y de los elementos asociados.
- Esto nos lleva a explicar bastantes de las mineralizaciones de Pb, Cu, Zn, del Zócalo de la Ibérica en su Rama Sur, relacionadas con el fenómeno de exudación.

Este fenómeno, cuando se le sobrepone el litológico de facies propicia, y el paleogeográfico (altafondo y bisel) puede ser una guía de concentraciones minerales interesantes de tipo económico.

### BIBLIOGRAFIA

- BARTH, T. F. W. (1967): *Theoretical Petrology*. Wiley, New York-London-Sydney.
- DESPARMET, A. (1967): *Etude géologique détaillée des environs du «Monasterio de Piedra» (Province de Saragose, Espagne)*. Mémoire Fac. Sc. Dijon, 105 pp.
- DESPARMET, R. (1968): *Etude géologique de la région de Alhama de Aragón (Province de Saragose, Espagne)*. Mémoire Fac. Sc. Amiens (D. E. S. 70 pp.).
- GUTIÉRREZ MAROTO, A. (1979): *Estudio metalogénico en la rama occidental del zócalo de la Cordillera Ibérica (Prov. Soria-Zaragoza)*. Tesis Doctoral, Madrid. Univ. Autónoma, Fac. Ciencias, Dep. Geología y Geoquímica, 257 pp.
- GUTIÉRREZ MAROTO, A., y MONSEUR, G. (1980a): *Altafondo de La Pedraza y mineralización asociada Bubierca (Zaragoza)*. Tecniterrae, año VI, 35, 32-43, Madrid.
- GUTIÉRREZ MAROTO, A., y MONSEUR, G. (1980b): *Factores que controlan la localización de las mineralizaciones en Embid de Ariza y Pardos (Zaragoza-España)*. Sociedad Española de Mineralogía, vol. 2, 199-219, Madrid.
- GUTIÉRREZ MAROTO, A., y MONSEUR, G. (1981): *Mineralizaciones estratoligadas en el Tremadociense de la rama occidental del Zócalo de la Cordillera Ibérica (Prov. de Soria y Zaragoza, España)*. 8.º Congreso Geol. Argentino, A. II, 205-229, Buenos Aires.
- I. G. M. E. (1983): *Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000. Hoja 437 (Ateca).
- JOSOPAIT, F. (1972): *Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberische Ketten. N. E. - Spanien)*. Münster. Forsch. Geol. Paläont., Münster, 23, 121 pp.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 113 pp.
- LAFFITTE, P.; PERMINGEAT, F., y ROUTHIER, P. (1965): *Cartographie métallogénique, metalloctecte et Géochimie regionales*. Bull. Soc. Fr. Miner. Cristall., 83, 3-6.
- MICHOT, J. (1958): *La diffusion dans les processus de sécrétion latérale*. Ann. Soc. Geol. de Belgique, Liège, 81, 159-177.
- MICHOT, P. (1958): *Classification et terminologie des roches lapidifiées de la série psammite-péllitique*. Ann. Soc. Geol. de Belgique, 81, 312-342, Liège.
- MONSEUR, G.; GUTIÉRREZ MAROTO, A.; MORCILLO LÓPEZ, E., y GUIJARRO, J. (1978): *Control litoestratigráfico y tectónico de la mineralización plomo-argentífera de Peñalcázar (Soria, España)*. Rev. Iberoam. Crist. Miner. Metalogen., 1,1, 77-99, Dep. Geol. y Geoquím., Fac. Cienc. Univ. Autónoma, Madrid
- MONSEUR, G. y GUTIÉRREZ MAROTO, A. (1980): *Interferencia de metalotectos y mineralización plomo-argentífera de Peñalcázar (Soria, España)*. Tecniterrae, Madrid, 33, 39-47.
- RAMBERG, H. (1952): *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. The University of Chicago Press.
- SCHMITZ, V. (1971): *Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen Ketten nördlich Ataca (Zaragoza, NE Spanien)*. Münster Forsch. Geol. Paläont., Münster, 22, 123.
- TURNER y VERHOOGEN (1975): *Petrología Ignea y Metamórfica*. Ed. Omega, Barcelona.

Recibido: Julio de 1987.

los conceptos memoria del sistema, tiempo de respuesta, respuesta impulsional, etc. (MANGIN, 1981, 1983) han sido conceptos cuantificables con estas metodologías, al tiempo que se describe la totalidad del hidrograma, tendencias seculares, periodicidades, etc.

La deconvolución, además de estimar la memoria del sistema y el hidrograma unitario —sobre datos de varios ciclos— tiene otra serie de utilidades, tal y como pretendo ilustrar en este ejemplo referido a la Fuente Mayor de Simat de Valldigna (fig. 1). El contenido de esta comunicación ha sido realizado en el marco del proyecto subvencionado por la CAICYT número 1.507/82 «Los modelos matemáticos aplicados al análisis de acuíferos kársticos», contando para ello con la asesoría del profesor de Marsily, del Centro de Informática Geológica (Fontainebleau) de la Escuela de Minas de París, y la colaboración del Dr. Benavente, del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada; mi sincero agradecimiento a ambos.

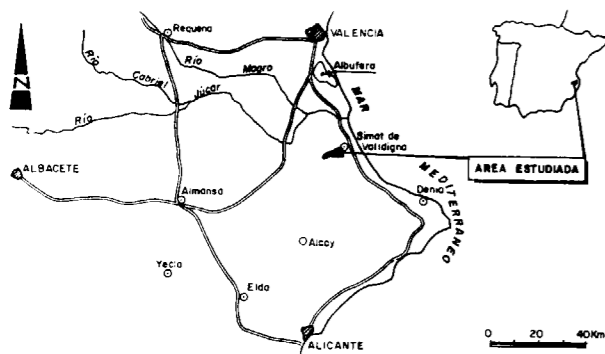


Figura 1.—Localización del área.

LA FUENTE MAYOR DE SIMAT DE VALLDIGNA Y SU ENTORNO

La Fuente Mayor de Simat de Valldigna (Valencia) constituye uno de los puntos de drenaje de la unidad hidrogeológica de Sierra Grossa (PULIDO BOSCH, 1975 y 1979) cuya superficie aflorante es de 370 Km<sup>2</sup>. Su cuenca hidrogeológica vertiente es desconocida en su detalle, aunque se

estima que es del orden de 20 Km<sup>2</sup>. Los materiales acuíferos (fig. 2) corresponden a las formaciones Creu y Jaraco; en este sector la formación Creu (Cenomanense-Senonense) está representada por una potente sucesión dolomítica con calizas hacia el techo, una intercalación de unos 40 m. de margas arenosas con cuerpos de forma irregular de gravas silíceas, y un último tramo de calizas blancas. Integran la formación Jaraco (Cretácico Medio), calizas y dolomías con intercalaciones margosas. Además afloran arcillas abigarradas del Keuper (grupo Valencia), depósitos de piedemonte y materiales detríticos en el valle de Simat y en el sector de La Drova-Barx.

Muy cercano a la surgencia se ubica el polje de Barx-La Drova, con 8 Km<sup>2</sup> de cuenca vertiente, el cual tiene una incidencia en el funcionamiento del manantial, hecho conocido desde muy antiguo (CAVANILLES, 1795; VILANOVA, 1893; CALVO, 1908). Los numerosos pónors existentes en el interior del polje, de entre los que destaca el de «La Doncella», absorben rápidamente las aguas de escorrentía que confluyen cuando ocurren precipitaciones de gran intensidad.

LA DECONVOLUCION Y LOS PROGRAMAS UTILIZADOS

De manera muy concisa, recordemos que cuando un sistema es *lineal* (es decir, que existe proporcionalidad y aditividad entre entradas y salidas) e *invariante* (lo que equivale a decir que las propiedades de la caja negra no dependen del tiempo y son independientes de la entrada y de la salida), el proceso se puede expresar mediante la integral *deconvolución* o integral de Duhamel:  $S(t) = \int_0^t \Phi(\tau) E(t-\tau) d\tau$ , donde S y E son la salida y entrada, respectivamente,  $\Phi(\tau)$  la *respuesta impulsional* o *núcleo de convolución* —sería la salida generada por una entrada unitaria— y t el tiempo.

Al proceso de identificación de  $\Phi(\tau)$  a partir de una serie de valores de entrada y otros tantos de salida, es lo que se denomina *deconvolución*. Además, conocida  $\Phi$  y estimada E por un procedimiento adecuado, se pueden generar datos de salida mediante el *producto de convolución*  $E * \Phi$ .

Los cálculos se han llevado a cabo con el programa GMDUEX (de MARSILY, 1977), que es una

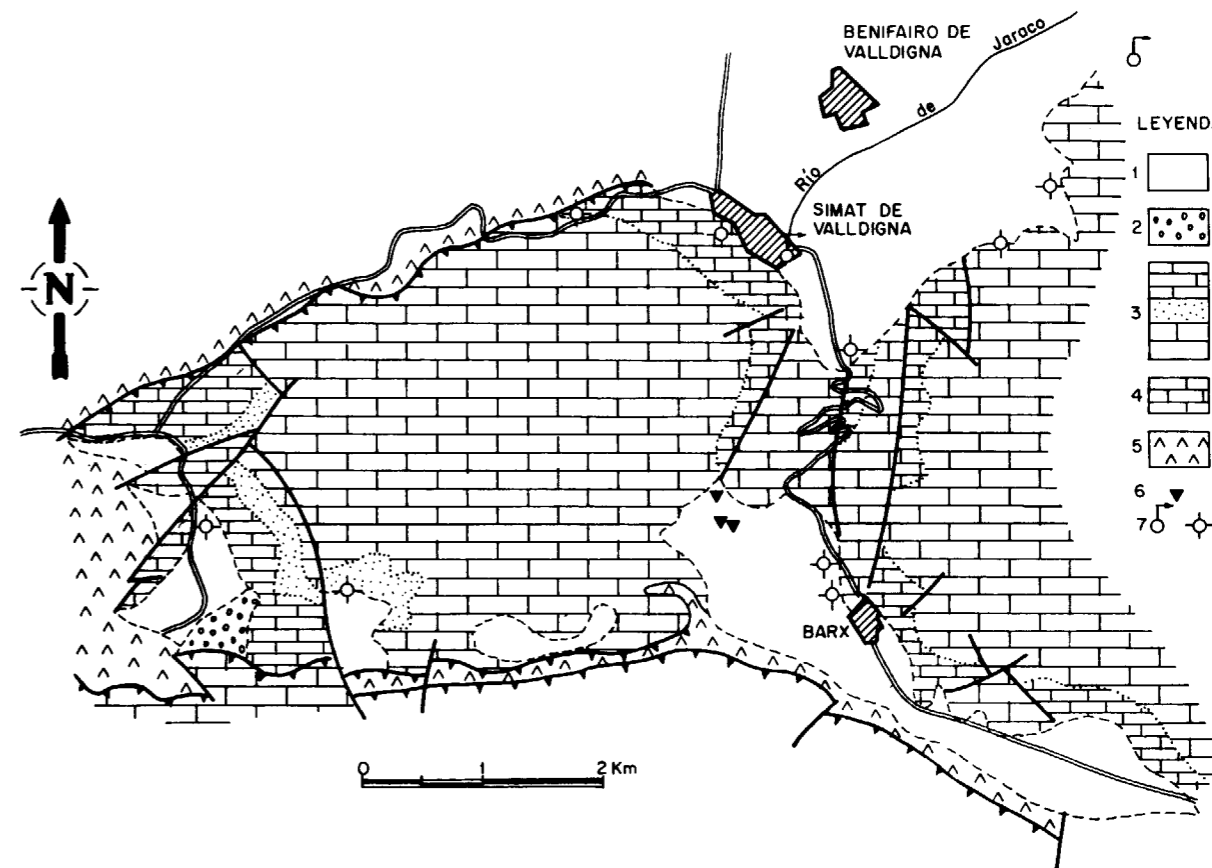


Figura 2.—Esquema hidrogeológico de la Fuente Mayor de Simat de Valldigna y su entorno (1: depósitos detríticos cuaternarios; 2: conglomerados miocenos; 3: formación Creu; 4: formación Jaraco; 5: grupo Valencia; 6: pónor; 7: manantial y sondeo).

nueva versión del programa DUHAMEL (de MARSILY, 1971). El programa ajusta la respuesta impulsional en un intervalo de tiempo comprendido entre 0 y n, siendo n la memoria del sistema; el procedimiento seguido, previa discretización de la integral de Duhamel, es el de proyección a partir de las funciones de Walsh.

El valor de n puede ser fijado por el operador, con la única restricción de tener que ser una potencia entera de 2. El programa permite además fijar un máximo a la respuesta impulsional. La bondad del ajuste entre el dato calculado y el medido viene dada por la *norma* o *residuo*, expresado como la suma del cuadrado de las diferencias entre los valores medido y calculado.

ANALISIS DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Los datos utilizados corresponden a precipitaciones totales mensuales y caudales medios mensuales, de un total de 104 meses comprendidos entre el período febrero de 1973-septiembre de 1981, es decir, algo menos de nueve años.

El número total de pruebas efectuadas fue de cuatro; en el cuadro 1 se recogen las características más representativas de cada uno de los intentos, así como la norma media de la última fase de cálculo, referida al período de ajuste, para permitir que los datos sean totalmente comparables. Asimismo, en la figura 3 se muestran las distintas respuestas impulsionales obtenidas.

CUADRO 1

Principales características de las diferentes pruebas realizadas; en todos los casos la entrada fue la lluvia bruta salvo en 4, que se empleó la lluvia útil (UFC: última fase de cálculo).

N.º	R. I.	Período calibrado	UFC	Máximo	Período simulado	Norma UFC media
1	4	5 - 24	3	sin	1 - 104	0.127
2	8	9 - 52	4	1	1 - 104	0.033
3	8	1 - 104	4	1	1 - 104	0.013
4*	16	1 - 104	5	1	1 - 104	0.016

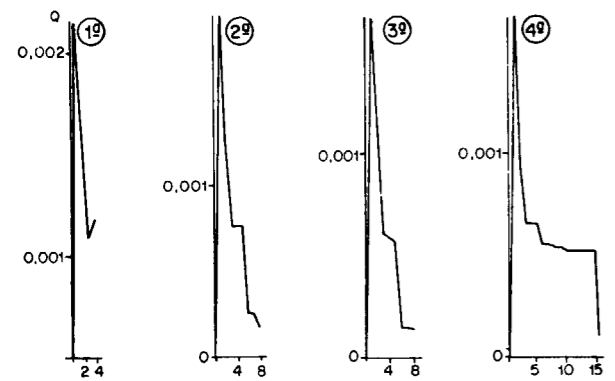


Figura 3.—Hidrogramas unitarios obtenidos en las cuatro pasadas realizadas.

Los resultados de la primera pasada se muestran en la figura 4; como indico en el cuadro 1, la memoria del sistema se consideró igual a cuatro meses y no se le impuso ningún máximo; de la forma de la misma (fig. 3) se deduce claramente que ésta es superior al período citado, al no anularse.

El control diario del caudal de la Fuente de Simat fue iniciado por el IGME en febrero de 1973 dentro del marco del Proyecto de Investigación Hidrogeológica del Bajo y Medio Júcar. En el mismo núcleo de Simat de Valldigna existe una estación pluviométrica, cuyas medidas he considerado representativas de la precipitación caída en la cuenca vertiente, aunque la altitud media de la misma es superior a la de Simat.

Ello se traduce en una deficiente reconstrucción de la serie simulada, especialmente en los estiajes,

aunque las crecidas tampoco están bien reproducidas.

Es por ello que en la siguiente pasada se incrementó la memoria a ocho meses, se impuso un máximo a la respuesta impulsional en el mes 1 y se aumentó el período de calibrado de la respuesta impulsional, pasando de 19 a 43 meses. Con cuatro fases de cálculo la respuesta impulsional no llega a anularse totalmente al cabo de ocho meses, aunque la norma media mejora sensiblemente con respecto a la primera pasada; la mejora en el ajuste es igualmente visible en la figura 5, aunque los estiajes permanecen aún sin reproducirse del todo bien. Todo parece apuntar a que el sistema tiene una memoria mayor.

Si en lugar de identificar la respuesta impulsional con 43 meses, se utiliza todo el período para calibrar, la norma mejora sensiblemente, aunque tampoco se alcanza el cero en la respuesta impulsional (fig. 3). Las series medida y calculada se muestran en la figura 6.

Por último, y con el fin de aproximar más el cálculo al fenómeno físico real, se llevó a cabo una pasada final empleando como entrada al sistema la lluvia útil, en lugar de la lluvia bruta; para ello descontamos la evapotranspiración real —calculada por el método de Thornthwaite— a la precipitación medida en Simat. Además, se aumentó la memoria a 16 meses, obteniéndose un valor próximo al cero al cabo de 15 meses (fig. 3), lo cual no deja de ser un resultado sorprendente. Con estos datos, se observa que mejora sensiblemente el ajuste en los estiajes (fig. 7), aunque las crecidas se reproducen mucho peor, siendo la norma resultante superior a la obtenida en la pasada 3.

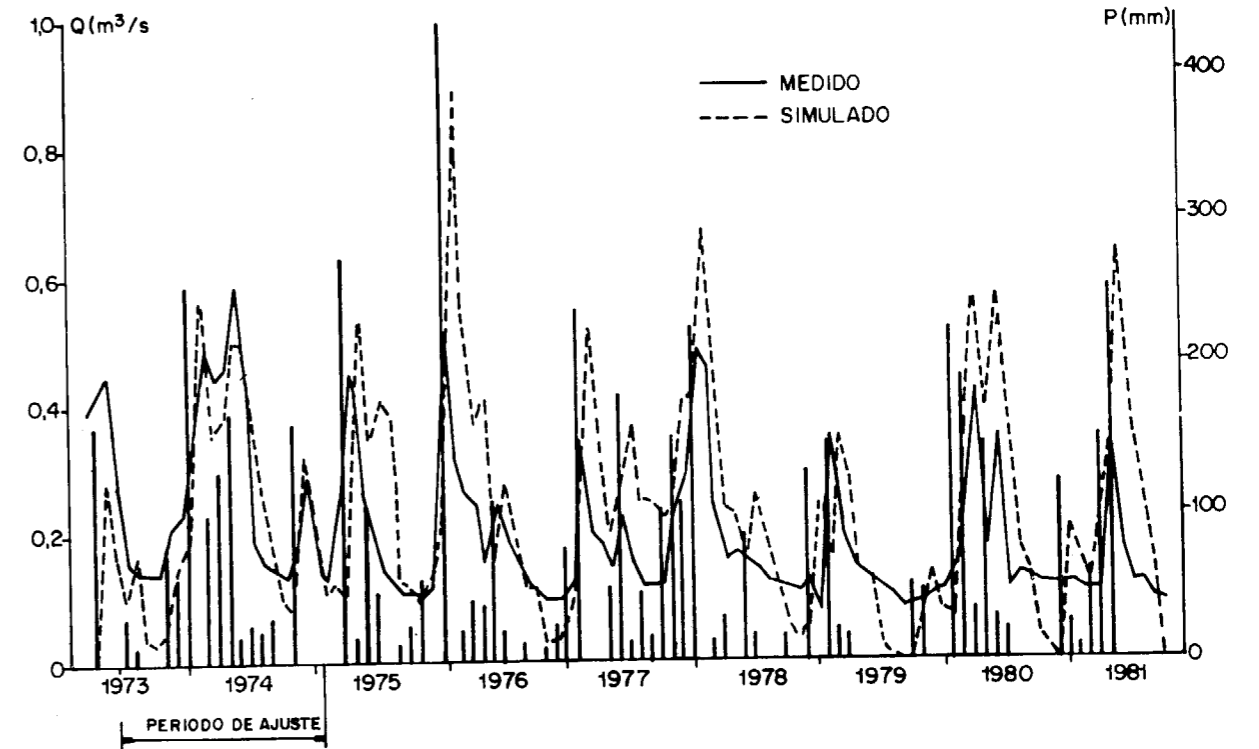


Figura 4.—Resultados de la primera pasada (entrada: lluvia bruta).

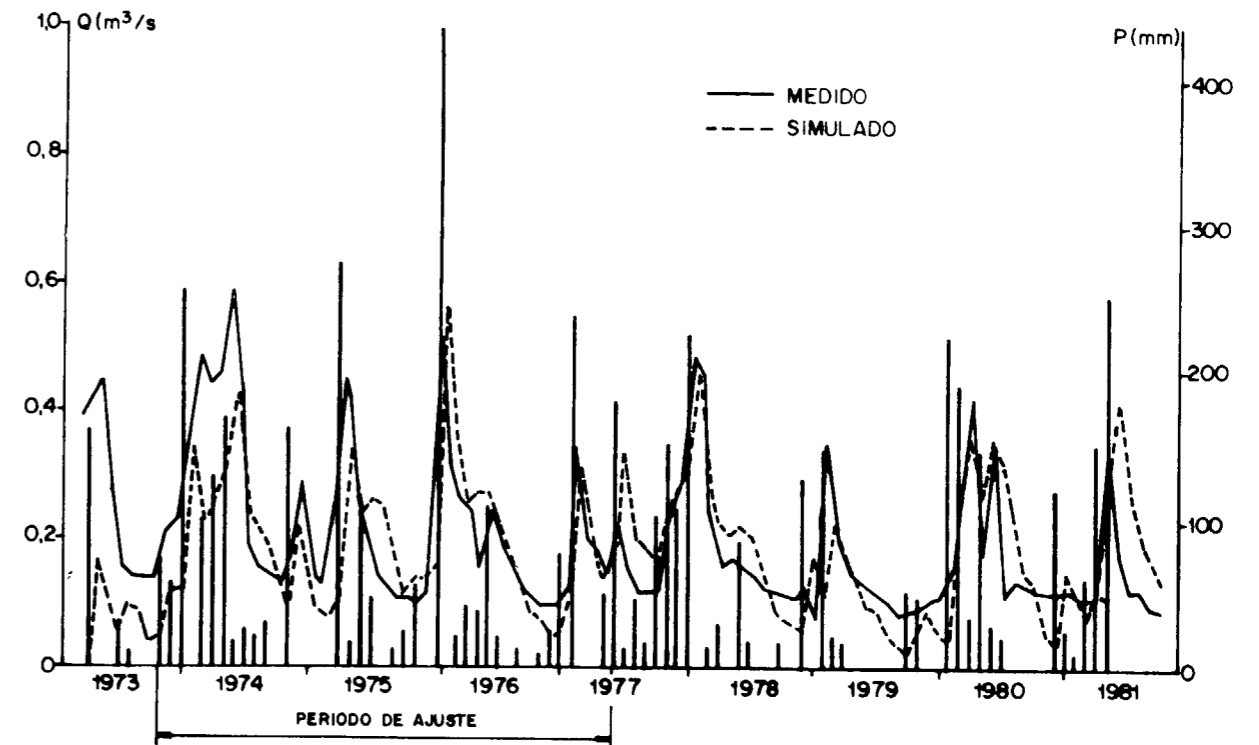


Figura 5.—Resultados de la segunda pasada (entrada: lluvia bruta).

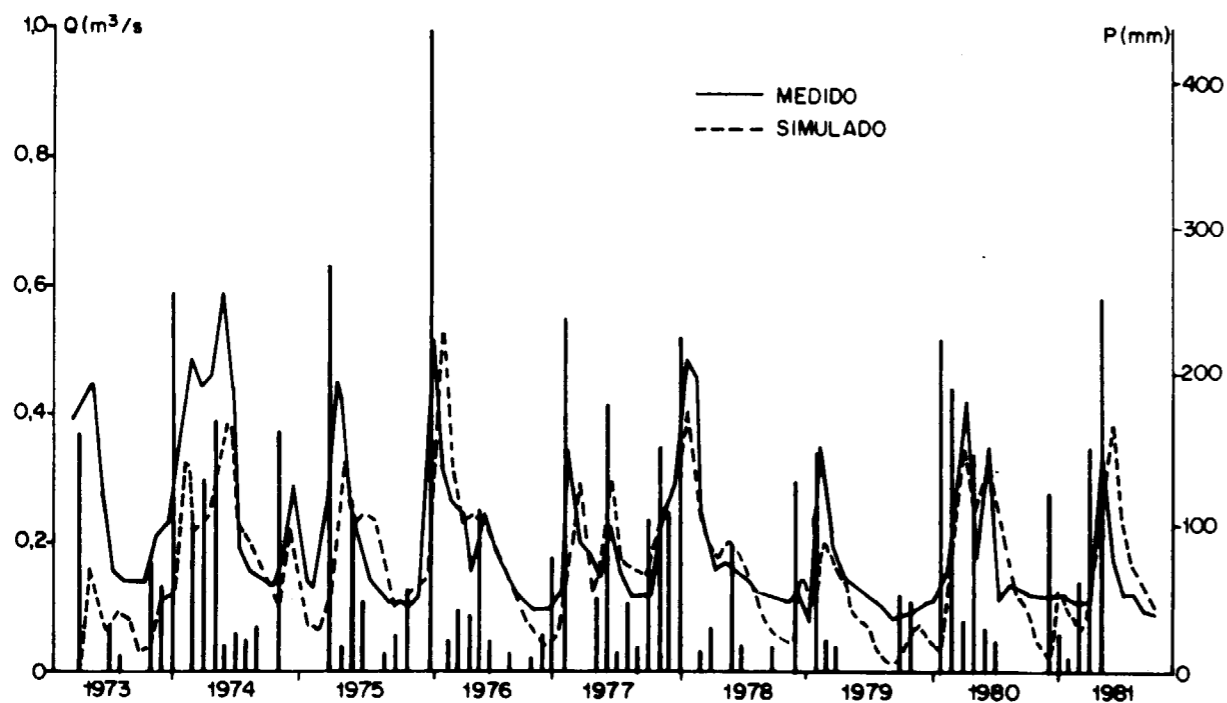


Figura 6.—Resultados de la tercera pasada (entrada: lluvia bruta).

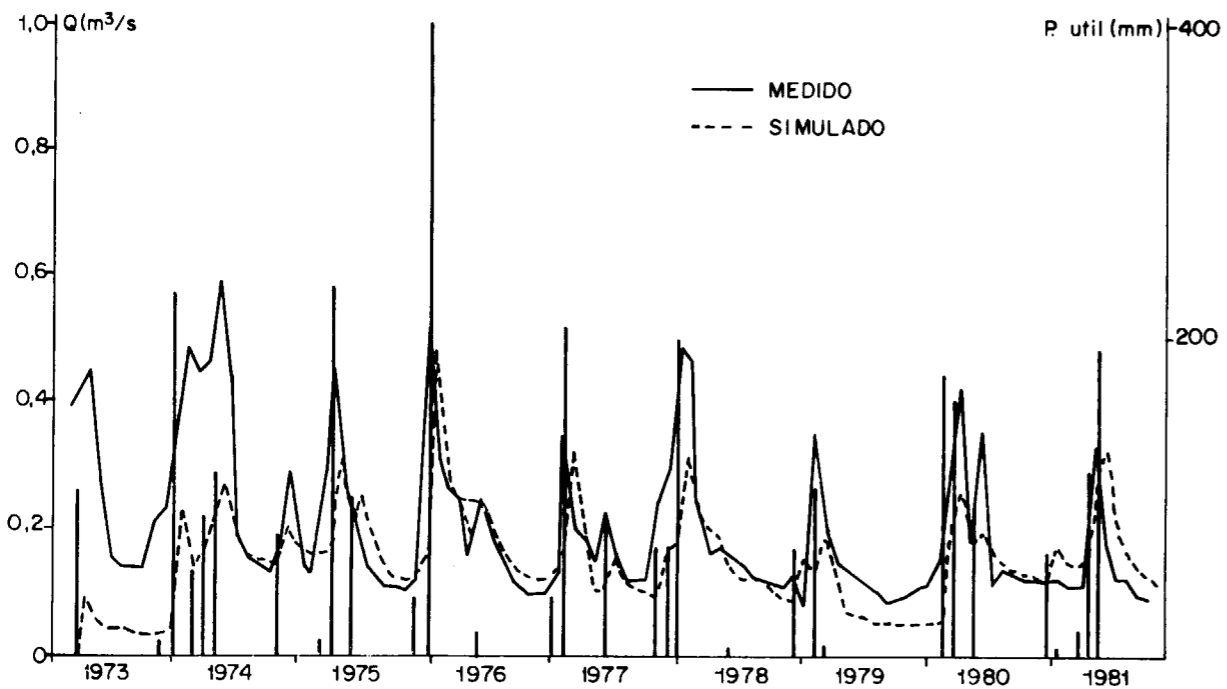


Figura 7.—Resultados de la cuarta pasada (entrada: lluvia útil).

DISCUSION FINAL

Considero que los ejemplos expuestos ponen de manifiesto la utilidad de la deconvolución en el estudio de la descarga de acuíferos kársticos, permitiendo identificar la respuesta impulsional y reconstruir series de caudales a partir de los datos de lluvias tanto brutas como corregidas.

En el caso concreto de aplicación descrito, se muestra que la memoria del sistema puede superar los ocho meses, lo cual ilustra sobre el elevado poder regulador del sistema, a pesar de la existencia de un flujo rápido —relacionado en épocas determinadas con la entrada en funcionamiento de los pónors que drenan el polje de Barx— evidenciado por la propia forma de la respuesta impulsional.

Es necesario reseñar la aparente contradicción existente entre los resultados obtenidos al aplicar la deconvolución a datos mensuales y los análisis de correlación y espectral a datos diarios de la misma surgencia (MANGIN y PULIDO BOSCH, 1983); en efecto, la memoria obtenida con esa metodología y a nivel diario, era sólo ligeramente superior a 50 días. Las explicaciones a esta contradicción pueden estar tanto en el método como en el fenómeno físico que se pretende describir (PULIDO BOSCH y BENAVENTE, 1986).

La deconvolución, como metodología aplicable en estudios hidrológicos, tiene un amplio campo de aplicación en la reproducción de series de caudales en régimen natural en sistemas que han sido sometidos a explotación a partir de un momento dado, siempre y cuando exista un registro suficientemente largo en período no influenciado; la diferencia entre la serie medida y la obtenida del producto de convolución, dará una buena idea de la influencia de la explotación en el régimen del sistema.

REFERENCIAS

CAVANILLES, A. J. (1795): *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. Madrid (2.ª edic. 1958, 2 t., 747 pp., CSIC. Dep. Geogr. Aplic. Inst. «Elcano», Zaragoza).

DROGUE, C. (1972): *Analyse statistique des hydrogrammes*

de décrue des sources karstiques. Journ. of Hydrology, 15, 49-68.

CALVO, L. (1908): *Hidrografía subterránea*. Catalá y Serra, Gandía, p. 289.

FORKASIEWICZ, J., y PALOC, H. (1965): *Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Etude préliminaire*. Hydrol. Roches fissurées. AIHS, Dubrovnik, 73, 213-226.

GALABOV, M. (1972): *Sur l'expression mathématique des hydrogrammes des sources et le pronostic du débit*. Bull. BRGM, 2 (III), París, 2, 51-57.

MAILLET, E. (1905): *Essai d'hydraulique souterraine et fluviatile*. Hermann, 218 pp., París.

MANGIN, A. (1975): *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Thèse Doct. Laboratoire Sout. du CNRS (3 artíc. Ann Spéléol., 1975-75).

MANGIN, A. (1981): *Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques*. C. R. Acad. Sc. Paris, 293, 401-409.

MANGIN, A. (1983): *Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales*. Journ. of Hydrology.

MANGIN, A., y PULIDO BOSCH, A. (1983): *Aplicación de los análisis de correlación y espectral en el estudio de acuíferos kársticos*. Tecnitterae, 51, 53-65.

MARSILY, G. de (1971): *Programme de déconvolution DUHAMMEL. Notice explicative*. Ecole des Mines de Paris, C. I. G. LHM/N/71/36, 28 pp.

MARSILY, G. de (1977): *Programme de déconvolution GM-DUJEX (ex-DUHAMEL)*. Ecole des Mines de Paris, C. I. G. LHM/RD/77/25, 18 pp.

PULIDO BOSCH, A. (1975): *Estudio hidrogeológico de Sierra Grossa. Provincia de Valencia*. V Jorn. Min. Met., t. III, 25-35, Bilbao.

PULIDO BOSCH, A. (1979): *Contribución al conocimiento de la Hidrogeología del Prebético Nororiental (provincias de Valencia y Alicante)*. Mem. IGME, núm. 95, 410 pp., Madrid.

PULIDO BOSCH, A., y BENAVENTE, J. (1986): *Aplicación de la deconvolución al estudio de la descarga de El Torcal de Antequera*. El Agua en Andalucía, II, 413-422, Granada.

SCHOELLER, H. (1965): *Hydrodynamique dans le karst (écoulement et emmagasinement)*. Hydrogéologie des roches fissurées. Simposio de Dubrovnik, AIHS, t. I, 3-20, París.

TISON, G. (1960): *Courbe de tarissement. Coefficient d'écoulement et perméabilité du bassin*. Mem. AIHS Helsinki, 229-243.

VILANOVA, J. (1893): *Memoria geognóstica-agrícola y proto-histórica de Valencia*. Soc. Geograf., 488 pp., Madrid.

Recibido: Diciembre 1987.

# Petrografía, formas y procesos de alteración desarrollados en las piedras de algunos monumentos de Avilés (Asturias)

Por ROSA M. ESBERT, MERCEDES VAZQUEZ y FCO. J. ALONSO

## RESUMEN

Este trabajo, centrado en tres monumentos de la Villa de Avilés (Asturias), compendia parte de los estudios previos referidos a la conservación y restauración de sus piedras monumentales. Se incluye el estudio petrográfico, la descripción, ubicación y análisis de las diversas formas de alteración desarrolladas en sus piedras y se describen los principales agentes que las han generado.

Se intenta que a partir de estos conocimientos puedan plantearse soluciones encaminadas a paliar o demorar la acelerada degradación a que se ven sometidas estas edificaciones en un ambiente agresivo como es el de Avilés, villa declarada Zona de Atmósfera Contaminada en 1981.

## ABSTRACT

A petrographical study of the stone varieties employed in three monuments of Aviles Historic - Artistic - Patrimony (Spain) is presented. The Village of Aviles has been declared in 1981. Contaminated Atmospheric Zone. The different forms of alteration developed on their stones, their location in the monuments and their alterological interpretation is also included.

This study is intended as a contribution for solutions to palliate the accelerate degradation developed on these buildings placed in an extreme aggressive environment.

## INTRODUCCION

El presente trabajo resume parte de los estudios previos que deberían realizarse antes de acometer cualquiera de las fases de restauración, de un monumento deteriorado construido en piedra, pudiéndose englobar en lo que se denomina fase de «diagnóstico».

Se ha referido, de forma concreta, a algunos monumentos del Patrimonio Arquitectónico de la Villa de Avilés (Asturias), ciudad marítima, declarada zona de Atmósfera Contaminada en 1981. Tiene un ambiente muy agresivo con una elevada contaminación ambiental, que está influyendo de manera decisiva tanto en la naturaleza de las alteraciones desarrolladas sobre sus piedras monumentales, como en la intensidad y ritmo de deterioro.

Cabe sin embargo precisar que las industrias

(\*) Area de Petrología y Geoquímica. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

siderometalúrgicas en Avilés, han sido instaladas hace relativamente poco tiempo —a principios de la década de los 50— y que hasta 1980 no se ha dispuesto de medidas sobre la naturaleza y concentraciones de los contaminantes más habituales (SUÁREZ MARCOS et al., 1985). Así pues, este trabajo, puede tomarse como punto de partida de otros futuros, en los cuales se podrá analizar, con una perspectiva más larga en el tiempo, la influencia concreta que los diferentes contaminantes industriales de esta localidad, tienen en los procesos de alteración de sus piedras monumentales.

Los monumentos seleccionados han sido algunos de los más significativos del Patrimonio histórico-artístico de Avilés: La Iglesia románica de los Franciscanos (antigua San Nicolás) y los palacios renacentistas de Llano-Ponte y Ferrera. Dichas edificaciones están todas ellas construidas con materiales rocosos sedimentarios: calizas, dolomías y areniscas.

## 2. ANTECEDENTES HISTORICOS DE LOS MONUMENTOS ESTUDIADOS

La *Iglesia de los Franciscanos* es el monumento románico más antiguo de Avilés (finales del siglo XII, primeras décadas del XIII). De la primitiva obra se conserva una portada central románica, que data de finales del siglo XII. Desde el punto de vista de la edificación es interesante hacer notar la ausencia de contrafuertes a ambos lados de la portada, hecho que hace pensar que el templo debía tener una cubierta ligera, de madera.

Conserva dos importantes capillas góticas: La Capilla de los Alas o de Santa María (año 1346), incorporada al lado de la portada románica; y la Capilla de los Angeles o de Pedro Solís (año 1499), dedicada a la Asunción (GARRALDA GARCÍA, 1970).

El *Palacio Llano-Ponte* es una construcción civil de finales del siglo XII. Actualmente alberga un cine. Del antiguo palacio sólo se conserva la fachada. Es un palacio asoportado de dos pisos, con pilastras de orden gigante de herencia manierista, y capiteles jónicos. El piso inferior presenta

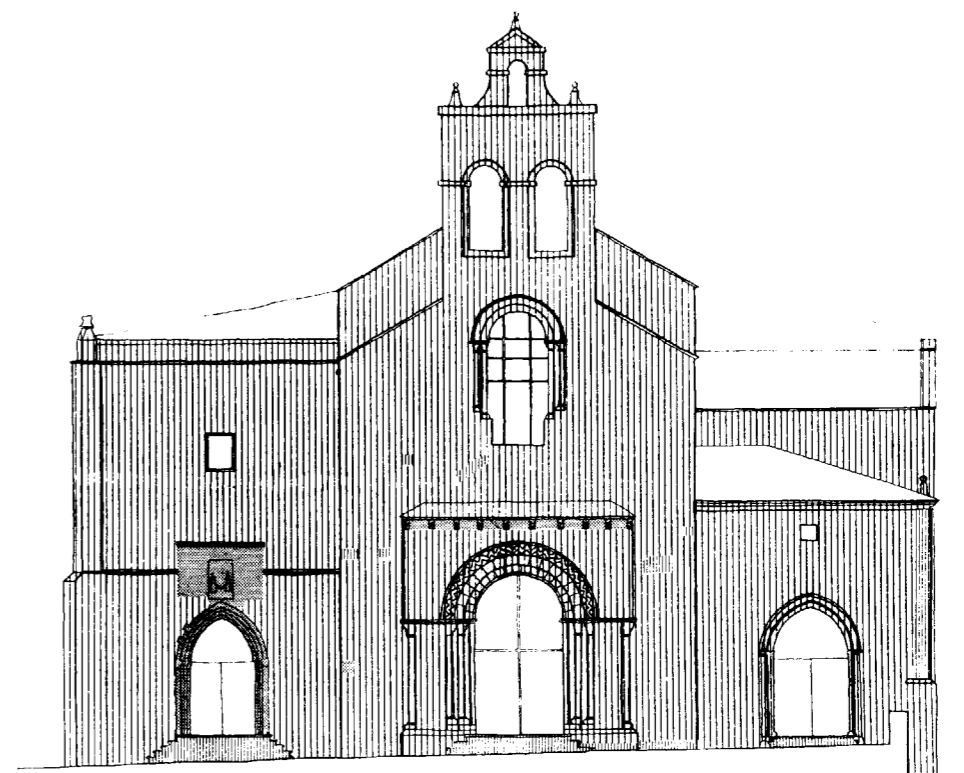
cinco arcos de medio punto y el piso superior cinco balcones, que se corresponden con los arcos (MARÍN VALDÉS, 1981).

El *Palacio Ferrera* es una edificación de tres pisos con una torre antigua de planta cuadrada (siglo XVII). Su estructura es sólida y de gran sobriedad. Tiene balcones adintelados en los pisos, separados por líneas de impostas que se prolongan en la torre (MARÍN VALDÉS, 1981).

## 3. UBICACION DE LAS VARIETADES PETREAS EN LAS EDIFICACIONES

La *Iglesia de los Franciscanos*, en su fachada principal, está mayoritariamente construida con una arenisca Carbonífera, excepto algunos sillares que son de una dolomía de edad Jurásica (Lías).

La portada de la Capilla de los Angeles y el escudo situado en la parte superior, se ha realizado sobre otro tipo de dolomía de edad Terciaria. En la figura 1 se representa un alzado de la fachada



MATERIALES PETREOS DE EDIFICACION  
IGLESIA DE LOS FRANCISCANOS

- Dolomía Terciaria.
- Arenisca.
- Dolomía Jurásica.

Figura 1.—Alzado de la fachada de la Iglesia de los Franciscanos, en el que se reseñan las variedades pétreas utilizadas en edificación.

de la iglesia, en el que se localizan las distintas variedades de piedra citadas.

El *Palacio Llano-Ponte* está edificado exclusivamente con la dolomía Jurásica (Lías) (fig. 2).

En la construcción del *Palacio Ferrera* se ha utilizado mayoritariamente una arenisca de edad Jurásica (Málm); también se utilizó la dolomía Jurásica (Lías) en los voladizos basales de todos los balcones, dos de las ventanas principales y en parte del zócalo del edificio, tal como se muestra en la figura 3.

En el mapa geológico del IGME, escala 1:50.000 (1973), Hoja de Avilés (núm. 13), aparecen representadas las formaciones geológicas de las que, con toda probabilidad, se extrajeron las litologías inventariadas en los monumentos estudiados.

La *arenisca Carbonífera* se encuentra en pequeños afloramientos alternando con bancos de conglomerados y de carbón. Hoy se puede localizar en dos localidades: Arnao, al oeste de Salinas, y Nieva.

La *dolomía Jurásica (Lías)* se localiza dentro de un conjunto calcodolomítico y margoso. Pertenece

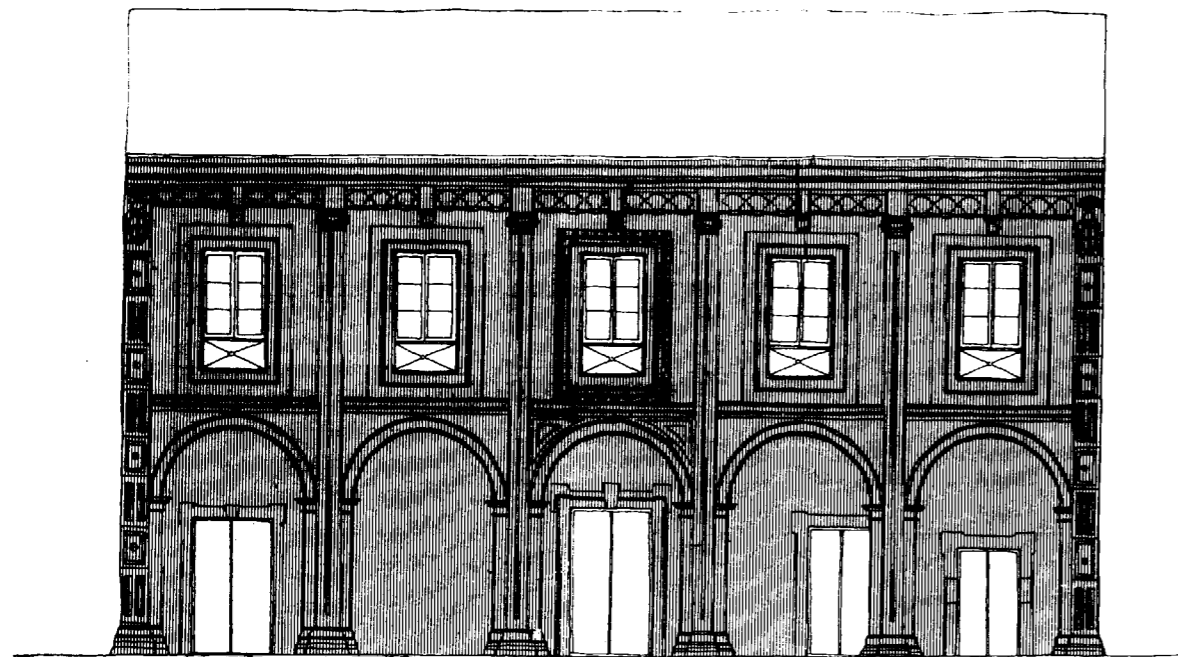
a la «Formación Gijón» y es visible en la carretera Oviedo-Avilés, a la entrada de Avilés, junto a las instalaciones de Ensidesa y a lo largo de toda la villa.

La *arenisca Jurásica (Málm)* aparece también cerca de Avilés, en bancos no inferiores a 40 metros, presentando en algunos niveles cemento calcáreo. Estos materiales afloran en la carretera de Cancienes a Tamón.

La *dolomía Terciaria* parece corresponder al mismo tipo de roca utilizada en la Catedral de Oviedo (ESBERT y MARCOS, 1983), situándose las canteras en distintos puntos de los alrededores de Oviedo (Cristo de las Cadenas, Picu Sierra, etcétera...); mapa geológico del IGME, escala 1:50.000 (1973), Hoja de Oviedo (núm. 29).

#### 4. ANALISIS PETROGRAFICO DE LOS MATERIALES

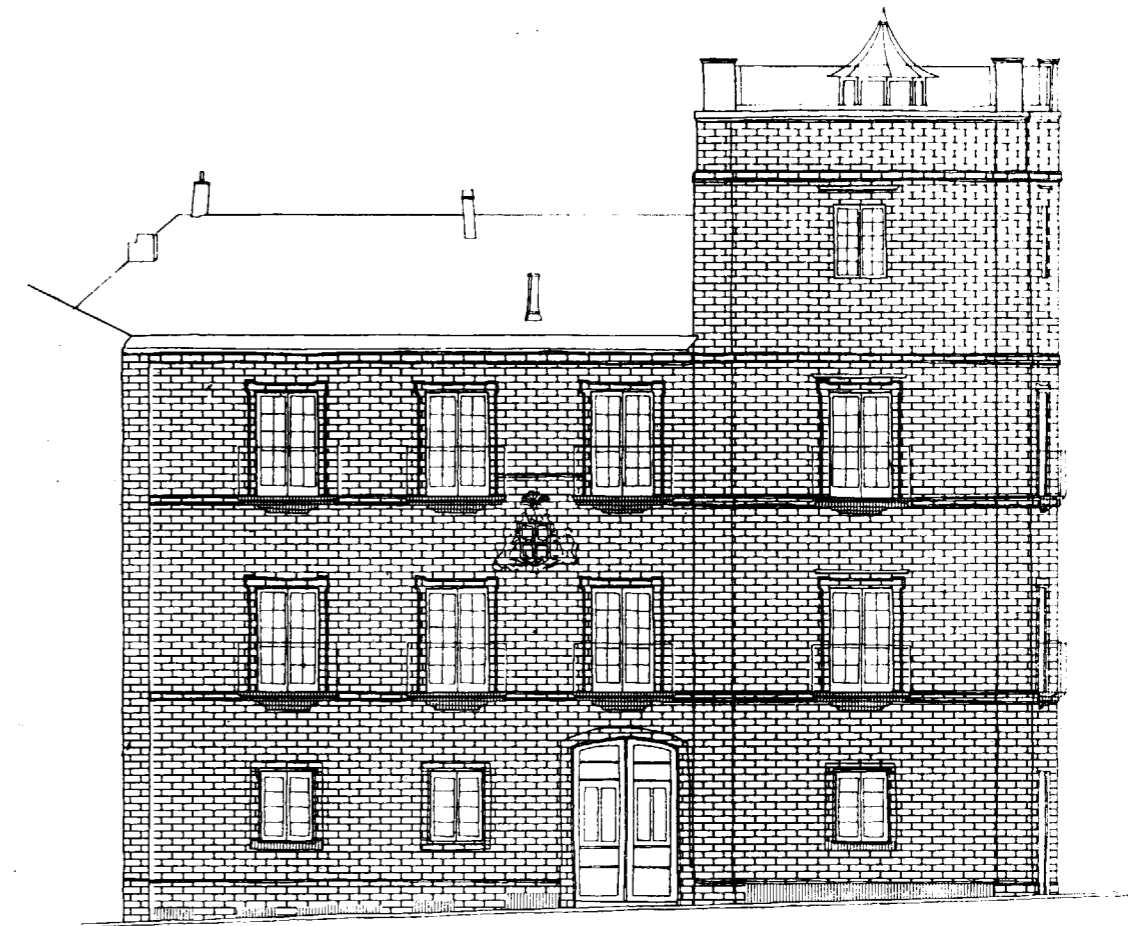
Las piedras utilizadas en los tres monumentos son todas de naturaleza sedimentaria: dolomías,



■ Dolomía Jurásica.

MATERIALES PETREOS DE EDIFICACION  
PALACIO LLANO-PONTE

Figura 2.—Alzado de la fachada del Palacio Llano-Ponte. Toda ella ha sido construida con dolomía Jurásica.



■ Arenisca Jurásica.  
■ Dolomía Jurásica.

MATERIALES PETREOS DE EDIFICACION  
PALACIO FERRERA

Figura 3.—Alzado de la fachada del Palacio Ferrera, en el que se reseñan las variedades pétreas de edificación.

calizas y areniscas. En la tabla I se muestran, a modo de resumen, algunas de las características de las rocas estudiadas. La mineralogía se ha determinado mediante análisis de difracción de rayos X, el estudio textural se ha realizado sobre láminas delgadas (BLATT, 1982) y, finalmente, se ha determinado la porosidad accesible al agua, por el método de la pesada hidrostática (BELIKOV et al., 1967).

La *arenisca Carbonífera* es una roca homogénea de grano fino, poco coherente. Presenta color amarillo-vinoso (10YR 6/3, Munsell Color Charts) con abundantes micas y granos minerales de color negro, así como otros más blancos (feldespatos). En algunas zonas hay tonalidades ocres debido a la presencia de óxidos de hierro.

Es una arenisca con un tamaño de grano de arena fina. Los granos minerales muestran cierta heterometría marcándose dos tendencias, una con tamaño de grano de 200 μm, y otra alrededor de 50 μm. Presenta cemento de cuarzo de sobrecrecimiento en baja proporción.

Entre los componentes esenciales destacan los granos de cuarzo y algún grano de chert; en segundo lugar los feldespatos, en su mayoría tipo ortosa, aunque también se observa alguna microclina y plagioclasas. Presenta algunos filosilicatos tipo moscovita y biotita (fig. 4). Como minerales accesorios se encuentran opacos, circón y óxidos de hierro en muy bajo porcentaje.

Esta roca presenta abundantes espacios vacíos

**TABLA I**  
**Mineralogía y porosidad de las variedades pétreas**

Roca	Mineralogía	Porosidad	Monumentos
Arenisca Carbonífera	85% cuarzo 8% fpto. potásico 7% filosilicatos	27 %	Igl. Franciscanos
Dolomía Jurásica (Lías)	90% dolomita <5% calcita <5% cuarzo	11 %	Pal. Llano-Ponte Pal. Ferrera Igl. Franciscanos
Arenisca Jurásica (Målm)	53% cuarzo 26% dolomita 10% microclina 10% filosilicatos	10,5 %	Pal. Ferrera
Dolomía Terciaria	68% dolomita 31% calcita <2% filosilicatos	14 %	Igl. Franciscanos



Figura 4.—Aspecto de la textura de la arenisca Carbonífera. Se observan granos de cuarzo, feldespatos alterados, alguna lámina de moscovita y cemento de cuarzo de sobrecrecimiento (N. C.)

intergranulares los cuales le confieren una porosidad accesible al agua alrededor del 27 por 100.

La *dolomía Jurásica (Lías)* es una roca poco coherente, de grano fino, con superficies de fractura irregular y color amarillo (10YR 7/5). Presenta filoncillos recrystalizados y un ligero moteado de granos negros. Se observan zonas de tonalidades

pardo-rojizas, debido a concentraciones de óxidos de hierro.

La roca es una doloesparita tal como se deduce de la observación microscópica y análisis difractivo. Los cristales son bastante uniformes, euhedrales, con tamaños medios entre 15  $\mu\text{m}$  y 20  $\mu\text{m}$  (fig. 5). Se observan algunas vetas y núcleos tapizados de cemento blocky de calcita.

Aparecen granos de cuarzo en pequeño porcentaje y, como minerales accesorios, se presentan opacos y óxidos de hierro, en cúmulos, con disposición intersticial.

Los espacios vacíos son más o menos equidimensionales, de tipo intercrystalino, confiriendo al material una porosidad accesible al agua alrededor del 11 por 100.

La *arenisca Jurásica (Målm)* es una roca homogénea, poco coherente de grano fino, con superficie de fractura irregular. Presenta color beige (10YR 6/2), con abundantes granos minerales de color negro y algunos cristales de micas. Algunas muestras presentan tonalidades diferentes, más claras o más oscuras, debido a los procesos de lixiviación de sus minerales de hierro.

Como minerales fundamentales muestra granos de cuarzo y, en menor cantidad, feldespatos tipo ortosa y microclina. Hay también algunas micas,



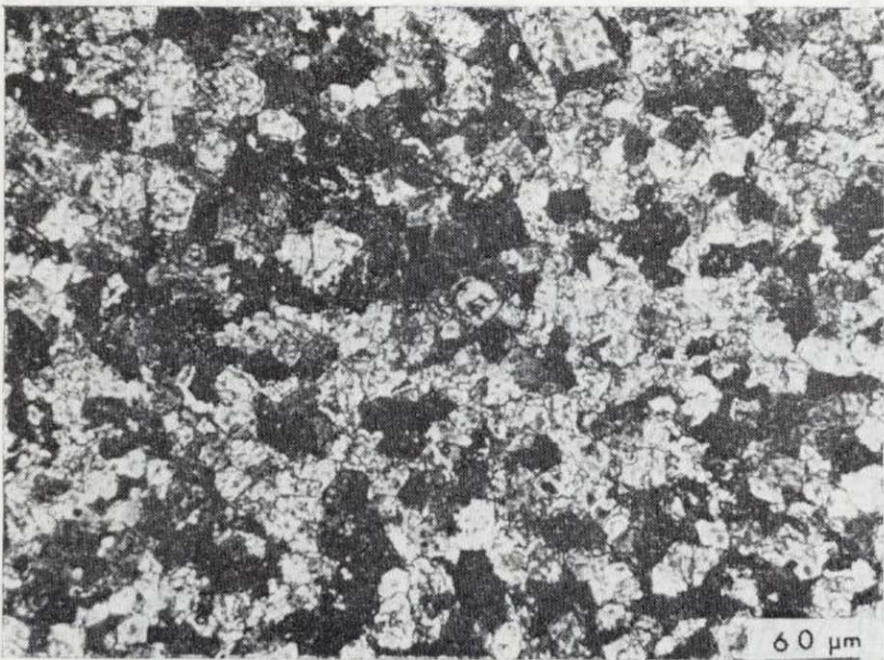


Figura 5.—Dolomía Jurásica (Lías). Es de destacar la uniformidad textural de esta roca; en particular, la homogeneidad de tamaño de los cristales de dolomita y sus formas euhedrales (N. C.).

fundamentalmente moscovita, que en ocasiones conserva el hábito tabular, y algún cristal de biotita (fig. 6). Entre los minerales accesorios encontramos opacos, minerales de hierro y alguna turmalina.

Es una arenisca con un tamaño de grano de arena fina. La mayoría de los granos se encuentran rodeados por cemento carbonatado de dolomita. Los minerales laminares adoptan una cierta orientación preferente, aunque la forma general de los granos es la subredondeada.



Figura 6.—Arenisca Jurásica (Målm). Detalle de la textura donde se observan granos de cuarzo y de moscovita, y con disposición intersticial cristalitas de dolomita (N. C.).

Esta roca presenta abundantes espacios vacíos que confieren al material una porosidad accesible al agua de un 10,5 por 100.

La *dolomía Terciaria* es una roca homogénea de color blanco 10 YR 8/1, con superficie de fractura irregular, poco coherente y deleznable. En algunas zonas muestra ligeras tonalidades amarillentas debido a concentraciones de óxidos de hierro.

Texturalmente es una biomicrita parcialmente dolomitizada, presentando alrededor de un 20 por 100 de bioclastos (fig. 7).

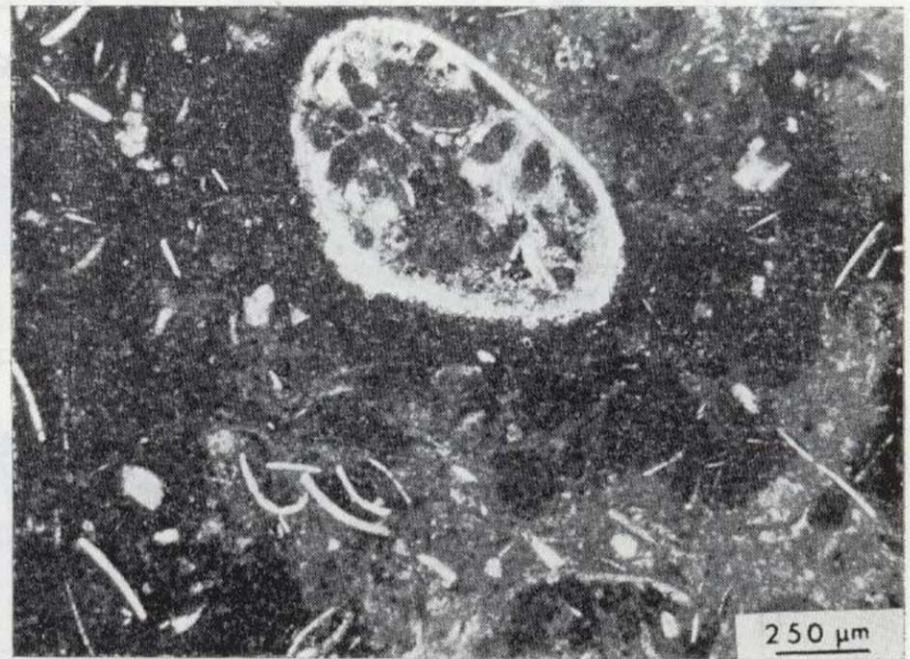


Figura 7.—Dolomía Terciaria. Aspecto general de la textura, mostrando algunos restos fósiles y notables variaciones de color en la matriz, relacionadas con procesos de removilización y dolomitización (N. C.).

Mineralógicamente es una dolomía calcárea de acuerdo con la observación microscópica y los análisis difractométricos, mostrando un porcentaje muy pequeño de filosilicatos. Como minerales accesorios se presentan opacos y óxidos de hierro.

En determinadas zonas se observan fisuras, las cuales son en parte responsables de la porosidad abierta del material, que puede situarse alrededor del 14 por 100.

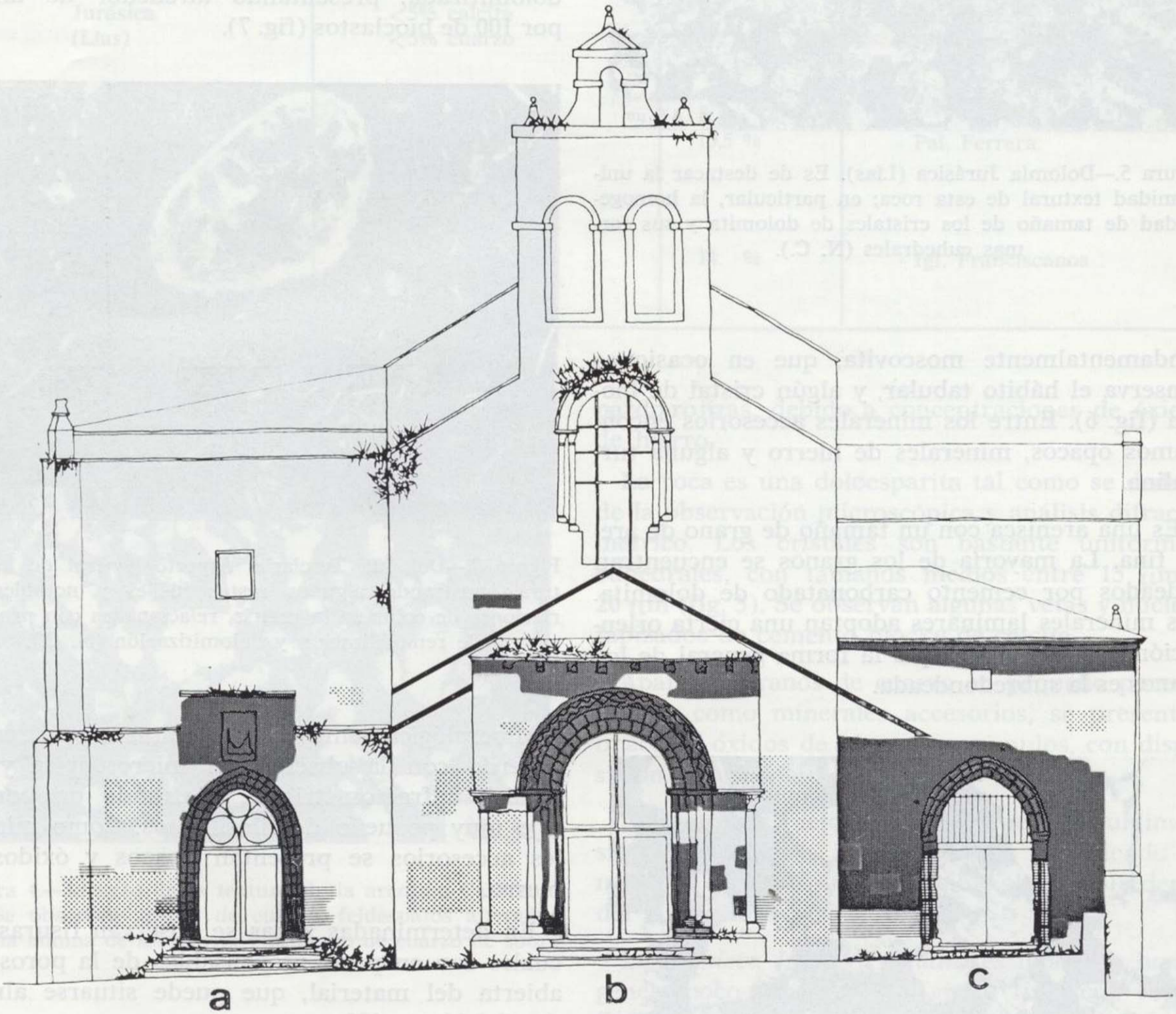
##### 5. FORMAS DE ALTERACION DESARROLLADAS EN CADA MONUMENTO

La descripción y análisis de las diversas formas de alteración resulta indispensable para definir

las diversas patologías presentes, así como los principales agentes que las han generado. A partir de estos conocimientos se podrán plantear, en un futuro, soluciones específicas, encaminadas a paliar o demorar la acelerada degradación a que se ven sometidos sus monumentos, en un ambiente agresivo como el de Avilés.

En todos los monumentos estudiados destaca el ennegrecimiento de sus fachadas y, en la Iglesia de los Franciscanos, además, el avanzado estado de deterioro de sus piedras de construcción.

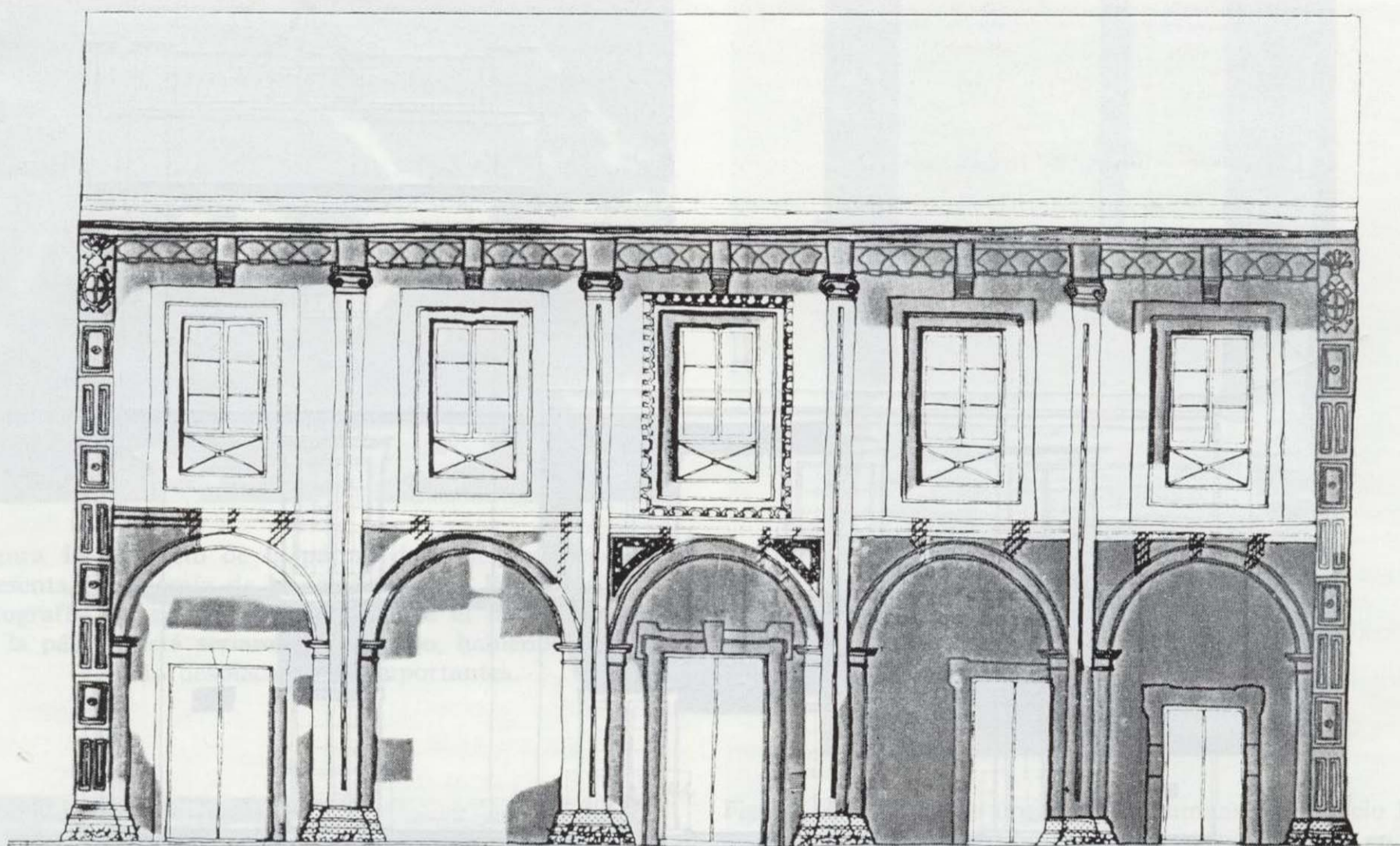
En las figuras 8, 9 y 10 se esquematizan las principales patologías alterológicas presentes en cada una de las edificaciones.



- ▣ Verdín y Plantas superiores.
- ▣ Alveolización.
- ▣ Burilado.
- ▣ Escoriaciones y Picaduras.
- ▣ Depósitos superficiales, Costras y Ennegrecimiento, Ampollas y Arenización.
- ▣ Desplacaciones.

TIPOLOGIAS ALTEROLOGICAS  
IGLESIA DE LOS FRANCISCANOS

Figura 8.—Localización de las diversas formas de alteración presentes en la fachada de la Iglesia de los Franciscanos.



- ☒ Verdín y Plantas superiores.
- ▣ Alveolización.
- Burilado.
- Depósitos superficiales, Costras y Ennegrecimiento, Ampollas y Arenización.
- ▨ Lavado.

TIPOLOGIAS ALTEROLOGICAS  
PALACIO LLANO-PONTE

Figura 9.—Localización de las diferentes formas de alteración en la fachada principal del Palacio Llano-Ponte.

*Iglesia de los Franciscanos*

En su fachada (fig. 8) —orientada al norte—, y en la zona «a», sobre el material dolomítico aparecen pátinas de ennegrecimiento, desconchaduras, depósitos superficiales y costras, asociadas en general a fenómenos de arenización (fig. 11). Esporádicamente, y en sitios muy localizados, destaca la presencia de ampollas.

La parte más baja exhibe un burilado intenso, pátinas de verdín y plantas superiores. En ellas es también patente la abrasión debida al viento y el desgaste por lavado de ciertas áreas, provocado éste por el deficiente drenaje del agua, consecuencia del mal estado de los desagües.

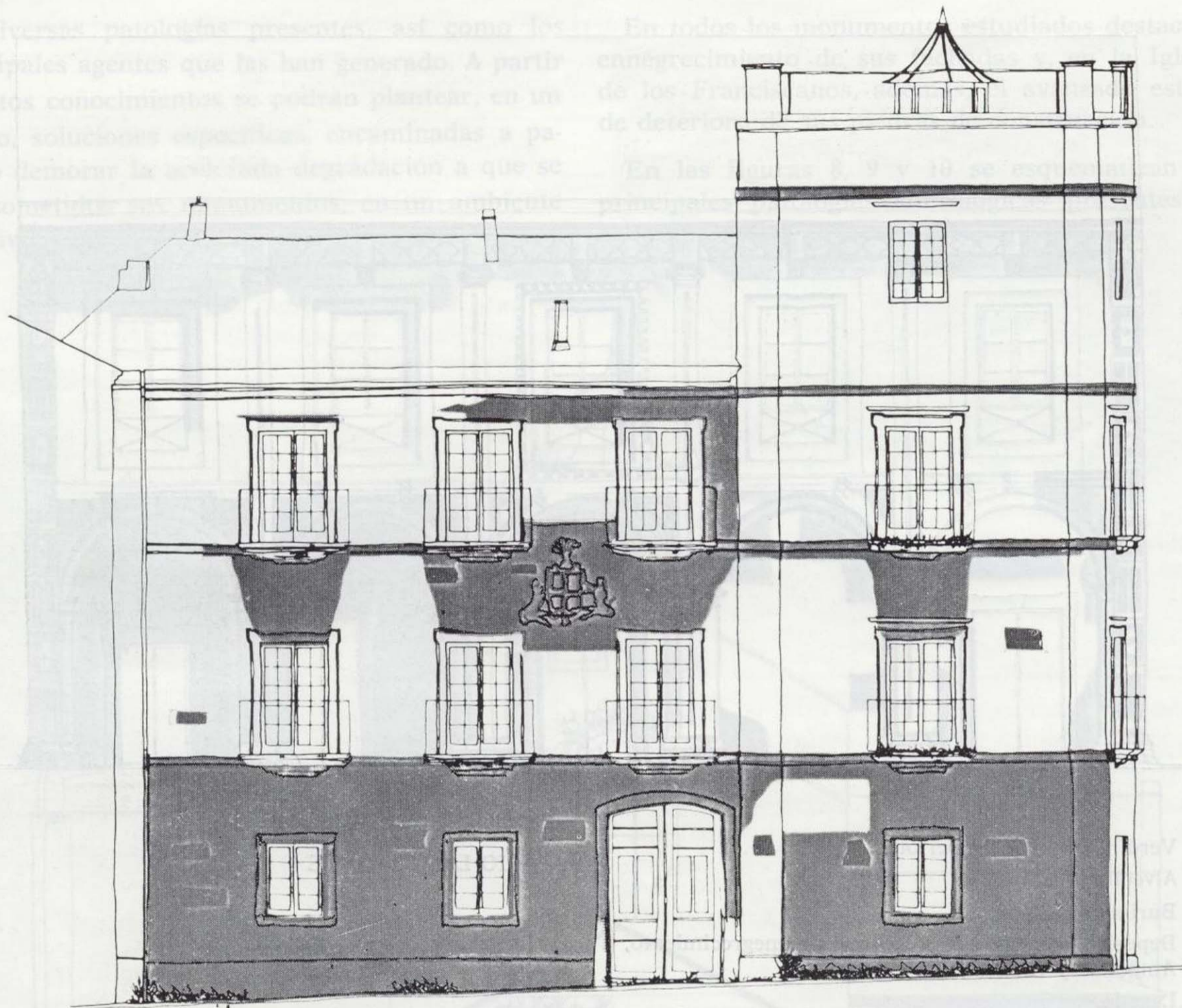
En las zonas «b» y «c» (fig. 8), en este caso sobre la arenisca, aparecen algunas desplazaciones y costras. En la parte baja también crece

verdín, musgos y plantas superiores. En algunos sillares, la mano del hombre ha dejado su patente huella, observándose escoriaciones, picaduras y burilado en las zonas más accesibles.

En varias partes de la fachada —zonas «b» y «a»— se observan sillares que presentan fenómenos de alveolización. Su ubicación y desarrollo puede relacionarse claramente con la estratificación que muestra la arenisca (fig. 12).

*Palacio Llano-Ponte*

La fachada presenta un ennegrecimiento generalizado. Dicho ennegrecimiento es más intenso bajo el alero y en la parte baja de las arcadas, y se continúa en la zona asoportada (fig. 9).



- Verdín y Plantas superiores.
- ▨ Escoriaciones y Picaduras.
- Desplacaciones.
- Depósitos superficiales, Costras y Ennegrecimiento, Ampollas y Arenización.
- Herrumbre.

TIPOLOGIAS ALTEROLOGICAS  
PALACIO FERRERA

Figura 10.—Localización de las diversas formas de alteración en la fachada de Palacio Ferrera.

En las columnas las partes más ennegrecidas son las zonas orientadas al oeste y sur, la cara este es la más limpia. En muchas áreas de dichas columnas, asociadas a la pátina de ennegrecimiento, se están generando costras. Cuando estas costras alcanzan un espesor suficiente se desprenden del substrato, provocando desconchados, observándose arenización y pulverización de la roca primitiva.

La parte asoportada muestra el mismo ennegrecimiento que la fachada. Algunos sillares de los

situados en las esquinas de esta zona asoportada presentan un color más intenso, esto es debido a la tinción provocada por la migración del hierro lixiviado hacia la superficie.

Es de destacar el hecho de que en una de las columnas —debido al mal estado del canalón— circula continuamente el agua, con el consiguiente desgaste por lavado de la piedra. El basamento de esta columna muestra una pátina de verdín de espesor considerable, por ser una zona embebida

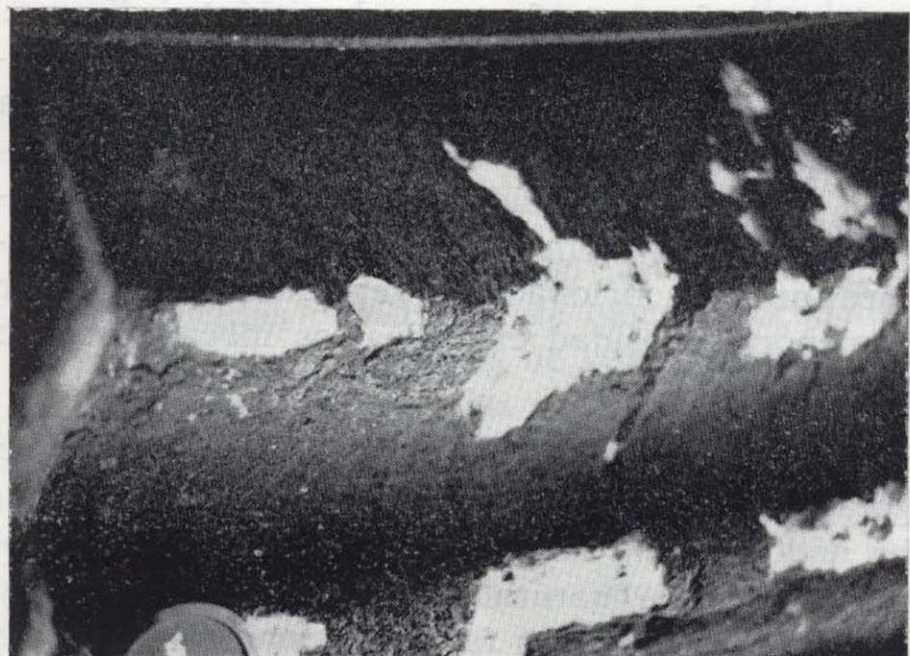


Figura 11.—Aspecto de la pátina de ennegrecimiento que presenta la dolomía de la Iglesia de los Franciscanos. La fotografía recoge una zona en la que el material, debajo de la pátina, está seriamente alterado, habiéndose generado desplazamientos importantes.



Figura 12.—Acanaladuras, fenómenos de abrasión y alveolos implantados en algunos de los sillares de la arenisca de la Iglesia de los Franciscanos. Obsérvese que la implantación de los alveolos está relacionada con la posición de los bloques y de sus planos de estratificación.

en agua de forma prácticamente continua (fig. 13). En toda la zona baja se puede apreciar una alveolización más o menos desarrollada.

En las puertas y en el muro interior, zonas accesibles al roce humano, se observa un ligero burilado.

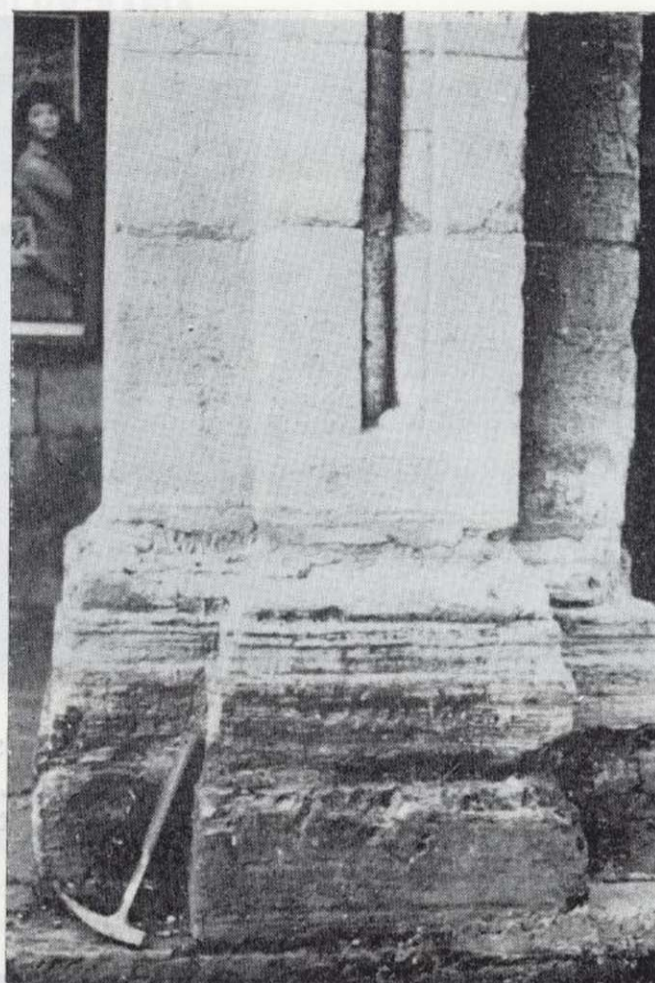


Figura 13.—Detalle de una de las columnas del Palacio Llano-Ponte. En ella se diferencia una parte superior en la que, por efectos del lavado la piedra está desgastada, pero muestra su color original. En la parte inferior además de alveolos y acanaladuras crece una pátina de musgo, la cual alcanza su apogeo en los meses más húmedos.

#### *Palacio Ferrera*

En general, el palacio presenta un aspecto muy ennegrecido. Destaca en este sentido todo el cuerpo inferior del edificio, debajo del voladizo de base de los balcones, la zona donde se sitúan los escudos y bajo el alero del tejado.

Junto a esta pátina de ennegrecimiento se presentan diversas formas de alteración (fig. 10). Así, en la fachada principal (orientada al norte) se observan varias pátinas de ennegrecimiento sobrepuestas, desplazaciones y costras (fig. 14). En las partes bajas hay pátinas de verdín y musgo, así como crecimiento de vegetales superiores.

Debajo de algunos balcones se observan pátinas de tinción debidas a óxidos de hierro, procedente de la herrumbre de los barrotes (fig. 15). También es de señalar que —por efecto del lavado— en algunos balcones ha desaparecido en parte la pátina de ennegrecimiento, con la consiguiente pérdida de material.

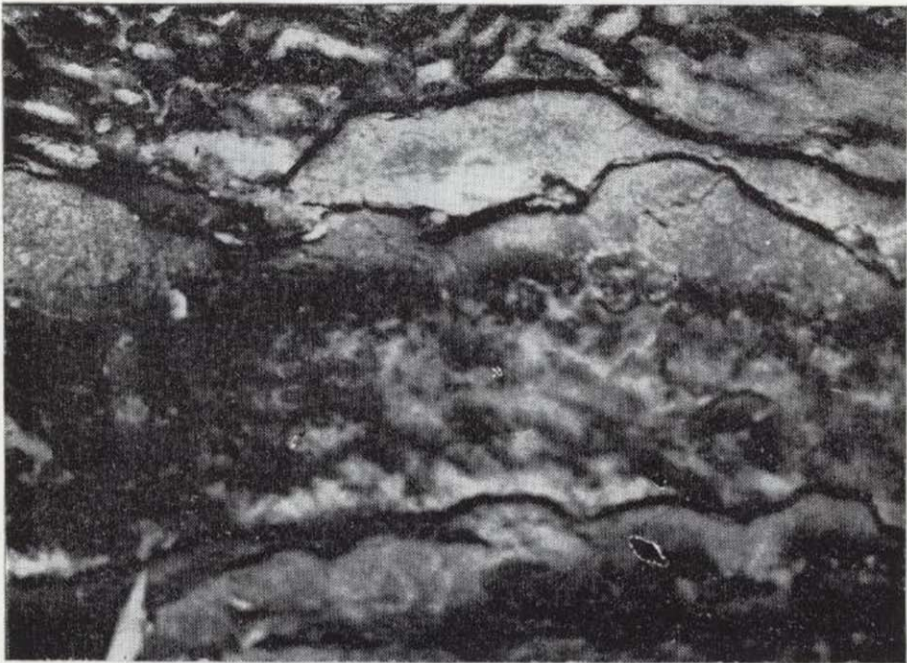


Figura 14.—En algunas zonas del Palacio Ferrera se observan, en sus areniscas, patinas de ennegrecimiento, costras, y desplazamientos más o menos superpuestas, tal como muestra la fotografía.

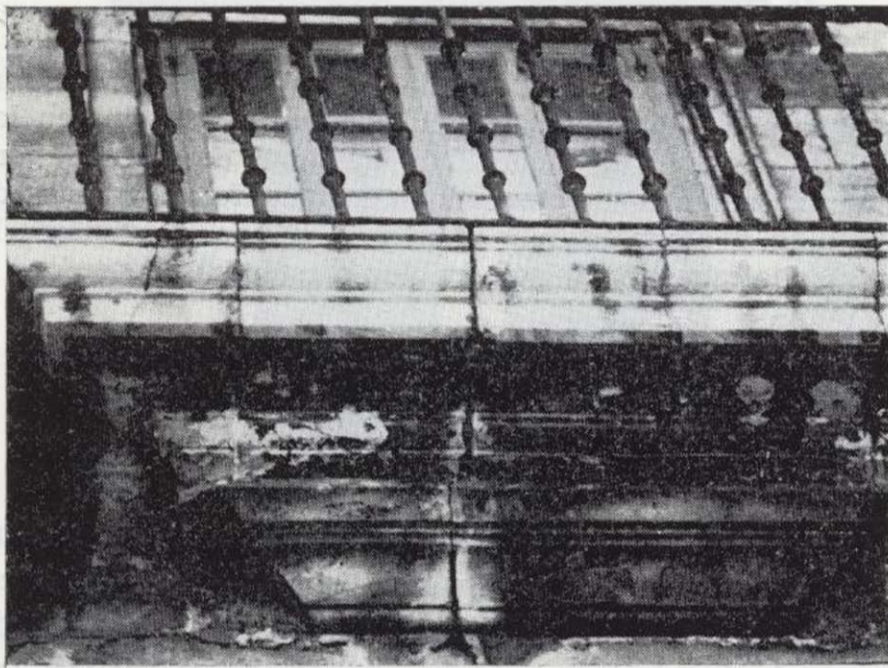


Figura 15.—Pátina de tinción por óxidos de hierro, procedente del herrumbre de los barrotos, en uno de los balcones del Palacio Ferrera.

La fachada lateral (orientada al noroeste) muestra las mismas formas de alteración que la principal, destacando además en ella algunos signos de alveolización.

## 6. PROCESOS DE ALTERACION

Los procesos alterológicos que han generado las formas de alteración descritas en el apartado an-

terior, obedecen a factores de carácter diverso: químicos, físicos y biológicos, los cuales han actuado en la mayoría de casos de forma combinada (DOMALOWSKI et al., 1982). La humedad y la contaminación ambiental han sido los agentes que han propiciado en mayor medida, la actuación de los factores antes mencionados, interviniendo con mayor o menor intensidad en todos los mecanismos de alteración.

Así, la humedad en forma de agua de lluvia, de gotas en suspensión, o como vapor ambiental, ha dado lugar a la disolución de las piedras monumentales de naturaleza carbonatada (caliza y dolomía), o de ciertas fases cementantes de las de naturaleza areniscosa. Esta disolución a veces se ha visto incrementada por el lavado superficial de determinadas partes de las edificaciones, con fácil escorrentía, lo que ha provocado un mayor desgaste de la piedra o su arenización y desagregación. Este mecanismo, bastante generalizado, se hace más patente en algunos edificios (por ejemplo en el Palacio de Llano-Ponte), sobre todo cuando el agua de lluvia es dirigida hacia ciertos lugares preferentes por algún fenómeno concreto (viento, canalizaciones, etc.).

Parte del agua de lluvia ha penetrado también en el interior de las piedras, circulando o ubicándose en su sistema poroso. Allí, el contacto íntimo y prolongado con los materiales rocosos ha favorecido su disolución y la formación de soluciones acuosas, más o menos saturadas o sobresaturadas. Cuando la humedad ambiental decrece, y es posible la evaporación del agua de estas soluciones, las sales disueltas se ven arrastradas hacia el exterior y depositadas en la superficie. Con el paso del tiempo se forman costras de desarrollo y espesor variables.

El  $\text{CO}_2$  procedente de la contaminación ambiental favorece y acelera este mecanismo de formación de sales. El  $\text{SO}_2$  y  $\text{SO}_3$ , presentes en elevadas proporciones en el ambiente de Avilés, generan la lluvia ácida, la cual ataca las rocas carbonatadas según el proceso descrito. En este caso se producen costras de naturaleza sulfatada (yeso), extraordinariamente nocivas para las piedras de los monumentos (ESBERT y MARCOS, 1983).

También —favorecidas por la acción de la humedad— las partículas sólidas de contaminación (polvo, hollín, humos, etc.) se depositan y adhieren con facilidad sobre las piedras monumentales, for-

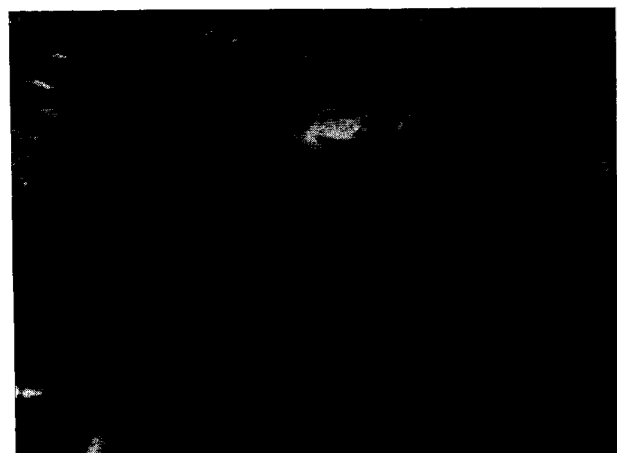


Figura 14.—En algunas zonas del Palacio Ferrera se observan, en sus areniscas, pátinas de ennegrecimiento, costras, y desplazaciones más o menos sobreimpuestas, tal como muestra la fotografía.

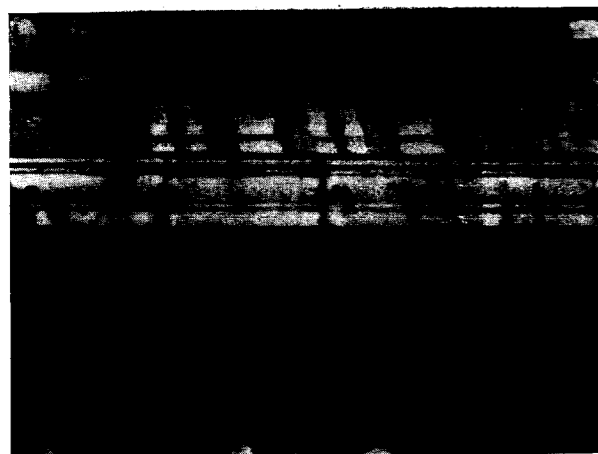


Figura 15.—Pátina de tinción por óxidos de hierro, procedente del herrumbre de los barrotes, en uno de los balcones del Palacio Ferrera.

La fachada lateral (orientada al noroeste) muestra las mismas formas de alteración que la principal, destacando además en ella algunos signos de alveolización.

## 6. PROCESOS DE ALTERACION

Los procesos alterológicos que han generado las formas de alteración descritas en el apartado an-

terior, obedecen a factores de carácter diverso: químicos, físicos y biológicos, los cuales han actuado en la mayoría de casos de forma combinada (DOMALOWSKI et al., 1982). La humedad y la contaminación ambiental han sido los agentes que han propiciado en mayor medida, la actuación de los factores antes mencionados, interviniendo con mayor o menor intensidad en todos los mecanismos de alteración.

Así, la humedad en forma de agua de lluvia, de gotas en suspensión, o como vapor ambiental, ha dado lugar a la disolución de las piedras monumentales de naturaleza carbonatada (caliza y dolomía), o de ciertas fases cementantes de las de naturaleza areniscosa. Esta disolución a veces se ha visto incrementada por el lavado superficial de determinadas partes de las edificaciones, con fácil escorrentía, lo que ha provocado un mayor desgaste de la piedra o su arenización y desagregación. Este mecanismo, bastante generalizado, se hace más patente en algunos edificios (por ejemplo en el Palacio de Llano-Ponte), sobre todo cuando el agua de lluvia es dirigida hacia ciertos lugares preferentes por algún fenómeno concreto (viento, canalizaciones, etc.).

Parte del agua de lluvia ha penetrado también en el interior de las piedras, circulando o ubicándose en su sistema poroso. Allí, el contacto íntimo y prolongado con los materiales rocosos ha favorecido su disolución y la formación de soluciones acuosas, más o menos saturadas o sobresaturadas. Cuando la humedad ambiental decrece, y es posible la evaporación del agua de estas soluciones, las sales disueltas se ven arrastradas hacia el exterior y depositadas en la superficie. Con el paso del tiempo se forman costras de desarrollo y espesor variables.

El CO<sub>2</sub> procedente de la contaminación ambiental favorece y acelera este mecanismo de formación de sales. El SO<sub>2</sub> y SO<sub>3</sub>, presentes en elevadas proporciones en el ambiente de Avilés, generan la lluvia ácida, la cual ataca las rocas carbonatadas según el proceso descrito. En este caso se producen costras de naturaleza sulfatada (yeso), extraordinariamente nocivas para las piedras de los monumentos (ESBERT y MARCOS, 1983).

También —favorecidas por la acción de la humedad— las partículas sólidas de contaminación (polvo, hollín, humos, etc.) se depositan y adhieren con facilidad sobre las piedras monumentales, for-

mando las pátinas oscuras, tan generalizadas en todos los edificios de Avilés. Por lo general debajo de estas pátinas oscuras, en muchos casos, se han desarrollado costras de naturaleza carbonatada o sulfatada.

Otras pátinas frecuentes son las de tinción. Están producidas por óxidos de hierro procedentes, en la mayoría de los casos, de la alteración de elementos metálicos de verjas y barrotes. El agua de lluvia lixivía estos óxidos de los metales y, al penetrar en la roca, tiñen de color pardo-amarrillo las piedras de su alrededor. Estas pátinas pueden llegar a afeor el edificio de manera considerable, tal como queda patente en el Palacio Ferrera.

En la génesis de los alveolos, que de forma más o menos esporádica y persistente aparecen en dos de las edificaciones estudiadas (ver figs. 12 y 13), parece que juegan un papel decisivo las variaciones composicionales y texturales de las piedras sobre las que se implantan, así como la existencia en ellas de planos u orientaciones preferentes (estratificación, etc.). Entre las causas externas, la mayoría de autores (MUSTOE, 1982; PAULY, 1976a y 1976b), coinciden en asignar al fenómeno de cristalización de sales en las rocas un papel fundamental. La presencia de cloruros y sulfuros, frecuentes en una zona marítima contaminada como la de Avilés, junto con las variaciones de la humedad relativa, favorece la implantación de esta erosión alveolar. La orientación del edificio condiciona el desarrollo de la alveolización, acelerando o retardando la acción de los agentes alterológicos.

Los alveolos se localizan en diversos lugares, dentro de las dos edificaciones que los presentan, si bien en el Palacio Llano-Ponte aparecen preferentemente en las partes inferiores del monumento. Se piensa que, en este caso, parte de las sales que intervienen en su génesis provienen del suelo.

Finalmente, la implantación y desarrollo de organismos vegetales —verdín principalmente— se halla íntimamente relacionada con los fenómenos de ascensión capilar, los cuales suministran a la piedra el grado de humedad necesaria para el desarrollo de la vida de dichos organismos.

## 7. BIBLIOGRAFIA

- BELIKOV, B. P.; ZALESSKII, B. V.; ROZANOV, Y. A.; SANINA, E., y TIMCHENKO, I. P. (1987): *Methods of studying the physico-mechanical properties of rocks*. En: B. V. ZALESSKII (Ed.), *Physical and mechanical properties of rocks*, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, pp. 1-58.
- BLATT, H. (1982): *Sedimentary Petrology*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, 564 pp.
- DOMALOWSKI, W.; KOZANECKA, J. K.; RUDY, M.; SOBKOVIK, D., y SOLDENHOFF, B. (1982): *La conservation préventive de la pierre*. Musées et Monuments XVIII, UNESCO, 158 pp.
- GARRALDA GARCÍA, A. (1970): *Avilés, su fe y sus obras*. Imprimatur Dr. Demetrus Cabo. Vic. Gral., Oveti, 9 sept. 1970, pp. 61-84.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1973): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja y Memoria 13 (Avilés)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1973): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja y Memoria 29 (Oviedo)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- ESBERT, R. M., y MARCOS, R. M. (1983): *Las piedras de la Catedral de Oviedo y su deterioración*. Editado por el Colegio Oficial de Aparejadores y Arquitectos Técnicos de Asturias, Gráficas Summa, S. A., 147 pp.
- MARÍN VALDÉS, F. A. (1981): *Avilés, Ciudad y Concejo*. Liño, Revista del Dpto. de Arte, núm. 2, Universidad de Oviedo, pp. 99-114.
- MUSTOE, G. E. (1982): *The origin of honeycomb weathering*. Geological Society of American Bulletin, 93, pp. 108-115.
- PAULY, J. P. (1976a): *Maladie alveolaire, conditions de formation et d'évolution*. En: Rossi-Manaresi (Ed.), *The Conservation of Stone I, Proc. of Int. Symp.*, Bolonia, pp. 55-88.
- PAULY, J. P. (1976b): *Le rôle des chlorures dans les maladies alveolaire et descamante*. Proc. of the 2nd. Int. Symp. on the Deterioration of Building Stones, Atenas, pp. 79-81.
- SUÁREZ MARCOS, A.; AGUADO, C.; BERNAL, J., y RUIZ, B. (1985): *La contaminación atmosférica en Avilés. Resumen 1984*. Boletín de Información Medioambiental, Excmo. Ayuntamiento, núm. 5, pp. 17-62.

Recibido: Noviembre 1987.

## ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

## Origen de arcillas aluminicas en suelos desarrollados sobre el volcán de Bolaños (Ciudad Real) (1)

Por J. CASAS (\*), J. L. MARTIN DE VIDALES (\*\*), J. GUIJARRO (\*\*) y M. A. HOYOS (\*\*)

## RESUMEN

Se han estudiado dos perfiles de alfisoles desarrollados sobre rocas volcánicas, que muestran las siguientes características morfológicas:  $A_1B_tR$  y  $A_1B_tIIB_{ca}IIC_{cam}R$ .

La roca volcánica subyacente es una nefelinita olivínico melilitica, con fenocristales de olivino y piroxenos y una matriz microcristalina constituida por estos dos minerales, opacos, nefelina y pequeñas cantidades de melilita, estando estos dos últimos minerales profundamente carbonatados.

Las fracciones arena y limo muestran una fuerte contaminación a partir de áreas metamórficas próximas, que afecta al primer perfil y a los horizontes superficiales del segundo. La beidellita es el principal constituyente de la fracción arcilla estando acompañada de pequeñas cantidades de haloisita y de un interestratificado irregular haloisita-beidellita. En función de las condiciones del medio de alteración se estudia la posible génesis de estos minerales de la arcilla.

## ABSTRACT

Two alfisol profiles developed on volcanic rocks, with the morphological characteristics:  $A_1B_tR$  and  $A_1B_tIIB_{ca}IIC_{cam}R$  have been studied.

The underlying volcanic rock is a olivine-melilitic nephelinite with phenocrystals of olivine and pyroxenes and a microcrystalline matrix constituted of these minerals and dark minerals, nepheline and melilite, the last two deeply carbonated.

Sand and silt fractions show a strong contamination from metamorphic areas affecting to the first profile and the surficial horizons of the second one. In the clay fraction, beidellite is the main mineral with a little haloisite and irregular mixed-layer haloisite-beidellite. Tacking into account the environment conditions the origin of these clays is studied.

## INTRODUCCION

Los minerales de la arcilla originados como consecuencia de los procesos de alteración superficial a partir de materiales volcánicos presentan una gran variabilidad tanto en lo que se refiere a las especies minerales que se presentan como al

quimismo de éstas. En la zona del Campo de Calatrava, caracterizada por unas condiciones climáticas de tipo xerofítico tendentes hacia la semiaridez, algunos autores como VIZCAÍNO et al. (1979), MARTÍN DE VIDALES et al. (1983) y MARTÍN DE VIDALES et al. (1985) pusieron de manifiesto el carácter principalmente esmectítico de los minerales de la arcilla.

En lo que se refiere a la petrología de las rocas volcánicas de la región, ANCOCHEA (1983) ha distinguido entre episodios lávicos y piroclásticos dentro del carácter básico de este vulcanismo. Este mismo autor indica que la mineralogía está globalmente constituida por olivinos, términos augíticos, feldespatoides y en raras ocasiones anfíbo-

les. Hay también algo de vidrio como constituyente de la matriz sobre todo en las rocas piroclásticas.

Hay que destacar la gran variabilidad espacial de estas rocas volcánicas respecto de su composición mineralógica y texturas, tanto en sentido vertical como horizontalmente.

Con el fin de caracterizar en detalle las fases arcillosas, así como determinar su origen, se ha seleccionado el afloramiento volcánico cercano a Bolaños (Ciudad Real), tomando para ello dos perfiles de suelos que se desarrollan sobre estas rocas volcánicas.

## METODOS

La roca volcánica se ha estudiado mediante microscopía de polarización. En la fracción arena de los suelos se separaron las fracciones ligera y pesada, estudiando ambas al microscopio y por difracción de rayos X. Para concretar mejor la composición de los piroxenos, algunos granos representativos fueron estudiados en un S. E. M. mediante EDAX, obteniéndose idea de su composición. La fracción limo fue estudiada por difracción de rayos X.

Tras la extracción de la fracción inferior a  $2 \mu$  no se realizó en ningún caso tratamiento para la eliminación de carbonatos o constituyentes amorfos, con el fin de no afectar a la cristalinidad de las arcillas. El análisis de esta fracción se llevó a cabo por DRX sobre preparaciones orientadas de la muestra, de ésta saturada en  $Mg^{2+}$ , en  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$  y glicerina y tratada térmicamente a  $110$  y  $550^\circ C$ , así como de polvo desorientado entre  $58$  y  $65^\circ$ . Se realizó también el test de litio según la metodología de GREENE-KELLY (1953) para dilucidar el carácter beidellítico o montmorillonítico de las esmectitas. Asimismo, las arcillas se estudiaron con T. E. M. para verificar la existencia de caolinita o haloisita y estudiar su morfología.

Para distinguir la posible presencia de minerales interestratificados enmascarados por la esmectita dominante, las muestras orientadas se solvataron en atmósfera saturada en diferentes aminas alifáticas, de acuerdo con la descripción realizada por ARAGONESES et al. (1987, en prensa).

Los análisis químicos totales de la fracción inferior a  $2 \mu$  sin eliminación de carbonatos ni cons-

tituyentes amorfos se determinaron por espectroscopía de absorción atómica tras ataque ácido (HF+agua regia) para solubilizar las arcillas y fusión alcalina con  $Na_2CO_3$  (JACKSON, 1975) para la determinación de los porcentajes de  $SiO_2$ . Las pérdidas por calcinación hasta  $1.000^\circ C$  fueron determinadas gravimétricamente. Los porcentajes hallados se expresaron como óxidos.

## DESCRIPCION DE LOS PERFILES

El perfil Bolaños 1 presenta una potencia total de  $40$  cm., con desarrollo morfológico  $A_1/B_t/R$ , el límite entre el horizonte  $B_t$  y la roca es neto y discontinuo. Este perfil se encuentra situado en una pequeña depresión presentando drenaje externo e interno moderado. Destaca en este perfil una pedregosidad de alrededor del  $5$  por  $100$  de la masa del suelo, siendo componentes de ella cantos de basalto.

El perfil Bolaños 2 tiene una potencia total de  $105$  cm., con desarrollo morfológico  $A_1/B_t/IIB_{ca}/IIC_{cam}/R$ , el límite entre el primer secum y el segundo es neto, regular y plano, mientras que el límite entre el segundo secum y la roca volcánica subyacente es difuso e irregular. Del primer secum destaca su similitud con el perfil 1 tanto en lo que se refiere a sus caracteres morfológicos como a su pedregosidad. Destaca también la presencia de una costra caliza discontinua (horizonte  $CC_{sm}$ ), que engloba en su interior material volcánico alterado formando concreciones negruzcas, rojizas y verde oliva.

Taxonómicamente, ambos perfiles se clasifican, atendiendo a su morfología, mineralogía y características físico-químicas, en el orden de los alfisoles, suborden Xeralf, gran grupo Haploxeralf, perteneciendo el primer perfil al subgrupo lítico y el segundo al subgrupo petrocálcico.

## CARACTERISTICAS DE LA ROCA VOLCANICA

La roca sobre la que se asientan ambos perfiles es de color gris compacto, y basándonos en nuestro estudio petrológico queda clasificada como una nefelinita olivínico melilitica, de textura porfídica casi holocristalina. Los porcentajes minerales en la roca vienen dados en la tabla 1.

(1) Trabajo financiado por la CAICYT como parte del proyecto 0721/84, «Procesos edafogenéticos y cartografía de los suelos desarrollados sobre materiales volcánicos del Campo de Calatrava (Ciudad Real)».

(\*) Instituto de Edafología y Biología Vegetal. CSIC. Madrid.

(\*\*) Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma. Madrid.



TABLA 1

## Composición mineral de la roca volcánica de Bolaños

Fenocristales 24%	{ Augita (16%) Olivino (8%)
Microfenocristales 8%	{ Augita (6%) Olivino (2%)
Matriz microcristalina 51%	{ Nefelina (16%) Opacos: magnetita, titanomagnetita e ilmenita (16%) Augita (15%) Melilita (2%)
Vidrio 3%	
Carbonatos 14%	

Los fenocristales son anhedrales y subeuhedrales, presentando una seriación de tamaños con valores máximos para el olivino de 1.400 micras y de 2.100 micras para las augitas. Hay que destacar que estas últimas rara vez presentan extinción ondulante o zonaciones.

La matriz es microcristalina, predominando también en ella las augitas sobre los olivinos. La nefelina está presente en pequeños cristales prismáticos, que junto con los de augita siguen texturas de flujo, así como en formas ameboides que ocupan intersticios. La melilita presenta texturas en estaca estando casi totalmente carbonatada.

Esta carbonatación, que afecta principalmente a melilita y nefelina, da lugar a masas de calcita en la matriz englobando microcristales de augita. Se observan también carbonataciones débiles de los fenocristales de augita y olivino en forma fisural atravesando los cristales y con gran cantidad de opacos adosados a las superficies de separación entre la calcita y los fenocristales. Estos carbonatos son de cristalización muy tardía.

Aunque los fenómenos de alteración en augitas y olivinos son débiles, es posible distinguir, además de la carbonatación, una cierta iddingsitización que afecta en mayor grado al piroxeno que al olivino.

## MINERALOGIA DE ARENAS Y LIMOS

Desde el punto de vista de la mineralogía de arenas se observan dos grupos de muestras muy diferentes: uno formado por las pertenecientes al perfil 1 y a los dos horizontes superficiales (primer secum) del perfil 2, en que el cuarzo aparece en gran abundancia, y otro formado por el segundo secum del segundo perfil, en que casi toda la fracción arena está compuesta por minerales pesados.

Los minerales opacos constituyen un 30 por 100 de la fracción pesada, siendo principalmente magnetita con algo de titanomagnetita. En la fracción transparente se observan dos minerales predominantes: olivinos en granos subredondeados con ligeras huellas de alteración y augitas prácticamente incoloras en cristales subidiomorfos, a veces con formas prismáticas apuntadas, mostrando huellas de mayor alteración que los olivinos.

En la fracción limo se presenta la misma tendencia antes apuntada: predominio de piroxenos en el segundo secum del segundo perfil y abundancia de cuarzo en el resto de las muestras, lo que implica evidentemente una contaminación a partir de áreas metamórficas próximas constituidas principalmente por cuarcitas. De hecho es escasa la contaminación por minerales micáceos en la fracción arena o en los limos.

## MINERALOGIA DE ARCILLAS

Contrastando con lo reseñado en el apartado anterior, los constituyentes minerales de la fracción inferior a  $2 \mu$  son muy similares en todas las muestras, sin que podamos establecer diferencias entre los dos secum del perfil 2 o de algunos de ellos con el perfil 1. Se observan en todos los diagramas de polvo pequeñas reflexiones correspondientes al cuarzo, además de las pertenecientes a minerales de la arcilla. En el horizonte IIC<sub>cam</sub> se presenta también calcita.

Al estudiar los diagramas de muestras orientadas saturadas en magnesio (fig. 1) destaca la presencia mayoritaria de minerales esmectíticos, con líneas de difracción a 15.7 Å que expanden a 18 Å tras la solvatación con etilenglicol. El espaciado  $d_{060}$  a 1.50 Å (fig. 2) manifiesta claramente el carácter dioctaédrico de estas esmectitas. El colapso parcial en la muestra potásica y el total

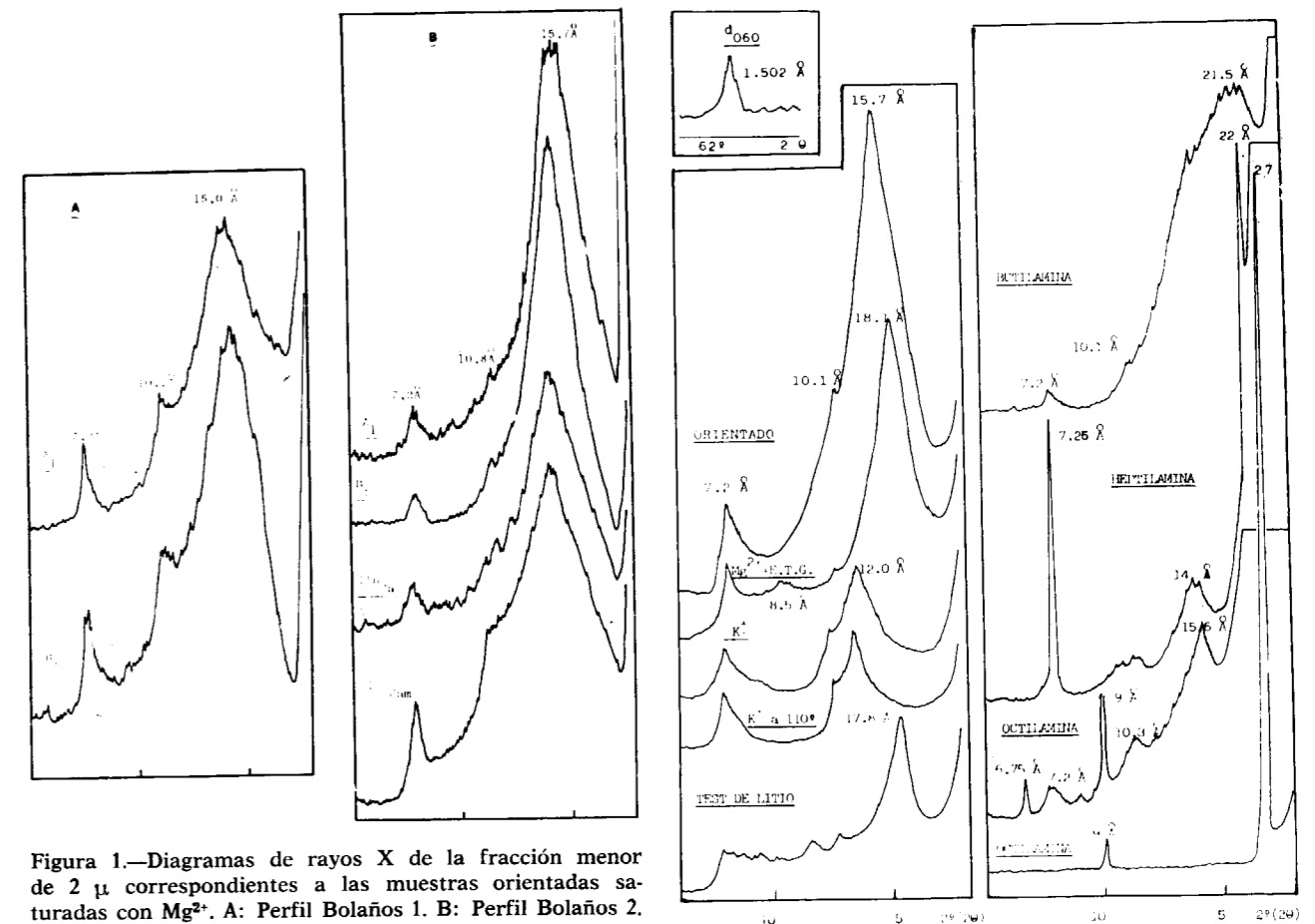


Figura 1.—Diagramas de rayos X de la fracción menor de  $2 \mu$  correspondientes a las muestras orientadas saturadas con  $Mg^{2+}$ . A: Perfil Bolaños 1. B: Perfil Bolaños 2.

en la calcinada a  $550^\circ C$  implica la inexistencia de fases cloríticas.

Al realizar el tratamiento de Greene-Kelly hay una expansión por encima de 18 Å que evidencia el carácter beidellítico de la esmectita. Esto viene corroborado por los análisis químicos de la fracción inferior a  $2 \mu$  (Tabla 2), en la que se ve que el porcentaje de  $Al_2O_3$  oscila entre 16.6 y 22.2 por 100, siendo el de  $MgO$ , bajo (1.7 - 3.8%).

Otros constituyentes minerales de la fracción arcilla son los filosilicatos 1:1, que presentan picos de difracción de marcada asimetría a 7.2 Å, que desaparecen al calentar a  $550^\circ C$ . En el estudio por medio del TEM no se han observado caolinitas y sí en cambio haloisitas, presentando morfologías glomerulares en distintos grados de arrollamiento (foto 1). Los picos a 10,1 Å que aparecen en los orientados magnésicos persisten par-

Figura 2.—Diagramas de rayos X correspondientes a los tratamientos realizados en la fracción menor de  $2 \mu$  del horizonte B<sub>t</sub> (perfil Bolaños 2).

cialmente al calentar a  $110^\circ C$ , por lo que además de haloisita a 10 Å hay que pensar en la existencia de pequeñas cantidades de illita, lo que se confirma por los porcentajes de  $K_2O$  (0,8 - 1,6%) en los análisis químicos (Tabla 2).

A la vista de los diferentes tratamientos destacan una serie de reflexiones entre 11 y 14 Å, lo que nos induce a pensar en la existencia de posibles interestratificados irregulares entre haloisita y beidellita. El tratamiento con líquidos orgánicos habituales: DMSO, hidrazina, formamida y disolución de AcK 6,5 N (CHURCHMAN, 1984) no permite una mejor resolución debido a la formación de complejos con la beidellita. Por ello, hemos recurrido al tratamiento con aminas alifáticas

**TABLA 2**  
Análisis químicos totales (fracción <2 μ)

Perfil	Horizonte	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Total
Bolaños 1	A <sub>1</sub> ... ..	40,5	17,5	6,9	5,2	2,3	1,6	0,8	23,4	98,2
	B <sub>t</sub> ... ..	36,2	22,2	8,3	3,5	1,8	1,6	0,6	23,1	97,4
Bolaños 2	A <sub>1</sub> ... ..	52,2	19,2	8,1	4,6	3,5	1,1	0,5	12,5	101,7
	B <sub>t</sub> ... ..	50,4	17,1	5,7	3,2	1,7	1,0	1,3	21,4	101,8
	IIBC <sub>a</sub> ... ..	45,5	16,6	5,8	6,0	3,1	0,9	0,7	20,3	98,9
	IIC <sub>am</sub> ... ..	47,9	18,0	5,7	5,1	3,8	0,8	0,8	20,1	102,2

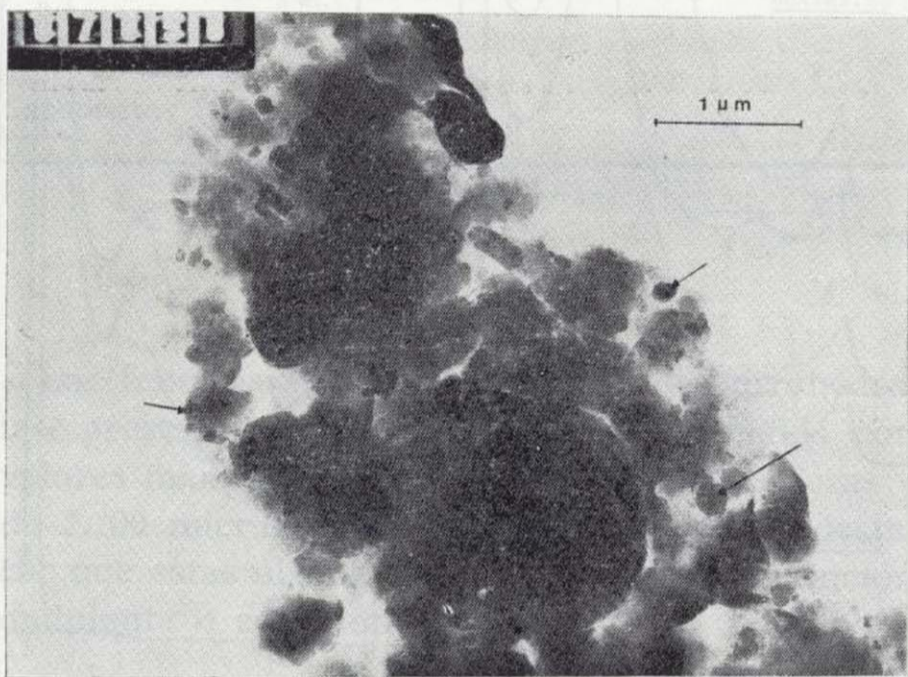


Foto 1.—Microfotografía (T. E. M.) de la fracción menor de 2 μm del horizonte B<sub>t</sub> del perfil 2. Se observan abundantes formas algodonosas de beidellitas, asociadas a haloisitas esferoidales de muy pequeño tamaño (<0,2 μm) indicadas por flechas (Barra: 1 μm).

(ARAGONESES et al., 1987) a fin de desplazar el primer orden de las beidellitas dejando libre la zona comprendida entre 12 y 20 Å. Como puede observarse en la figura 2, tras la solvatación con butilamina se expande la beidellita dando una banda alrededor de 20 Å. Esta expansión, dado además que la reflexión se extiende a la amplia zona que puede verse en la figura no es suficiente para que la región 12-20 Å pueda ser bien estudiada.

Por lo que respecta al tratamiento con heptilamina, el primer orden de la beidellita se desplaza a 22 Å, dando una reflexión muy aguda. La haloisita permanece a 7.2 Å, aunque en este caso se solapa con el tercer orden de la beidellita y

se presenta una banda de difracción en torno a los 14 Å.

Tras la solvatación con octilamina, los resultados son mucho mejores: la beidellita expande muy claramente a 27 Å y las fases haloisíticas presentan un comportamiento similar al descrito en el apartado anterior, siendo ahora posible distinguir su reflexión asimétrica a 7.2 Å, al no solaparse ésta con el tercer orden de las beidellitas que aparece ahora a 8,9 Å. La reflexión a 14 Å del tratamiento anterior se desplaza hasta 15,6 Å.

**DISCUSION DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES**

Como hemos visto, las fracciones arena y limo del primer perfil y del primer secum del segundo muestran una clara influencia de las áreas cuarcílicas próximas, en tanto que en el segundo secum estas fracciones se relacionan más directamente con la mineralogía de la roca volcánica por nosotros estudiada.

No ocurre lo mismo con las arcillas, que muestran alta homogeneidad en cuanto a sus componentes minerales, siendo además similares a las estudiadas por nosotros en otras zonas del Campo de Calatrava (MARTÍN DE VIDALES et al., 1983).

Otro hecho importante es la presencia de un horizonte petrocálcico en la base del segundo perfil. Como se ha indicado en el estudio petrológico, la roca presenta características de carbonatación tardía más bien que procesos de alteración de minerales cálcicos. La removilización y acumulación de estos carbonatos durante los procesos eda-

**TABLA 2**  
**Análisis químicos totales (fracción <2 μ)**

Perfil	Horizonte	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Total
Bolaños 1	A <sub>1</sub> ... ..	40,5	17,5	6,9	5,2	2,3	1,6	0,8	23,4	98,2
	B <sub>t</sub> ... ..	36,2	22,2	8,3	3,5	1,8	1,6	0,6	23,1	97,4
Bolaños 2	A <sub>1</sub> ... ..	52,2	19,2	8,1	4,6	3,5	1,1	0,5	12,5	101,7
	B <sub>t</sub> ... ..	50,4	17,1	5,7	3,2	1,7	1,0	1,3	21,4	101,8
	IIBC <sub>a</sub> ... ..	45,5	16,6	5,8	6,0	3,1	0,9	0,7	20,3	98,9
	IIC <sub>cam</sub> ... ..	47,9	18,0	5,7	5,1	3,8	0,8	0,8	20,1	102,2

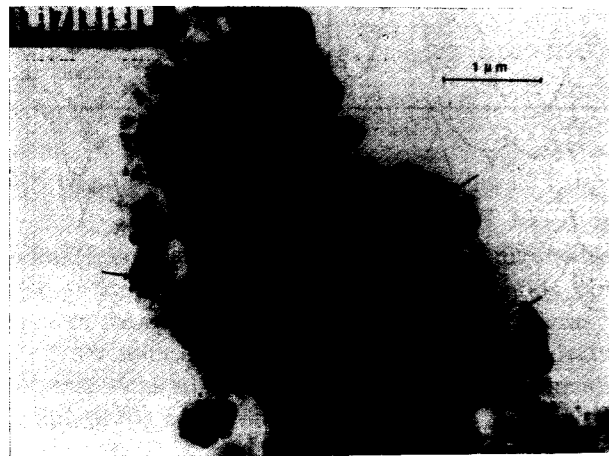


Foto 1.—Microfotografía (T. E. M.) de la fracción menor de 2 μm del horizonte B<sub>t</sub> del perfil 2. Se observan abundantes formas algodonosas de beidellitas, asociadas a haloisitas esferoidales de muy pequeño tamaño (<0,2 μm) indicadas por flechas (Barra: 1 μm).

(ARAGONESES et al., 1987) a fin de desplazar el primer orden de las beidellitas dejando libre la zona comprendida entre 12 y 20 Å. Como puede observarse en la figura 2, tras la solvatación con butilamina se expande la beidellita dando una banda alrededor de 20 Å. Esta expansión, dado además que la reflexión se extiende a la amplia zona que puede verse en la figura no es suficiente para que la región 12-20 Å pueda ser bien estudiada.

Por lo que respecta al tratamiento con heptilamina, el primer orden de la beidellita se desplaza a 22 Å, dando una reflexión muy aguda. La haloisita permanece a 7.2 Å, aunque en este caso se solapa con el tercer orden de la beidellita y

se presenta una banda de difracción en torno a los 14 Å.

Tras la solvatación con octilamina, los resultados son mucho mejores: la beidellita expande muy claramente a 27 Å y las fases haloisíticas presentan un comportamiento similar al descrito en el apartado anterior, siendo ahora posible distinguir su reflexión asimétrica a 7.2 Å, al no solaparse ésta con el tercer orden de las beidellitas que aparece ahora a 8,9 Å. La reflexión a 14 Å del tratamiento anterior se desplaza hasta 15,6 Å.

#### DISCUSION DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Como hemos visto, las fracciones arena y limo del primer perfil y del primer secum del segundo muestran una clara influencia de las áreas cuarcícticas próximas, en tanto que en el segundo secum estas fracciones se relacionan más directamente con la mineralogía de la roca volcánica por nosotros estudiada.

No ocurre lo mismo con las arcillas, que muestran alta homogeneidad en cuanto a sus componentes minerales, siendo además similares a las estudiadas por nosotros en otras zonas del Campo de Calatrava (MARTÍN DE VIDALES et al., 1983).

Otro hecho importante es la presencia de un horizonte petrocálcico en la base del segundo perfil. Como se ha indicado en el estudio petrológico, la roca presenta características de carbonatación tardía más bien que procesos de alteración de minerales cálcicos. La removilización y acumulación de estos carbonatos durante los procesos eda-

fogenéticos da lugar a la formación de la costra caliza.

En cuanto a la fracción arcilla, hemos observado en nuestro trabajo los siguientes minerales:

a) Beidellitas caracterizadas por la reflexión a 15.7 Å y los hinchamientos por encima de 18 Å al solvatar con etilenglicol, butil, heptil y octilamina.

b) Haloisita, fundamentalmente deshidratada 7.2 Å, que da lugar a una banda ancha tras solvatar con etilenglicol y no muestra apenas variaciones en los tratamientos con aminas alifáticas.

c) Espaciados entre 10 y 13 Å que pasan a 14 Å al tratar con heptilamina y a 15.6 con octilamina y que interpretamos como correspondientes a un interestratificado irregular haloisita-beidellita, con una proporción aproximada de ambos componentes del 45 por 100 de beidellita y 55 por 100 de haloisita, de acuerdo con las posiciones correspondientes al interestratificado en cada uno de los tratamientos.

Este interestratificado presenta similitudes con el identificado por QUANTIN y RAMBAUD (1986) en condiciones de alteración diferentes: andosoles bajo clima tropical. WADA y KAKUTO (1985) describen un mineral al que denominan haloisita embrionaria, constituido por un edificio cristalino formado por haloisita y beidellita dispuestas al azar. Las hipótesis de estos autores parecen quedar confirmadas por nuestros resultados experimentales.

Hay que añadir la existencia en esta fracción de pequeñas cantidades de cuarzo e ilita que achacamos a la contaminación a partir de áreas metamórficas próximas, así como de calcita en el caso particular del horizonte C<sub>cam</sub> del perfil II.

El hecho más significativo en cuanto al quimismo de los minerales de la arcilla es su carácter altamente aluminico y muy bajo en magnesio, en contra de lo que cabría esperar de la composición mineralógica de la roca. Dado que las áreas metamórficas circundantes no influyen de modo importante en la mineralogía de la arcilla, posiblemente por su carácter casi exclusivamente cuarcíctico, la explicación hay que buscarla en la alteración que afecta de manera primordial a nefelina y melilita, alteración favorecida por el pequeño tamaño de estos dos minerales en la roca.

Las condiciones climáticas altamente xerofíticas, unido a la ligera basicidad del medio (pH=8) dan lugar, a medida que los procesos de alteración avanzan, a una elevada actividad de la sílice en fase acuosa (H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>), así como a la liberación de aluminio en forma de AlO<sub>2</sub><sup>-</sup><sub>aq</sub> y fases geliformes. Estos constituyentes se reorganizan provocando la neoformación de arcillas aluminicas con elevados porcentajes de sílice, en este caso de beidellitas.

La presencia de haloisitas debe encontrarse relacionada con los estados iniciales de la alteración de nefelina y melilita, dado que, como señala HOLDREN (1983), la actividad de la sílice en solución determina los contenidos en sílice de las fases sólidas neoformadas, teniendo el pH una importancia secundaria en la determinación de la composición de los precipitados.

Por otra parte, aquellos silicatos que presentan estructuras con sustituciones de aluminio tetraédrico, como melilita y nefelina se alteran vía fase amorfa a silicatos laminares dioctaédricos (EGGLETON and SMITH, 1983), en nuestro caso beidellita y haloisita.

En cuanto al hierro, procedente de la exolución a partir de los minerales ferromagnesianos, precipita con gran rapidez en forma de oxi-hidróxidos amorfos. Así, pues, este elemento se encuentra siempre controlado por la fase sólida del suelo.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. Jesús Galván, del CSIC, por el estudio al microscopio electrónico de transmisión, y a los señores Holgado y Limia por su colaboración.

#### BIBLIOGRAFIA

ANCOHEA, E. (1983): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis doctoral 203/83. Editorial de la Universidad Complutense. Madrid.

ARAGONESES, F.; CASAS, J., y MARTÍN DE VIDALES, J. L. (1987): *Empleo de aminas alifáticas en el estudio de asociaciones haloisita-esmectita en suelos*. Anal. Edaf. y Agrobiol. (en prensa).

CHURCHMAN, G. J.; WHITTON, J. S.; CLARIAGE, G. G. C., and

- THENG, B. K. G. (1984): *Intercalation method using formamide for differentiating halloysite from kaolinite*. Clays Clay Miner., 32, 241-248.
- EGGLETON, R. A., and SMITH, K. L. (1983): *Silicate alteration mechanisms*. Sci. Geol. Mém., 71, 45-51.
- GREENE-KELLY, R. (1953): *Identification of montmorillonoids*. J. Soil. Sci., 4, 233-237.
- HOLDREN, G. R. (1983): *The composition of early formed aluminosilicate precipitates: results from simulated feldspar dissolution studies*. Sci. Geol. Mém., 71, 71-84.
- JACKSON, M. L. (1975): *Soil Chemical Analysis*, 714 pp. Madison. U. S. A.
- MARTÍN DE VIDALES, J. L.; SANZ, J.; CASAS, J., y HOYOS, M. A. (1983): *Procesos de alteración, génesis y estabilidad mineral de suelos volcánicos (Volcán de Piedrabuena, Ciudad Real)*. IV. *Mineralogía y génesis de las arcillas*. Anal. Edaf. y Agrob., XLII, 1463-1483.
- MARTÍN DE VIDALES, J. L.; SANZ, J.; GUIJARRO, R.; HOYOS, M. A., and CASAS, J. (1985): *Smectite origins in the volcanic soils of Calatrava Region (Central Spain)*. 5th Meeting of the European Clay Groups, Prague, 465-470.
- QUANTIN, P., and RAMBAUD, D. (1986): *Genesis of spherical halloysite from basaltic ash, at Ambrim (Vanuatu)*. Abstracts of Proceeding Geochemistry of the earth surface and Processes of mineral formation. Granada (Spain), 212.
- VIZCAÍNO, C.; GARCÍA GONZÁLEZ, M. T., y GARCÍA VICENTE, J. (1979): *Suelos volcánicos españoles*. Anal. Edaf. y Agrobiol., XXXVIII, 431-445.
- WADA, K., and KAKUTO, Y. (1985): *Embryonic halloysites in Equatorial Soils derived from volcanic ash*. Soil. Sci. Am. J., 49, 1309-1318.

Recibido: Noviembre de 1987.

# INFORMACION

## Mineros destacados del Siglo XIX Ramón Rua Figueroa y Fraga (1825-1875)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

La obra titulada «Apuntes para una biblioteca española», referente a libros, folletos y artículos, impresos y manuscritos, relativos al conocimiento y explotación de las riquezas minerales y a sus ciencias auxiliares, de la que son autores dos prestigiosos ingenieros de minas, Eugenio Maffei y Ramón Rua Figueroa, elaborados durante diecisiete años (1857-1874), con 5.000 referencias, editada en Madrid en dos tomos (1871 y 1872), con 1224 páginas, es un mérito suficiente para incluir a sus autores en esta serie de biografías que estamos publicando. Estas referencias abarcan: la mineralogía y la geología en todas sus aplicaciones; la hidrogeología; la química analítica, docimástica y metalúrgica; la legislación y estadística mineras; memorias e informes acerca de estos ramos del saber humano, concernientes a la Península y a nuestras antiguas posesiones de ultramar. Cada reseña de la mayoría de las obras, va acompañada de un resumen biográfico de su autor.

La biografía de Maffei está preparada para su publicación en el número próximo de este Boletín.

### 1. ANTECEDENTES FAMILIARES

Nació en Santiago de Compostela, como sus hermanos, de una familia liberal (25 de abril de 1825), por lo que al poco de nacer Ramón, tuvo que emigrar su padre, quedando al cuidado de su hermano Manuel, distinguido jurisconsulto. Otro de los hermanos, José (22 de mayo de 1820) estudió medicina en Santiago, actuando más como periodista. Escribió algunos artículos, con los que tuvo dificultades con la Iglesia católica. Gran luchador progresista, sufrió destierro y cárceles, falleciendo joven (22 de mayo de 1855).

Su padre, procedía de una de las ramas de la familia de los Figueroa, considerada entre las de mayor nobleza de Galicia, y su madre de la ilustre familia de los Fraga, de origen portugués.

Estos antecedentes lo formaron durante su juventud en un ambiente liberal, apreciable en todos sus escritos y en las múltiples biografías de que fue autor.

### 2. PRIMEROS ESTUDIOS

Inicia los primeros estudios en Santiago, continuados en La Coruña. Por decisión de su hermano Manuel, corrector escritor, quien le inculcó la afición a la literatura, destacando por su afición a la poesía, destacando como poeta del Parnaso galaico. Como con la literatura no se podía vivir, y dadas sus cualidades, lo matriculó su hermano, de acuerdo con su padre, en el Consulado de comercio de La Coruña, con el objeto de prepararse para su ingreso en la escuela de arquitectura de Madrid. Las matemáticas las estudió con el célebre y prestigioso profesor Benito María Sotelo, del que fue discípulo preceptor, encargándole el repaso de las lecciones de su cátedra, lo que hizo Rua Figueroa, con gran competencia. Ganó en 1841 varios premios de aquel centro docente, dando por terminada la preparación en 1845.

### 3. ESTUDIOS SUPERIORES

Traslada su residencia a la corte (1845), con cartas de recomendación de Manuel para un ilustre economista corruñés, Ramón de la Sagra (1798-1871), destacado progresista, y para el santiagués Casiano de Prado y Valle (1797-1866), compañero de estudios de la Sagra. Prado fue también un destacado progresista, tuvo dificultades con el Santo Oficio, e incluso pasó más de 400 días en la cárcel. Cuando todavía estaba reciente su renuncia (junio de 1844) a la inspección de minas de Galicia y Asturias, escribe a Ramón. Ambos intelectuales le aconsejaron cambiase su orientación y en lugar de estudiar arquitectura, hiciese el ingreso en la Escuela de Ingenieros de Minas, quedando incorporado a la promoción de 1845, figurando con el número 347 en la relación general de ingenieros de minas.

La decisión del cambio de carrera recibió el beneplácito de su padre, contando en todo momento con la ayuda de su hermano Manuel, finalizando brillantemente su carrera en el año 1850.

4. LABOR PROFESIONAL

Terminados los estudios pasa (enero de 1851) a realizar las prácticas reglamentarias en el establecimiento mine-rometalúrgico de Riotinto, con la desaparecida categoría de ingeniero sexto, iniciando con este motivo una serie de artículos sobre este importante centro. Pasa (junio de 1852) a continuar las prácticas al establecimiento minero de Linares.

Por la reorganización del Cuerpo de Minas (9 de marzo de 1853) lo nombran ingeniero segundo con el número 22 de los de esta clase.

Recibe una oferta para trabajar en la industria, aceptada con entusiasmo, y solicita (octubre de 1853) licencia por un año para dirigir las minas de la sociedad «Las Maravillas», en el término de Montejo (Madrid). Figura en 1854 con licencia para actividades particulares en Buitrago. En febrero de este año fueron pensionados los ingenieros Fernando Bernáldez y Genda (Badajoz, 1827; Madrid, 1889) y Juan Pablo Lasala (Madrid, 1825; Madrid, 1891), ambos de su promoción, para visitar varios distritos mineros de España y del extranjero, y estudiar los adelantos de la industria minera y metalúrgica, y entre ellos principalmente los del hierro, cobre y carbón. Fruto de estas visitas fueron las notables memorias presentadas sobre el particular. Como Rua Figueroa se abonaba todos los gastos de su peculio, dio por finalizada esta expedición (junio de 1855), regresando a Madrid.

Solicita volver a su tierra natal y (22 de agosto de 1855) lo destinan en comisión especial al distrito de La Coruña, para el estudio y descripción del estado de la industria minera y metalúrgica en Galicia, comisión finalizada a los pocos meses (7 de febrero de 1856), tema de varios artículos científicos.

Son nombrados Bernáldez y Rua Figueroa (7 de febrero de 1856) integrantes de una comisión para el estudio de las mejoras que debían introducirse en las minas de Almadén, así como la redacción de la oportuna propuesta. Finalizaron esta misión (marzo de 1867), redactan su memoria, muy valiosa por los datos que encierra, principalmente desde un punto de vista económico. Lo destinan (31 de octubre de 1856) como secretario y bibliotecario de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, y

no se incorporó a la Escuela hasta el 10 de marzo de 1857, fecha en que consideró terminada su misión en Almadén. Destinado Lino Peñuela y Fornesa (Barcelona, 1825; Madrid, 1878) como profesor de química general (19 de febrero de 1857), es propuesto por el director, Felipe Naranjo y Garza (Almadén, 1809; Madrid, 1877) para el destino que desempeñaba de jefe de los laboratorios a Rua Figueroa.

Ascendido a ingeniero primero (1859), fue nombrado (1 de abril de 1859) director de las minas de Riotinto. Además de las tareas de dirección, se ocupó del estudio de las técnicas de fundición que debían aplicarse a los minerales de mayor riqueza. También se ocupó activamente del criterio que debía seguirse en la aplicación de los impuestos sobre las minas de cobre de Huelva, lo que le mereció la felicitación de las principales empresas mineras.

El mayor contratiempo de su vida profesional fue el hundimiento de uno de los pocillos de la explotación de Riotinto, ocurrido en diciembre de 1863, ocasionándole graves y profundos disgustos, según la opinión de Maffei, causa de la iniciación de la decadencia de su salud.

Asciende a ingeniero jefe de segunda (10 de julio de 1864) y al año cesa como director de Riotinto (23 de agosto de 1865), para pasar destinado (septiembre de 1865) como Ingeniero Jefe del Distrito Minero de La Coruña.

En noviembre de 1868 lo destinan agregado a la Dirección General de Propiedades y Bienes del Estado, dependiente del Ministerio de Hacienda, con residencia en Madrid. Pasa destinado a la Junta General de Estadística (11 de agosto de 1870), al servicio del Instituto Geográfico y Catastral, puesto desempeñado cuando falleció (17 de diciembre de 1874), con la categoría de Ingeniero Jefe de primera clase, por ascenso, unos meses antes del óbito.

5. ACTIVIDADES DIVERSAS

Sus aficiones como escritor y poeta, así como las actividades políticas, siempre con ideas progresistas, destacaron en toda su vida.

Iniciada la faceta publicitaria en sus años estudiantiles, la continuó en 1850 con su trabajo «La cascada del Toja», con la colección de artículos y poesías titulada «Ayer» (1855), culminando con la obra mencionada al principio de esta biografía, en colaboración con Maffei. Durante su estancia en Madrid afecto a la Escuela de Ingenieros de Minas, dedicó muchas horas de trabajo en la redacción de la «Revista Minera», publicando artículos y notas, unos firmados y otros anónimos.

Tuvo una gran afición a los estudios históricos y arqueológicos, reuniendo una buena colección de cerámica, monetario, así como toda clase de objetos considerados como raros o antiguos, por lo que fue nombrado (marzo de 1867) Miembro Correspondiente de la «Academia de arqueología y geografía del Príncipe Alfonso».

Sus aficiones a los viajes le animaron (agosto de 1867) a visitar a su costa la exposición universal de París.

En las elecciones a diputados provinciales de La Coruña (octubre de 1868) fue elegido con votación francamente favorable a su favor, época de la publicación de un número elevado de artículos políticos en la prensa local, principalmente en «La Correspondencia de Galicia». Con su destino a Madrid cesó en sus actividades políticas, en parte por su desengaño ideológico.

La única comisión oficial en el extranjero fue (1873) como jurado español de la «Exposición universal de la Industria», celebrada en Viena.

Al fallecer dejó un importante número de trabajos iniciados, así como muchos datos recopilados, para publicaciones posibles.

Estuvo casado con Carmen Guzmán y García, natural de Madrid, la cual después del fallecimiento trasladó su residencia a Badajoz, donde tenían intereses, falleciendo en dicha capital de provincia.

En la nota necrológica publicada por Maffei como anónima en la «Revista Minera» (18 de diciembre de 1874) dice: «Conquistó gran concepto como Ingeniero, como Estadista y como escritor. Sus trabajos llevan el sello de la ciencia y el carácter de su aplicación inmediata a objetos útiles, ya administrativos, científicos o industriales; y descollando en ellos un espíritu profundamente observador y analítico, luce a cada paso la viveza y fogosidad de una robusta imaginación. Elevados conceptos: correcta dicción, galanas frases y novedad de ideas constituyen el estilo de las obras de Rua Figueroa».

6. RICARDO RUA FIGUEROA Y GUZMAN (1859-1914)

Hijo de Ramón Rua Figueroa y Ramos y de Carmen Guzmán y García, nació en Madrid (10 de enero de 1859) cuando su padre estaba incorporado al claustro de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas.

Criado en el ambiente minero, decide cursar la carrera de su padre, ya fallecido, ingresando en la promoción de 1880, figura con el número 677 en la relación general de ingenieros de minas. Finalizó la carrera (31 de octu-

bre de 1885) con la calificación de bueno. Dedicaba sus actividades a la industria particular, hasta su ingreso en el Cuerpo de Ingenieros de Minas (18 de julio de 1887) con la categoría de Ingeniero segundo, pasando destinado al Distrito Minero de Ciudad Real, habiendo residido en Huelva durante su condición de Ingeniero aspirante. Pasó (1889) al Distrito Minero de Badajoz. En el ascenso siguiente, lo destinan a Huelva, donde falleció (20 de enero de 1914) como Ingeniero Jefe de aquel Distrito Minero.

7. RICARDO RUA FIGUEROA Y BIAVA (1892-1940)

Hijo de Ricardo Rua Figueroa y Guzmán y de la portuguesa Clotilde Biava y Bonet, natural de Grandola (1862), hija de Nicolás Biava y Gianeti, natural de Turín, y de Salvadora Bonet de Guadalajara, nace en Badajoz (5 de febrero de 1892) cuando su padre estaba destinado como Ingeniero en el Distrito Minero de Badajoz.

Al igual que su padre, siente la afición a la minería y decide prepararse para el ingreso en la Escuela Especial de Minas.

Cursados los primeros estudios en Badajoz, inicia en Madrid la preparación para ingreso en la Escuela de Minas (curso 1907-1908), ingresando en la convocatoria del curs 1909-1910, figurando en la relación general con el número 1.268, finalizando la carrera, al quinto curso, con la calificación de bueno (15 de junio de 1916).

Durante su tiempo de aspirante a ingreso en el Cuerpo Nacional de Ingenieros de Minas estuvo destinado en la Sociedad Metalúrgica Duro-Felguera, en Sama de Langreo.

En su vida oficial estuvo destinado en el Distrito Minero de Huelva, donde falleció (1940).

*Madrid 5 de Mayo de 1907*  
*Ricardo Rua-Figueroa y Biava*

8. PRINCIPALES PUBLICACIONES DE RAMON RUA FIGUEROA

«La Cascada del Teja». Sem. Pintoresco Español. XV, 1850, pág. 292.

«Paso del Ulla en San Juan de Cova». Sem. Pintoresco Español. XV, 1850, pág. 297.

«Observaciones sobre la explotación de los minerales de cobre de las minas de Riotinto». Rev. Minera núm. 11, 1851, pág. 425.

«Estudio compativo entre los métodos de cementación

*No habiendo otro asunto de que ocuparse, se dió por terminada la sesion de que yo el Sr. D. certifico.*  
*D. P. B.*  
*Naranjo*  
*Rua Figueroa*  
*Sesion extraordinaria del 20 de Marzo de 1857.*

artificial y fundición, aplicados a los minerales de cobre de Riotinto». Rev. Minera núm. 111, 1852, pág. 16.

«Estado de la minería en la provincia de Huelva». Revista Minera núm. 111, 1852, pág. 513.

«Consideraciones teórico-prácticas sobre la metalurgia del plomo de Linares». Rev. Min. IV, 1853, pág. 358.

«Comparación entre el sistema de cementación artificial y el titulado electroquímico del señor La Cerda». Revista Minera, IV, 1853, pág. 437.

«Procedimiento de Mr. Brankart para el beneficio de los minerales de hierro piritoso». Rev. Minera, V, 1854, página 120.

«Necesidad de trabajos de investigación y probabilidades de buen éxito en las minas de Riotinto». Rev. Minera, V, 1854, pág. 129.

«Influencia del galbanismo en la conservación de los metales». Rev. Minera, V, 1854, pág. 284.

«Estudio sobre el beneficio de los minerales de hierro de Málaga y Marbella», en colaboración con Fernando Bernáldez y Juan Pablo Lasala. Rev. Minera, V, 1854, páginas, 627, 657, 692.

«Estudio sobre la explotación de la hulla y beneficio de los minerales de hierro en Sabero». En colaboración con Fernando Bernáldez y Juan Pablo Lasala. Rev. Minera, V, 1854, págs. 720 y 743.

«Apuntes sobre la fábrica de hierro y acero de Mieres y la Barzana (Pola de Lena) y explotación de la hulla que en ellas se emplea». En colaboración con Fernando Bernáldez y Juan Pablo Lasala. Rev. Minera, VI, 1855, página 171.

«Visita a la fábrica nacional de fundición de Trubia». En colaboración con Fernando Bernáldez y Juan Pablo Lasala. Rev. Minera, VI, 1855, págs. 193, 225, 257.

«Consideraciones sobre la explotación, estado actual y porvenir de las capas de hulla en la provincia de Asturias». En colaboración con Fernando Bernáldez y Juan Pablo Lasala. Rev. Minera, VI, 1855, págs. 306 y 327.

«Preparación mecánica de los minerales. Mesas de esoba giratorias». Rev. Minera, VI, 1855, pág. 390.

«Estudio sobre las minas de carbón del departamento del norte de Francia». En colaboración con Fernando Bernáldez y Juan Pablo Lasala. Rev. Minera, VI, 1855, páginas 367 y 397.

«Minas de Ransbeck y Ostwig (Wesphalia)». Rev. Minera, VI, 1855, pág. 626.

«Ayer. Colección de artículos y poesías». La Coruña, 1855.

«Noticia sobre la explotación del criadero de Rammelsberg (Harz) y beneficio de los minerales de cobre procedentes del mismo». Rev. Minera, VII, 1856, págs. 215, 241, 305, 339 y 369.

«Sobre la protección a la industria del hierro». Revista Minera, VII, 1856, pág. 593.

«Obstáculos que se oponen al desarrollo de la industria minera». Rev. Peninsular Ultramarina, Madrid, 21 de septiembre de 1857, pág. 341.

«¿Cuáles serán los resultados de la exposición agrícola?». Rev. peninsular ultramarina. Madrid, 21 de septiembre de 1857, pág. 273.

«Economía industrial. Mechas de seguridad de Bickford». Rev. Minera, VIII, 1857, pág. 196.

«Apuntes sobre la fábrica de cañones de Lieja y consideraciones generales sobre las funciones aplicadas a esta manufactura». En colaboración con José Monasterio. Revista Minera, VIII, 1857, pág. 446.

«Memoria sobre un nuevo procedimiento para el beneficio de los minerales de cobre de E. Pettitgand». Revista Minera, IX, 1858, pág. 112.

«Procedimientos metalúrgicos modernos». Rev. Minera, IX, 1858, pág. 193.

«Noticia sobre la fábrica de copería y antigua casa de la moneda de Jubia». Rev. Minera, IX, 1858, págs. 368, 433, 465 y 499.

«Nota sobre el tratamiento metalúrgico de los minerales de cinc en Bélgica». En colaboración con Carlos María de Otero. Rev. Minera, IX, 1858, págs. 529 y 593.

«Memoria sobre las minas de Almadén y Almadenejos». Extracto de la escrita por R. O. de S. M. en colaboración con Fernando Bernáldez. Madrid, 1861, 4.º mayor, 327 páginas, 27 estados, 2 láminas.

«Ligero examen del artículo 10 del nuevo proyecto de ley de minas en sus relaciones con la economía política». Revista Minera, X, 1859, pág. 109.

«Notas sobre la fábrica de fundición de Sargadelos (Galicia)». Rev. Minera, X, 1859, pág. 201.

«Análisis de algunas calizas hidráulicas recogidas en diferentes puntos de nuestra Península». Rev. Minera, X, 1859, pág. 594.

«Ensayo sobre la historia de las minas de Riotinto». Madrid, 1859, en 4.º, 320 págs.

«Impuestos sobre las minas de cobre de la provincia de Huelva». Rev. Minera, XII, 1861, pág. 209.

«Reseña sobre la historia, la administración y la producción de las minas de Almadén y Almadenejos». En colaboración con Fernando Bernáldez. Rev. Minera, XIII, 1862, págs. 3, 33, 76, 161, 193, 289, 385, 417, 481, 524 y 568.

«Situación industrial en Méjico en 1859». Rev. Minera, XIII, 1862, pág. 144.

«Estadística industrial. Observaciones sobre una circular de la Junta General de Estadística». Rev. Minera, XIII, 1862, pág. 699.

«Producción mineral del Reino Unido en los años 1859, 1860 y 1861». Rev. Minera, XIV, 1863, pág. 229.

«Los ingenieros en prácticas en las minas del Estado». Revista Minera, XIV, 1863, pág. 463.

«Composición de un vidrio de la época romana». Rev. Minera, XV, 1864, pág. 45.

«Objeciones al artículo. Observaciones sobre los cobres de la provincia de Huelva y tratamiento de los productos de la cementación». Rev. Minera, XV, 1864, pág. 337.

«Mármoles de Galicia. El Miño». Vigo, 27 de noviembre de 1867.

«Minas de Riotinto. Estudios sobre la explotación y el beneficio de sus minerales». Coruña, 1868, en 4.º, 304 páginas.

«La industria minera en Galicia». El Herculano. Almanaque de Galicia para 1869, Coruña, 1868, pág. 98.

«Las minas explotadas por el estado». «La república Ibérica: diario político», números del 11, 14 y 16 de diciembre de 1869.

Una página al diccionario de bibliografía agronómica del ilustrísimo señor don Braulio Antón Ramírez «El Progreso Agrícola», números 9, 10 y 15 al 31 de marzo de 1869.

Informe de la sociedad minera «Palacios y Golondrinas». En colaboración con Amalio Maestre. Madrid, 1875.

«El transporte aéreo. Noticia sobre la prioridad de esta invención». Rev. Minera, XXI, 1870, pág. 156.

«La producción y exportación minero-metalúrgica de España en 1867». Rev. Minera, XXII, 1871, pág. 9.

«La producción y exportación minero-metalúrgica en 1868». Rev. Minera, XXIII, 1872, pág. 129.

«Metalúrgica del azogue». Rev. Minera, XXV, 1874, página 11.

«La minería y metalurgia española en la Exposición universal de Viena». Rev. Minera, XXV, 1874, págs. 97, 121, 193 y 217.

## 9. BIBLIOGRAFIA

Anónimo: *Libros de actas de las sesiones de las Juntas de profesores de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas*. Madrid, Inicia en 1849.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *La enseñanza de la minería en el mundo hispánico. Notas históricas*. Madrid, 1979, 200 págs.

MAFFEI Y RAMOS, Eugenio: *Centenario de la Escuela de Minas de España (1777-1877)*. Madrid, 1877, 300 págs.

## El naturalista Miguel Fuertes Loren

### Su obra geológica y minera

Por J. FUERTES MARCUELLO

La ciudad de Daroca ha tenido y tiene hijos preclaros que han aportado a las ramas del saber sus conocimientos, de tal forma que han dejado «huella» profunda allende las fronteras en los campos de su especialidad. Uno de estos hijos fue el célebre maestro Pedro Sánchez Ciruelo, más conocido como Maestro Ciruelo, y al que se debe la expresión de «sabes más que el Maestro Ciruelo»; vivió en el siglo XVI, y desarrolló su actividad docente de Matemáticas en las universidades de París, Alcalá de Henares y Salamanca.

Más cercano a nosotros es Miguel Fuertes Loren, naturalista con grandes conocimientos de Botánica y Geología. Como botánico su labor fue extraordinaria, y son muchas las ciudades europeas y americanas que en los herbarios de sus museos botánicos disponen de buenas colecciones de plantas dominicanas recolectadas y estudiadas por él, algunas de las cuales incluso llevan su nombre.

Sus trabajos geológicos y mineros son bastante más desconocidos que los botánicos; sin embargo, creemos que también fueron de gran interés, sobre todo porque se vieron coronados por el éxito. Hoy día siguen en explotación gran parte de las minas que él denunció e investigó su viabilidad.

Miguel Fuertes Loren nació en Daroca (Zaragoza), el 4 de agosto de 1871, hijo de agricultores con ascendencia darocense de varias generaciones. Hizo los estudios de primera y segunda enseñanza en el colegio de P. P. Escolapios de su ciudad natal. Realizó los estudios eclesiásticos de Filosofía (un año) en el seminario de Teruel, y los cuatro años de Teología en el de Zaragoza.

Se ordena sacerdote en 1895, incorporándose como coadjutor en la parroquia de Villafeliche (Zaragoza), y de aquí pasó a ser párroco durante dos años en Lechón, también en la provincia de Zaragoza.

A finales de 1898 marchó a Buenos Aires, donde permanece seis años, desplazándose durante una breve temporada del año 1903 a Montevideo por motivos de salud. Viene a España en 1905 para visitar a sus familiares, y de nuevo regresa a América, ahora a Perú, donde estuvo año y medio, y donde, según señalan algunos biógrafos, tuvo una cátedra de mineralogía en la Universidad de Lima.

Posteriormente marcha a Panamá, donde permanece poco más de un año al frente de la parroquia de Taboga, y de aquí marcha también como párroco a Ti-Arriba, cerca de Santiago de Cuba, en la isla de Cuba. Permanece en esta isla desde el 18 de abril de 1908 hasta el 28 de abril de 1909.

El 16 de mayo de 1909 llegó a Santo Domingo, y el 21 del mismo mes es nombrado párroco interino de Barahona, donde realizó su trabajo pastoral compaginándolo con el trabajo científico en Botánica y Geología. Permanece al frente de la parroquia, excepto unos meses de 1913, que viene a Europa acompañando al Arzobispo de Santo Domingo, Dr. Nouel, hasta el 9 de febrero de 1926, que sale para la capital, Santo Domingo, por motivos de salud, y donde el 4 de marzo del mismo año murió y fue enterrado al día siguiente en la iglesia del convento de dominicos.

Su obra podemos resumirla como sigue.

a) Botánica.—Poco tiempo después de llegar a Barahona se pone en contacto con el barón von Türckheim, y le acompaña en una excursión científica para recoger y clasificar plantas al sur de la nación, creando en él la inquietud de profundizar en esta rama de la ciencia, e iniciándole en este trabajo. Posteriormente, en el mismo año 1909, cumpliendo deseos del profesor Urban, de la Universidad de Berlín, realiza una excursión científica, aprove-

chando los conocimientos adquiridos para recoger plantas, que envió a Berlín, por la Cordillera Central, en las provincias de Barahona, Azua y Santo Domingo.

Siguió haciendo otras importantes excursiones científicas. En la realizada los meses de junio, julio y agosto del año 1912 asciende el día 6 de julio por primera vez, que se conociese desde el punto de vista científico, a las cumbres o cimas de la Paloma (2.700 m.) y de la Rucilla (2.856 m.), los dos puntos más altos de la isla.

El baremo de plantas recolectadas y estudiadas por el P. Fuertes en todas estas excursiones fue numeroso, más de 3.000 «specimens» en las provincias de Barahona, Azua y La Vega. Todas ellas se encuentran descritas por el Dr. Urban en su obra «*Symbolae Antillanae seu Fundamenta Indias Occidentalis VII, 2*» y en el «*Repertorium Specierum novarum regni vegetalis*».

La labor botánica del P. Fuertes ha quedado perpetuada además para siempre con los géneros Fuertesia y Fuertesella, y más de 200 plantas que también llevan su nombre. Las colecciones que preparó se encuentran en más de 20 museos de Europa y América, entre ellos el Field Museum de Chicago, el British Museum de Londres, el Jardín Botánico de New York, el Bohm Museum de Praga, el Hofmuseum de Viena y el National Museum de Washington. Desapareció en el año 1943, la colección más importante y completa del Museo Botánico de Berlín, la que había preparado para el Dr. Urban, debido al incendio que se produjo por los bombardeos en la última Guerra Mundial.

b) Geología y mineralogía.—Estos trabajos los empezó a desarrollar durante su estancia en Perú a través de la cátedra de mineralogía de la Universidad de Lima, y que le llevó a hacer varias excursiones científicas a la Cordillera Andina.

El 10 de noviembre de 1913 inició su actividad geológica y minera en la República Dominicana, con una expedición minera que le llevará más allá del cabo Beata, bordeando la península de Barahona por el sur. Otra excursión que realizó en esta época fue a la montaña que hay detrás del río de Las Damas, que bien puede ser la loma de las Iglesias (680 m.), loma Grande (580 m.) al suroeste de Duvergé, o quizá al valle del Puerto Escondido.

Resultado de estas excursiones fue la denuncia de una mina, y el descubrimiento de una fuente de aguas termales en el Alpargatal. Estos datos los recoge el P. Fuertes en una carta que dirige al Arzobispo de Santo Domingo, Dr. Nouel.

La expedición más importante fue la que realizó en el año 1916 a la Sierra de Bahoruco, comenzando el recorri-

do por Enriquillo, acompañado entre otros por un ingeniero francés, el Dr. Celler, que trabajaba al servicio del Estado durante veinte años. Esta excursión la describe el P. Fuertes en la carta que dirige al Dr. Nouel, arzobispo de Santo Domingo, que se conserva en los archivos del Arzobispado, y cuyo contenido es el siguiente:

«He acompañado a los señores que V. E. se dignó encomendarme, y aunque el viaje fue bastante molesto por el mal estado de caminos y la lluvia que nos sorprendió varias veces, cosas que a mí me tienen sin cuidado, sí lo sentí mucho por los compañeros de viaje, éste ha tenido para mí muchos atractivos y me ha dado mucha luz en lo que se refiere a la concesión Bahoruco.

El ingeniero Celler ha trabajado por espacio de veinte años por el Estado, basta y sobra esta afirmación para juzgar de su competencia, de la cual en lo poco que se me alcanza puedo dar testimonio; es verdaderamente sorprendente la extensión de terreno que abarca su mirada geológica para establecer concordancia de estratificaciones, superposición de capas, etc., asombra su rapidez en el manejo de la brújula y cuánto y qué claramente sabe hallar en sus manos. Este viaje ha tenido un complemento más halagüeño en la confirmación archiplena de mis afirmaciones.

Con respecto al cobre de Bahoruco me ha localizado el filón, su dirección, inclinación y potencia; calcula (y él dice que disminuye un 30 por 100 en sus afirmaciones) en 49 millones de metros cúbicos de mineral, solamente el de un filón; el otro no pudo verlo, el tiempo y más que todo el que yo no quise que bajase por un talud muy peligroso fue la razón.

De la otra parte, de la que siempre hablé a V. E., con tanto entusiasmo y que contiene el 33 por 100 de magnetita, etc., hemos podido comprobar la existencia probabilísima de 50 a 60 kilómetros con un espesor medio de 10 metros, esto lo digo yo, el ingeniero me dijo hoy que ya me diría mañana un cálculo de la cubicación. Se trata no de un filón, sino de una capa.

Hoy hemos hecho la denuncia de la concesión petrolífera; ha sido en mi nombre, por no tener poder de V. E. para hacerlo en el suyo. Dentro de ella está la fuente termal igual que la de Monte Catino, que yo quiero que sea de V. E. Manifestación petrolífera no hay ninguna, solamente caracteres que corresponden a esa formación de la que tienen pruebas en el otro lado de la montaña del Curro, es decir, de Azua. Todo lo que a esta nueva concesión se refiere lo dejo en manos de V. E., y en este sentido les doy a los señores Ponce de León y Celler carta firmada por mí mismo.»

*Remito una carta adjunta para Tijen.  
Mis afectos sinceros a todos. Menor capellán y servidor de V. E. que  
le pide reverente su bendición*

*Miguel Fuertes*

Más adelante, en la misma carta dice: «En este momento se recibe la noticia, cuando ya estaba hecha la denuncia, de que en Azua han declarado íntegra la provincia, abarcando parte de la de Barahona, lo cual es contra la ley, y, por consiguiente, da lugar a la oposición.» Y a punto de terminarla: «Hoy me dio la cubicación de la magnesita (Sr. Celler): representa billones de metros cúbicos.»

El 3 de enero de 1917 escribe de nuevo al señor Arzobispo y le dice: «Contando con el permiso que V. E. me ha dado de palabra para hacer exploraciones, hoy salgo para Euverge, donde necesito recoger unas muestras de grandes yacimientos de reciente descubrimiento para poder embarcarlos en la próxima semana que probablemente llevaré yo mismo a la capital.»

Más adelante, en esta misma carta, dice: «Vivo conforme aquí, consagrado al estudio de la provincia (se refiere a Barahona), que la quiero, lo que no se puede decir, y todos mis esfuerzos, pienso, no esté lejos el día de verlos coronados.»

El P. José Luis Sáez, S. J., en la biografía del P. Fuertes publicada el 1987, escribe: «Algún ha querido ver en el filón de cobre de que habla el P. Fuertes el mineral azul verdoso que, años después y no lejos del lugar de la exploración de 1916, se identificaría como pectolita que, una vez pulida, se convertiría en el conocido LARIMAR.» Sobre este mismo tema el P. José Luis Sáez, S. J., en su carta de abril de 1986, nos decía: «Un miembro del Museo de Historia Natural, descubrió que el P. Fuertes encontró por primera vez (nadie lo había visto desde el siglo XV) un mineral llamado pectolita, que hoy es una piedra preciosa para trabajos de joyería, y se denomina "LARIMAR", sumamente preciada. Por supuesto, también descubrió petróleo en varias regiones del sur del país, y otros minerales que ahora se están explotando.»

El inventario realizado en su domicilio a raíz de su muerte da a conocer por la documentación que tenía tanto en la biblioteca como en los diferentes legajos su gran vinculación con la Geología y la Mineralogía; son varios los volúmenes que tenía de Geología e igualmente de Mineralogía. Entre los legajos había varios sobre la

propiedad de diferentes minas en Bahoruco, Polo, Caimán y otras concesiones.

Igualmente debemos destacar el Laboratorio tan completo que tenía instalado en su domicilio, donde hacía los correspondientes análisis de los materiales que recogía en sus excursiones.

Fue muy importante la colección de minerales y plantas que se encontraron en su domicilio, a las que se refiere Rafael A. Espaillat en carta dirigida al Arzobispo Monseñor Nouel el 8 de marzo de 1926: «Manifiesta el interés que tiene la Secretaría de Estado de Agricultura e Inmigración de adquirir las colecciones botánica, paleontológica y mineralógica que poseía el P. Fuertes.»

Los periódicos y revistas del 4 de marzo de 1926 de Santo Domingo, fecha de su muerte, exaltan su figura, tal es el caso de las dos referencias siguientes, la primera de «El Listín Diario», decía: «El Padre Fuertes era considerado, y lo era realmente, una mentalidad poco común. Había profundizado en Ciencias Naturales, y su opinión en cuestiones relacionadas con el suelo, tenían que ser consideradas como decisivas.» La segunda, de la revista «Blanco y Negro», dice: «Poseía el Padre Fuertes una vasta ilustración científica y sus consejos solucionaron a veces algunos intrincados problemas.»

El P. Cícero, S. J., gran científico, residente en Santo Domingo, en el prólogo de la biografía del Padre Fuertes, dice de él lo siguiente: «El Padre Fuertes es el hombre culto que se mantiene al día; en su biblioteca hay libros, en especial de Ciencias Naturales. Como geólogo estudia las rocas, las aguas termales, encuentra minas de cobre, tiene su laboratorio y es consultado dentro y fuera del país.»

El Padre Fuertes, que tanto trabajó en Geología y en Botánica, y que tanto se preocupó en mejorar la situación de la provincia de Barahona, realizó excursiones científicas, que hoy un gran admirador suyo me decía en una carta: «He tratado de seguirle los pasos, y me ha sido difícil con los medios de transporte, y con las nuevas carreteras abiertas, el emular su espíritu investigador y volver a los sitios por él visitados.»

## Noticias

### HOMENAJE A VICENTE SOS BAYNAT

El pasado día 10 de junio se celebró en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid un homenaje al ilustre geólogo levantino D. Vicente Sos Baynat con motivo de su fecunda y dilatada obra.

El brillante acto, que contó con la presencia del Coro de la Universidad Politécnica de Madrid, estuvo presidido por el Director de la E. T. S. de I. de Minas de Madrid, D. Francisco Michavila; el Director General de Minas, D. Juan José Cerezuela; el Director General del Instituto Geológico y Minero de España, D. Emilio Llorente, y el alcalde de Castellón, D. Daniel Gozalbo. Todos ellos hicieron uso de la palabra, comenzando el profesor Michavila que presentó el homenaje como agradecimiento de la comunidad universitaria a D. Vicente Sos por su actividad docente, científica y de divulgación en todas las ramas de la geología. Hizo hincapié en su etapa de maestro con su lema «Primero educar, luego enseñar», junto al amor a la libertad, así como de su entronque con la Institución Libre de Enseñanza. Continuó el Director del IGME, D. Emilio Llorente, que habló sobre la actividad desarrollada por

el homenajeado como geólogo y de su labor como miembro colaborador que ha sido del IGME y le destacó como uno de los más eminentes discípulos de los padres de la geología española. Agradeció el acto, con emocionadas palabras, D. Vicente Sos, que a continuación ofreció una interesante, amena y documentada conferencia sobre la Geología de la Luna.

A la salida del Salón de Actos, y antes de la copa de vino que se serviría a continuación, se obsequió a cada uno de los asistentes con un ejemplar del «Libro Homenaje a Vicente Sos Baynat. Antología de sus obras sobre la Geología de Extremadura», obra promovida por la E. T. S. I. de M. de Madrid y patrocinada y editada por el Instituto Geológico y Minero de España con motivo de dicho homenaje. El libro, de formato 24x17 cm., y más de 500 páginas, recopila una serie de trabajos sobre Extremadura, todos ellos de tiradas muy cortas, de uno de ellos sólo se imprimieron en su día 25 ejemplares, por lo que tiene carácter de casi inédito.

### CIENTIFICOS RUSOS VISITAN EXPLOTACIONES MINERAS EN ESPAÑA

Dentro del acuerdo de cooperación científica entre el Instituto Geológico y Minero de España y el Ministerio de Geología de la Unión Soviética, por invitación del organismo español, cuatro científicos rusos visitaron España en el pasado mes de marzo con el objeto de definir futuros campos de cooperación y pronunciar cuatro conferencias en la Fundación Gómez Pardo (E. T. S. I. de Minas de Madrid).

Los cuatro científicos rusos estuvieron en la provincia de Huelva algunos días, y visitaron las explotaciones mineras, haciendo exploración geológica.

Actualmente, la cooperación entre el Instituto Geológico y Minero de España y el Ministerio de Geología de la Unión Soviética se extiende a los siguientes campos: métodos de cartografía geológica, teledetección, mapas metalogenéticos y de pronóstico de mineralizaciones de diferente escala; prospección, exploración y cálculo de re-

servas, especialmente de metales no ferrosos, cobre, mercurio, etc.

Asimismo, figura la utilización de métodos geoquímicos en la búsqueda de materias primas sólidas; metodología de la prospección, evaluación y contaminación de aguas subterráneas; clasificación de las perforaciones de las rocas y, finalmente, metodología de enriquecimiento de minerales, en especial de fosfatos.

Los cuatro científicos rusos son Valvarok, L. N., geólogo jefe de Aerología (organismo estatal de métodos de teledetección aplicado a la geología); Migachev, I. F., subdirector del Instituto de Metodología de Investigación de Yacimientos Metálicos; Vorobiev, V. I., subjefe de la Dirección General de Ciencia y Técnica, y Pozniakov, N. I., colaborador científico del Instituto de Economía de Recursos Minerales de la Unión Soviética.



## EDITADO EL MAPA GEOTECNICO PARA LA ORDENACION TERRITORIAL Y URBANA DE PAMPLONA

Con objeto de estudiar las condiciones del suelo, y conocer sus características para el desarrollo de diversas obras de construcción, cimentación, excavación, red vial, estabilización de taludes, préstamos, obras subterráneas o de contención, se ha confeccionado el mapa geotécnico de Pamplona, que también incluye parte de los términos limítrofes de Ansoain, Aranguren, Burlada, Egués, Huarte, Olza y Villava.

El mapa es de gran utilidad para decidir sobre el futuro desarrollo de la planificación urbana, y está elaborado por el Instituto Geológico y Minero de España y el Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones del Gobierno de Navarra, hecho que constituye el punto primero del acuerdo marco de colaboración entre los dos organismos, para lo cual cada uno ha hecho su aporte presupuestario.

## V CENTENARIO

## SE BUSCARA EL EMBARCADERO DEL QUE PARTIO CRISTOBAL COLON

La Liga Naval Española y la Alcaldía de Huelva han firmado un convenio para acometer la prospección que determinará el emplazamiento exacto del antiguo puerto del que zarpó la expedición colombina y hacer posible su reconstrucción.

El antiguo embarcadero se halla en la actualidad enterrado a unos dos kilómetros del litoral y su localización

se efectuará con la colaboración del Instituto Geológico y Minero de España y patrocinio de la Fundación «Santa María de la Rábida».

Asimismo, dicha Fundación y la Liga Naval tienen en proyecto para este V Centenario la construcción de un Museo Marítimo que evoque minuciosamente todos los momentos de la gesta del Descubrimiento.

## II CONGRESO GEOLOGICO DE ESPAÑA. GRANADA, 1988

Durante los pasados días 27 de Junio a 1 de julio se ha celebrado, con sede en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada, el II Congreso Geológico de España, organizado por la Sociedad Geológica de España.

Han participado alrededor de 800 congresistas y se han presentado unos 400 trabajos de investigación en sesiones científicas, simposios temáticos y paneles (sesión poster), utilizándose para ello cuatro salas simultáneamente.

Es de destacar la perfecta dirección y organización del Congreso, a cargo de D. Juan Antonio Vera Torres, cate-

drático de Estratigrafía de la Universidad de Granada y, a la sazón, presidente de la Sociedad Geológica de España.

El Instituto Geológico y Minero de España ha tenido una participación activa, tanto como uno de los organismos patrocinadores del Congreso, como por su presencia en un stand con exposición de las diferentes actividades que desarrolla. Asimismo, han asistido 25 técnicos del IGME, presentando un buen número de comunicaciones científicas.

## I CONGRESO-EXPOSICION DE ROCAS ORNAMENTALES Y GEMAS

En el mes de junio quedó constituido un grupo de trabajo encargado de desarrollar la iniciativa del CONGRESO-EXPOSICION de referencia.

Este grupo está integrado inicialmente por representantes de las siguientes instituciones como promotoras del proyecto original:

— Instituto Geológico y Minero de España.

— Instituto Gemológico Español.  
— Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.  
— Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Oviedo.

La fecha prevista para su celebración en Madrid será en septiembre de 1990.

## X CERTAMEN DE MINERALES Y FOSILES CELEBRADO EN LA E. T. S. I. DE MINAS DE MADRID

Con gran brillantez se ha celebrado en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid el X Certamen de Minerales, Fósiles y Gemas, organizado por dicha Escuela, así como por el Instituto Geológico y Minero de España y la Sociedad Española de Mineralogía. El certamen ha contado con ejemplares de todo el mundo y han concurrido varios expositores europeos.

Con tal motivo, y dentro del propio Certamen, se han celebrado diversas conferencias y proyecciones audiovisuales y ha sido motivo de que se mostrara a los asistentes la mina experimental existente bajo los jardines de dicha Escuela y que cuenta con una galería de más de 60 metros de longitud.

## CURSO DE TELEDETECCION Y SISTEMAS DE INFORMACION GEOGRAFICOS, REALIZADOS EN EL IGME

Durante los días 6 al 10 de junio de 1988, se ha realizado en el IGME un curso intensivo sobre tratamiento digital de imágenes de teledetección y sistemas de información geográficos. La organización del mismo ha estado participada por el Space Remote Sensing Center de NASA (USA), el Institute for Technology Development (USA), MASSCOMP (USA), TRASCON IBERICA, S. A. (España) y el IGME.

Para la realización del mismo se ha utilizado el sistema de tratamiento digital de imágenes MASSCOMP 5600 recientemente adquirido por el Instituto Geológico. Los sistemas lógicos utilizados son los paquetes ELAS, desarrolla-

dos por la NASA para procesamiento digital de imágenes, y el GRASS, desarrollado por el cuerpo de ingenieros del Ejército americano y utilizado para la integración de distintos tipos de mapas e imágenes.

En este curso han participado alrededor de 30 alumnos de distintos centros de investigación: IGME, CSIC, INIA.

El grupo de teledetección del IGME ha continuado durante una semana adicional con los profesores americanos, profundizando en el aprendizaje del sistema MASSCOMP 5600, que una vez puesto a punto será utilizado para dar servicio a las distintas divisiones técnicas del IGME.

## OTROS CONGRESOS Y REUNIONES CIENTIFICAS A CELEBRAR ANTES DE FIN DE AÑO

**1-7 septiembre 1988** - I Simposio sobre Tecnologías Magnéticas Aplicadas en las Industrias Química, Siderometalúrgica y Minera - Facultad de Ciencias Químicas - Universidad de Salamanca.

**Inform:** I Simposio sobre Tecnologías Magnéticas - Dpto. de Ingeniería Química y Textil - Plaza de los Caídos, 1-5 - 37008 Salamanca.

**5-9 septiembre 1988** - Coal Expo-China'88 - Taiyuan - Shanxi (China).

**Inform:** China Promotion Ltd. - Room 1810 Shun tak Centre - 200 Connaught Road - Central, Hong Kong.

**27 septiembre a 1 octubre 1988** - Indonesia'88: Construcción y Edificación - Yakarta.

**Inform:** Mr. David Poog - Overseas Exhibitions Services - 11 Manchester Square - London W1M 5AB (Inglaterra).

**Octubre 1988** - Primer Congreso de la Cuenca Minera de Río Tinto (Huelva).

**Inform:** Oficina Ejecutiva ZAE - Los Cantos, 22 - 21660 Río Tinto (Huelva).

**16-22 octubre 1988** - VIII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia - Asturias.

**Inform:** Secretaría de Organización del VIII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia - Apartado de Correos 344 - 33080 Oviedo.

**16-23 octubre 1988** - Expominería'88 - II Salón Internacional Monográfico de Minería - Gijón (España).

**Inform:** Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación de Gijón - C/ Instituto, 17 - 33201 Gijón (España).

**23-28 octubre 1988** - III Congreso Internacional del Agua en la Minería - Melbourne (Australia).

**Inform:** Prof. R. Fernández-Rubio - Cátedra de Hidrogeología - Escuela de Minas - Ríos Rosas, 21 - 28003 Madrid.

**7-9 noviembre 1988** - II Conferencia Internacional sobre la minería del oro - Vancouver, Canadá.

**Inform:** C. G. Brawner - Coordinator Second International Gold Conference - Gols Mining Conference - P. O. Box 91651 West Vancouver - B. C. - Canadá V7V 3P3.

**21-24 noviembre 1988** - «Silver»: Exploración, Minería y Tratamiento - Méjico.

**Inform:** The Conference Office - The Institution of Mining and Metallurgy - 44 Portland Place - London Win 4 BR Inglaterra.

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA GENERAL

871796. **Bases de datos de interés geográfico.** SAEZ GARCIA, J. A.

*Lurralde* (1987), núm. 10, 25-32, esp., res. ing., baq., bibl. IGME.

\* Base datos, Geografía, Inventario, Mundo.

871806. **Memoria 1985.**

*Memoria CSIC*, 583 pp., esp., bibl. IGME.

\* Informe actividad, Informe anual, Institución, Sociedad científica, España.

871929. **Teledetección aplicada a la Arqueología.** PUCHE, O.

*Ind. min.* (1987), núm. 266, 19-27, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Teledetección, Arqueología, Análisis imagen, Metodología.

### GEOLOGIA REGIONAL

871826. **El yacimiento paleontológico de la Cueva de las Graderas en Molinos, Teruel.** BENITO, G., y CALVO, J. M.

*Inst. estud. turolenses, Teruel* (1986), 1-10, 13 ref., esp., bibl. IGME.

\* Jurásico Sup., Cretácico, Cenozoico, Cabalgamiento, Falla, Falla transversal, Karst, Yacimiento fosilífero, Provincia Teruel, Manto Ibérico.

### ESTRATIGRAFIA

871584. **Episodios sedimentarios en el Alcudiense Superior, Proterozoico y su tránsito al Cámbrico en la zona centro meridional del Macizo Ibérico.** VILAS, L.; GARCIA-HIDALGO, J. F.; SAN JOSE, M. A.; PIEREN, A. P.; PELAEZ, J. R.; PEREJON, A., y HERRANZ, P.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 43-44, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Infracámbrico, Vendense, Cámbrico Inf., Alcudiense Sup., Discordancia, Ciclo sedimentario, Hercínico Centro, Provincia Ciudad Real.

871670. **Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos neógeno-cuaternarios en el sector de Orce, depresión de Guadix-Baza.** SORIA, F. J.; LOPEZ-GARRIDO, A. C., y VERA, J. A.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 11-34, 50 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mioceno Sup., Plioceno, Pleistoceno, Discordancia, Sedimentación continental, Medio fluvial, Medio lacustre, Medio deltaico, Estructura sedimentaria, Microfacies, Paleocorriente, Paleogeografía, Provincia Granada, Zona Bética.

871681. **La sucesión de Mamíferos en el Pleistoceno Inferior de Europa: proposición de una nueva escala bioestratigráfica.** AGUSTI, J.; MOYA-SOLA, S., y PONS-MOYA, J.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 287-295, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Biostratigrafía, Plioceno Sup., Pleistoceno Inf., Pleistoceno Medio, Fauna mamíferos, Fauna específica, Europa, Provincia Granada.

871817. **Datos para el conocimiento de las floras miocenas de Cataluña.** SANZ DE SIRIA, A.

*Paleontol. evol.* (1985), núm. 19, 167-177, 10 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

\* Paleoecología, Paleoclima, Flora, Tanatocenosis, Mioceno, Cataluña.

### GEMORFOLOGIA

871798. **Ciertas reflexiones críticas sobre los análisis morfométricos del relieve: El caso del Valle de Oñati (Guipúzcoa).** UGARTE, F. M.

*Lurralde* (1987), 49-64, 14 ref., esp., res. ing., baq., bibl. IGME.

\* Divisoria de aguas, Morfología, Roca carbonatada, Roca clástica, Red hidrológica, Provincia Guipúzcoa.

### CUATERNARIO

871608. **Estudio sedimentológico de la cueva de Irnaxpe I (Aretxabaleta, Guipúzcoa).** ARANZASTI, M.; OLASKOAGA, M., y RUIZ, A.

*Munibe* (1987), vol. 39, 87-92, 9 ref., esp., bibl. IGME.

\* Caverna, Sedimento, Granulometría, Fracción gruesa, Fracción fina, Cuaternario, Provincia Guipúzcoa.

871820. **Las acumulaciones cuaternarias del curso alto del río Alfambra (Serranías de Gúdar, provincia de Teruel).** LOZANO TENA, M. V.

*Teruel* (1986), núm. 75, 9-33, 24 ref., esp., bibl. IGME.

\* Ciclo sedimentario, Control tectónico, Subsistencia, Ligneación, Paleogeografía, Cretácico Sup., Provincia Teruel.

871825. **La Cueva de las Graderas, Molinos, Teruel.** MELENDEZ HEVIA, G.

*Inst. estud. turolenses* (1986), 81 pp., esp., bibl. IGME.

\* Caverna, Relleno kárstico, Fauna mamíferos, Wurm, Pleistoceno Sup., Provincia Teruel.

### GEOLOGIA MARINA

871589. **La campaña Galinante del sumergible «Nautille»: tres tipos de fondos marinos en la parte profunda del**

**margen de Galicia.** COMAS, M. C.; BOILLOT, G., y KORN-PROBST, J.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 54-56, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Margen continental pasiva, Fondo marino, Sondeo, Corteza continental, Corteza oceánica, Peridotita, Atlántico Nord Este, Galicia.

### GEOLOGIA EXTRATERRESTRE

871935. **Los anillos de Urano.** CUZZI, J. N., y ESPOSITO, L. W.

*Invest. cienc.* (1987), núm. 132, 28-35, esp., bibl. IGME.

\* Planeta Urano, Comparación planeta, Satélite planeta, Método satélite, Voyager 2.

### GEOLOGIA DEL INGENIERO

871472. **Gestión de espacios naturales protegidos y planeamiento urbanístico.** ACOSTA, G., y SANCHEZ DIAZ, F. J.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 17-20, esp., bibl. IGME.

\* Planificación urbana, Protección medio ambiente, Política Estado, España.

871473. **Consideraciones sobre la ordenación del litoral.** SANCHEZ DIAZ, F. J., y ACOSTA, G.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 21-24, esp., bibl. IGME.

\* Medio litoral, Planificación, Programa, Política Estado, España.

871476. **Orientaciones para la creación de un sistema de información sobre los valores y los usos del territorio.** NAREDO, J. M.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 33-48, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Planificación regional, Clasificación, Utilización terreno, Metodología, España.

871477. **Otra visión de los recursos: Los patrimonios públicos, base de los Bancos de Tierras.** FERNANDEZ SO-MOANO, M. B.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 49-51, esp., bibl. IGME.

\* Utilización terreno, Planificación, Política Estado, España.

871478. **Necesidad de planificación sobre los recursos naturales.** CERDEIRA, T.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 57-59, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Mina, Estudio impacto medio, Protección medio ambiente, Estudio crítico, Provincia León.

871479. **La restauración del medio natural en las cante-ras.** OTERO, L. R.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 61-63, esp., bibl. IGME.

\* Obra pública, Autopista, Estudio impacto medio, Protección medio ambiente, España.

871480. **Conservación del suelo y prácticas forestales en la Cordillera Cantábrica.** GARCIA CODRON, J. C.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 65-68, 6 ref., esp., bibl. IGME.

\* Deforestación, Estudio crítico, Erosión suelo, Protección medio ambiente, Región Cantábrica.

871482. **Recomendaciones para la integración de escom-breras en la Cuenca del Nalón (Asturias).** APARICIO, V.; PRIETO, F.; FLORIN, M., y TORRIJOS, C.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 73-76, 7 ref., esp., bibl. IGME.

\* Mina, Residuo industrial, Estudio impacto medio, Protección medio ambiente, Asturias.

871483. **Alteraciones ambientales producidas por la ex-tracción de grava y arena en la subregión de Madrid.** VADILLO, L.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 77-80, esp., bibl. IGME.

\* Cantera, Arena, Grava, Estudio impacto medio, Provincia Madrid.

871484. **El inventario de zonas húmedas españolas. Cri-terios de valorización.** BALLARIN, I.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 223-226, 2 ref., esp., bibl. IGME.

\* Medio húmedo, Ecosistema, Inventario, Clasificación, España.

871485. **Importancia ecológica de charcas y lagunas de la meseta, con especial referencia a la zona sureste de la provincia de León.** FERNANDEZ ALAEZ, M.; LUIS CALABUIG, E., y CAMINO, M.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 227-230, 10 ref., esp., bibl. IGME.

\* Medio húmedo, Acción hombre, Estudio impacto medio, Provincia León.

871486. **Las lagunas saladas de España: Una fuente de recursos poco conocida.** MARTINO, P.; MONTES DEL OLMO, C., y ALONSO, M.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 231-234, 4 ref., esp., bibl. IGME.

\* Lago salado, Medio árido, Medio semiárido, Paleocología, España.

871487. **Sobre la conservación y gestión de las lagunas saladas en España.** MARTINO, P.; MONTES DEL OLMO, C., y ALONSO, M.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 235-238, 2 ref., esp., bibl. IGME.

\* Lago salado, Acción hombre, Estudio impacto medio, Protección medio ambiente, España.

871488. **Un marco ecológico y medioambiental para la conservación de la naturaleza en España.** DIAZ PINE-DA, F.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 239-246, 6 ref., esp., bibl. IGME.

\* Ecosistema, Acción hombre, Estudio impacto medio, Protección medio ambiente, España.

871489. **Introducción al programa «CORINE».** MARTI-NEZ GOMEZ-LOBO, A., y RODRIGUEZ MARTIN, F.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 283-285, esp., bibl. IGME.

\* Protección medio ambiente, Cooperación internacional, Programa, CEE.

871490. **Problemática del patrimonio natural en la pro-vincia de León.**

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 287-291, esp., bibl. IGME.

\* Protección medio ambiente, Acción hombre, Estudio impacto medio, Provincia León.

871491. **La conservación de los ecosistemas dunares de la Punta del Sabinar (Almería).** PEINADO, M.; CRUZ, M.; MARTINEZ PARRAS, J. M., y BARTOLOME, C.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 293-295, esp., bibl. IGME.

\* Duna, Medio litoral, Ecosistema, Protección medio ambiente, Provincia Almería.

871510. **El medio ambiente en las organizaciones inter-nacionales.**

Dirección General del Medio Ambiente.  
*MOPU* (1987), 126 pp., esp., bibl. IGME.

\* Protección medio ambiente, Cooperación internacio-nal, Institución, Inventario, Naciones Unidas, CEE, OCDE, Mundo.

871558. **Las evaluaciones de impacto ambiental en Anda-lucía.** MARTIN-VIVALDI, J. A.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 23, 20-21, esp., bibl. IGME.

\* Estudio impacto medio, Política Estado, Legislación, España.

871560. **Planes ambientales en las Comunidades Autóno-mas.** MARTIN-VIVALDI, J. A.; NIETO, M., y FLOR, E.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 23, 28-31, esp., bibl. IGME.

\* Protección medio ambiente, Política Estado, Planifi-cación, Andalucía, Región Valencia, Provincia Santander.

871564. **Consideraciones legales sobre las evaluaciones de impacto ambientales (E. I. A.).** SUAREZ, L. E.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 23, 46-48, esp., bibl. IGME.

\* Estudio impacto medio, Legislación, España.

871565. **Los estudios previos de impacto ambiental de infraestructuras lineales.** PEREZ DEL CAMINO, P., y SUA-REZ, L. F.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 23, 49-50, esp., bibl. IGME.

\* Estudio impacto medio, Metodología, Programa.

## PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

871585. **Síntesis y bioestratigrafía de los carnívoros plio-cenos de las cuencas centrales españolas.** ALCALA, L.; MORALES, J., y SORIA, D.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España.  
*Geogaceta* (1987), núm. 2, 45-46, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Carnívoro, Plioceno, Cánido, Ursido, Mustélido, Hycé-nido, Félido, Cuenca Tajo, Cuenca Duero.

871604. **Excavación de la cueva sepulcral Irnaxpe I (Aret-xabaleta, Guipúzcoa).** ARMENDARIZ, A.; ETXEBERRIA, F.; HERRASTI, L.; MUJICA, J. A., y ZUMALABE, F.

*Munibe* (1987), vol. 39, 68-77, 14 ref., esp., bibl. IGME.

\* Caverna, Mapa caverna, Cerámica, Datación, C14, Osamenta, Provincia Guipúzcoa.

871605. **Los restos humanos de la cueva sepulcral de Irnaxpe I (Aretxabaleta, Guipúzcoa).** ETXEBERRIA, F.

*Munibe* (1987), vol. 39, 78-79, 2 ref., esp., bibl. IGME.

\* Caverna, Homo sapiens, Osamenta, Provincia Gui-púzcoa.

871606. **Macromamíferos asociados a los enterramientos calcolíticos de la cueva Irnaxpe I (Guipúzcoa).** MARIEZ-KURRENA, K.

*Munibe* (1987), vol. 39, 80-84, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Mammalia, Calcolítico, Osamenta, Biometría, Caverna, Provincia Guipúzcoa.

871607. **Los micromamíferos del yacimiento de Irnaxpe I (Guipúzcoa).** PEMAN, E.

*Munibe* (1987), vol. 39, 85-86, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Microfósil, Mammalia, Caverna, Provincia Guipúzcoa.

871668. **Geología y Paleontología del Pleistoceno Inferior de Venta Micena.**

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 295 pp., esp., bibl. IGME.

\* Pleistoceno Inf., Fauna vertebrados, Mapa geológico, Zona Bética, Provincia Granada.

871669. **Introducción: Historia del yacimiento de Venta Mi-cena.** AGUSTI, J.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 3-9, 10 ref., esp., cat., bibl. IGME.

\* Histórico, Yacimiento fosilífero, Fauna mamífero, Pleis-toceno Inf., Provincia Granada.

871672. **Faunas de mamíferos en el Pleistoceno Inferior de la región de Orce, Granada, España.** AGUSTI, J.; MOYA-SOLA, S.; MARTIN-SUAREZ, E., y MARIN, M.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 73-86, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Insectívora, Myomorfa, Hippopotamus, Ruminantia, Hippomorfa, Equus, Diente, Biometría, Pleistoceno Inf., Episodio Olduvai, Provincia Granada, Zona Bética.

871673. **Fuentesnuevas-1: nueva localidad con mamíferos del Plioceno Superior de Guadix-Baza, Granada, España.** MOYA-SOLA, S.; AGUSTI, J., y MARIN, M.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 87-93, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Myomorfa, Equus, Hippomorfa, Ruminantia, Diente, Biometría, Plioceno Sup., Provincia Granada, Zona Bética.

871674. **Roedores y lagomorfos, Mammalia del Pleisto-ceno Inferior de Venta Micena, depresión de Guadix-Baza, Granada.** AGUSTI, J.; ARBIOL, S., y MARTIN-SUAREZ, E.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 95-107, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Myomorfa, Hystricomorfa, Lagomorfa, Diente, Biometría, Pleistoceno Inf., Provincia Granada, Zona Bética.

871675. **Los carnívoros, Mammalia de Venta Micena, Granada, España.** PONS MOYA, J.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 109-128, 40 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Fissipeda, Canis, Canidae, Ursus, Ursidae, Diente, Biometría, Pleistoceno Inf., Provincia Granada, Zona Bética.

871676. **Cérvidos del Pleistoceno Inferior de Venta Micena-2, Orce, Granada, España.** MENENDEZ, E.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 129-181, 26 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ruminantia, Cervus, Cervidae, Cráneo, Mandíbula, Diente, Anatomía esqueleto, Biometría, Tanatocenos, Biostratigrafía, Pleistoceno Inf., Provincia Granada, Zona Bética.

871677. **Los bóvidos, Artiodactyla, Mammalia del yacimiento del Pleistoceno Inferior de Venta Micena, Orce, Granada, España.** MOYA-SOLA, S.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 181-236, 43 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ruminantia, Bovidae, Anatomía esqueleto, Diente, Cráneo, Biometría, Filogenia, Biostratigrafía, Pleistoceno Inf., Zona Bética, Provincia Granada.

871678. **Dicerorhinus etruscus brachycephalus, Mammalia, Perissodactyla de los yacimientos pleistocénicos de la cuenca de Guadix-Baza. Venta Micena y Huéscar, Granada, España.** SANTAFE-LLOPIS, J. V., y CASANOVAS-CLADELLAS, M. L.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 237-254, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ceratomorfa, Diente, Anatomía esqueleto, Biometría, Pleistoceno, Provincia Murcia, Provincia Granada, Zona Bética.

871679. **Equus stenorhinus granatensis en el Pleistoceno Inferior de Venta Micena, Granada, España.** MARIN, M.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 255-282, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Equus, Hippomorfa, Diente, Anatomía esqueleto, Biometría, Filogenia, Biostratigrafía, Pleistoceno Inf., Provincia Granada, Zona Bética.

871680. **Los anfibios y los reptiles del Plio-Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza, Granada.** FELIX, J., y MONTORI, A.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 283-286, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Chelonia, Anuromorfa, Squamata, Plioceno, Pleistoceno, Provincia Granada, Zona Bética.

871808. **Estudio de los huesos fragmentados del yacimiento de Venta Micena, Orce, Granada.**

*Paleontol. evol.* (1985), núm. 19, 19-47, 15 ref., esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

\* Fragmentación, Osamenta, Fauna vertebrado, Método estadístico, Provincia Granada.

871810. **Roedores y Lagomorfos, Mammalia del Plioceno de San Onofre, Baix Ebre, NE de España.** AGUSTI, J., y GIBERT, J.

*Paleontol. evol.* (1985), núm. 19, 57-60, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Myomorfa, Lagomorfa, Plioceno Inf., Provincia Tarra-gona, Cuenca Ebro.

871811. **El Aceratherium platyodon MERMIER, Rhinocerotidae Perissodactyla del Orleariense de Bunyol, Valencia, España.** SANTAFE-LLOPIS, J. V.; CASANOVAS-CLADELLAS, M. L., y BELINCHON, M.

*Paleontol. evol.* (1985), núm. 19, 61-67, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ceratomorfa, Rhinocerotidae, Burdigaliense, Provincia Valencia.

871812. **Estudio morfométrico de la cara interna de la escama del hueso occipital.** CAMPILLO, D., y BARCELO, J. A.

*Paleontol. evol.* (1985), núm. 19, 69-129, esp., bibl. IGME.

\* Antropología, Anatomía, Cráneo, Biometría, Método estadístico.

871813. **Morphometric study of the internal surface of the squama occipitalis.** CAMPILLO, D., y BARCELO, J. A.

*Paleontol. evol.* (1985), núm. 19, 131-145, 27 ref., esp., bibl. IGME.

\* Antropología, Anatomía, Cráneo, Biometría, Método estadístico.

871814. **Comparación métrica y morfológica de la falange del género Homo de Cueva Victoria, Cartagena, Murcia, con las de primates y úrsidos.** GIBERT, J.; PONS, J., y CRUZ, M. C.

*Paleontol. evol.* (1985), núm. 19, 147-154, 2 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

\* Biometría, Anatomía esqueleto, Homo sapiens, Primates, Ursidae, Fissipeda, Pleistoceno Inf., Provincia Murcia.

871815. **Orthomerus, Hadrosaurinae, Ornithopoda del Cretácico Superior del yacimiento de «Els Nerets», Tremp, España.** CASANOVAS-CLADELLAS, M. L.; SANTAFE-LLOPIS, J. V.; SANZ, J. L., y BUSCALIONI, A.

*Paleontol. evol.* (1985), núm. 19, 155-162, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ornithischia, Hadrosauridae, Anatomía locomoción, Maestrichiense, Provincia Lérida.

871819. **Hallazgo de un cráneo de cetáceo en Calamocha (Teruel).** PARICIO, J.; CARRASQUER, J.; ALCALA, L., y ALVAREZ, M. V.

*Teruel* (1985), núm. 74, 66-72, 27 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cretácico, Cráneo, Biometría, Aloctonia, Cuaternario, Provincia Teruel.

## PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

871807. **Nuevos datos Icnológicos del Cretácico Inferior de la Sierra de Cameros, La Rioja, España.** CASANOVAS-CLADELLAS, M. L.; PEREZ LORENTE, F.; SANTAFE-LLOPIS, J. V., y FERNANDEZ ORTEGA, A.

*Paleontol. evol.* (1985), núm. 19, 3-18, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ichnites, Dinosauria, Medio deltáico, Cretácico Inf., Provincia Logroño.

## TECTONICA

871583. **Engrosamiento de la corteza y relieve interplaca en el centro de Iberia.** VEGAS, R., y SURINACH, E.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 41-42, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Corteza terrestre, Espesor, Acortamiento corteza, Perfil geotécnico, Método sísmico, Modelo, Hercínico Centro, Cuenca Tajo.

871588. **Generación de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujarrides entre Ronda y Almería, Cordilleras Béticas.** BALANYA, J. C.; CAMPOS, J.; GARCIA DUEÑAS, V.; OROZCO, M., y SIMANCAS, J. F.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 51-53, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Tectónica imbricada, Manto, Cabalgamiento, Pliegue, Pliegue capa, Micropliegue, Geometría, Lineación, Microtectónica, Provincias Málaga, Granada, Almería, Zona Bética.

871818. **La unidad inferior neógena del valle medio del Mijares (Cordillera Ibérica).** PARICIO, J.

*Teruel* (1985), núm. 74, 9-65, 40 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mioceno, Conglomerado, Caliza, Sedimentación fluvial, Medio continental, Control tectónico, Fauna, Rodentia, Gastropoda, Orogenia alpina, Deformación, Microtectónica, Paleogeografía, Discordancia, Provincia Castellón, Teruel.

## HIDROGEOLOGIA

871587. **Características del funcionamiento y la estructura de los sistemas hidrogeológicos karstificados de los conglomerados de la Sierra de l'Obac (Depresión Terciaria del Ebro).** FREIXES, A.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 49-50, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Hidrología Karst, Manantial, Caudal, Temperatura, Hidroquímica, Conglomerado, Roca carbonatada, Cuenca Ebro.

871683. **La ciencia del agua y su aplicación al problema de las Islas Canarias.** CUSTODIO, E.

*Tecnol. agua* (1987), vol. 7, núm. 35, 71-81, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Hidrogeología, Hidrología superficie, Histórico, Roca almacén, Roca volcánica, Propiedad física, Recurso agua, Islas Canarias.

871800. **Hidroquímica y funcionamiento hidráulico de las calizas de Subijana (Alava).** ANTIGÜEDAD, I.; AGUAYO, J.; ERASO, A., y GARCIA DE CORTAZAR, A.

*Lurralde* (1987), núm. 10, 75-89, 9 ref., esp., res. ing., baq., bibl. IGME.

\* Roca carbonatada, Karst, Permeabilidad, Infiltración, Manto libre, Hidroquímica, Manantial, Aforo, Provincia Alava.

871919. **Los recursos españoles de aguas subterráneas.** NAVARRO, A.

*Ind. min.* (1986), núm. 264, 11-14, esp., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Acuífero, Divisoria de aguas, Inventario, Explotación, Alimentación natural, Reserva, España.

871920. **Supervisión y control de las aguas subterráneas.** PORRAS, J.

*Ind. min.* (1986), núm. 264, 15-18, esp., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Calidad agua, Acuífero, Piezometría, Política Estado, España.

871921. **Acuíferos sobreexplotados.** FERNANDEZ SANCHEZ, J. A.

*Ind. min.* (1986), núm. 264, 19-22, esp., bibl. IGME.

\* Acuífero, Descenso nivel de agua, Legislación, España.

871922. **Aspectos económicos del agua subterránea.** SANCHEZ GONZALEZ, A.

*Ind. min.* (1986), núm. 264, 23-30, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Coste, Utilización sustancia, Gestión recurso agua.

871923. **Investigación y desarrollo en la hidrogeología.** LOPEZ VILCHEZ, L.

*Ind. min.* (1986), núm. 264, 31-38, 10 ref., bibl. IGME.

\* Hidrogeología, Teoría, Metodología.

871924. **Las aguas subterráneas en la antigüedad.** GEA, R.

*Ind. min.* (1986), núm. 264, 39-42, esp., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Histórico.

871925. **La nueva Ley de Aguas.** GOMEZ ANGULO, J. A. *Ind. min.* (1986), núm. 264, 43-46, esp., bibl. IGME.  
\* Agua subterránea, Agua superficial, Legislación, España.

## MINERALOGIA: GENERALIDADES

871928. **La colección Folch.** MIR, J. *Ind. min.* (1987), núm. 266, 15-18, esp., bibl. IGME.  
\* Mineralogía, Colección, Barcelona.

## SILICATOS

871581. **Relaciones blastesis deformación del granate en la zona de cizalla de Berzosa.** GONZALEZ CASADO, J. M., y CASQUET, C.  
3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 37-38, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.  
\* Zona cizallamiento, Granate, Recristalización, Deformación, Microestructura, Esquistosidad, Provincia León.

## NO SILICATOS

871793. **La esfalerita de los Picos de Europa. Santander (España).** SAPALSKI, C.  
*Bol. Inst. Gemol. Esp.* (1987), núm. 28, 6-14, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.  
\* Esfalerita, Sulfuro, Cinc, Roca encajante, Caliza, Dolomita, Namuriense, Yacimiento hidrotermal, Propiedad física, Lámina delgada, Propiedad óptica, Birrefringencia, Análisis menores, Análisis mayores, Provincia de Santander.

871794. **Pruebas diferenciales del diamante y de sus imitaciones.** GARZON, J.

- Bol. Inst. Gemol. Esp.* (1987), núm. 28, 16-35, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.  
\* Gema, Diamante, Síntesis, Índice refracción, Dispersión óptica, Dureza, Inclusión mineral, Fluorescencia, Conductividad térmica.

## PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

871582. **Los depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias y N de León: ambiente de deposición y relación con el vulcanismo.** GARCIA-RAMOS, J. C.; SUAREZ DE CENTI, C.; PANIAGUA, A., y VALENZUELA, M.  
3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 39-40, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.  
\* Hierro sustancia, Oolito, Sedimentación litoral, Medio sublitoral, Variación nivel, Transgresión, Arco volcánico, Composición máfica, Alteración meteórica, Silúrico, Devónico, Asturias, Provincia León, Arco asturiano.

871671. **Contribución de la Paleolimnología del Pleistoceno Inferior de la cuenca de Baza, sector Orce-Venta Micena.** ANADON, P.; DE DECKKER, P.; ROSSO, J. C., y SOLULIE-MARSCHÉ, I.

*Paleontol. evol. Mem. esp.* (1987), núm. 1, 35-72, 30 ref., esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

- \* Paleolimnología, Paleosalinidad, Pleistoceno Inf., Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Corte geológico, Estructura sedimentaria, Fauna ostrácodos, Fauna moluscos, Paleoambiente, Provincia Granada, Zona Bética.

871829. **Relleno kárstico de la Cueva de las Graderas: interpretación sedimentológica.** CALVO, J. M.; GIL, E.; AZANZA, B.; BENITO, G., y CANUDO, I.

*Inst. estud. turolenses, Teruel* (1986), 29-37, 4 ref., esp., bibl. IGME.

- \* Relleno kárstico, Brecha, Arcilla, Colada de barro, Granulometría, Diagénesis, Corte geológico, Provincia Teruel.

## PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

871586. **Paleoseismicity in the Spanish Central Range: evidence from the Pseudotachylites.** DOBLAS, M.  
3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España.

- Geogaceta* (1987), núm. 2, 47-48, 10 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

- \* Pseudotachylite, Milonita, Composición granítica, Sismicidad, Orogenia hercínica, Hercínico Centro, Provincia Avila.

871590. **El plutón de Santa Eufemia. Batolito de los Pedroches, Córdoba, España: un granitoide epizonal de tipo S.** GARCIA-CASCO, A., y PASCUAL, E.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 57-58, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

- \* Batolito, Monzonita, Composición granítica, Condición presión-temperatura, Provincia Córdoba, Hercínico Sur.

871591. **La asociación magmática del batolito de los Pedroches: ensayo de caracterización.** GARCIA-CASCO, A., y PASCUAL, E.

3.ª Reunión Científica Sociedad Geológica de España. *Geogaceta* (1987), núm. 2, 59-61, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

- \* Batolito, Asociación magmática, Granito, Propiedad química, Diagrama equilibrio, Provincia Córdoba.

871934. **El hundimiento de los volcanes.** FRANCIS, P., y SELF, S.

*Invest. cienc.* (1987), núm. 131, 55-62, esp., bibl. IGME.  
\* Volcán, Hundimiento, Divulgación geología.

## YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

871795. **Materiales gemológicos españoles. Análisis de las posibilidades de existencia de diamantes en España.** GARCIA GUINEA, J., y LUQUE DEL VILLAR, F. J.

*Bol. Inst. Gemol. Esp.* (1987), núm. 28, 37-44, 36 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

- \* Ultrabasita, Diamante, Yacimiento potencial, Estudio crítico, Histórico, Bibliografía, España.

871927. **Actualidad de la exploración minera en el ánimo de la CEE.** PASTOR, V.

*Ind. min.* (1987), núm. 265, 29-35, esp., bibl. IGME.  
\* Prospección minera, Cooperación internacional, Legislación, CEE.

871932. **Prospección de yacimientos minerales: seguimiento y documentación de los trabajos.** GONZALEZ MONTERO, J.

*Ind. min.* (1987), núm. 268, 7-10, esp., bibl. IGME.  
\* Prospección minera, Planificación.

## YACIMENTOLOGIA: SUSTANCIAS NO METALICAS

871933. **La explotación del cuarzo para ferroaleaciones en Galicia.** MIRRE, J. C.

*Ind. min.* (1987), núm. 268, 11-20, esp., res. ing., bibl. IGME.

- \* Cuarzo, Producción, Utilización, Consumo, Yacimientoología, Yacimiento detrítico, Filón, Mundo, Galicia.

## SUELOS

871635. **La fertilidad de los suelos de mayor interés agrícola de la provincia de Guadalajara.**

*Inst. edafol. biol. veg. Madrid* (1987), 290 pp., 26 ref., esp., bibl. IGME.

- \* Mapa pedológico, Zoneografía suelo, Suelo, Perfil suelo, Estructura suelo, Fertilización, Propiedad física, Propiedad química, Provincia Guadalajara.

## GEOQUIMICA

871926. **Análisis del contenido de radionucleidos en el agua del Balneario de las Caldas (Oviedo): Un nuevo método.** GARZON, L., y QUINTANA, A. J.

*Ind. min.* (1987), núm. 265, 17-28, 14 ref., esp., bibl. IGME.

- \* Agua subterránea, Isótopo radiactivo, Espectrometría gamma, Desintegración radioactiva, Metodología, Asturias.

## ENERGIA

871790. **La producción de energía eléctrica en la Comunidad Europea.**

*Bol. Inf. UNESA* (1987), vol. 17, núm. 192, 15-20, esp., bibl. IGME.

\* Electricidad, Producción, Consumo, Mercado, Energía nuclear, Carbón, Energía geotérmica, CEE.

871791. **Dinamarca: El 93 por 100 de la electricidad generada con carbón.**

*Bol. Inf. UNESA* (1987), vol. 17, núm. 192, 21-23, esp., bibl. IGME.

\* Electricidad, Producción, Carbón, Consumo, Importación, Dinamarca.

871824. **El carbón en España, 1770-1961. Una historia económica.** COLL, S., y SUDRIA, C.

*Ediciones Turner, S. A. Madrid* (1987), 624 pp., 380 ref., esp., bibl. IGME.

\* Histórico, Carbón, Política Estado, Producción, Consumo, Precio, Coste, España.

871831. **La energía geotérmica.** IGME.

*Inst. Geol. y Min. de Esp.* (1985), 16 pp., esp., bibl. IGME.

\* Energía geotérmica, Campo geotérmico, Prospección, Doblete geotérmico, Recurso natural, Mundo, España.

871832. **Plan de Energías Renovables.** MIE.

*Ministerio Ind. Energ. Madrid* (1986), 103 pp., esp., bibl. IGME.

\* Planificación, Política Estado, Energía, España.

## MAPAS

871597. **Tudanca.** IGME.

*Mapa geol. Esp.*, escala 1:50.000, 2.ª serie (1986), núm. 82, 70 pp., 100 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Carbonífero, Pérmico, Trías, Jurásico, Cuaternario, Carbón, Provincias Santander, Palencia, Arco asturiano, Región Cantábrica.

871598. **Quintanar de la Sierra.** IGME.

*Mapa geol. Esp.*, escala 1:50.000, 2.ª serie (1986), núm. 316, 51 pp., 41 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Cámbrico, Jurásico, Cretácico, Cuaternario, Provincias Burgos y Soria, Macizo Ibérico.

871599. **Tarragona.** IGME.

*Mapa geol. Esp.*, escala 1:200.000 (1987), núm. 42, 108 pp., 130 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Primario, Secundario, Terciario, Cuaternario, Provincia Tarragona, Cadena costero catalana, Cuenca Ebro.

871600. **Valencia.** IGME.

*Mapa geol. Esp.*, escala 1:200.000 (1985), núm. 56, 100 pp., 41 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Secundario, Neógeno, Cuaternario, Provincias Valencia y Castellón, Macizo Ibérico.

871601. **Zaragoza.** IGME.

*Mapa hidrogeol. Esp.*, escala 1:200.000 (1985), núm. 32, 22 pp., 39 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa hidrogeológico, Acuífero, Piezómetro, Calidad agua, Recurso agua, Provincia Zaragoza, Macizo Ibérico, Cuenca Ebro.

871602. **Algeciras.** IGME.

*Mapa hidrogeol. Esp.*, escala 1:200.000 (1985), núm. 87, 15 pp., 18 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa hidrogeológico, Acuífero, Piezometría, Calidad agua, Recursos agua, Provincias Málaga y Cádiz, Zona Bética.

871801. **Osuna.** IGME.

*Mapa geol. Esp.*, escala 1:50.000, 2.ª serie (1986), número 1.005, 50 pp., 46 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Trías, Jurásico, Cretácico, Terciario, Cuaternario, Provincia Sevilla, Zona Bética, Zona Subbética.

871802. **Benamejtí.** IGME.

*Mapa geol. Esp.*, escala 1:50.000, 2.ª serie (1986), número 1.006, 46 pp., 38 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Trías, Jurásico, Cretácico, Terciario, Cuaternario, Provincias Sevilla, Córdoba, Málaga, Zona Bética, Zona Subbética.

871803. **Morón de la Frontera.** IGME.

*Mapa geol. Esp.*, escala 1:50.000, 2.ª serie (1986), número 1.021, 40 pp., 27 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Trías, Jurásico, Cretácico, Terciario, Cuaternario, Provincia Sevilla, Cuenca Guadalquivir, Zona Bética.

871804. **Campillos.** IGME.

*Mapa geol. Esp.*, escala 1:50.000, 2.ª serie (1986), número 1.022, 48 pp., 53 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Trías, Jurásico, Cretácico, Terciario, Cuaternario, Provincias Sevilla, Málaga, Cádiz, Zona Bética, Zona Subbética.

871805. **Antequera.** IGME.

*Mapa geol. Esp.*, escala 1:50.000, 2.ª serie (1986), número 1.023, 48 pp., 28 ref., esp., bibl. IGME.

\* Memoria explicativa, Mapa geológico, Trías, Jurásico, Cretácico, Terciario, Cuaternario, Provincia Málaga, Zona Bética, Zona Subbética.

## ECONOMIA

871613. **Biolixiviación de piritas cupríferas mediante técnicas de percolación a pH libre.** POZO, M.; CAMPA, J. A., y MORENO, A.

*Rev. Metal. Madrid* (1987), vol. 23, núm. 3, 155-164, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Piritas sustancia, Lixiviación, Percolación, pH, Ensayo laboratorio, Bacteria, Provincia Huelva.

871664. **Minas de Reocín, una explotación con visión de futuro.**

*Cant. explot.* (1987), núm. 244, 24-44, esp., bibl. IGME.

\* Cinc, Mina, Histórico, Génesis yacimiento, Reserva, Producción, Explotación, Cielo abierto, Mineralurgia, Cretácico, Provincia Santander.

871665. **Visión del sector de rocas ornamentales en Extremadura dentro del contexto general de España.**

*Marmo machine* (1987), núm. 12, 17-19, esp., bibl. IGME.

\* Material ornamental, Granito, Mármol, Pizarra, Pro-

ducción, Importación, Exportación, Consumo, Extremadura, España.

871666. **Australia. Estadística de su mercado.**

*Marmo machine* (1987), núm. 12, 1 ref., esp., bibl. IGME.  
\* Mármol, Caliza, Granito, Importación, Valor importación, Australia.

871667. **Portugal.**

*Marmo machine* (1987), núm. 12, 103-124, esp., bibl. IGME.  
\* Cantera, Sustancia no metálica, Panorama minero, Portugal.

871682. **Aplicación de la informática técnica a la planificación minera.** HUNOSA; MARROQUIN, J. G.; PEINADOR, V. G., y CABAL, J. L.

*Rocas miner.* (1987), vol. 15, núm. 187, 117-122, 7 ref., esp., bibl. IGME.

\* Mina, Carbón, Planificación, Geoestadística, Base datos, Ordenador, Asturias.

871931. **La minería española de plomo y cinc frente a la CEE.** ROMAN, F.

*Ind. min.* (1987), núm. 267, 25-33, esp., bibl. IGME.

\* Metal sustancia, Plomo, Cinc, Producción, España, CEE.

# NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

## *Texto.*

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

## *Idiomas.*

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

## *Bibliografía.*

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

## *Parte gráfica.*

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

## *Pruebas.*

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

## *Tiradas aparte.*

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

---

Toda la correspondencia referente a las publicaciones  
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara. Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid



**INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**  
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Centro de Publicaciones  
Ministerio de Industria y Energía

ISSN 0366 - 0176