

**En este número:**

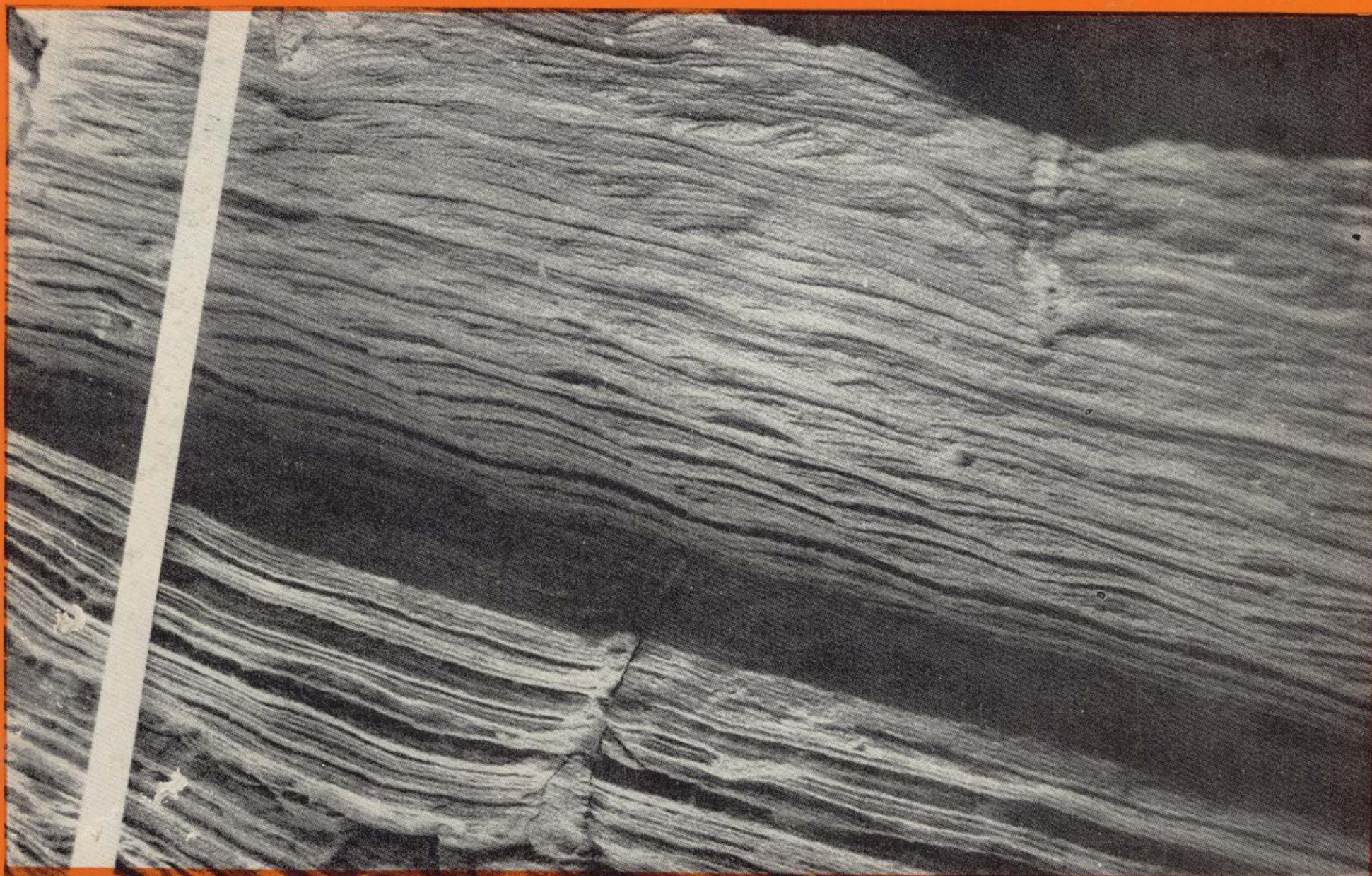
- Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico: I. Filogenia: Distribución estratigráfica y geográfica. Estudio anatómico y métrico del cráneo.
- La Caldera y el Pico de Vandama (Gran Canaria).
- Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca).
- Protolenidae del Cámbrico Inferior de La Puebla del Maestre (Badajoz).
- Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja permotriásica de la isla de Menorca.
- Modelos geológicos para la exploración y cálculo de reservas a largo y corto plazo, en el yacimiento de cobre de Cerro Colorado (Minas de Riotinto).
- Contribución al análisis geológico, mineralógico y metalogénico del yacimiento de uranio «mina Fe», Saelices el Chico, Salamanca.
- Diseño de un método para la selección de rejillas y macizos de gravas.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

Tomo XCIX. Primer Fascículo. Enero - Febrero 1988

# boletín geológico y minero

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





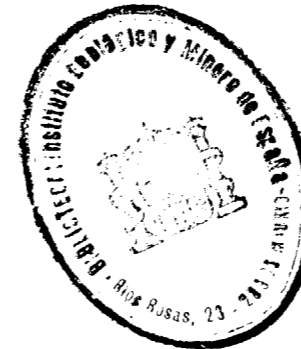
Tomo 99  
Fascículo I  
Enero - Febrero 1988

# Boletín Geológico y Minero

19 ABR. 1988

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

Geología



Minería

Aguas subterráneas

Información

## SUMARIO

- T. DE TORRES PÉREZ HIDALGO: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico: I. Filogenia: Distribución estratigráfica y geográfica. Estudio anatómico y métrico del cráneo ... 3
- V. ARAÑA, A. HANSEN y J. MARTÍ: La Caldera y el Pico de Vandama (Gran Canaria) ... 47
- L. EGUILUZ, L. M. MARTÍNEZ-TORRES, R. RAMÓN LLUCH y J. A. ZUAZO: Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca) ... 59
- M.ª DOLORES GIL CID: Protolenidae del Cámbrico Inferior de La Puebla del Maestre (Badajoz) ... 65
- J. ROSELL, J. ARRIBAS, E. ELIZAGA y D. GÓMEZ: Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja permo-triásica de la isla de Menorca ... 71
- F. GARCÍA PALOMERO, M. GARCÍA MAGARIÑO, J. MALAVE MORA, F. SOBOL BIALCZAK y E. SIDES: Modelos geológicos para la explotación y cálculo de reservas a largo y corto plazo, en el yacimiento de cobre de Cerro Colorado (Minas de Riotinto). 83
- M. MARTÍN CALVO, F. COMA MOLIST e I. RANZ BUQUERÍN: Contribución al análisis geológico, mineralógico y metalogénico del yacimiento de uranio «mina Fe», Saclices el Chico, Salamanca ... 102
- A. IGLESIAS LÓPEZ y M. VILLANUEVA MARTÍNEZ: Diseño de un método para la selección de rejillas y macizos de gravas ... 120
- J. M. LÓPEZ DE AZCONA: La segunda Dirección General de Minas (1825-1849) ... 125
- F. CAÑADA: Energía maremotriz en el Estrecho de Gibraltar. Esquema de unos proyectos para su aprovechamiento ... 132
- L. M. ARAGÜES, J. M. GALERA FERNÁNDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIII Campamento para Prácticas de Geología «Hecho 1987» ... 145
- J. J. CEREZUELA BONET: Nuevas líneas de actuación en el sector minero ... 149
- Noticias y Notas bibliográficas ... 153

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

# Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico

## I. Filogenia; Distribución estratigráfica y geográfica.

### Estudio anatómico y métrico del cráneo

Por TRINIDAD DE TORRES PEREZ HIDALGO (\*)



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

#### EXPLICACION DE LA PORTADA

Ripples ascendentes («climbing ripples») y láminas paralelas. Facies de desbordamiento. **Sa Taula** (Menorca, España)  
Foto: J. Rosell

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

#### RESUMEN

En este trabajo se contempla el estudio de la distribución estratigráfica y geográfica de los osos del Pleistoceno ibérico. También se analizan los aspectos biométricos del cráneo.

La distribución geográfica de *U. etruscus*, *U. mediterraneus* y *U. prearctos* se conoce mal. *U. deningeri* aparece principalmente en yacimientos del centro de la Península. *U. spelaeus* se desarrolló en tres núcleos: Mediterráneo, Cantábrico y Central. *U. arctos* colonizó toda la Península.

*U. etruscus* apareció en el Plioceno Superior, desapareció en el Günz; *U. prearctos* Cromer-Riss Superior, *U. deningeri* Mindel-Riss Inferior, *U. spelaeus* Riss-Superior-parte alta del Würm III. *U. arctos* aparece en la Península Ibérica durante el Würm Inferior.

El cráneo de oso de las cavernas varía entre dos morfologías extremas: dolicocefala y braquicefala; cráneos braquicefalos están ausentes en *U. etruscus* y *U. arctos*.

La estructura facial del cráneo de *U. spelaeus* es muy característica: escalón e hinchamiento frontales. El techo de la cavidad craneana es aplanado en el oso de las cavernas, cóncavo en el oso pardo; en este último el lóbulo olfatorio está muy desarrollado; mucho menos en el oso de las cavernas.

En el oso de las cavernas se observa un cráneo grande y pesado, pese a su neumatización, con cóndilos mayores y con diferente orientación que en *U. arctos*; los arctos cigomáticos se orientan hacia arriba y hacia atrás, mientras que en *U. arctos* se dirigen directamente hacia atrás.

Las longitudes basilar, basifacial, dental y de molariformes son relativamente mayores en el cráneo de *U. spelaeus*. Son relativamente menores la longitud facial, y la anchura cigomática. El acortamiento facial del cráneo de oso de las cavernas no afectó a las regiones basilar y palatal.

#### ABSTRACT

Stratigraphical distribution, geographical dispersion and morphological and biometric studies of iberian pleistocene bears, are the main topics of this paper.

Geographical distribution is poorly known in *U. etruscus*, *U. mediterraneus* and *U. prearctos*. *U. deningeri* mainly appeared in the Central part of Spain. *U. spelaeus* appeared in three distribution areas: Mediterranean, Cantabrian and Central. *U. arctos* colonized the whole of the Iberian Peninsula.

Stratigraphical distribution: *U. etruscus* from the Upper Pliocene until the Günz. *U. prearctos* Cromer-Upper Riss. *U. deningeri* Mindel-Lower Riss. *U. spelaeus* Upper Riss-Later Würm III. In the Iberian Peninsula *U. arctos* appeared at the Lower Würm.

Skull: Sex dimorphism and ontogenic changes are studied. The general shape of the cave bear skull varies between two extreme morphologies: dolicocephalous and braquicephalous. The last is absent in *U. etruscus* and *U. arctos*.

In the cave bear skull, the facial structure is characteristic: step and frontal inflation. The morphology of the brain roof is flattened in *U. spelaeus* and concave in *U. arctos*. The olfactory lobe is big in the brown bear and smaller in the cave bear.

The cave bear skull is heavy, although pneumatized, and its condyles are bigger and oriented in a different way than in *U. arctos*. The zygomatic archs are oriented up and backwards in *U. spelaeus* and directly backwards in *U. arctos*.

In the cave bear skull appear as relatively bigger: basilar and basifacial length, dental and cheek teeth length. Facial length and zygomatic width are smaller. The facial shortening of the cave bear skull does not affect the basilar and palatal regions.

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

1. INTRODUCCION

Aunque un poco tardíamente, en relación a otras comarcas europeas, la Península Ibérica se ha mostrado extremadamente favorable en la aparición de restos de Ursidos pleistocenos. Tanto es así, que estos hallazgos recogidos en la tesis doctoral del autor, TORRES (1984), han permitido la revisión de este género, introduciendo innovaciones en su conocimiento. Por una simple razón de disponibilidad de espacio, se ha recurrido a la edición de seis artículos que recogen dicha tesis con carácter resumido, habiéndose suprimido parte del análisis gráfico así como consideraciones de carácter paleoecológico y tafonómico.

En esta primera parte se tratan aspectos de distribución estratigráfica y geográfica de las distintas especies de osos pleistocenos; aunque la mayor extensión del mismo se dedica al análisis métrico y morfológico del cráneo, parte del esqueleto que refleja, de forma ciertamente espectacular, tanto los cambios morfoestructurales que se relacionan con los aspectos biomecánicos de la masticación, así como los que tienen lugar durante el desarrollo individual, crecimiento, de los representantes de las distintas especies.

Obras de consulta general sobre estos temas las constituyen los trabajos de ABEL y KIRLE (1931), BERZI (1966), BOULE (1919), CRUSAFONT y KURTEN (1976), ERDBRINK (1953), HARLE (1908, 1909), MARINELLI (1931), THENIUS (1959).

1.1. Filogenia de los Ursidos Pleistocenos

La filogenia de los Ursidos pleistocenos arranca en el género *Ursavus* del Mioceno, figura 1.1, que está conectado con los *Cephalogale* del Mioceno Inferior y Oligoceno.

En España se han localizado *Ursavus brevirohinus* HOFFMAN y *Ursavus primaevus* GAILLARD en los terrenos vallesianos del Vallés-Penedés. El representante más antiguo es *Ursus rusciniensis* DEPERET, del que derivarían dos líneas evolutivas diferentes: una de *U. minimus* DEVEZE-BOUILLET (sin. *U. arvensis* CROIZET-JOBERT) y otra la de *U. etruscus* G. CUVIER, de la que en Europa derivan dos líneas evolutivas: una que conserva los caracteres carnívoros ancestrales y que se extingue a finales del Pleistoceno Medio: *U. prearctos* BOULE, y otra, que evoluciona hacia especies omnívoras: *U. deningeri*

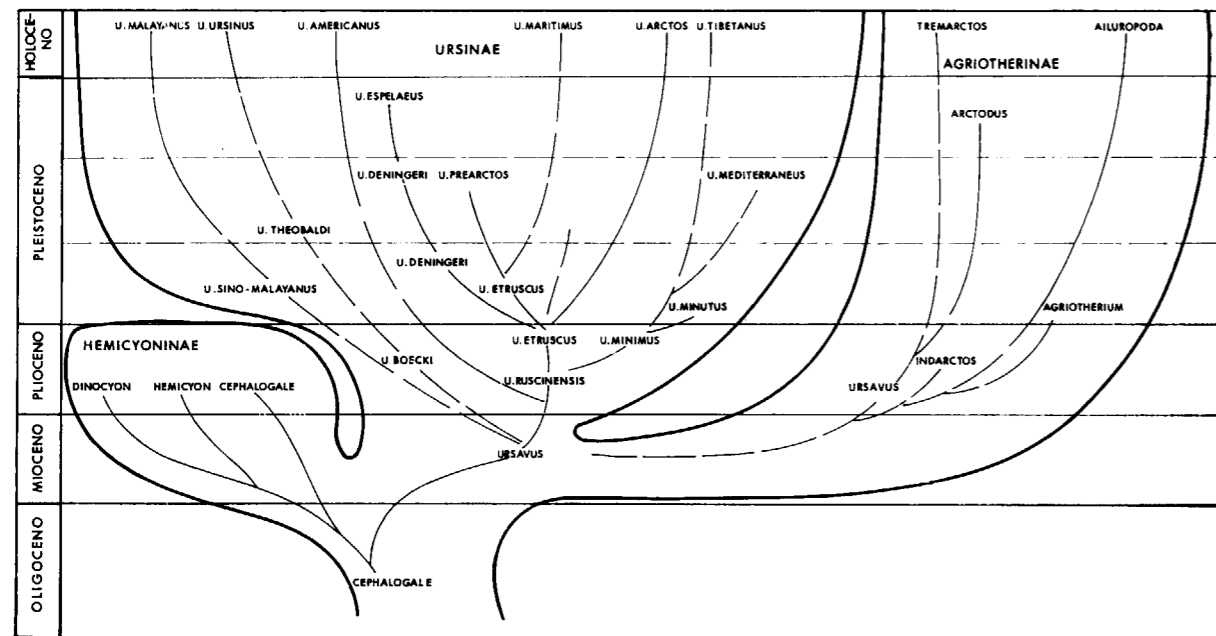


Figura 1.1.—Filogenia del género *Ursus*.

VON REICHENAU, que se desarrolla durante el Pleistoceno Medio, a la que sucede *U. spelaeus* ROSEN-MÜLLER-HEINROTH, que se desarrolla con gran éxito durante el Pleistoceno Superior, hasta su extinción, probablemente en el Würm III.

Mientras que en Europa evolucionaban las especies espeloides, en Asia se mantienen las características carnívoras iniciales, de manera que durante el Würm, *U. arctos* LINNEO invade Europa y la coloniza totalmente, lo que también ocurre con el litoral mediterráneo africano y con América del Norte. En áreas cercanas al litoral mediterráneo, aparece durante el Riss un oso de pequeña talla y dentición: *U. mediterraneus* F. MAJOR, que tentativamente se ha relacionado con *U. minimus*.

1.2. Distribución geográfica

*Ursus spelaeus* colonizó todo el borde norte de la Península, el ángulo septentrional del borde mediterráneo y parte de la región centro.

Sobre la distribución de *Ursus arctos* se tiene una imagen relativamente consistente, ya que se han encontrado osos pardos fósiles y subfósiles prácticamente en toda la Península Ibérica.

De *Ursus deningeri* se conocen pocos yacimientos, la mayoría de ellos situados en la mitad norte de la Península.

*Ursus etruscus* está mal representado, aunque al igual que el oso pardo debió de ser especie, muy ubicua y, presumiblemente, ocupó zonas pequeñas repartidas por toda la península.

*Ursus mediterraneus* parece haberse restringido al borde mediterráneo.

Finalmente *Ursus prearctos*, se ha localizado en parte del borde mediterráneo (MR) y en numerosas zonas de la Meseta.

Se han distinguido varias zonas geográficas: Borde Cantábrico, figuras 1.2 y 1.3; Borde Mediterráneo, figura 1.4; Meseta, figura 1.5; Borde Atlántico, figura 1.6, y Andalucía, figura 1.7 (\*).

(\*) La inicial del yacimiento simboliza la indicación con la que figurará en las tablas de medidas y en las citas en el texto.

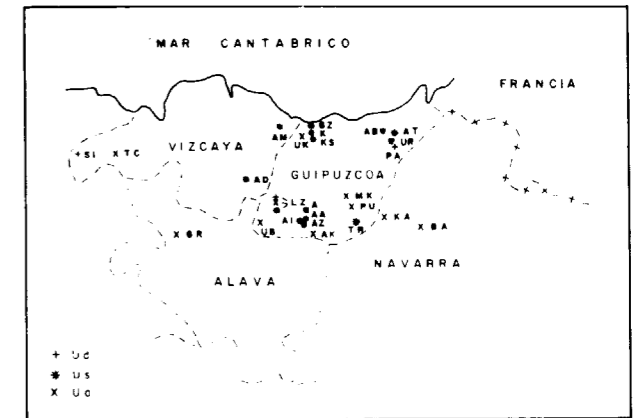


Figura 1.2.—Distribución de yacimientos en el Borde Cantábrico.

Borde Cantábrico y Meseta norte (figs. 1.2 y 1.3)

- KA Karatximeno Koba (*Ursus arctos*), Monte Balerdi, Azcárate, Navarra.
- BA Cueva FC-20 (*Ursus arctos*), cerca de Baribar, Navarra.
- AB Aitzbitarte IV (*Ursus spelaeus*), Rentería, Guipúzcoa.
- AT Cueva innominada (*Ursus spelaeus*), Astigarra, Guipúzcoa.
- UR Cueva de Urnieta (*Ursus spelaeus*), Urnieta.
- LZ Cueva de Lezetxiki (*Ursus deningeri*, *Ursus spelaeus*, *Ursus arctos*) cerca de Mondragón, Guipúzcoa.
- K Cueva de Ekain (*Ursus spelaeus*) cerca de Deva, Guipúzcoa. Según J. ALTUNA, la edad del momento de máxima ocupación estaría en el interstadial Würm II-III, en el límite Musteriense-Paleolítico Superior. Una datación por el método del C-14 da una edad superior a los 30.600 años.
- KS Sima de Ekain (*Ursus spelaeus*) en la vecindad de la Cueva de Ekain, Guipúzcoa.
- GZ Cueva de Gaztelu (*Ursus spelaeus*), Barrio de Lasur, Deva, Guipúzcoa.
- A Cueva de Arrikruz (*Ursus spelaeus*), cerca de Oñate, Guipúzcoa, edad Würm III.
- AZ Artzen Koba (*Ursus spelaeus*) en la vecindad de la Cueva de Arrikruz, Guipúzcoa, edad Würm III.



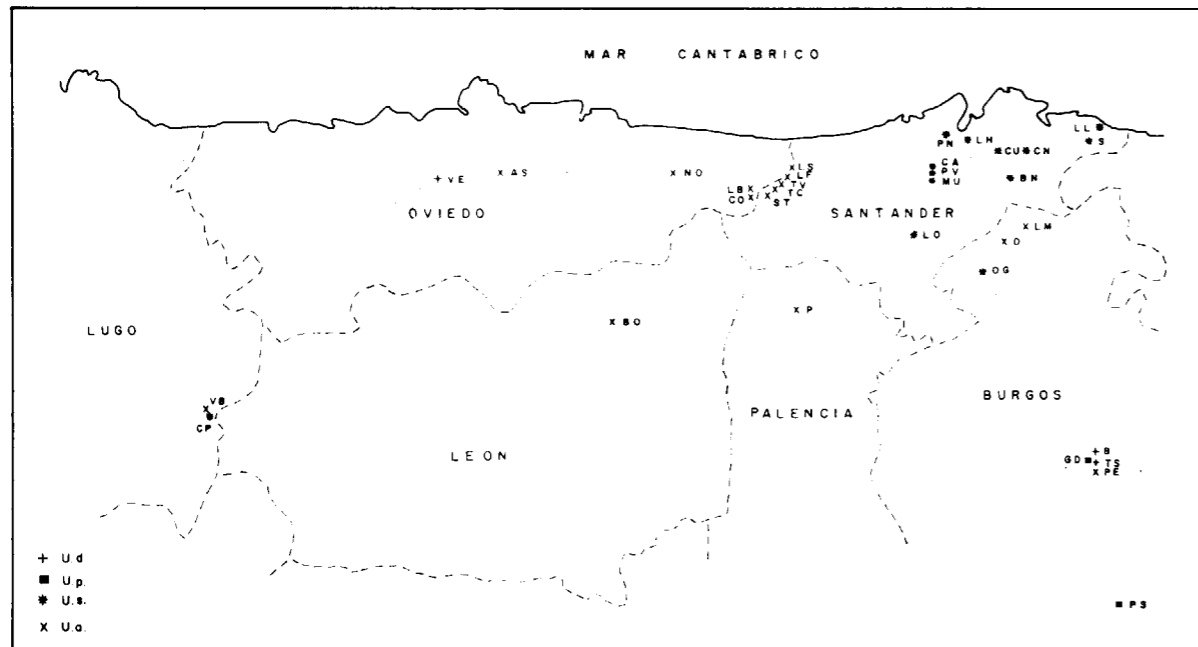


Figura 1.3.—Distribución de yacimientos en el Borde Cantábrico (continuación).

- |   |  |
|---|--|
| AI Cueva de Aizkirri ( <i>Ursus spelaeus</i> ), cerca de Oñate, Guipúzcoa.            | TR Cueva de Troskaeta ( <i>Ursus spelaeus</i> , <i>Ursus arctos</i> ), S. Gregorio Ataún, Guipúzcoa. |
| AA Cueva innominada ( <i>Ursus arctos</i> ), Aránzazu, Guipúzcoa.                     | GR Sima de las Grajas ( <i>Ursus arctos</i> ), Sierra de Guibijo, Guisarte, Alava (7.380 ± 150).     |
| UB Sima Uribe ( <i>Ursus arctos</i> ), cerca de Escoriaza, Guipúzcoa.                 | AM Cueva de Armiña ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Berriatúa, Vizcaya.                                    |
| AK Cueva de Aketegui ( <i>Ursus arctos</i> ), cerca de Aizkorri.                      | AD Cueva de Azkondo II ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Mañaria, Vizcaya.                                  |
| MK Mandabeko Koba ( <i>Ursus arctos</i> ), Arritzaga, Amezketza, Guipúzcoa.           | LL Cueva de La Lastrilla II ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Castro Urdiales, Santander.                   |
| PU Cueva de Putxerri ( <i>Ursus arctos</i> ), Aralar, Guipúzcoa.                      | S Cueva de La Pasada ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Guriezo, Santander, Würm III.                        |
| UK Urkizetako Koba ( <i>Ursus arctos</i> ), Monte Arratzain, Lastur, Deva, Guipúzcoa. | BN Cueva de Cubias Negras ( <i>Ursus spelaeus</i> ), cerca de Arredondo, Santander.                  |
| GA Localidad desconocida ( <i>Ursus arctos</i> ), Guipúzcoa.                          | CN Cueva Negra ( <i>Ursus spelaeus</i> ), San Miguel de Ares, Santander.                             |
| GB Localidad desconocida ( <i>Ursus arctos</i> ), Guipúzcoa.                          | CU Cueva Cubriza ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Piélagos, Santander.                                     |
| SI Cueva de Santa Isabel ( <i>Ursus deningeri</i> ), Arnero, Vizcaya.                 | LH Cueva de Las Heras ( <i>Ursus spelaeus</i> ), cerca del pueblo de Las Heras, Santander.           |
| G Actual ( <i>Ursus arctos</i> ), Itto, ARANZADI.                                     | PN Cueva de El Pendo ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Camargo, Santander.                                  |
| PA Cueva de Pardaki ( <i>Ursus spelaeus</i> ) cerca de Urnieta, Guipúzcoa.            | CA Cueva de El Castillo ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Villacarriedo, Santander.                         |

- |  |  |
|--|--|
| MO Cueva de Las Monedas ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Villacarriedo, Santander.                                   | P Sima de la Cuña ( <i>Ursus arctos</i> ), Cervera, Palencia.  |
| PV Cueva de Puente Viesgo ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Villacarriedo, Santander.                                 | BO Cueva del Oso ( <i>Ursus arctos</i> ), embalse del Porma, cerca de Boñar, León.   |
| LO Cueva de Los Osos ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Barcenaciones, Santander.                                      |  |
| LF Cueva de La Fuente ( <i>Ursus arctos</i> ), Llaguno, Santander.   | Borde Mediterráneo (fig. 1.4)  |
| LJ Cueva de La Jériza ( <i>Ursus arctos</i> ), Llaguno, Santander.   | FI Cova des Finestres ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Olot, Gerona.   |
| TC Cueva de Trúcios ( <i>Ursus arctos</i> ), Trucios, Santander.   | ER Cova des Ermitons ( <i>Ursus spelaeus</i> ) cerca de Olot, Gerona, asociado a industria de edad Musteriense.                                |
| TV Sima T-20 ( <i>Ursus arctos</i> ), Trucios, Santander.  | RV Raclau Viver ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Serriñá-Bañolas, Gerona, edad post-Musteriense.   |
| ST Sima Tresviso ( <i>Ursus arctos</i> ), Tresviso, Santander.   | AR Cueva de la Arbreda ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Serriñá, cerca de Bañolas, Gerona, asociado a industria de edad Musteriense.                 |
| CO Cueva de la Corta ( <i>Ursus arctos</i> ), Tresviso, Santander.   | CD Cau del Duc, material no estudiado, Gerona.   |
| LB Cueva de la Bodega ( <i>Ursus arctos</i> ), Sotres, Asturias.   | UL Hallazgo superficial cerca del pueblo de Ullastret ( <i>Ursus sp.</i> ), Gerona.  |
| NO Cueva Noruega ( <i>Ursus arctos</i> ), Cangas de Onís, Macizo del Cornión, Asturias.                        | BV Cantera cerca de Bovila Ordis, Gerona ( <i>Ursus cf. deningeri</i> ), edad similar a Senéze (VILLALTA com. verb.).                          |
| AL Cueva de La Llanera ( <i>Ursus cf. arctos</i> ), Oviedo, Asturias.  | MR Mollet Racó ( <i>Ursus prearctos</i> ), cerca de Serriñá-Bañolas, Gerona. Edad Riss, similar a Luneville.                                   |
| VE Cantera Tudela-Veguín ( <i>Ursus cf. deningeri</i> ), Grado, Asturias.                                      | MU Cueva de los Muricecs ( <i>Ursus sp.</i> ), Congost de Callegut cerca de Tremp, Lérida, más moderno que un nivel con industria Musteriense. |
| CP Cueva de Purruñal ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Cebretero, Lugo.   | X Cueva del Toll ( <i>Ursus spelaeus</i> ), situada cerca de Moiá, Barcelona, edad Würm I-II.  |
| VB Cueva de Valdeabraira ( <i>Ursus arctos</i> ), Cebretero, Lugo.   | TU Cueva de las Tuxoneras ( <i>Ursus spelaeus</i> ), cerca de Moiá, Barcelona, asociado a industria Musteriense antiguo.                       |
| OG Complejo Ojo Guareña ( <i>Ursus spelaeus</i> ), Villarcayo, Burgos.   | EY Cova d'Erinya (Cova de Les Llenes) ( <i>Ursus spelaeus</i> ), cerca de la Poble de Segur, Barcelona, sin edad conocida.                     |
| D Cueva de Saldarrañao ( <i>Ursus arctos</i> ), Espinosa de los Monteros, Burgos.                              | VJ Brecha del Vall de Joan ( <i>Ursus arctos</i> ), cerca de Gavá, Barcelona, edad desconocida.  |
| LM Sima de Los Morteros ( <i>Ursus arctos</i> ), Espinosa de los Monteros, Burgos.                             | CB Cau Borrás ( <i>Ursus mediterraneus</i> ), cerca de Oropesa del Mar, Castellón, edad Riss.  |
| B Cueva Mayor ( <i>Ursus deningeri</i> ), Atapuerca, Burgos. Pleistoceno Medio.                                | VL Brecha osífera ( <i>Ursus mediterraneus</i> ), cerca de Villavieja, Castellón, edad Riss.   |
| C Trinchera del Ferrocarril ( <i>Ursus prearctos</i> ), Atapuerca, Burgos.                                     |  |
| TS Tres Simas ( <i>Ursus cf. spelaeus</i> ), Atapuerca, Burgos, asociada a industria del Paleolítico Superior. |  |
| PS Sima Innominada ( <i>Ursus prearctos</i> ), Palacios de la Sierra, Burgos.                                  |  |



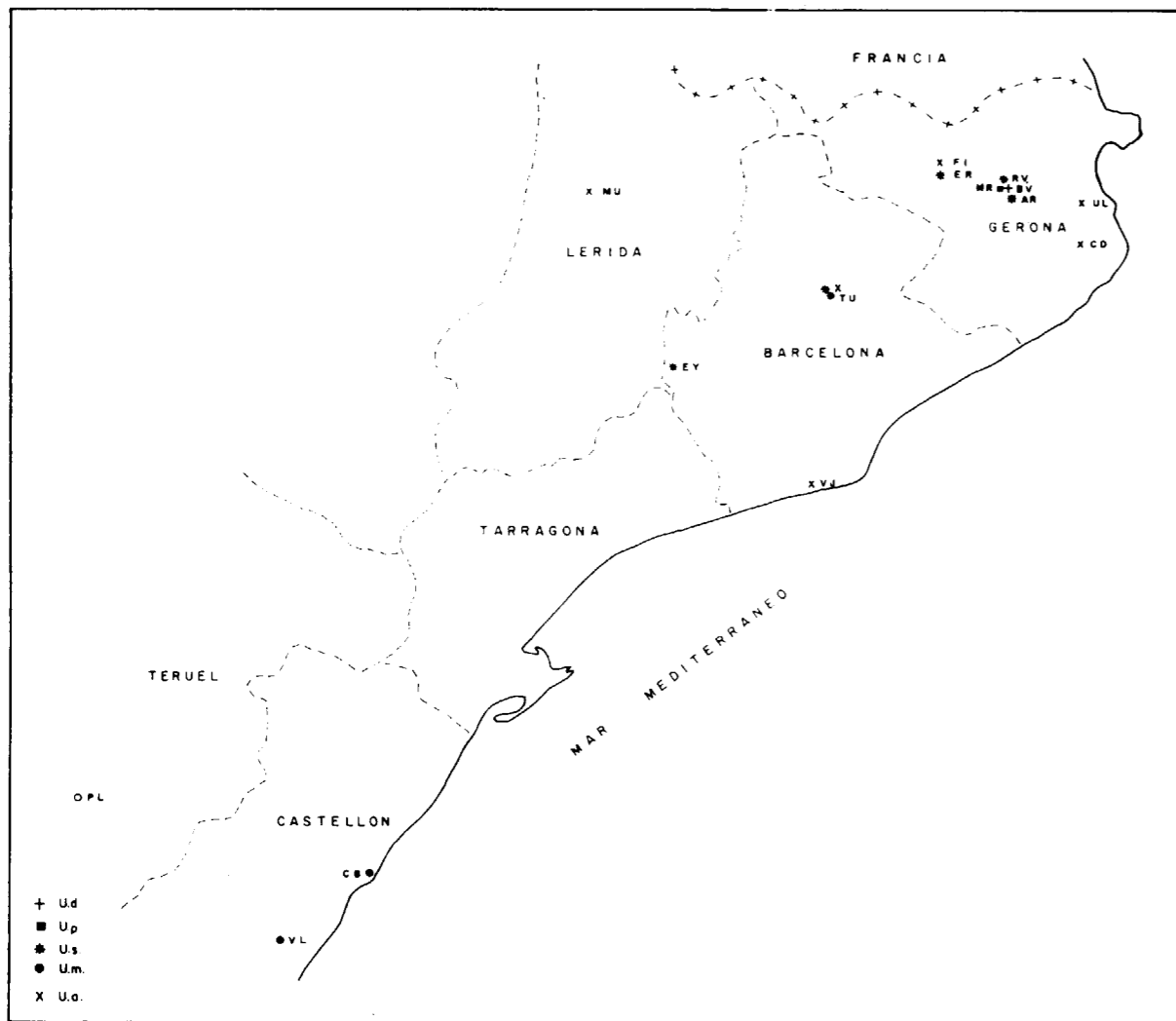


Figura 1.4.—Distribución de yacimientos en el Borde Mediterráneo.

PL Zona lacustre asociada a un abanico aluvial (*Ursus etruscus*), cerca de la Puebla de Valverde, Teruel, edad Villafranquiense Superior.

Meseta (fig. 1.5)

NU Cueva Nueva I (*Ursus deningeri*), Pedraza, Segovia, asociado a *Crocota spelaea intermedia*.

NV Cueva Nueva II (*Ursus deningeri*) Pedraza, Segovia.

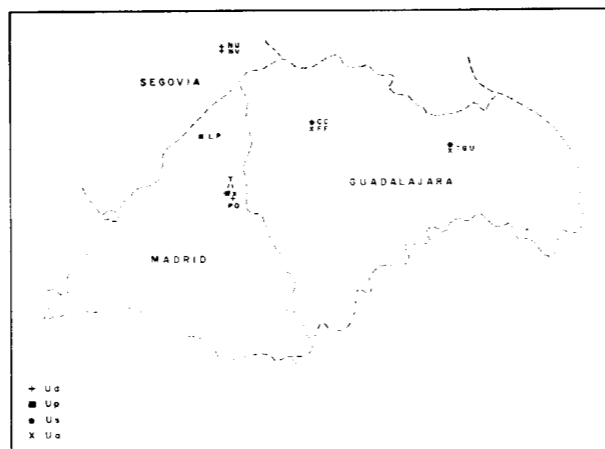


Figura 1.5.—Distribución de yacimientos en la Meseta Sur.

- GU Cueva de Los Casares (*Ursus spelaeus-Ursus arctos*), Riba de Saelices, Guadalajara.
- CC Cueva Grande (*Ursus spelaeus*). El Congosto, Guadalajara.
- FF Cueva de las Riguras (*Ursus arctos*), El Congosto, Guadalajara.
- T Cueva del Reguerillo (*Ursus spelaeus-Ursus arctos*), Patones, Madrid, edad superior a 32.000 años, asociado a industria de tipo auriniense.
- TT Cueva innominada (*Ursus cf. deningeri*), Embalse del Pontón de La Oliva, Madrid.
- LP Cueva de La Pinilla del Valle (*Ursus prearctos*), Riss, Pinilla del Valle, Madrid.

Vertiente Atlántica (Portugal) (fig. 1.6)

- FU Cueva Furninha (*Ursus arctos*), Peniche, Extremadura, asociados a industria Musteriense.
- GF Grota das Fontainhas (*Ursus arctos*), Sierra de Montejunto, Extremadura.
- ML Cueva de la Sierra dos Molianos (*Ursus arctos*), cerca de Alcobaca, Extremadura, asociado a industria del Paleolítico Superior.

Andalucía (fig. 1.7)

- AG Cueva del Agua (*Ursus arctos*), cerca de Iznalloz, Granada, asociado a *Panthera spelaea* GOLD.
- VM Venta Micena (*Ursus etruscus*), en la depresión de Baza, cerca de Orce, Granada.
- LV Cueva del Higuero (*Ursus cf. deningeri*), Rincón de La Victoria, Málaga.
- GN Cueva de la Genista (*Ursus arctos*), Gibraltar, material no estudiado.
- DT Devil's Tower (*Ursus arctos*), Gibraltar, material no estudiado.

1.3. Distribución estratigráfica

*U. etruscus* más antiguo se ha localizado en Vi-

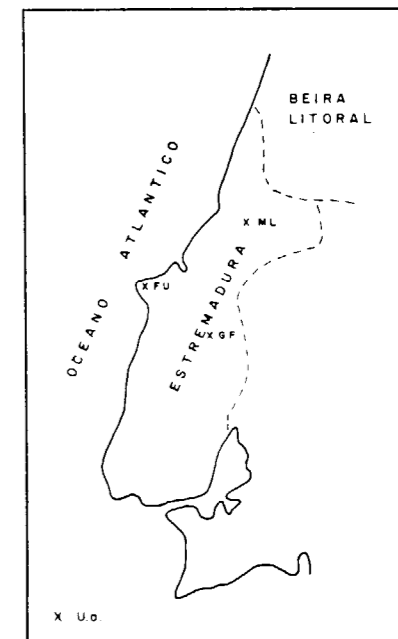


Figura 1.6.—Distribución de yacimientos en el Borde Atlántico.

llarroya, Plioceno Superior, el más moderno aparece en Venta Micena (VM) Günz.

*U. prearctos* más antiguo se localiza en la Gran Dolina (GD), edad Cromer, mientras que el más moderno está representado en Pinilla del Valle (LV), de edad Riss.

*U. deningeri* aparece únicamente en yacimientos de edad Mindel.

*U. mediterraneus*, en dos yacimientos del Riss.

*U. spelaeus* más antiguo aparece en el yacimiento de Tres Simas (TS), Riss alto, mientras que el más moderno se localiza en Arrikrutz (A. Würm III, aunque existe la certeza (J. Altuna com. verbal) que, de manera residual, existiera hasta el final del Pleistoceno.

*U. arctos* sólo se ha encontrado asociado a *U. spelaeus* en algunos yacimientos del Würm Inferior, Cueva del Reguerillo (T) y Cueva de Arrikrutz (A). Su máxima expansión tuvo lugar a finales del Würm y sobre todo en el Holoceno.



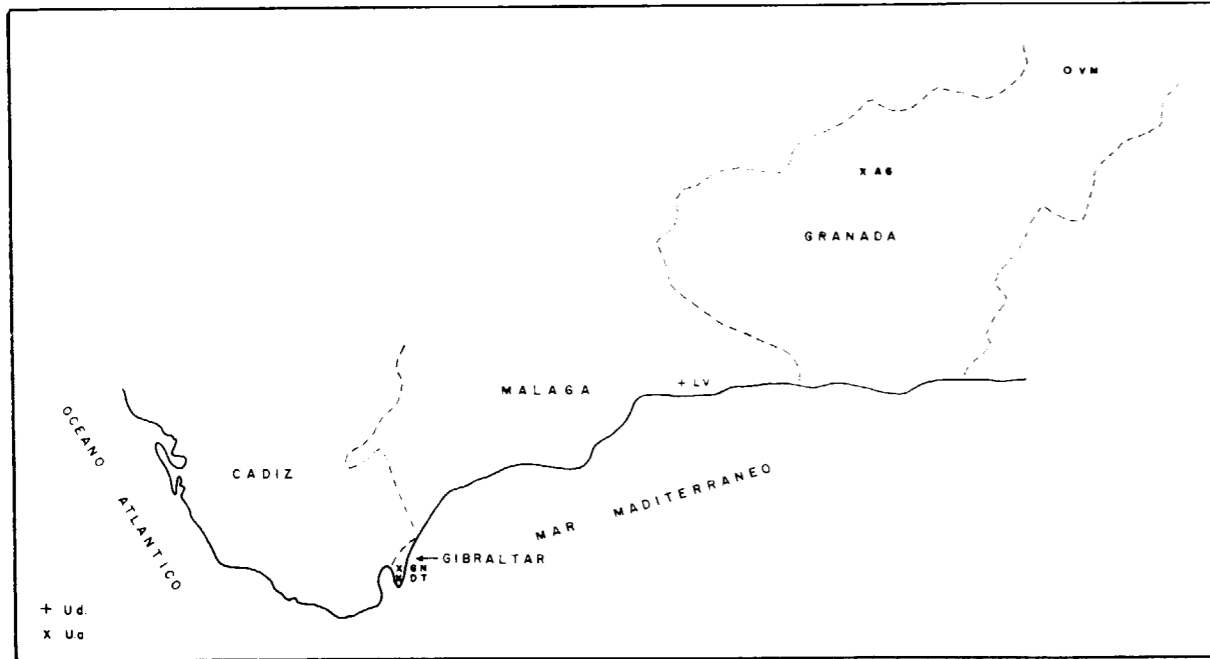


Figura 1.7.—Distribución de yacimientos en Andalucía.

1.4. El cráneo

Para el estudio de la anatomía craneana, sólo se ha dispuesto de tres cráneos de *Ursus arctos*, dos procedentes de la Cueva de Saldarrañao y otro de la Sima de Tresviso, y uno de *Ursus spelaeus* de la Cueva del Reguerillo. Esta limitación se debe a que sólo se pueden distinguir las suturas craneanas en los animales jóvenes. A pesar de estos inconvenientes, se ha podido completar la descripción anatómica detallada del cráneo, gracias a una traducción del excelente trabajo de MARINELLI (1931), que contiene una descripción bastante exhaustiva de la anatomía y biomecánica craneales del oso de las cavernas. No se poseen datos propios sobre el cráneo de *Ursus deningeri* y tampoco se ha podido obtener conclusiones de detalle del material de *Ursus etruscus*.

La descripción anatómica interna del cráneo, se basará en dos cráneos de *Ursus arctos*, jóvenes, procedentes de la Cueva de Saldarrañao, que he seccionado sagitalmente, y en uno de *Ursus spelaeus*, perteneciente a un animal relativamente joven de la Cueva del Reguerillo.

Morfología general

El cráneo del oso de las cavernas (fig. 1.8), llama poderosamente la atención por su gran tamaño y masividad. Es pesado, de gruesas paredes que deben recurrir a una intensa neumatización para aligerar su peso, que tuvo que estar soportado por músculos del cuello excepcionalmente robustos. En este cráneo todo se hiperdesarrolla, desde el ya aludido espesor de los huesos, a las crestas, arcos (oculares y cigomáticos), apófisis, etcétera, y todo ello para albergar un cerebro que, volumétricamente se diferencia bien poco del de *Ursus arctos*. En el cráneo de *Ursus spelaeus*, se observa la existencia de dos tipos morfológicos extremos, entre los cuales se sitúa la población; como lo puso claramente de manifiesto CORDY (1972). Según este autor, los cráneos pertenecientes a machos pueden englobarse en dos grandes grupos: cráneos tipo dogo y lebrél. Los tipo dogo, se caracterizan por valores inferiores de la longitud, con anchuras craneales proporcionalmente mayores, una frente casi vertical y ancha, hocico corto, a veces con la serie dental incurvada, la rama ascendente de la mandíbula más vertical y menor longitud de la rama horizontal de la mandíbula.

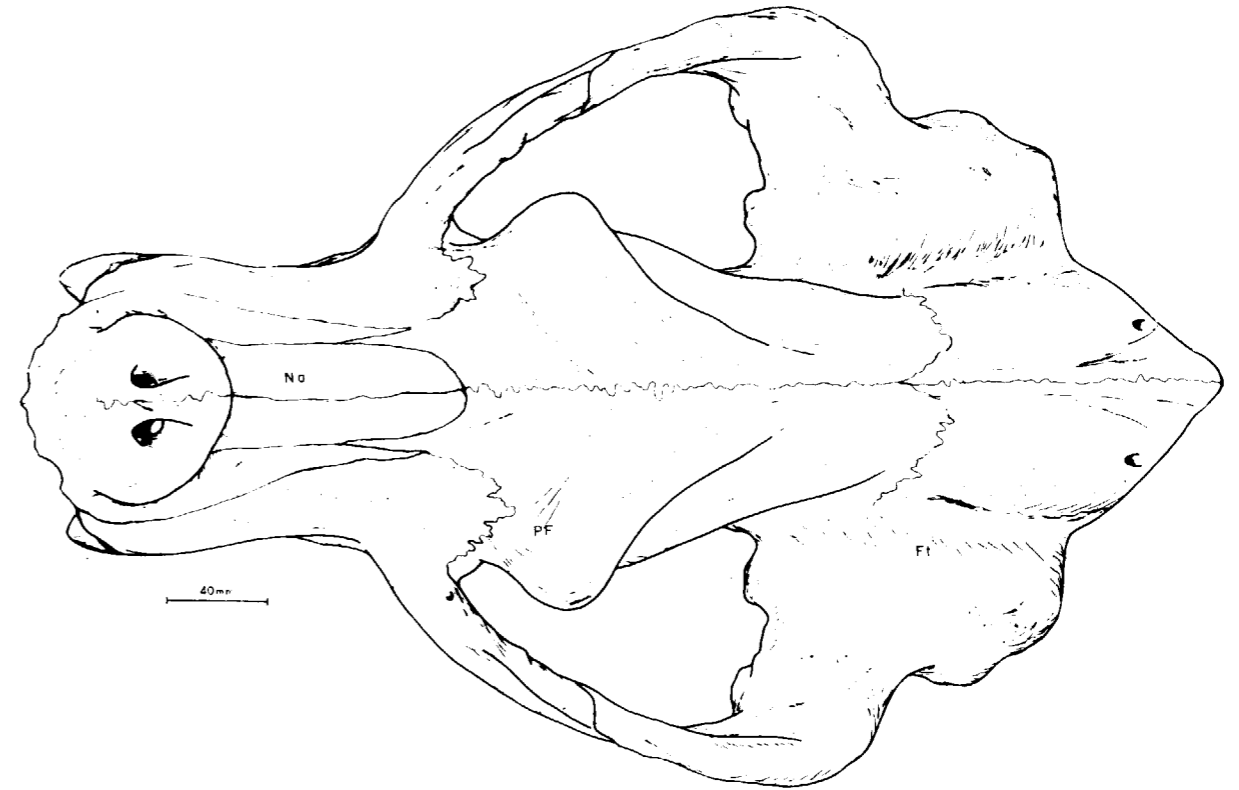


Figura 1.8.—(A). Cráneo de *Ursus spelaeus* (macho adulto), procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

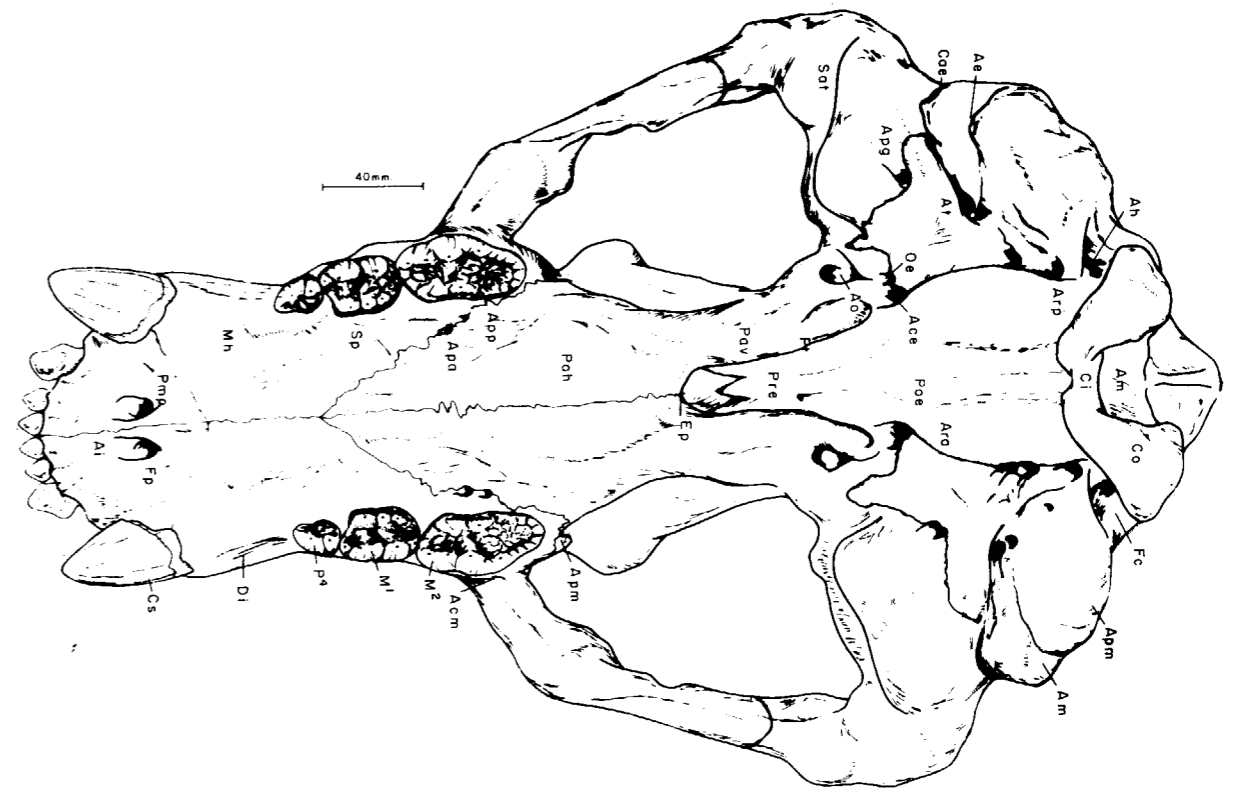


Figura 1.8.—(B). Cráneo de *Ursus spelaeus* (macho adulto), procedente de la Cueva del Reguerillo (T).



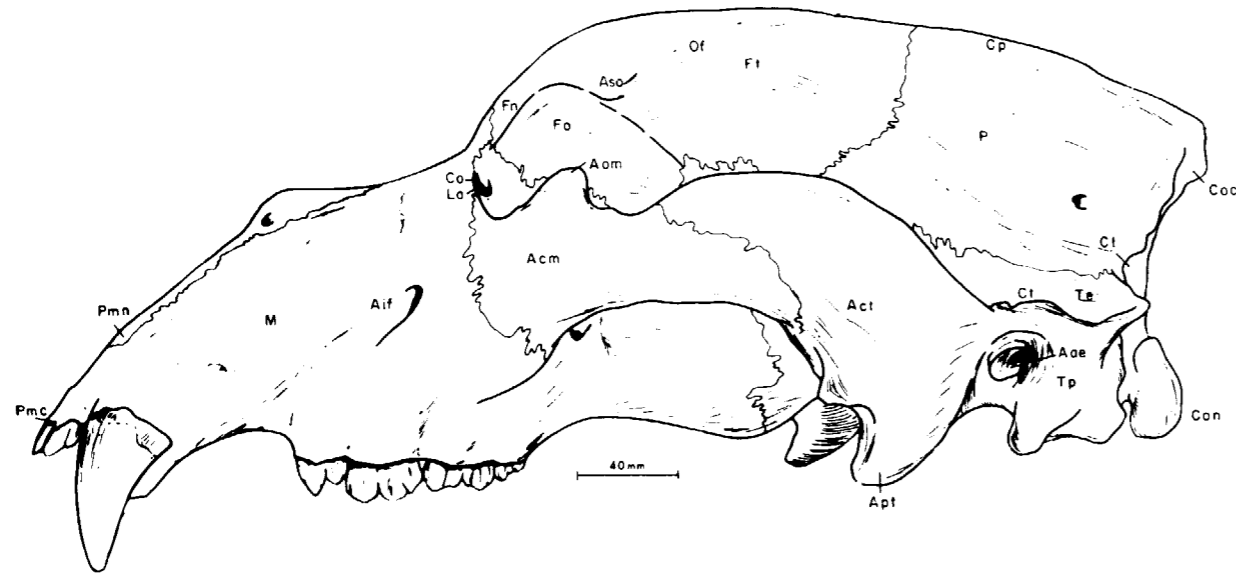
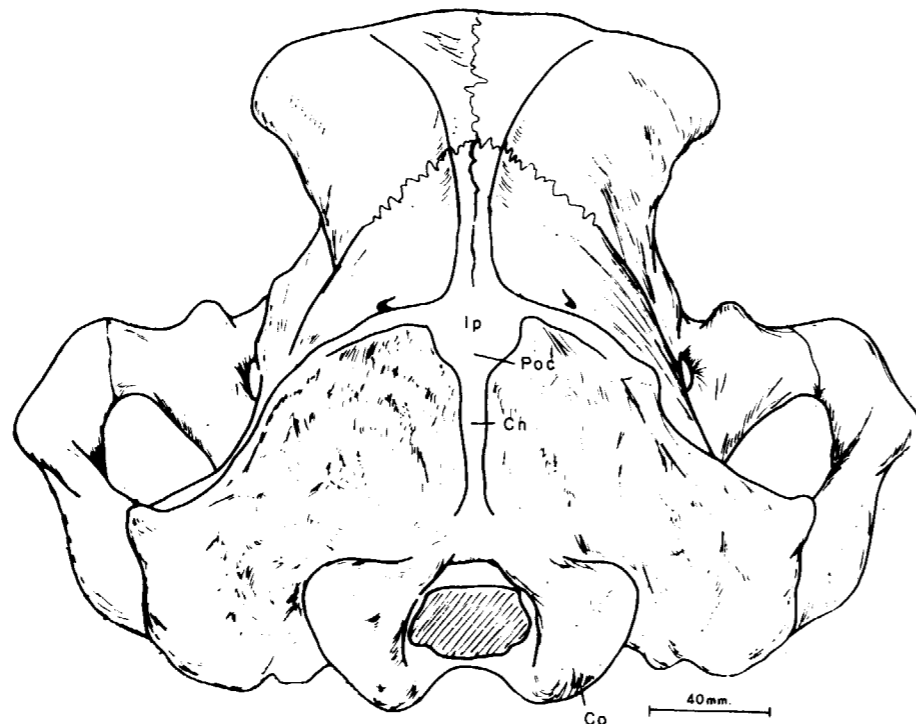


Figura 1.8.—(C). Cráneo de *Ursus spelaeus* (macho adulto), procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

Figura 1.8.—Cráneo de *Ursus spelaeus* (macho adulto) procedente de la Cueva del Reguerillo (T).  
A—Vista dorsal: Na, nasal; PF, protuberancia frontal; Ft, fosa temporal.

B—Vista ventral; Ah, agujero hipogloso; Fc, fosa condílea; CO, cóndilo; Apm, apófisis paramastoidea; Am, apófisis mastoidea; Bo, basioccipital; Arp, agujero rasgado posterior; Ae, agujero estilomastoideo; At, ampolla timpánica; Oe, orificio de Eustaquio; App, agujero postglenoidal; Ace, agujero carotídeo externo; Ao, agujero oval; Ara, agujero rasgado anterior; Poe, postesfenoides; Pre, preesfenoides; Sat, surco articular del temporal; Pt, pterogoides; Pav, porción vertical del palatino; V, vomer porción horizontal; Ep, espina palatal posterior; Pah, porción horizontal del palatino; Apm, apófisis pterigoidea del maxilar; App, agujero palatal posterior; Apa, agujero palatal anterior; Sp, surco palatino; Di, diastema; Pm, apófisis palatina del premaxilar; Fp, fisura palatina; Ai, agujero incisivo; M<sup>1</sup> y M<sup>2</sup>, primero y segundo molares superiores; P<sup>4</sup>, cuarto premolar superior; Cs, canino superior; I1, I2 e I3, primero, segundo y tercero incisivos superiores.

C—Vista lateral; Coc, cresta occipital; Cp, cresta parietal; P, parietal; Te, temporal (porción escamosa); Ct, cresta temporal; Cl, cresta lambda; Tp, porción petrosa del temporal; Aae, abertura acústica externa; Apt, apófisis postglenoidea del temporal; Act, apófisis cigomática del temporal; Cf, cresta frontal; Ft, porción temporal del frontal; Aso, apófisis supraorbitaria; Fn, porción nasofrontal del frontal; Fo, porción orbitaria del frontal; Aom, apófisis orbitaria del molar; Acm, apófisis cigomática del malar; Co, cresta orbitaria; La, lagrimal; Aif, agujero infraorbitario; M, cuerpo del maxilar; Pmm, apófisis nasal del premaxilar; Pmc, cuerpo del premaxilar.  
D—Vista posterior: Ip, interparietal; Cn, cresta nugal; Poc, protuberancia occipital externa.



Los tipo lebrél muestran valores más altos de la longitud y, por lo tanto, valores proporcionalmente menores de las anchuras. Faltan las protuberancias frontales, la frente es más plana y estrecha, hocico estrecho, arcos cigomáticos largos y una mandíbula larga con su borde inferior más estrecho.

Estas formas, aunque con otra nomenclatura, ya habían sido observadas por MARINELLI (1931) en Mixnitz.

Esta definición de dos grupos morfológicos no es absoluta ni estanca, ya que pueden aparecer formas intermedias: una hembra, que posee un cráneo grácil, puede llegar a tener protuberancias frontales tanto o más importantes que un macho que posee un cráneo tipo lebrél.

El aspecto general del cráneo del oso de las cavernas está marcado por la gran elevación de la frente respecto al borde superior del hocico. El perfil se rompe a la altura de los ojos, de forma que una profunda depresión separa la región facial de la cerebral. Esto no se observa en el cráneo de oso pardo (figs. 1.9 y 1.10), aunque en individuos muy viejos se produce un suave hundimiento de la zona frontal que origina un ligero escalón que separa la región facial de la cerebral, figura 1.10. Tampoco se aprecia, al menos de forma tan marcada, en los cráneos de *Ursus deningeri* antiguos en los que el perfil lateral del cráneo no muestra ninguna interrupción; en algún cráneo «moderno» de *Ursus deningeri*, por ejemplo, en uno procedente de la Cueva de Petralona, KURTEN (1977), se observa que aparece el escalón frontal.

Si se observa el cráneo del oso de las cavernas en norma dorsal, se aprecia claramente que la región cerebral (s.l.) posee un contorno marcadamente triangular, que se une con la parte del hocico, que posee unas dimensiones muy modestas si se la compara con las del resto del cráneo. En el del oso pardo, aunque se observa una morfología similar, no existe desproporción tan marcada; en la superficie dorsal, existe una cresta (cresta sagital) simétrica que discurre sobre el eje medio del cráneo, para abrirse hacia los lados en la zona de la frente (cresta frontal), la cual puede llegar a proyectarse casi perpendicularmente sobre el hocico. Se trata de un carácter variable según los individuos y según su edad, que ha dado lugar, por supervaloración del carácter a la aparición de

algunas especies y subespecies no válidas. La vista dorsal del cráneo de *Ursus arctos*, evidencia menores anchuras de la región posterior y una frente plana.

La vista dorsal del cráneo del oso de las cavernas revela también el fuerte abombamiento de la caja craneana, sobre todo en la zona donde articulan parietal y porción petrosa del temporal; destacando del contorno del cráneo la gran anchura de los arcos cigomáticos, sobre todo en la zona correspondiente a la apófisis cigomática de la porción escamosa del temporal; que es muy ancha, lo que sugiere una gran potencia del masetero medio. Esta apófisis está separada del resto del arco cigomático por un pronunciado escalón.

Visto el cráneo lateralmente, además de su perfil significativo, llama poderosamente la atención la marcada línea que partiendo de la zona media de la porción glenoidal, separa la región temporal de la orbitaria. Se observa una estrecha fisura, que conduce a la abertura del oído (conducto auditivo externo), cubierta y protegida por el borde de la sutura lambda, cerrada por detrás por el proceso postglenoidal, que es de gran tamaño y bastante más robusto en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. También se identifica parcialmente el borde posterior de la fosa glenoidal, de enorme tamaño, en la que encaja el borde posterior de cóndilo de la mandíbula. Ya en la parte más inferior aparecen los cóndilos occipitales.

Si se observa ventralmente el cráneo, se ve la gran longitud y relativa estrechez del paladar duro, el canal de las coanas totalmente abierto, a cuyos lados aparecen las apófisis pterigoideas y las pterigoides. Lateralmente se aprecia la superficie convexa del borde posterior del proceso postglenoidal así como la cavidad glenoidea en la que encaja la mandíbula.

#### Cambios en la morfología del cráneo durante el crecimiento

Los cráneos de *Ursus spelaeus* (fig. 1.11) y de *Ursus arctos* neonatos se caracterizan por poseer un marcado aspecto globoso; con un notable predominio de los huesos del neurocráneo sobre los faciales. Externamente se pueden citar las siguientes características: en la parte anterior del cráneo se observa que frontal y nasal se sitúan uno a con-

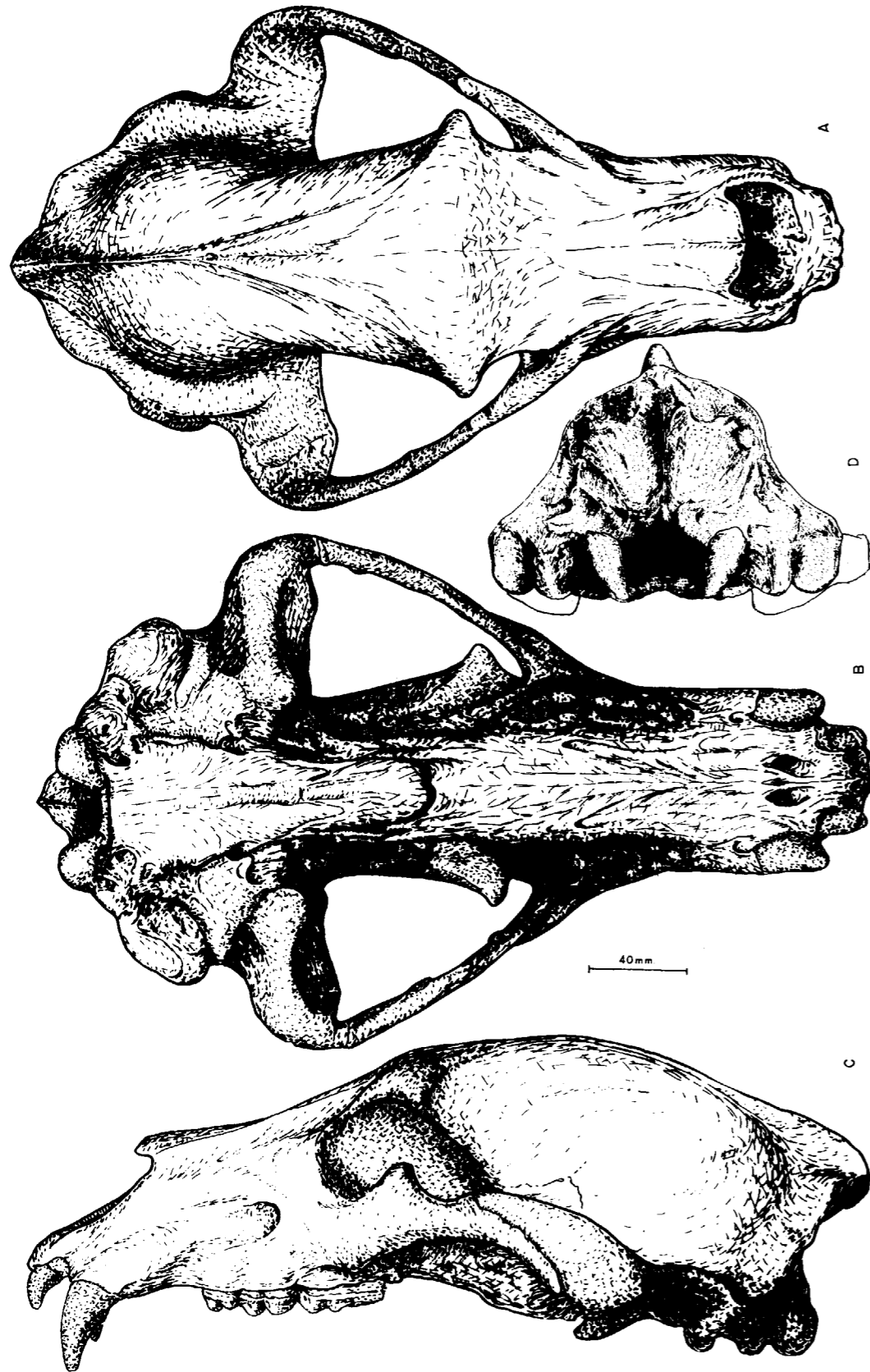


Figura 1.9.—Cráneo de *Ursus arctos* (hembra adulta), procedente de la Cueva de Saldarrañao (D). A, vista dorsal; B, vista ventral; C, vista lateral (sin.); D, vista posterior.

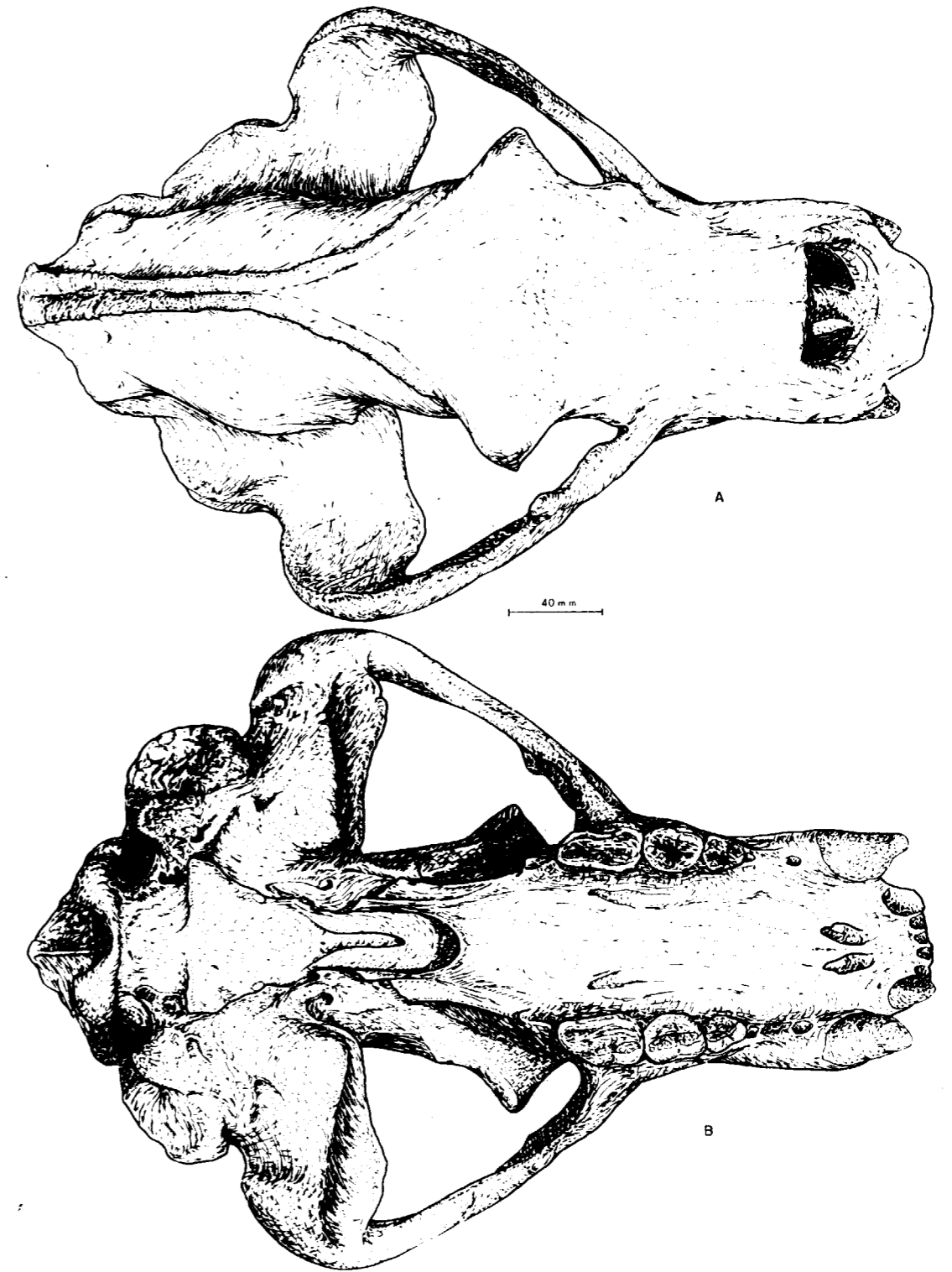


Figura 1.10.—Cráneo de *Ursus arctos* (macho senil), procedente de la Cueva de Saldarrañao. A, vista dorsal; B, vista ventral; C, vista lateral (sin.).



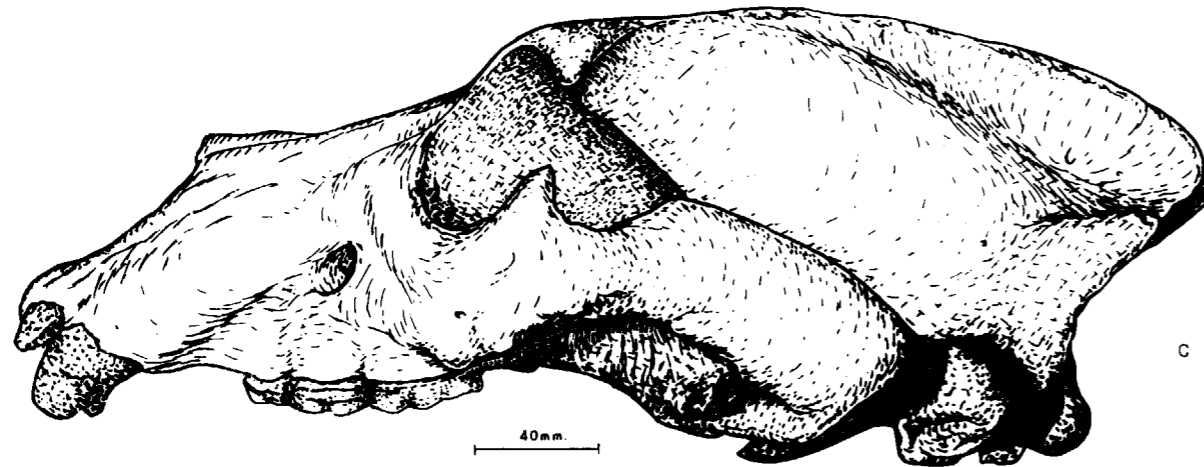


Figura 1.10.—(C). Cráneo de *Ursus arctos* (macho senil), procedente de la Cueva de Saldarrañao (D).

tinuación del otro, inclinados hacia abajo, formando una zona plana continua, algo inclinada hacia el plano medio, incluso en *Ursus spelaeus* falta el hundimiento glabellar. La estricción postorbitaria se sitúa tras la apófisis supraorbitaria y es muy marcada, difuminándose en los cráneos de animales adultos. La arista frontal y su prolongación, la cresta interparietal, no siguen el mismo recorrido que en los ejemplares adultos: la cresta frontal, desde su origen, tras la opófisis supraorbitaria, en vez de mostrar un desarrollo oblicuo, hacia atrás y hacia el plano medio del cráneo, de forma que se une con sus simétricas tras la línea de sutura frontoparietal, en los animales neonatos corre casi paralela al plano medio para, finalmente, morir sobre la sutura parietoccipital. El interparietal está soldado por su extremo inferior al occipital y este último muestra un esbozo apreciable de cresta occipital. La región del parietal —porción escamosa del temporal posee una fuerte y regular convexidad. La cavidad craneana posee poco relieve, algunas digitaciones, faltando algunas crestas, sólo está presente la parietal interna, que se orienta en forma distinta a como lo hace en los animales adultos, ya que aunque se inclina hacia abajo y hacia adelante su pendiente es mucho mayor.

Un cráneo de un oso de las cavernas que puede considerarse como la edad intermedia entre los ejemplares neonatos y los subadultos (fig. 1.12), conserva abiertas las suturas, ya ha perdido ese aspecto globoso propio de los ejemplares neonatos

y muestra ciertos cambios morfológicos: la región rostral parece que se ha «estirado» hacia adelante, de forma que el cráneo parece ser mucho más estilizado. Aunque está algo incompleta el área frontal, no parece que exista hundimiento glabellar importante. La estricción postorbitaria, existente tras la apófisis supraorbitaria, se ha transformado en una amplia zona suavemente cóncava; la cresta frontal ha comenzado a emigrar en su parte posterior, de forma que aunque todavía no corre por el plano medio del cráneo ya converge marcadamente hacia él. En este ejemplar el hueso interparietal no estaba soldado al occipital y se ha perdido. La cresta parietal interna se ha hecho más importante y se inclina más oblicuamente hacia abajo y hacia adelante. Las digitaciones del cráneo comienzan a ser más importantes; las crestas internas están todavía poco marcadas, pero ya se observa el surco de la arteria meníngea, que en los animales neonatos está sólo esbozada.

Conforme se va desarrollando el animal, su cráneo va adquiriendo una mayor definición morfológica: la región facial se hace más importante. La cresta frontoparietal se acerca mucho a la posición que alcanzará en los animales adultos, la zona de estricción postorbitaria se retrasa ligeramente, pero el frontal sigue siendo plano. Falta el escalón que tanto caracteriza los cráneos de *Ursus spelaeus*, cuando éstos se observan lateralmente, se aprecia una cierta inclinación de la porción nasofrontal del frontal hacia el plano medio, pero

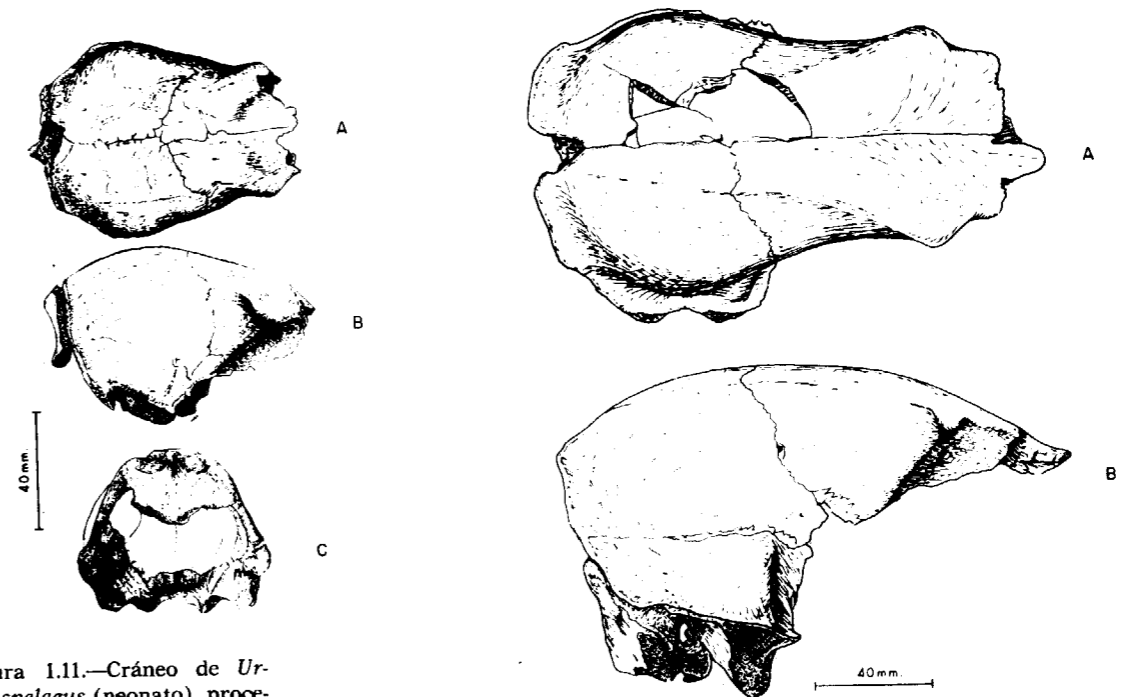


Figura 1.11.—Cráneo de *Ursus spelaeus* (neonato), procedente de la Cueva del Reguerillo (T). A, vista dorsal; B, vista lateral (dex.); C, vista posterior.

Figura 1.12.—Cráneo de *Ursus spelaeus* (juvenil), procedente de la Cueva de Arrikutz A). A, vista dorsal; B, vista lateral (dex.); C, vista posterior.

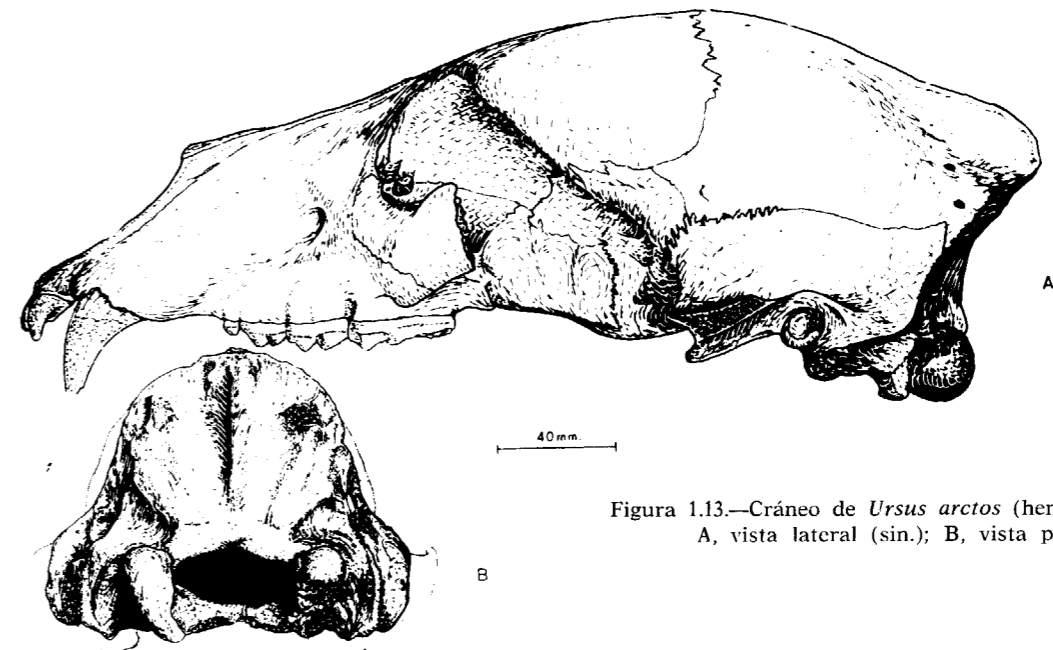
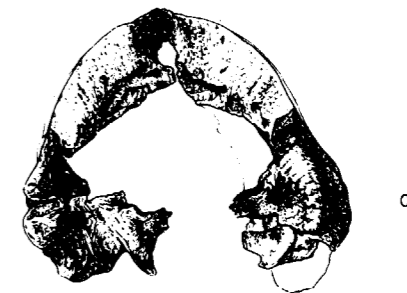


Figura 1.13.—Cráneo de *Ursus arctos* (hembra subadulta). A, vista lateral (sin.); B, vista posterior.

no existe ni hundimiento glabellar ni elevación de las prominencias frontales. La apófisis supraorbitaria que en los cráneos de animales más jóvenes se dirigen prácticamente sólo hacia fuera, comienzan a inclinarse hacia abajo. El aspecto que poseen los cráneos pertenecientes a ejemplares subadultos de *Ursus spelaeus* recuerda mucho al de *Ursus etruscus* y al de *Ursus arctos*, es decir, poseen caracteres dolicocefalos, no se han desarrollado transversalmente con la masividad que se observa en los ejemplares adultos. Este aspecto dolicocefálico aparece subrayado por la pequeña proyección externa de los arcos cigomáticos.

Los cráneos de ejemplares subadultos de *Ursus arctos* se asemejan notablemente al de los adultos, aunque al faltar las crestas frontal e interparietal y un pequeño desarrollo de la cresta parietal, posee un aspecto más globoso. Las apófisis supraorbitarias están todavía poco desarrolladas.

El desarrollo incompleto de la región occipital se traduce en varios fenómenos morfológicos de interés: la altura de la región occipital (basion-acrocranion) es mayor, ya que interparietal y occipital no se inclinan tanto hacia abajo y hacia adelante. En definitiva: toda la región posterior del cráneo es más vertical, por ello la longitud basilar (prosthion-basion) es más parecida a la longitud total (prosthion-acrocranion).

En los cráneos de animales jóvenes las incisiones palatinas están muy cerca de la línea de unión del palatino con el maxilar; con el crecimiento se van retrasando, lo que indicaría un alargamiento, con la edad, del extremo anterior del hocico, que probablemente se traduce en un alargamiento del diastema.

Las zonas neummatizadas de los huesos (senos), también se desarrollan gradualmente durante el crecimiento, de forma que según sea su presencia más o menos necesaria, adquirirán mayor o menor desarrollo.

#### Aspectos métricos del cráneo

Sobre el cráneo se tomaron las medidas siguientes: (1) longitud total (Prosthion-Opisthocranion); (2) longitud basilar (Prosthion-Basion); (3) longitud del eje basifacial (Prosthion-Hormion); (4) longitud dentaria (Prosthion-Postdentale); (5) longi-

tud nasal (Nasion-Rhinion); (6) longitud del paladar duro (Posthion-Staphylion); (7) longitud de la porción horizontal de los palatinos (Palatino-orale-Staphylion); (8) anchura máxima de la región occipital (Otion-Otion); (9) anchura transversal máxima de los cóndilos occipitales; (10) anchura transversal máxima del agujero magno; (11) anchura máxima del cráneo sobre los arcos cigomáticos; (12) anchura mínima del cráneo tras los procesos supraorbitarios, estrictión postorbital; (13) anchura frontal máxima (Ectoorbitale-Ectoorbitale); (14) anchura mínima entre las órbitas, estrictión orbitaria en el ángulo infero-interno; (15) anchura máxima del paladar sobre el borde externo del segundo molar superior; (16) anchura mínima del paladar en el estrechamiento máximo tras los caninos; (17) longitud medida entre el borde posterior del canino y el talón del segundo molar superior; (18) longitud de los molariformes, del borde anterior del cuarto premolar superior al borde posterior del segundo molar superior; (19) longitud de los molares; (20) diámetro transversal del canino medido en la base del esmalte de la corona.

Los resultados de estas medidas, en los cráneos de las distintas especies y de los diversos yacimientos aparecen en la Tabla 1.1 (*Ursus etruscus*); Tabla 1.2 (*Ursus spelaeus*) y Tabla 1.3 (*Ursus arctos*). Como se observa, se han tratado separadamente los cráneos pertenecientes a machos y hembras.

#### Dimorfismo sexual en el cráneo

Como existe un excelente carácter de sexado, el diámetro transversal de canino a nivel del cuello del esmalte, se ha procedido a realizar representaciones bivariadas de esta medida y de algunas de las dimensiones craneanas más importantes, representando datos correspondiente a *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus*.

En la representación de la longitud basilar en función del diámetro transversal del canino (figura 1.14) se observa una buena separación entre los cráneos de macho y hembra, tanto en *Ursus arctos* como en *Ursus spelaeus*, aunque existe un marcado solapamiento entre los cráneos de *Ursus arctos* pertenecientes a machos y los de *Ursus spelaeus* de hembras. Es decir, los cráneos de

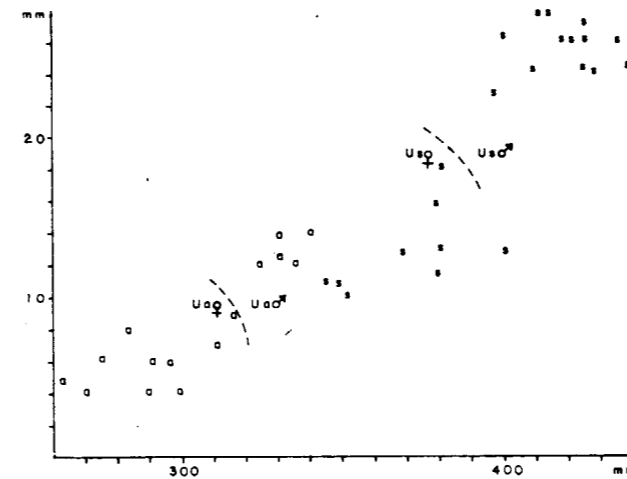


Figura 1.14.—Representación bivariada —longitud basilar (X) (2) en función del diámetro transversal del canino (Y) (20); s, *Ursus spelaeus*; a, *Ursus arctos*.

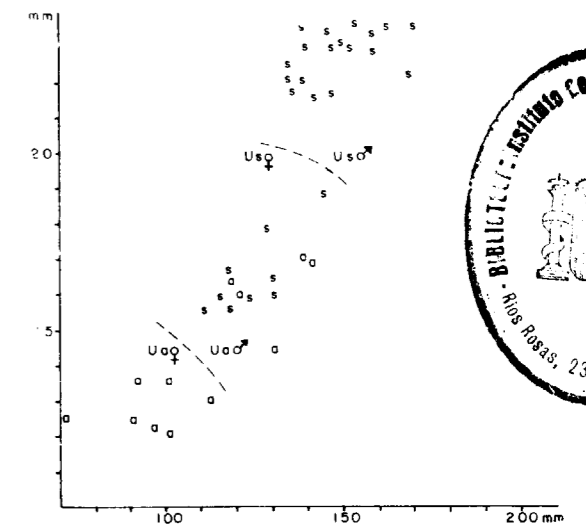


Figura 1.15.—Representación bivariada: Anchura máxima de la región frontal (X) (13) en función del diámetro transversal del canino (Y) (20); s, *U. s.*; a, *U. a.*

osos hembras son más cortos que los de los machos.

La representación bivariada de la anchura frontal máxima en función del diámetro transversal del canino (fig. 1.15), demuestra que existe dimorfismo sexual en la anchura máxima de la frente, tanto en los cráneos de *Ursus arctos* como en los de *Ursus spelaeus*. En esta última especie la separación existente entre las distribuciones correspondientes a las anchuras frontales máximas del cráneo de machos y de hembras está mucho más marcada, lo cual podría indicar que las prominencias frontales, tan típicas del cráneo de oso de las cavernas, podrían ser una característica propia, fundamentalmente, de los machos.

En definitiva: los cráneos de *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus* muestran un marcado dimorfismo sexual, los más cortos y estrechos corresponden a hembras, los más robustos, más largos y anchos pertenecen a machos.

#### Descripción anatómica del cráneo

Para la descripción anatómica pormenorizada del cráneo, se procederá a dividirlo en dos porciones clásicas: la cerebral (Neurocráneo) y la fa-

cial (Esplacnocráneo). Esta división no puede considerarse en forma alguna absoluta, ya que hay porciones de varios huesos que participan en las dos regiones.

El Neurocráneo está compuesto por los huesos siguientes: frontales, interparietales, parietales, occipitales, temporales, esfenoides y etmoides. Dan cobijo al cerebro, entrada a nervios, venas y arterias y facilitan su conexión con la espina dorsal (fig. 1.16).

El Esplacnocráneo está compuesto por los huesos siguientes: premaxilares, maxilares, palatinos, molares, pterigoides, nasales, lagrimales, cornetes dorsales, cornetes ventrales y vomer. Estos huesos constituyen las cavidades nasal y bucal, soportando faringe, laringe y lengua.

#### Frontales (fig. 16)

Los frontales son huesos extensos y topográficamente complicados, ya que construyen parte del esplacnocráneo, participando también en la construcción del neurocráneo. Su cara interna (figura 1.17), también participa en la construcción de la cavidad cerebral. Debido a su gran tamaño y



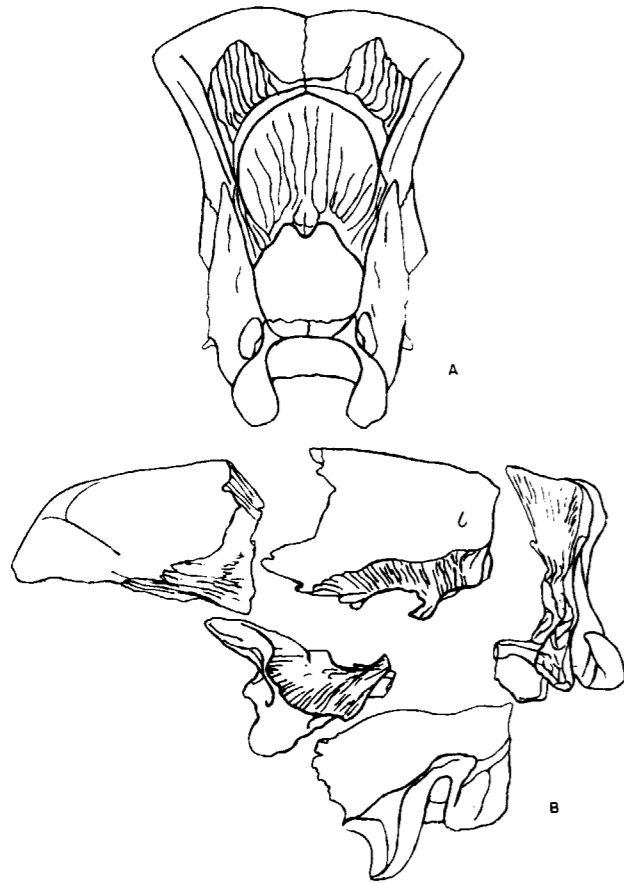


Figura 1.16.—A, esquema de la conexión Neurocráneo-Esplanocráneo, según MARINELLI; B, esquema de las articulaciones del Neurocráneo, según MARINELLI.

función protectora, poseen un grosor muy importante, estando, para reducir su peso, intensamente neumatizados (senos frontales). Para la descripción pormenorizada de este hueso se dividirá en dos partes: las caras interna y externa, que a su vez pueden dividirse en dos porciones, la nasofrontal y la orbitotemporal. La cara interna del hueso frontal (fig. 1-17), es menos extensa que la cara externa, contribuye al cierre de la cápsula ósea que encierra el cerebro en el ángulo postero inferior. La vista interna del frontal revela un gran espacio neumatizado, en el que se independizan un número variable de senos (frontales), los senos de la parte anterior del hueso son alargados, en sentido anteroposterior, los senos de la parte posterior más redondeados. En esta vista del hueso frontal, también se pone de manifiesto el borde sagital, mediante el cual se une con su

simétrico, prácticamente vertical, muy extenso y mostrando una gran serie de surcos y aristas muy finos. En el ángulo postero-superior aparece el corto borde parietal: superficie acanalada, inclinada hacia atrás, mediante la cual este hueso articula con el parietal. La cara externa del hueso es lisa y con unas curvaturas complejas que se describirán a continuación. La porción nasofrontal de la cara externa del frontal comienza por delante a la altura de más o menos la mitad del hueso nasal, donde se aprecia con claridad una aguda cuña ósea perteneciente al frontal, que separa en su parte superior el nasal del premaxilar y maxilar correspondientes. Aproximadamente a la altura del vértice superior de los huesos nasales se ensancha el frontal, dirigiéndose hacia el borde anterior de la órbita donde se desarrolla la cresta orbital, poco marcada en los osos, que separa la porción nasal de la porción orbital. Por encima de las órbitas se desarrollan dos grandes apófisis, apófisis supraorbitarias, que en planta muestran un perfil triangular agudo y cuyo desarrollo varía grandemente con la edad y sexo del animal, se proyectan fuertemente hacia fuera y levemente hacia abajo. Es sobre estas apófisis supraorbitarias, donde el frontal alcanza su máxima anchura. Del vértice de la apófisis supraorbitaria sale la cresta frontal, de desarrollo variable según la edad y sexo del animal, que converge suavemente y con una gran convexidad interna hacia el eje medio del cráneo, para unirse con la cresta parietal contribuyendo a la formación de cresta sagital.

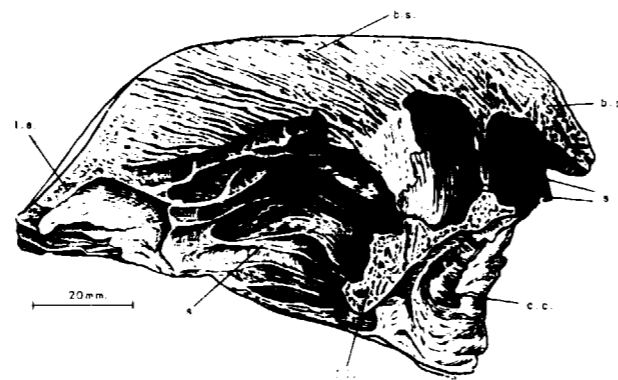


Figura 1.17.—Vista interna del frontal derecho de *Ursus spelaeus*, según MARINELLI; s, senos; l.e, lámina externa; l.i., lámina interna; c.c., cara cerebral; b.s., borde sagital; b.p., borde parietal.

En el cráneo del oso de las cavernas, la morfología de esta región del frontal es compleja, ya que la zona central de la región nasal del frontal se hunde fuertemente, apareciendo una fuerte depresión longitudinal, que afecta también a los huesos nasales, esta zona se denomina glabella; además, la región del frontal adyacente a las apófisis supraorbitarias se «hincha» de forma que aparecen las típicas protuberancias frontales del cráneo del oso de las cavernas. Esta curiosa morfología origina que su parte anterior (nasal) se proyecte casi en ángulo recto, sobre el hocico, quebrando el perfil del cráneo, que es regularmente convexo en las otras especies.

La porción orbitotemporal es extensa. La parte orbital está limitada por delante y por arriba por la cresta orbitaria. En su ángulo inferior limita con el pequeño hueso lagrimal, mientras que su borde inferior articula con el borde superior de la porción perpendicular del palatino; en esta zona se abre un pequeño agujero de contorno circular, que se inclina hacia atrás y hacia abajo y cuyo borde posterior está recubierto por una ceja ósea, se trata del agujero etmoidal. La porción orbital del frontal es suavemente cóncava. La parte temporal de la porción orbitotemporal del frontal se desarrolla a partir de la marcada arista, que va desde la parte glenoidal (*pars glenoidalis*), hasta el borde anterior de la apófisis supraorbitaria. Es poco extensa ya que inmediatamente está recubierta por el parietal; es fuertemente convexa y se acopla perfectamente a la curvatura del parietal, de forma que en animales adultos no se aprecia ninguna discontinuidad entre los dos huesos. Por debajo, la parte temporal de la porción orbitotemporal articula en un corto espacio con el ala temporal del esfenoides.

#### Interparietal

El interparietal es un hueso pequeño, impar, que se sitúa en el vértice postero-superior del cráneo, encajándose entre la porción escamosa del temporal y el occipital. Desde muy temprana edad aparece fusionado con el occipital. Excepto en cráneos de animales neonatos, nunca está individualizado y queda englobado en las grandes masas óseas porosas del occipital, del que no se diferencia. Posee un marcado aspecto cuneiforme, siendo su cara externa triangular tanto en la parte dorsal como en la posterior. Las caras internas

son rugosas y convergentes, no llegando prácticamente a alcanzar la cavidad cerebral.

#### Parietales

Son dos huesos simétricos en forma de concha, cuya misión fundamental es techar y proteger al cerebro y servir para la inserción de importantes músculos. Dorsalmente se unen entre sí, dando lugar a la cresta parietal que en los ejemplares adultos se transforma en cresta sagital; en ella se fija el músculo temporal. La importancia de la cresta sagital y el fuerte abombamiento del hueso son indicativos de su potencia. El borde superior del hueso posee un grosor extraordinario, estando muy neumatizado. El borde sagital es muy extenso y casi vertical, en su ángulo posterosuperior se une con el interparietal. El borde interparietal es pequeño, muy rugoso e irregular; por detrás se une con el occipital, estando también abombado, sobre todo en animales jóvenes, constituyendo la cresta lambda. Por debajo se une con la porción escamosa del temporal, sutura escamosa, que lo recubre en buena parte. Por delante tiene una zona de articulación con el frontal, borde frontal, oblicua, ya que se inclina de delante a atrás. En su ángulo inferior articula con el ala temporal del esfenoides.

La cara cerebral del parietal (fig. 1.18) es fuer-

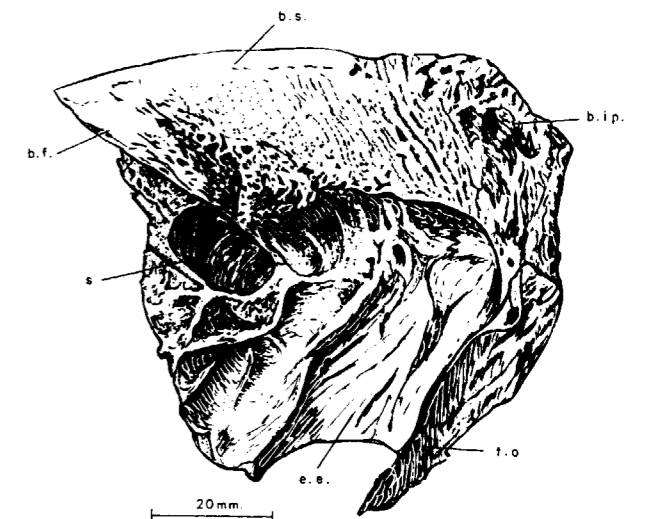


Figura 1.18.—Vista interna del parietal derecho de *Ursus spelaeus*, según MARINELLI; s, seno; b.f., borde frontal; b.s., borde sagital; b.ip., borde interparietal; t.o, tentorio óseo; e.e., escotadura escamosa.

temente cóncava, irregular, y marcada por digitaciones y surcos para arterias y venas, se aprecia claramente el de la arteria meníngea media. Destaca todo su perímetro muy neummatizado, destinado a la articulación con los demás huesos que lo rodean. En su parte posterior aparece una potente arista que desciende oblicuamente de arriba a abajo y de delante a atrás, uniéndose por arriba con la protuberancia occipital interna: se trata del tentorio óseo, que separa cerebro y cerebelo y constituye un importantísimo refuerzo estructural. En el parietal de *Ursus spelaeus* aparecen algunos senos en la cara interna, un reflejo más de la neummatización de este hueso. No se aprecian en *Ursus arctos*.

#### Occipital

El hueso occipital es de gran tamaño y es el constituyente mayoritario de la región posterior del cráneo, contribuyendo también a la formación de su base. Puede dividirse en cuatro porciones claramente definidas: porción escamosa, porciones laterales y porción basilar.

La porción escamosa, la superior, está limitada (fig. 1.19) por el interparietal y por los parietales, desarrollándose entre estos últimos y la porción escamosa del occipital la cresta lambdaídea, que se prolonga hasta el borde superior de la

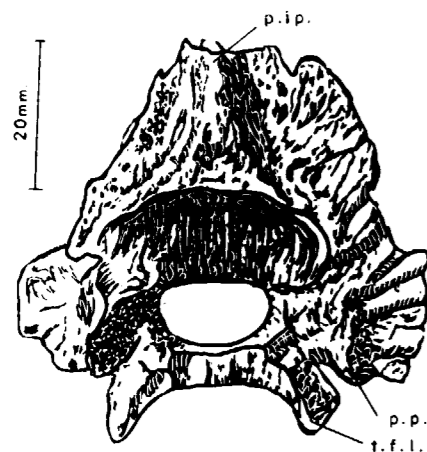


Figura 1.19.—Vista interna del occipital de *Ursus spelaeus*, según MARINELLI; t.f.l., tuberosidad faríngea lateral; p.p., proceso paraoccipital; p.ip., proceso interparietal.

porción escamosa del temporal, punto en el cual se inflexiona dirigiéndose bruscamente hacia delante. Sobre la cresta lambdaídea se asientan fuertes músculos (*M. semiespinalis, cervicis et capitis y rect. cap. post medius*).

La cara externa de esta porción del hueso es muy rugosa, tanto más cuanto más viejo es el animal, y con un perfil triangular característico. Está recorrida de arriba a abajo por una fuerte cresta, muy marcada en el vértice superior del hueso, que sirve para la inserción de fuertes músculos, el músculo temporal y el músculo esplenio. En el ángulo superior se encuentra una protuberancia ósea, la protuberancia occipital externa.

Las porciones laterales del occipital, fundamentalmente constituyen la zona de asentamiento del cóndilo occipital, destinado a realizar la articulación del cráneo con la espina dorsal (atlas). El cóndilo consiste en dos masas óseas orientadas oblicuamente, se dirigen hacia abajo y hacia delante, con el perfil elipsoidal. Entre ellos se abre un gran orificio, agujero magno, de contorno elipsoidal, el eje vertical es el menor, con el borde inferior más rebajado que el superior, con el fin de que al inclinarse la cabeza la articulación con el atlas, no se vea sometida a grandes presiones (escotadura intercondilar). El borde superior del agujero magno está formado por el supraoccipital (porción escamosa del occipital) y lleva dos protuberancias no siempre observables con claridad, se trata de las tuberosidades. Las porciones laterales del occipital se prolongan en dos cuñas robustas y simétricas: los procesos paraoccipitales, denominados apófisis paramastoideas por STYSON (1979), que se dirigen hacia abajo curvándose hacia atrás de forma más marcada en las cercanías de su vértice inferior. La cara posterior de esta apófisis es transversalmente convexa, y si se observa lateralmente es algo cóncava; el vértice es muy romo, rugoso y bastante plano. Esta apófisis se separa de la zona del cóndilo por medio de una depresión profunda estrecha y de fondo redondeado, la fosa condílea en la que aparece un agujero redondeado, el agujero hipogloso, agujero condíleo según THENIUS (1959), que da paso al nervio del mismo nombre.

La cara cerebral de la porción escamosa del occipital (fig. 1.20), es cóncava, contiene al cerebelo. Cabe destacar el desarrollo de una cresta oblicua,

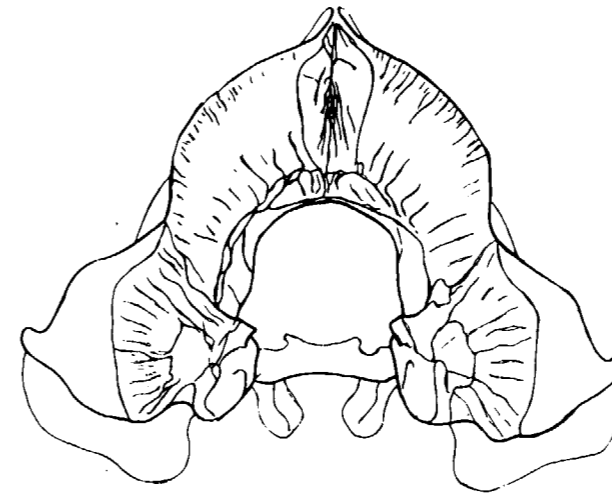


Figura 1.20.—Detalle de la articulación del occipital, según MARINELLI.

se dirige de arriba a abajo; se trata de la protuberancia occipital interna, que contribuye a la formación del tentorio óseo. La cara cerebral es relativamente lisa, excepto una serie de superficies irregulares.

La porción basilar del occipital, topográficamente es bastante sencilla, ya que consiste en una lámina ósea, plana en casi todo su desarrollo, que se une con el borde posterior del basiesfenoides constituyendo la bóveda de las coanas. Sus bordes laterales son fuertemente convexos y redondeados, dirigiéndose marcadamente hacia abajo, quedando una arista roma central en la cara oral del hueso. A ambos lados hay dos pequeñas depresiones; externamente a ellas se proyectan hacia abajo los bordes laterales del hueso, recubriendo el borde interno de la ampolla timpánica, dando una pequeña apófisis piramidal de vértice libre agudo. La cara cerebral del basioccipital es poco visible, ya que está en parte recubierta por la porción del temporal. En la zona de superposición se aprecia el agujero rasgado posterior. Si se observa ventralmente la zona occipital (figs. 1.1 y 1.10), se aprecia inmediatamente la gran cantidad de agujeros complejos que aparecen. El basioccipital participa en la formación de varios de ellos: detrás de la apófisis paramastoidea, en su cara anterior, se detectan dos acanaladuras verticales que coalescen en el fondo de la depresión que se origina en su unión en el borde posterior

de la ampolla timpánica, con otra acanaladura que se dirige, de delante a atrás y de abajo a arriba contorneando el borde posterior de la ampolla timpánica; en el fondo de esta depresión se encuentra el agujero estilomastoideo. En una posición más medial, aparece en la zona de confluencia de la raíz interna de la apófisis paraoccipital otro gran agujero: el agujero rasgado posterior, que está adosado al ángulo interno posterior de la ampolla timpánica y separado, por un estrecho puente óseo, del agujero hipogloso (o condíleo). Ya en el límite anterior del basioccipital se detectan dos agujeros muy juntos, el más externo, prácticamente en la base de la cresta pterigoidea del basiesfenoides, es el agujero rasgado anterior. Va precedido de una pequeña y delicada arista de hueso que sube por la cara interna de la cresta pterigoidea de postesfenoides, que lo separa de un gran agujero ovalado, situado más hacia el eje medio del cráneo: la abertura del conducto (tubo) de Eustaquio.

#### Temporales

Los temporales son dos huesos simétricos, que cierran la cavidad craneana en su ángulo postero inferior y además son el soporte del oído (figura 1.21). Para su estudio conviene dividirlos en dos regiones, la porción escamosa y la porción petrosa.

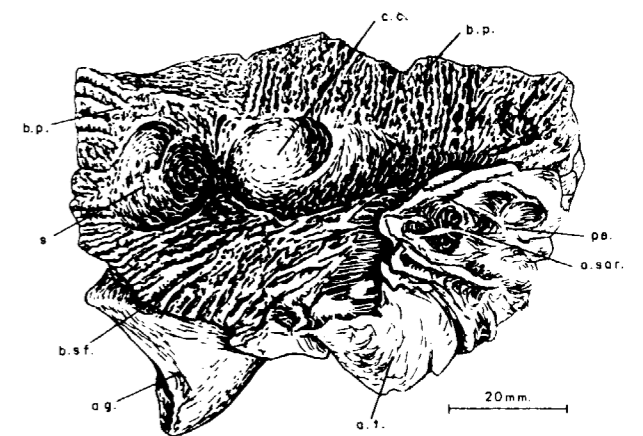


Figura 1.21.—(A) Vista interna del temporal derecho de *Ursus spelaeus*, según MARINELLI; s, seno; c.c., cara cerebral; b.p., borde parietal; b.s.f., borde esfenoidal; a.g., agujero glenoideo; a.sar., fosa subarquata; pe., petroso; a.t., ampolla timpánica.



La porción escamosa del temporal articula por detrás con la porción lateral del occipital. Por delante, mediante una sutura muy oblicua, lo hace con el esfenoides, sutura esfenoescaamosa (ala temporal) y por arriba articula con el parietal (sutura escamosa), mediante una sutura horizontal que queda marcada como un relieve en forma de cordón que interrumpe la curvatura regular de la cara externa de la bóveda craneana. Puede dividirse en dos zonas: la apófisis cigomática del temporal y la escama propiamente dicha. La apófisis del temporal es el punto posterior del apoyo del arco cigomático. Se coloca en la cara externa de la porción escamosa, donde aparece un surco, estrecho por detrás y ancho por delante, en cuyo borde posterior aparece la cresta temporal que lo limita externamente. Por delante, la apófisis cigomática del temporal es estrecha, proyectándose hacia delante y levemente hacia arriba, cambiando de orientación, ya que en su base está contenida en un plano horizontal, y en su parte anterior se coloca sobre un plano vertical acabando en un bisel al unirse a la apófisis cigomática del malar. Muestra longitudinalmente una convexidad externa y una concavidad interna. La región posterior de esta apófisis es muy importante ya que alberga el surco articular para el cóndilo de la mandíbula, en realidad se trata de una cavidad glenoidea muy alargada en sentido transversal, orientada en un plano prácticamente vertical, que por arriba y por delante muestra una fina ceja ósea, algo cóncava en su centro que la limita. Por debajo y por detrás está cerrada por una gran ceja ósea, que se proyecta hacia delante, que desciende progresivamente, de manera más pronunciada en su parte externa, es la apófisis postglenoidea, tras la cual se abre el canal temporal.

La escama temporal, propiamente dicha, es suavemente convexa en su cara externa, siendo muy larga y poco alta. La cara interna (fig. 1.21), a grosso modo, puede decirse que es cóncava. Está ocupada en su centro por una pequeña zona que contacta con el cerebro, la cara cerebral del temporal. La mayor parte la cara interna del hueso está ocupada por superficies escamosas para la articulación con otros huesos; por arriba y por delante hay extensas áreas rugosas muy oblicuas para la articulación con el parietal. Este hueso está neumatizado y suele presentarse algún seno. Por debajo hay otra amplia zona que articula con el ala temporal del esfenoides. El ángulo postero-interno de la porción escamosa del temporal está

recubierto por la porción petrosa. Si se observa ventralmente el cráneo, se aprecia la extensa ampolla ósea de poco relieve que se apoya internamente sobre el basioccipital, con una apófisis anterior que se apoya en el borde interno del proceso postglenoidea y otra que se dirige hacia afuera, apófisis acústica externa, desembocando entre la apófisis cigomática de la porción escamosa del temporal y la apófisis mastoide, que delimitan la escotadura temporal. La apófisis acústica externa se dirige hacia fuera y levemente hacia delante. En el límite de la ampolla timpánica y el proceso postglenoidea aparece el gran agujero postglenoidea, de contorno casi circular. En la zona de contacto entre la ampolla timpánica y el basioccipital, delante se localiza el conjunto agujero rasgado anterior —tubo de Eustaquio—, detrás aparece el agujero rasgado posterior y bajo el proceso paraoccipital se abre el agujero estilomastoideo.

De la parte posterior de la porción escamosa surge la apófisis posterior, cuya cara externa presenta la cresta temporal, límite externo de la fosa temporal, aplicándose también contra la porción petrosa de temporal. Ya en la parte inferior de la porción escamosa, en el límite entre la apófisis posterior de la escama del temporal y la raíz de la apófisis paramastoidea del occipital, surge la importante apófisis mastoidea, de gran tamaño, contorno semicircular y dirigida hacia delante y hacia abajo. Es en esta zona donde la región occipital adquiere su mayor anchura; está cruzada por un surco que conduce al agujero estilomastoideo.

La sección sagital de cráneo permite observar lateralmente la ampolla timpánica y el petroso,

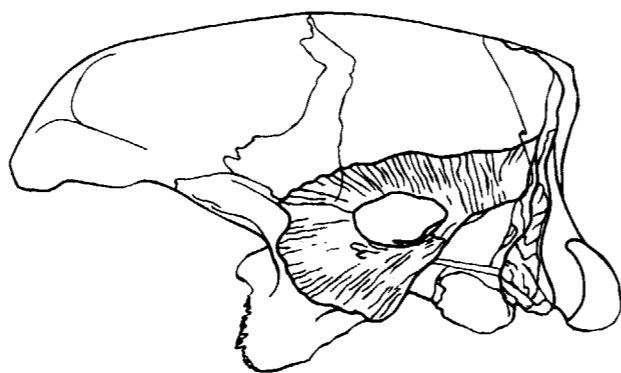


Figura 1.22.—Detalle de la articulación del temporal en el cráneo de *Ursus spelaeus*, según MARINELLI.

porción ósea totalmente irregular en la que destacan dos agujeros, el de arriba perteneciente a la fosa subarquata y el de abajo que corresponde al poro acústico interno. El petroso posee una superficie libre (hacia la región cerebral) de perfil groseramente triangular, que se inclina de arriba a abajo y de dentro a fuera. La sección transversal del cráneo sobre esta zona, permite observar (figura 1.23), en primer lugar, la ampolla timpánica que se apoya sobre el basioccipital, sobre ella el petroso. La ampolla timpánica comunica con el exterior mediante el conducto auditivo externo, limitado debajo por el timpánico.

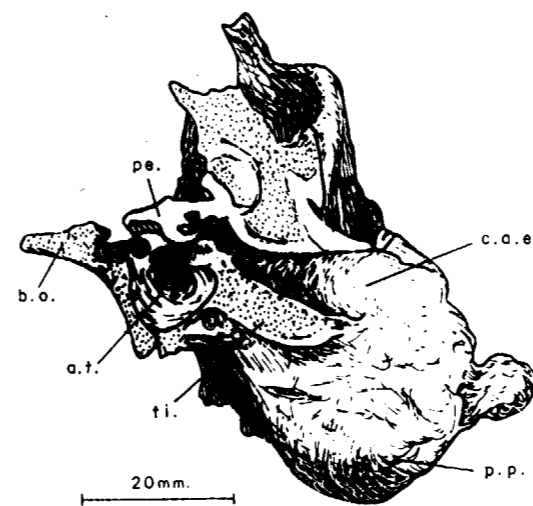


Figura 1.23.—Sección transversal de la región del oído en el cráneo del oso de las cavernas; pe., petroso; b.o., basioccipital; a.t., ampolla timpánica; ti., timpánico; p.p., proceso postglenoideo; c.a.e., conducto acústico externo.

### Esfenoides

Es un hueso complejo, muy ramificado y difícil por lo tanto de observar. Puede descomponerse en: preesfenoides (fig. 1.25A), basiesfenoides (figura 1.25B), alas orbitarias (fig. 1.25), alas temporales (fig. 1.25) y apófisis pterigoideas.

El preesfenoides (fig. 1.25A) es siempre fácil de distinguir, incluso en ejemplares viejos, ya que su unión con el basiesfenoides es visible, observándose una incisión profunda y estrecha en la zona de unión. Está formado por un sistema de pequeñas y delgadas placas óseas con espacios huecos entre ellas, que se prolongan por los bordes late-

rales del basiesfenoides hasta las paredes de los canales esfenoorbital y profundo. El cuerpo del preesfenoides está formado por dos placas, la cara dorsal que constituye el suelo de la fosa anterior de la cavidad cerebral y la cara ventral, algo más estrecha, que se sitúa frente al conducto de las coanas. Del borde posterior del preesfenoides salen cuatro prolongaciones óseas muy delgadas y agudas, sólo son observables en animales jóvenes. Dos de estas prolongaciones son laterales y se dirigen hacia el nacimiento de la parte anterior de las alas del esfenoides. También hay dos prolongaciones mediales, que se dirigen hacia el nacimiento del proceso clinoides anterior. El cuerpo del preesfenoides está notablemente neumatizado. En la cara dorsal del preesfenoides, oralmente y en relación con las prolongaciones anteriores del basiesfenoides, se encuentran dos pequeños canalillos divergentes (fosas quiasmáticas) anchos y poco profundos, que conducen hacia los agujeros ópticos, que están recubiertos por finas placas óseas horizontales de bordes muy agudos (crestas orbitoesfenoides) que se separan hacia atrás, dando dos grietecillas horizontales en cuyo centro desembocan canales de los nervios. Desde esta zona, agujeros ópticos, se desarrolla un canal largo que corre a través de los extremos de las prolongaciones orales del esfenoides para desembocar delante y sobre el agujero esfenoorbital en el ala orbitaria del esfenoides. La superficie ventral del preesfenoides está conformada de forma similar a la bóveda de las coanas, estando unida a la cara cerebral por medio de tres placas más o menos verticales y dejando en su interior un gran espacio hueco (neumatización), que comunica con los espacios huecos que también existen en las alas orbitarias del esfenoides. La pared media es irregular y tabica totalmente las cavidades del esfenoides. Las paredes laterales nunca cierran totalmente, permitiendo la comunicación entre las zonas neumatizadas del preesfenoides y de las alas temporal y orbital del esfenoides. Según MARINELLI, se prolongan levemente hacia delante, por encima del cuerpo del preesfenoides, constituyendo las alas menores del esfenoides.

El basiesfenoides (fig. 1.25B) está limitado por detrás por la porción basilar del occipital (basioccipital); por delante limita con el preesfenoides; dorsalmente constituye el suelo de la fosa central de la cavidad craneana, apreciándose una silla turca (tuberosidad de la silla) no muy desarrollada aunque la fosa hipofisaria se suele apreciar bien;

ventralmente queda a nivel de la bóveda del conducto de las coanas; lateralmente limita con parte de la zona del temporal. En su borde anterior, existen dos prolongaciones cortas y agudas, los procesos clinoides anteriores, que están parcialmente recubiertos por las prolongaciones posteriores del preesfenoides. A ambos lados se observa una acanaladura profunda, el surco carotídeo externo, a su lado está la entrada de la arteria meningea media que penetra por el agujero rasgado que está cubierto por un reborde agudo.

Desde el cuerpo del esfenoides (preesfenoides y posesfenoides) se proyectan hacia arriba dos cuerpos óseos de notables dimensiones: las alas del esfenoides, que muestran delante (ala orbitaria) y detrás (ala temporal) dos vértices agudos ascendentes que dejan entre ellas una escotadura aguda, que permite que una pequeña parte de la porción escamosa del temporal llegue hasta la cápsula cerebral. El borde posterior de la prolongación caudal (ala temporal) determina el borde anterior del agujero rasgado medio. La extremidad más oral (ala orbitaria) está hueca en su base descansando sobre el canal alar (canal aliesfenoides de MARINELLI. Externamente entre las dos alas del esfenoides, desciende una aguda cuña ósea procedente de la zona temporal del frontal. Las alas del esfenoides por delante articulan con la porción perpendicular del palatino (sutura esfenopalatina); por arriba lo hacen con el frontal, sobre todo el

ala orbitaria, y con el parietal, ala temporal; por detrás lo hacen mediante una superficie muy irregular con la escama del temporal y con el ángulo infero-anterior del parietal.

En el marcado escalón orientado en sentido ascendente y de atrás hacia adelante, situado en la divisoria de las alas del esfenoides, destacan una serie de agujeros de gran interés anatómico (figura 1.24). En la zona más inferior, se detecta el orificio posterior del canal alar. Un poco por detrás del agujero posterior del canal alar, se detecta la presencia de un agujero de gran tamaño, el agujero oval, situado prácticamente sobre el borde posterior del ala temporal del esfenoides; por encima de él aparece el orificio superior del canal alar. Entre ambos se desarrolla un canal de sección circular, bastante largo, que está recubierto por un grueso puente óseo. Debido al notable desarrollo del esfenoides en el cráneo de *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos* este canal es de una inusitada longitud, si se lo compara con el de otros mamíferos. Según MARINELLI, el canal alar discurre casi paralelo al canal que se origina en el agujero redondo, en cuyo interior se sitúa el agujero redondo que se abre paso a través de la apófisis pterigoidea del esfenoides. Por encima y por delante del agujero anterior del canal alar, aparece el agujero orbitario, donde desemboca el canal orbitario: agujero de contorno circular cubierto en su mitad posterior por una ceja ósea y

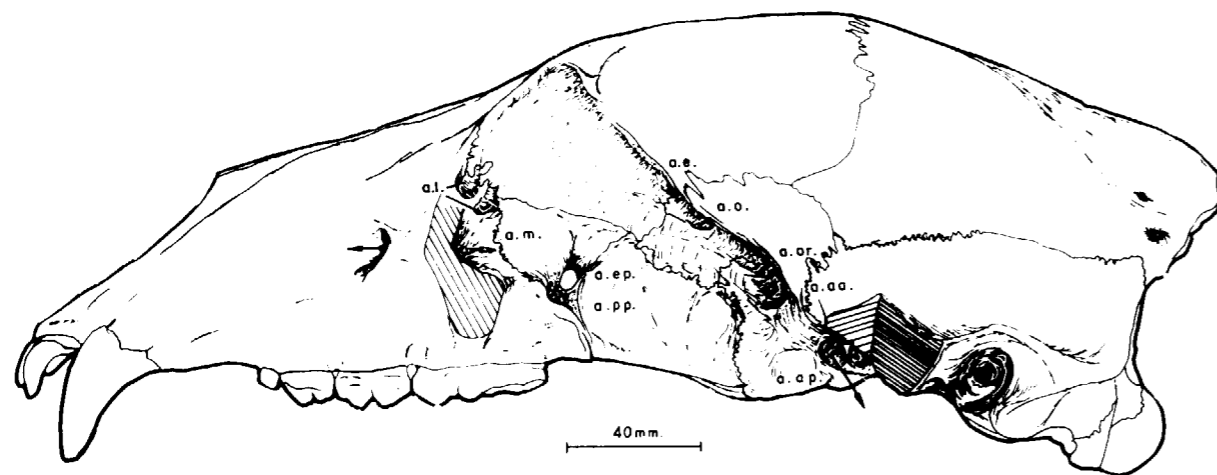


Figura 1.24.—Vista detallada de la región orbitaria en un cráneo de oso pardo; a.e., agujero etmoidal; a.o., agujero óptico; a.or., agujero orbitario; a.aa., agujero alar anterior; a.ap., agujero alar posterior; a.ep., agujero esfenopalatino; a.l., agujeros lagrimales; a.pp., agujero palatino posterior; a.m., agujero maxilar.

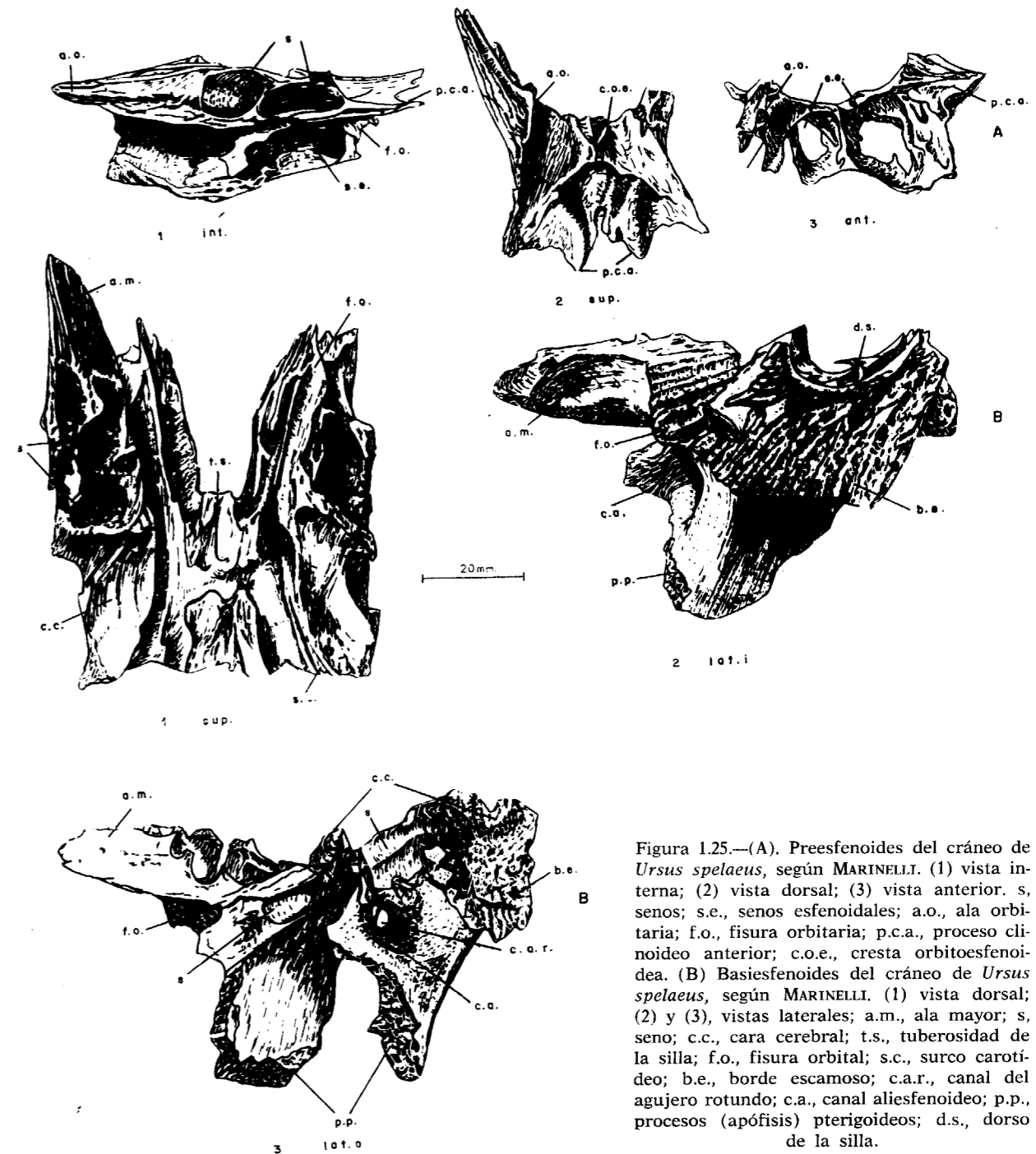


Figura 1.25.—(A). Preesfenoides del cráneo de *Ursus spelaeus*, según MARINELLI. (1) vista interna; (2) vista dorsal; (3) vista anterior. s, senos; s.e., senos esfenoidales; a.o., ala orbitaria; f.o., fisura orbitaria; p.c.a., proceso clinoides anterior; c.o.e., cresta orbitoesfenoides. (B) Basiesfenoides del cráneo de *Ursus spelaeus*, según MARINELLI. (1) vista dorsal; (2) y (3), vistas laterales; a.m., ala mayor; s, seno; c.c., cara cerebral; t.s., tuberosidad de la silla; f.o., fisura orbital; s.c., surco carotídeo; b.e., borde escamoso; c.a.r., canal del agujero redondo; c.a., canal aliesfenoides; p.p., procesos (apófisis) pterigoideas; d.s., dorso de la silla.



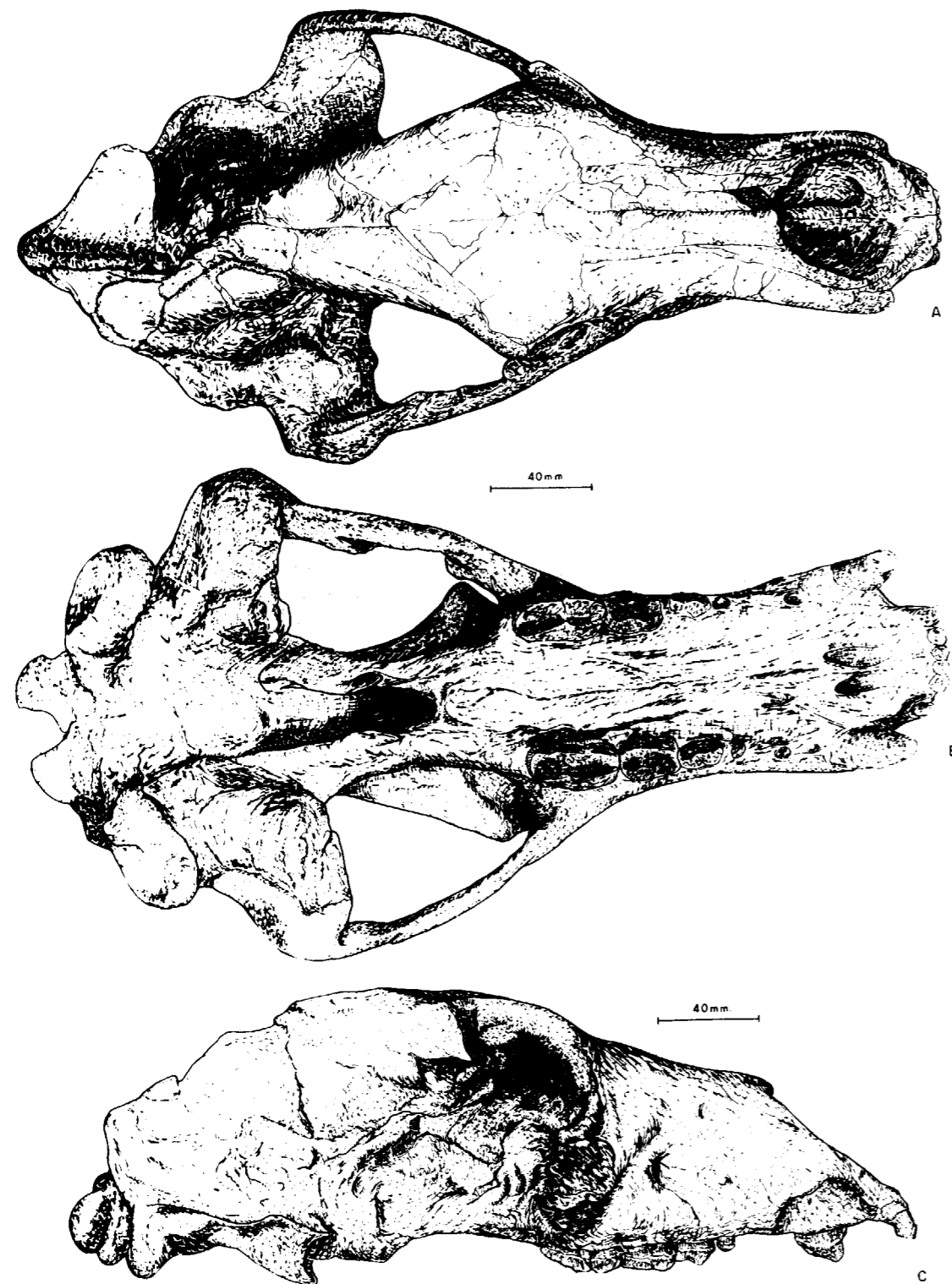


Figura 1.26.—El cráneo de *Ursus etruscus*, CUV.: (A) cráneo IGF-906 en norma dorsal; (B) cráneo IGF-906 en norma ventral; (C) cráneo IFG-11.600 en norma lateral (dex.).

que se aloja en una depresión profunda que también alberga al agujero alar anterior. Finalmente, por encima y por delante, se sitúa un agujero de menores dimensiones, también recubierto en su borde posterior por una ceja ósea, es el agujero óptico, desembocadura del canal óptico que viene desde el cerebro.

Las apófisis pterigoideas se originan en el ala temporal y en el cuerpo del esfenoides, constituyendo una fina lámina ósea que se proyecta hacia abajo y hacia fuera, por delante se unen con la arista pterigoidea del ala temporal del esfenoides. En su base se encuentra parte del canal alar y el agujero oval.

#### Etmoides

El etmoides constituye el cierre anterior de la cápsula que contiene al cerebro, se sitúa en el interior del cráneo, por ello sólo es observable en sección. Se coloca delante del esfenoides desarrollándose hacia delante entre las porciones orbito-temporales del frontal, participando en la construcción de la cavidad nasal, paranasal y craneana. Se puede descomponer en cinco partes bien definidas: láminas cribiformes, las dos masas laterales y la lámina perpendicular. Las láminas cribiformes consisten en dos tabiques simétricos, cóncavos por detrás y convexos por delante, repletos de perforaciones de diversos tamaños, que le dan un aspecto de criba, lo que justifica su denominación; estas láminas se sitúan entre las cavidades nasal y cerebral. Lateralmente se unen a las alas orbitarias del esfenoides. Su cara cerebral está dividida en dos por una cresta vertical muy fina, *crista galli*, que separa las dos zonas cóncavas de las láminas cribiformes de cada lado y define las fosas etmoidales. Cada una de estas cavidades aloja un lóbulo olfatorio y cada una de las perforaciones permite el paso de terminaciones nerviosas olfatorias. En el borde posterior de la lámina cribiforme se aprecia el agujero etmoidal, que comunica con el otro agujero etmoidal que aparece en la parte externa de la porción orbitaria del hueso frontal, un poco por encima de donde articula con el ala orbitaria del esfenoides. Sobre la cara cerebral de la lámina cribiforme se colocan los cornetes etmoidales, correspondiéndose con cada uno de los agujeros de la lámina cribiforme. Estos complejos de cornetes etmoidales, se denominan también masas laterales, están com-

puestos por un amasijo de estructuras cónicas formadas por finísimas láminas de hueso enrolladas sobre sí mismas, que se dirigen radial y divergentemente desde la cara anterior de la lámina cribiforme. La cara interna de cada una de las masas laterales está limitada por la lámina perpendicular del etmoides sobre la cual casi se apoyan, siempre se aprecia una pequeña separación. Se trata de una fina lámina ósea en general lisa, aunque en su tercio posterior presenta algunas rídulitas que se sitúa en el plano sagital del cráneo constituyendo la parte posterior del tabique nasal. Posee un perímetro casi elíptico, inclinándose hacia delante y hacia abajo; la parte anterior de su borde ventral es libre e irregular; en su parte posterior el borde ventral se apoya en la ranura del vomer, junto con el cual osifica; el borde superior de la lámina se une a la cara interna del frontal, mientras que su borde posterior se prolonga hacia atrás dentro de la cavidad cerebral, uniéndose a la arista vertical, fuertemente cóncava por delante, que separa las dos fosas etmoidales (*crista galli*). Como ya hemos dicho esta lámina contribuye a la formación del tabique nasal, de forma que mientras que los cornetes etmoidales (*ethmoturbinalia*) se asientan sobre la lámina cribiforme, oralmente respecto a ellos y a ambos lados de la lámina, aparecen los cornetes dorsales (nasoturbinales) y ventrales (maxiloturbinal ventral).

#### Maxilares

Los maxilares son los huesos más voluminosos de la cara, tienen una importante misión: son el soporte de la dentición y constituyen parte importante del paladar duro. Cada maxilar constan de las siguientes partes: cuerpo, apófisis palatina y apófisis cigomática.

El cuerpo del maxilar constituye gran parte de la superficie dorsal del hocico, su cara externa, se hace convexa delante y suavemente cóncava detrás, zona en la que a nivel del talón del primer molar superior o del espacio interdentario que lo separa del segundo molar superior, se abre el gran agujero infraorbitario, que va precedido de un suave surco que marca un cierto cambio en la curvatura del maxilar. Agujero semicircular con su borde anterior recto y agudo que comunica con el agujero maxilar. El conducto que los une es el canal infraorbitario. La cara nasal del cuerpo maxilar, cóncava en sección vertical, construye

buena parte de la cavidad nasal, estando recubierta por los cornetes. Si se observa lateralmente el maxilar (fig. 1.27) se aprecia como, inmediatamente detrás del agujero infraorbitario se proyecta hacia atrás y hacia fuera una corta y alta apófisis, se trata de la apófisis cigomática del maxilar, que presenta una ancha y oblicua superficie de articulación con el cigomático. Por encima y delante del agujero infraorbitario aparecen algunos agujeros nutricios y, un poco por encima de la apófisis cigomática del maxilar, se sitúa al hueso lagrimal. La apófisis palatina del maxilar, se desarrolla como una repisa horizontal a partir del borde inferior del cuerpo del maxilar, donde se sitúan los alvéolos de premolares y molares, en número variable según la especie de que se trate. Constituye más o menos un tercio del paladar duro. Su cara nasal es lisa y algo cóncava, dando en la unión con su simétrico una arista, la cresta maxilar, que servirá de apoyo al vomer. La cara palatina es, en general, plana, de perímetro rómbico, si se contempla el conjunto de las dos apófisis palatinas de los maxilares; el lado mayor se sitúa sobre la línea alveolar y el lado menor está sobre la línea media del paladar. Esta cara de la apófisis palatina del maxilar está recorrida por un marcado surco, surco palatino, que en su parte anterior corre por el centro, desde la incisión palatina, y hacia el borde, gira hacia la zona alveolar perdiéndose en el agujero palatino posterior, que se sitúa exactamente sobre la línea de articulación de la apófisis palatina del maxilar y la porción horizontal del pala-

tino. Las apófisis palatinas del maxilar se unen dando la sutura palatina interna, donde, como ya se indicó anteriormente, llevan unas crestas óseas oblicuas y divergentes, se dirigen hacia arriba y hacia fuera, dando un surco donde descansará el borde ventral del vomer.

Si se observa el hueso externamente y en su conjunto, se aprecia una aguda cuña ósea que se dirige hacia el frontal. Si ahora lo observamos por su cara nasal destaca, en primer lugar, una cresta que recorre toda esta cara del cuerpo del maxilar: primero se dirige hacia arriba, para luego al inflexionar dirigirse casi en sentido horizontal, sirviendo de apoyo a los maxiloturbinales. En el punto en el que se produce la inflexión, aparece el agujero lagrimal. En el borde inferior del hueso aparece delante la cresta maxilar, detrás, la superficie de articulación con la porción horizontal de los palatinos; cerca del borde posterior se sitúa, a mitad de altura, un seno maxilar relativamente grande, sobre el cual articula el lagrimal. Todo el borde superior del hueso articula con el premaxilar, detrás con el nasal y luego con el frontal. El borde posterior articula además de con el lagrimal con la porción vertical de los palatinos. El borde inferior contiene los alvéolos de todos los premolares y molares así como la mitad posterior del alvéolo del canino. La extremidad posterior de esta zona, tras el segundo molar superior, muestra una prominencia aguda y estrecha que podría corresponder a la apófisis pterigoide del maxilar

(o tuberosidad maxilar), en la vertical de ésta tuberosidad aunque ya en la porción vertical del palatino se situarían los agujeros esfenopalatino y palatino posterior (debajo y delante).

#### Premaxilares

Los premaxilares construyen la parte anterior de la maxila, además contribuyen a la formación del orificio nasal. Para su descripción anatómica detallada pueden ser divididos en tres porciones: cuerpo, apófisis nasal y apófisis palatina.

El cuerpo es la porción más voluminosa del hueso, sirve de soporte de los incisivos, además de la mitad anterior del alvéolo del canino. El conjunto de los cuerpos de los dos premaxilares muestra, visto desde arriba, una típica forma en herradura convexa por delante. Su borde superior es muy abultado, fuertemente convexo. Su borde inferior es casi plano, en él se abren los alvéolos de los tres incisivos y tras un corto diastema aparece la mitad anterior del alvéolo del canino. Las apófisis palatinas del premaxilar, también contribuyen a la formación del paladar duro, del que forma su parte anterior, articulando por detrás con el maxilar mediante una sutura muy oblicua y algo irregular que, desde la línea media del paladar, va hacia delante y hacia fuera hasta la mitad aproximadamente del alvéolo del canino. Casi en su parte posterior se abren dos orificios rasgados, con su eje mayor paralelo al eje medio del cráneo, son las fisuras palatinas que, por detrás, se continúan, ya en el maxilar en el surco palatino. El borde anterior de las fisuras palatinas está muchas veces precedido de un corto surco que se excava en la apófisis palatina del premaxi-

lar. La cara nasal de las apófisis palatinas del premaxilar lleva una cresta, que se une con la cresta nasal del maxilar, bastante alta, que se dirige hacia arriba y hacia fuera, siendo su cara interna algo cóncava, mientras que la externa es algo convexa. El grosor de estas apófisis es muy pequeño. El agujero incisivo situado sobre el eje medial del paladar entre los extremos anteriores de las fisuras palatinas, es extraordinariamente pequeño y en ocasiones no se llega a observar. La apófisis nasal del premaxilar es muy estrecha, se dirige hacia arriba y hacia atrás desde el cuerpo del premaxilar; en su mitad anterior bordea todo el borde libre (dorsal) del orificio nasal, dando una arista bastante aguda, luego se encaja entre el cuerpo del maxilar y el nasal adelgazándose progresivamente, llegando a ponerse levemente en contacto con el frontal en su extremo más posterior.

#### Palatinos

Los palatinos son huesos relativamente complejos, que colaboran en la formación del paladar duro y en la construcción de las coanas, actuando como intermediarios entre la maxila y el neurocráneo. Pueden dividirse en dos partes claramente diferenciadas, la porción horizontal y la porción vertical (fig. 1.28).

La porción horizontal del palatino puede definirse como una lámina ósea relativamente estrecha y alargada, cuyo vértice anterior llega hasta el borde posterior del cuarto premolar, dando, con la apófisis horizontal del maxilar, una sutura muy oblicua que se dirige hacia delante y hacia dentro. Las dos porciones horizontales del palatino ar-

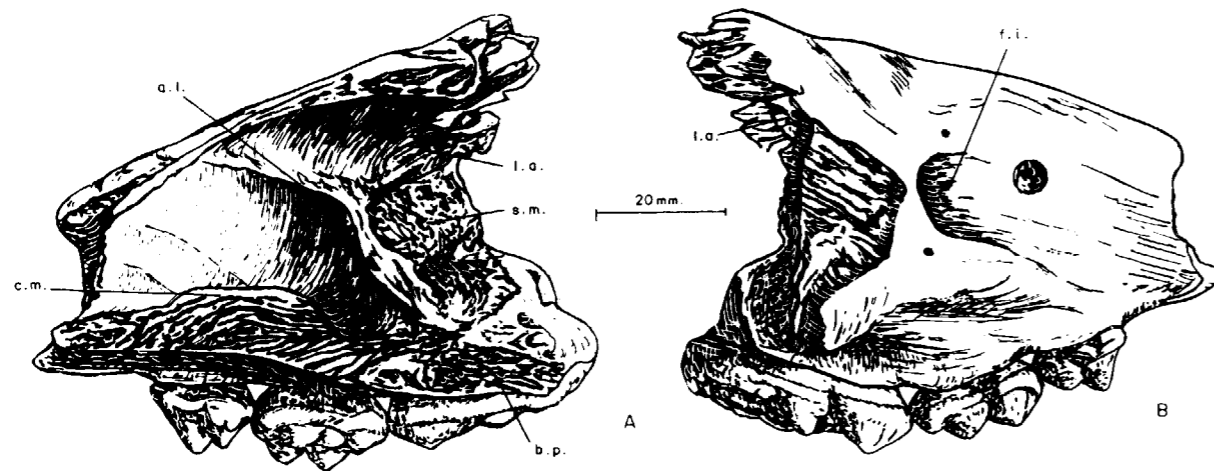


Figura 1.27.—Maxilar derecho de *Ursus spelaeus*, según MARINELLI. (A) vista interna; (B) vista externa. s.m., seno maxilar; a.l., agujero lagrimal; l.a., lagrimal; b.p., borde palatino; c.m., cresta maxilar; f.i., agujero infraorbitario.

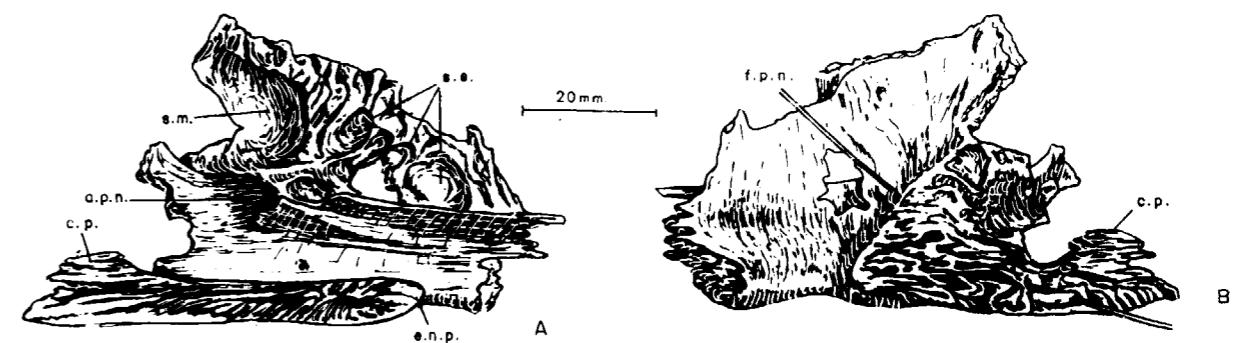


Figura 1.28.—Palatino derecho de *Ursus spelaeus*, según MARINELLI. (A) vista interna; (B) vista externa. s.m., seno maxilar; s.c., senos etmoidales; a.p.n., agujero palatonasal; c.p., cresta palatina; e.n.p., espina nasal posterior.

ticulan entre sí en la zona media del paladar, originando la sutura palatina, que en cráneos jóvenes se eleva dando una pequeña cresta; su borde caudal es cóncavo. En la unión de las dos porciones homólogas se desarrolla la corta espina nasal posterior. Esta parte de los palatinos es relativamente gruesa, lo que indicaría una respuesta de reforzamiento ante exigencias importantes de los esfuerzos de la masticación. En su parte anterior aparecen los forámenes palatinos, el anterior, en el que se pierde el surco palatino, y otro posterior, más pequeño, adosado al segundo molar. La cara nasal de la parte horizontal de los palatinos, muestra una fina cresta, cresta palatina, que hacia delante entra en contacto con el vomer.

La porción vertical, bastante más extensa que la horizontal, forma parte de la pared externa de la coana, es gruesa y fuerte, sobre todo en la zona de unión con el etmoides, donde participa en la formación de los senos etmoidales (fig. 1.28). El borde superior, desde el nivel del agujero preesfenoidal, sube hasta la altura del agujero lagrimal, continuando hasta el límite superior del hueso lagrimal pero sin alcanzarlo. El borde ventral de la parte posterior de la porción vertical es libre, bastante recto y afilado. En su vértice posterior se sitúa el pterigoides. Cerca de su articulación posterior con el maxilar, en su parte más inferior, aparece el agujero palatino posterior, de contorno elipsoidal con su eje mayor vertical. Por encima y detrás de esta abertura, y ambos en una pequeña fosa común, aparece un segundo orificio, el agujero palatonasal, que lleva el conducto de la nariz.

#### Pterigoides

Los pterigoides son dos pequeños huesos, que pueden definirse como dos láminas muy finas, que por delante llegan hasta la porción perpendicular del palatino, por detrás superan las apófisis (procesos) pterigoideos del esfenoides. Su borde ventral es libre y se inclina de delante hacia atrás, mientras que su borde aboral es curvado y terminado en punta, el borde dorsal. Según MARINELLI (op. cit.) se curva hacia dentro siguiendo la curvatura de las paredes laterales del canal de las coanas, dando una terminación puntiaguda, que llega hasta el timpánico, subiendo hasta la

fosa a la que llegan el canal carotídeo (agujero rasgado medio) y el tubo de Eustaquio. En su superficie externa se insertan fuertes músculos. Este hueso debido a su fragilidad se conserva mal.

#### Nasales

Los huesos nasales cumplen una misión meramente protectora de la cavidad nasal: se trata de dos piezas en forma de teja, dorsalmente convexas, siendo cóncava su cara nasal. Se ensanchan progresivamente desde su borde posterior, que posee forma de cuña irregular aguda, hasta el borde inferior libre, que forma el límite superior del orificio (escotadura naxomaxilar) nasal, donde muestran un contorno cóncavo. Se unen entre sí mediante la sutura nasal. Al ser ambos convexas, la zona de la sutura nasal queda en un pequeño pero visible surco; lateralmente articulan en casi toda su longitud con el premaxilar, aunque en su tercio superior lo hacen con el hueso frontal. Su mitad posterior, en el oso de las cavernas, participa en la formación de la depresión que afecta al frontal (glabella).

#### Lagrimales

Los huesos lagrimales son pequeños, se desarrollan únicamente en la región orbitaria, nunca sobrepasan la ceja que rodea por delante la órbita (cresta orbitaria). Poseen un carácter eminentemente acorazador y protector, estando como una cuña, incrustados entre el maxilar (delante), frontal (arriba) y ala orbital del esfenoides (detrás). Aunque su forma es variable pueden suponerseles un perfil triangular. En el ángulo ocular interno aparece un agujero de contorno semicircular y orientado hacia abajo, limitado por detrás por una finísima ceja ósea vertical que por delante se apoya en el borde de la órbita, se trata del agujero lagrimal, salida al exterior del canal lagrimal. Un poco detrás del agujero orbital y levemente por debajo de su nivel, se abre un segundo agujero más grande, se trata de un segundo agujero lagrimal en opinión de MARINELLI (op. cit.), o simplemente un conducto que conduce hasta el seno del maxilar, pudiendo ser descrito como una fosa profunda, tubular de notable anchura y con su extremo inferior cerrado.

#### Malares

El malar está fundamentalmente compuesto por su apófisis cigomática que, junto con las apófisis cigomáticas del maxilar y del temporal, forman el arco cigomático. Nace en una posición muy retrasada apoyándose sobre la apófisis cigomática del maxilar, a la que recubre totalmente. Se adelgaza progresivamente de delante hacia atrás, donde articula mediante una sutura muy oblicua, inclinada suavemente de delante a atrás, con la apófisis cigomática de la porción escamosa del temporal, mientras que su borde superior se va haciendo más y más agudo. En la zona de articulación con el maxilar es robusto, luego se adelgaza notablemente. El borde ventral es cóncavo, convexo el dorsal. En esta apófisis se levanta una poderosa apófisis orbitaria. Puede definirse como una cuña, alta, estrecha (en sentido anteroposterior). La cara interna es plana. La cara externa muestra una arista oblicua que desciende desde el vértice y que independiza una zona externa vertical y rugosa y una zona antero-externa suavemente cóncava que marca la base de la órbita ocular. Debido a la oblicuidad de las suturas con las apófisis cigomáticas, que le anteceden y preceden, el borde superior de la apófisis cigomática del molar comienza y acaba en posición más adelantada de lo que lo hace el borde inferior.

#### Cornetes dorsales

Se trata de dos huesos simétricos, uno en cada lado, extremadamente delicados, en ciertas zonas son traslúcidos. Su parte anterior consiste en una simple lámina que se une en su borde dorsal por medio de una arista con el hueso nasal; su borde ventral permanece libre, siguiendo una dirección doblemente oblicua ya que se inclina de atrás hacia delante y de dentro a fuera. Hacia su borde posterior se va acercando a la lámina cribiforme del etmoides y se complica su morfología pareciéndose a los cornetes etmoidales con los que se une.

#### Cornetes ventrales

Los cornetes ventrales, se sitúan en posición más inferior y más lateral que los cornetes dorsales. Lateralmente se apoyan en la cara nasal del cuerpo

del maxilar, sobre una fina arista ósea que recorre casi horizontalmente esta cara del maxilar. Dorsalmente están recubiertos por el hueso nasal que casi los toca. En su parte posterior también se unen a la cara nasal del cuerpo del maxilar construyendo una cavidad que forma parte del seno maxilar. Ventralmente están levemente separados, por el meato nasal ventral, de la cara nasal del maxilar y palatino. Son unos conjuntos extraordinariamente voluminosos, ya que tal y como se ha descrito, llenan casi totalmente la cavidad nasal, son más voluminosos que los cornetes etmoidales consistiendo en unos amasijos de finas laminillas óseas casi transparentes, que muestran unos surcos que se orientan de delante hacia atrás y de arriba a abajo. Son huesos muy delicados que casi nunca se conservan completos.

#### Vomer

El vomer es único hueso impar de la cara, consta de dos porciones, una vertical (porción sagital) que es la anterior y otra posterior horizontal (figura 1.29). La porción sagital, si se observa lateralmente, posee una forma de hoja de sable, su borde dorsal es muy agudo y casi regularmente convexo, su borde ventral es cóncavo pero en su extremo más anterior, donde se apoya en la ranura del vomer, definida por las crestas nasales de maxilar y palatino, se hace irregular tendiendo a hacerse casi horizontal. Si se observa en norma superior, se aprecia que está compuesta por dos láminas óseas que se unen ventralmente, cada una de estas láminas es muy fina y posee una marcada curvatura, concavidad interna y convexidad externa. Esta curvatura es tan marcada que sus bordes dorsales casi se tocan. La porción posterior (porción horizontal) está constituida por dos alas que se sitúan bajo el preesfenoides, el borde posterior del hueso es agudo y muy delicado perdiéndose en muchos casos.

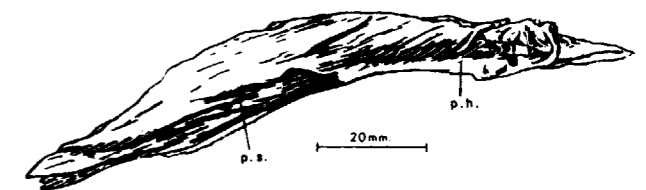


Figura 1.29.—Vomer del *Ursus spelaeus*, según MARINELLI. p.s., porción sagital; p.h., porción horizontal.



*Comparación de aspectos morfológicos y métricos de los cráneos de «Ursus spelaeus» y de «Ursus arctos»*

En la figura 1.30 aparecen unos puntos que son fácilmente localizables y que caracterizan bastante bien el perfil del cráneo. En este caso se ha tomado como patrón un perfil correspondiente a un cráneo del oso de las cavernas. Como origen de coordenadas se tomó el punto más anterior de la región incisival (Prosthion), el segundo punto (2) se sitúa en la intersección del perfil de superior del cráneo con la vertical trazada desde el borde posterior del canino; el punto (3) es el más adelantado de los nasales; el punto (4) lo constituye la intersección de la vertical trazada desde el ángulo anterior de la órbita y el perfil del cráneo en la zona de los nasales; el punto (5) es la intersección del perfil de cráneo con la vertical trazada desde el vértice inferior de la apófisis supraorbitaria (Ectoorbitale); el punto (6) es el punto más alto del perfil superior del cráneo; el punto (7) es el punto craneal que más se proyecta hacia atrás (Opisthocranion); el punto (8) es el Basión. La distancia entre los puntos (1) y (7) se transformó en una distancia estandar, igual para todos los cráneos. Como existe una variabilidad individual importante, sobre todo en el cráneo de oso de las cavernas, en el que existen las ya citadas formas «dogo» y «lebre», es evidente que a cada punto del perfil, le corresponderá una nube de puntos en el gráfico. Si se traza, mediante un tramado, una especie de «envolvente» que une entre sí las nubes de puntos, haciendo coincidir, de forma aproximada, su amplitud con la de la variación del punto en cuestión, es evidente que casi todas las posibles variantes del perfil quedarán englobadas en esta envolvente. El resultado y representación de estos puntos del perfil lateral del cráneo, aparecen en la figura 1.30B, expresados en coordenadas relativas. Se hace totalmente visible la enorme diferencia entre ambas especies: la típica forma en escalón del perfil del oso de las cavernas se pone claramente de manifiesto (A). Esto además conlleva que la altura del cráneo es siempre mayor, comenzando en la vertical del canino (1) y finalizando en la máxima altura del cráneo (6), que se alcanza en una posición notablemente más adelantada que en el cráneo de *Ursus arctos* (6). Un índice del posible acortamiento de la zona facial del cráneo de oso de las cavernas, aparece marcado por la posición de los puntos que marcan la inter-

sección del perfil lateral del cráneo y la vertical trazada desde el agujero infraorbitario (4). En este caso (A), se sitúan en posición mucho más adelantada que en el oso pardo (fig. 1.30B).

El borde inferior del perfil lateral es también diferente: en el cráneo de *Ursus spelaeus* destaca un poderoso canino, tras el cual aparece la zona del diastema, en general cóncava, a la que sigue el borde del maxilar en el que se excavan los alvéolos de los molariformes. La línea inferior del maxilar es suavemente convexa, siéndolo fuertemente la línea marcada por los vértices de la cúspide. Detrás de los molares el perfil inferior del cráneo, ya en la porción perpendicular de los palatinos, vuelve a hacerse cóncava, más hacia el plano

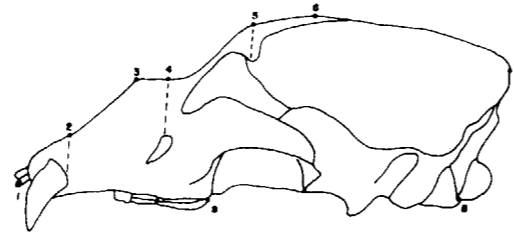


Figura 1.30.—(A) Puntos que definen el perfil lateral del cráneo.

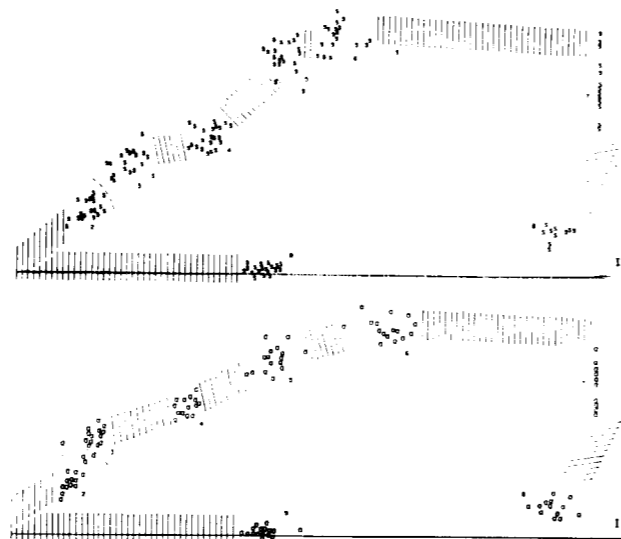


Figura 1.30.—(B). Representación de los puntos en coordenadas absolutas. (I) *Ursus spelaeus*; (II) *Ursus arctos*; s, *Ursus spelaeus*; a, *Ursus arctos*.

medio del cráneo. En el oso pardo, el canino es más proporcionado y diastema y el borde inferior del maxilar forman una línea casi continua. El diastema es susceptible de ser algo cóncavo, pero bastante menos que lo que se observa en *Ursus spelaeus*, la línea definida por los vértices de las cúspides es prácticamente recta. El arco cigomático del oso de las cavernas, parece haber adoptado una morfología óptima para resistir los enormes esfuerzos generados durante la masticación. Un primer paso lo constituye la inclinación de la apófisis cigomática del mastoideo, pero lo que es más importante: el arco cigomático se acorta y se curva, de forma que el borde superior se hace convexo mientras que el inferior es cóncavo. En *Ursus arctos* el borde superior se levemente convexo y el inferior prácticamente recto, además en su parte posterior, apófisis cigomática del temporal, justo sobre el punto de apoyo de la mandíbula, cavidad glenoidea, situada sobre la raíz de la apófisis cigomática del temporal, sufre el arco cigomático un cambio en su orientación, puesto que mientras que en el cráneo de oso pardo se dirige hacia delante y levemente hacia arriba desde el borde anterior de la fosa temporal, en el cráneo de *Ursus spelaeus* se dirige hacia delante pero marcadamente hacia arriba. Podría hablarse con propiedad de que el cráneo del oso de las cavernas, ha sufrido una compresión que lo ha acortado. Fruto de esta compresión podría ser la menor oblicuidad de la arista que separa las alas orbitaria y temporal del esfenoides, que en el cráneo del oso de las cavernas sigue una orientación bastante más vertical que la que se aprecia en el oso pardo. Esto explicaría también el hundimiento relativo de la región orbitaria del cráneo del oso de las cavernas, sobre todo en su parte posterior (alas orbitarias del esfenoides) que se dirigen oblicuamente hacia atrás y hacia dentro disminuyendo, como luego se verá, la anchura transversal de las coanas. Fenómeno que no se aprecia en el cráneo de *Ursus arctos* en el cual la superficie orbitaria es prácticamente paralela al eje medio del cráneo.

Fruto del reforzamiento del cráneo de *Ursus spelaeus* es el gran desarrollo de la apófisis mastoidea del temporal, que deja muy hundido el conducto auditivo externo.

Con el fin de albergar convenientemente el gran cóndilo de la mandíbula, el cráneo del oso de las cavernas desarrolla una extensa cavidad glenoidea, que está protegida por dos potentes cejas: la su-

perior es recta, prácticamente perpendicular al eje medio del cráneo; en *Ursus arctos* es oblicua ya que se dirige hacia delante y hacia fuera; además en *Ursus spelaeus* sobresale fuertemente por delante, de forma que podría recubrir todo el cóndilo, cosa que no ocurre en el oso pardo. La ceja inferior es también recta pero queda su borde anterior mucho más retrasado que la de la superior. En el oso pardo se dirige oblicuamente hacia delante y hacia dentro, con un vértice agudo que sobrepasa el borde libre de la ceja superior; tras ese vértice inflexiona dirigiéndose hacia dentro y hacia atrás.

De las figuras 1.30 (A y B) se deduce que, respecto al eje de abscisas, el cóndilo del cráneo del oso de las cavernas, se sitúa en una posición ligeramente más levantada que en el cráneo del oso pardo.

La comparación de los cráneos vistos en norma superior (figs. 1.8 y 1.10), es también muy interesante. En primer lugar destaca la falta de armonía del hocico del oso de las cavernas, si se compara con el resto del cráneo, puesta todavía más de manifiesto por una «hinchazón» muy marcada del cuerpo del maxilar que se sitúa toda la zona sobre los molariformes, y que afecta al borde externo del hocico hasta el agujero infraorbitario. En otras palabras: se produce un abombamiento del perfil que en esta zona se proyecta bruscamente hacia fuera, este abombamiento, variable según los especímenes, ya que en algunos no se aprecia, se debe al esfuerzo realizado por el maxilar para alojar las voluminosas raíces de los grandes molares del oso de las cavernas. En el cráneo del oso pardo no se aprecia. Ocasionalmente este abombamiento está separado por un surco de otro producido por el reflejo del alvéolo de la raíz del gran canino superior. En esta posición se destaca grandemente la oblicuidad del malar, el hundimiento glabellar y el gran desarrollo frontal que, por contraste, indica de forma muy marcada la estrechamiento craneana tras las órbitas. Este estrechamiento se produce, más o menos, sobre la línea de la sutura frontoparietal.

La superficie externa de la caja craneana, suma de la porción parietal del frontal, parietal y porción escamosa del temporal, puede descomponerse en dos zonas geométricas distintas: la anterior (frontal) suavemente cóncava, convergente hacia el eje medial del cráneo, hasta un punto de máximo

estrechamiento, proximidad de la sutura fronto-parietal, donde pasa a ser regularmente convexa (parietal y porción escamosa del temporal). Esta inflexión está excepcionalmente bien marcada en el cráneo del oso pardo, ya que toda la parte posterior es fuertemente convexa, posee un aspecto globoso e incluso está subrayada por un cambio morfológico de la porción parietal del frontal que en individuos muy viejos llega a abombarse siendo también convexa. En el cráneo del oso de las cavernas, especialmente en individuos adultos, es mucho menor, de forma que la inflexión de la curvatura general de la bóveda craneana se marca mucho peor. Esta convexidad de la zona parietotemporal del cráneo de oso pardo, también se conserva en sentido descendente estando solamente interrumpida por la línea rugosa de la sutura parietotemporal, de forma que cae verticalmente a la fosa del temporal. En el cráneo del oso de las cavernas la curvatura es mucho menor, de forma que el tránsito a la fosa del temporal es mucho más oblicuo y gradual. Esta fosa, limitada externamente por cresta del temporal es muy variable, lo hace con el sexo y con la edad, pero parece ser proporcionalmente más ancha en el cráneo del oso de las cavernas. Al igual que ocurre en el inferior, en el borde superior de la bóveda craneana, en los cráneos de oso de las cavernas el contacto bóveda craneana-cresta sagital es difuso por la menor curvatura del parietal. En el oso pardo este contacto es siempre neto y brusco, incluso en animales jóvenes.

Si se representa de forma bivariada la longitud máxima del cráneo (Opisthocranion-Prosthion) en abscisas y la anchura frontal máxima (Ectoorbitale-Ectoorbitale) en ordenadas, calculando la línea de regresión de cada una de las poblaciones de datos, se observa (fig. 1.31) que la correlación es realmente elevada para *Ursus arctos* (.93) y para *Ursus spelaeus* (.83). Si se comparan las pendientes de las rectas de regresión, correspondientes a cada una de las dos especies, la que pertenece a *Ursus spelaeus*, si sitúa bajo la correspondiente a la de *Ursus arctos*, lo que parece indicar la existencia de una anchura frontal máxima, referida a la longitud máxima del cráneo, proporcionalmente mayor en el oso pardo que en el de las cavernas.

Si a continuación se compara la máxima anchura de la región occipital del cráneo (fig. 1.32) se observa que la correlación es elevada (.86) para *Ursus arctos* y (.89) para *Ursus spelaeus*, además

la mayor pendiente de la línea de regresión correspondiente a puntos de medidas del oso de las cavernas, indica claramente, que la anchura de esta región es proporcionalmente mayor.

La figura 1.33 refleja la relación bivariada entre la anchura cigomática máxima y la longitud máxima del cráneo (Opisthocranion-Prosthion). Como era de esperar, los coeficientes de regresión son muy altos, .91 para *Ursus arctos* y .98 para *Ursus spelaeus*. Este gráfico merece cierta consideración, ya que aparentemente la anchura bicigomática, es, relativamente, mayor en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus*; si se prolonga la línea de regresión correspondiente a las medidas del cráneo de *Ursus arctos*, se observa como corta a la de *Ursus spelaeus* de forma que aunque los cráneos más pequeños de *Ursus spelaeus* (hembras) son más pequeños que los mayores (machos) de *Ursus arctos*

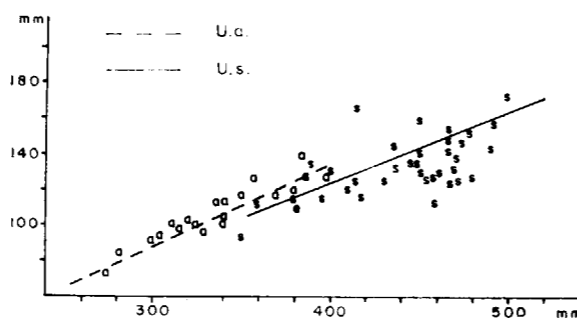


Figura 1.31.—Representación bivariada: anchura frontal máxima (Y) (13) en función de la longitud total (X) (1). s, *Ursus spelaeus*; a, *Ursus arctos*.

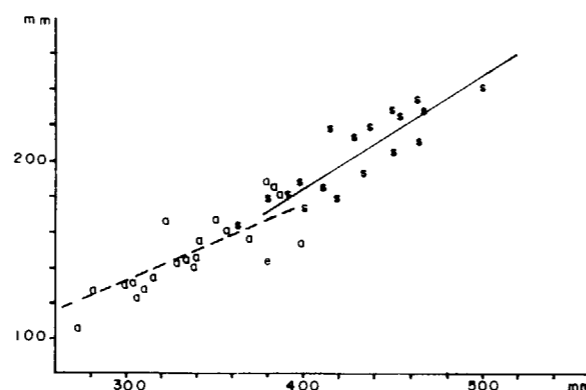


Figura 1.32.—Representación bivariada: anchura occipital máxima (Y) (8) en función de la longitud total (X) (1). s, *U. s.*; a, *U. a.*

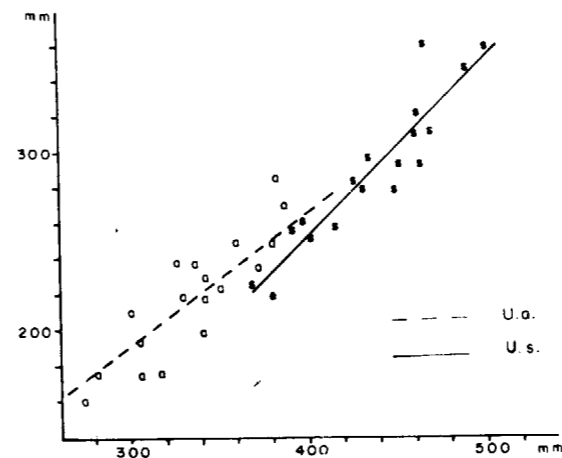


Figura 1.33.—Representación bivariada: anchura bicigomática (Y) (11) en función de la longitud total (X) (1). s, *U. s.*; a, *U. a.*

los grandes cráneos de machos del oso de las cavernas poseen una anchura cigomática netamente mayor que los de *Ursus arctos*.

En la región posterior del cráneo (figs. 1.8 y 1.9) se localizan una serie de inserciones de músculos del cuello, destinados a sostener la cabeza; también en ella se localizan los cóndilos, sobre los que recae la articulación del cráneo con el raquis. Se trata, pues, de una porción del cráneo con una función mecánica extraordinaria. Si nos fijamos en los cóndilos podemos apreciar que existen algunas diferencias interesantes. La primera radica en su tamaño. Es evidente que el cráneo del oso de las cavernas, al aumentar tan brutalmente de volumen, pese a neumatizarse al máximo, también aumenta de peso, por lo tanto el cóndilo debe aumentar de tamaño para conseguir una superficie articular mayor con un mejor reparto de esfuerzos. Pero no sólo aumenta su tamaño, sino que también aparecen algunos cambios en su morfología y orientación: en *Ursus spelaeus*, vistos desde atrás, poseen un contorno elipsoidal, con su borde externo mucho menos convexo que el interno, siendo simétricos respecto a un eje longitudinal oblicuo que se dirige de arriba a abajo y de dentro a fuera según un ángulo de unos 45°. Cada cóndilo se inclina también de dentro a fuera y de arriba a abajo. La escotadura intercondilar es muy ancha y poco profunda, aunque es un carácter que varía enormemente, ya que he visto

cráneos en los que es muy profunda y estrecha. El conjunto de los cóndilos, queda en una zona sobresaliente del occipital y este aspecto se subraya efectivamente por una depresión de profundidad variable, que se desarrolla entre las apófisis paraoccipitales y los cóndilos, depresión que no es sino la prolongación sobre la cara posterior del cráneo de la fosa condílea. En el cráneo del oso pardo los cóndilos son más pequeños, sus superficies articulares son más convexas y se orientan mucho más verticalmente, es decir, se inclinan más hacia abajo y hacia fuera, además su vértice superior no se prolonga tanto hacia el exoccipital, de forma que no es preciso el desarrollo de una depresión que los separe convenientemente del hueso. Su simetría individual no está marcada como en el cóndilo de *Ursus spelaeus*, ya que su extremo inferior es, en general, mucho más agudo que el superior, debido fundamentalmente a que el borde interno del cóndilo en las cercanías de su extremo inferior inflexiona bruscamente, acercándose al externo.

La vista posterior del cráneo (figs. 1.8 y 1.9) pone también de manifiesto otras diferencias anatómicas: los extremos de las porciones escamosas del temporal, apófisis mastoideas, en el cráneo de oso de las cavernas son grandes, más bien enormes, de contornos (visto desde atrás) redondeados, orientándose hacia fuera y hacia abajo, más o menos según un ángulo de 45-35°. En el oso pardo son notablemente menores ya que no sobresalen tanto y, sobre todo, son mucho más oblicuas, se inclinan más hacia delante formando un ángulo de 20-25° con la horizontal. La mayor proyección lateral de la apófisis mastoidea del temporal, origina que su separación, respecto a la apófisis paraoccipital, sea proporcionalmente mayor en el cráneo de oso de las cavernas, y como en esta especie se proyectan más verticalmente, visto desde atrás, aparecen unas depresiones bastante paraoccipitales, las cuales no son visibles en el cráneo de oso pardo.

La zona del exoccipital es importante para la inserción de músculos. Destaca la protuberancia occipital externa sobre la cual se insertan músculos del cuello, las tuberosidades nucales que también cumplen el mismo cometido, la cresta nucal ancha y roma en cráneo del oso de las cavernas y más aguda en el del oso pardo y, finalmente, la ancha cresta desarrollada en la zona de unión de occipital y parietal y occipital temporal, enor-

memente desarrollada en el oso pardo. En general la textura de la superficie occipital del cráneo del oso de las cavernas es muy rugosa e irregular, siendo mucho más lisa en el del oso pardo.

Todos estos factores, unidos al gran desarrollo transversal de la apófisis paramastoidea del occipital, configuran un cráneo de oso de las cavernas cuya región posterior muestra una robustez y superficie libre realmente extraordinarios. Esto también queda claramente reafirmado con la presencia de una enorme protuberancia occipital externa que, junto con la presencia de las zonas deprimidas que rodean los cóndilos, le dan al plano occipital del cráneo de oso de las cavernas una inclinación hacia abajo y hacia delante aparentemente más pronunciada que la que se observa en el cráneo de oso pardo. Aparentemente, porque tomando el plano occipital medio y haciendo abstracción de las irregularidades del occipital, el cráneo de oso pardo posee una mayor oblicuidad general de la región posterior. La verticalización de la parte posterior del cráneo de *Ursus spelaeus*, posiblemente esté relacionada con problemas mecánicos de sustentación de tan enorme peso por los músculos del cuello.

La comparación de los cráneos en norma anterior es interesante. En el del oso de las cavernas destaca su gran hocico que, pese a su tamaño, contrasta notablemente con la gran anchura de la región occipital, el hocico del oso pardo es bastante menos pronunciado y destaca menos ya que no se produce la elevación y abombamiento del frontal, que son tan típicos en el cráneo de *Ursus spelaeus*. El agujero nasal anterior es proporcionalmente algo mayor en el oso de las cavernas y su suelo, constituido por las caras nasales de la porción horizontal del palatino y de la rama horizontal del maxilar, queda muy deprimido respecto al borde inferior del orificio nasal anterior. En el cráneo del oso pardo, probablemente por menor desarrollo del cuerpo del premaxilar, este escalón es notoriamente menor. Se observan claramente las dos crestas nasales entre las cuales se coloca la porción sagital del vomer. El borde inferior del cuerpo del premaxilar, sobre el que se abren los alvéolos de los incisivos está fuertemente curvado, con la convexidad hacia abajo. Ya en un plano más posterior destacan las enormes protuberancias del frontal, así como la zona hundida de la glabella, que configuran la típica frente en escalón del oso de las cavernas. En el oso pardo,

la frente sube progresivamente conectando, casi sin ruptura del perfil, con los nasales, todo lo más se hunde levemente en animales muy viejos. Limitando lateralmente la frente aparecen las apófisis supraorbitarias del frontal que, en el oso de las cavernas, son dos salientes que se proyectan directamente hacia fuera. En el oso pardo estas apófisis poseen extremos mucho más agudos, curvándose leve pero perceptiblemente hacia abajo, de forma que siempre es visible, en su cara anterior, una parte del área interna de la órbita, lo cual es raramente observable en los cráneos del oso de las cavernas. El borde interno de la órbita ocular se desarrolla casi todo él sobre el frontal, aunque su extremo inferior también ocupa una porción del cuerpo del maxilar. Muestra dos estricciones: una, la superior, situada un poco por delante de la apófisis supraorbitaria del frontal, suele no aparecer o hacerlo en forma muy difusa en el oso de las cavernas. Hay otro estrechamiento sobre el agujero lacrimal, bien marcado en las dos especies. Finalmente hay que citar la presencia de los grandes arcos cigomáticos, cuya morfología es relativamente variable, ya que hay ejemplares en los que se abre mucho, haciéndolo en forma más moderada en otros. Se ha podido constatar que en el cráneo del oso de las cavernas se observa, con bastante constancia, que en el nacimiento del arco en su zona anterior (apófisis cigomática del maxilar y malar) se dirige de forma bastante marcada hacia atrás y hacia arriba, a la vez que la cara externa del arco se inclina hacia fuera. No se suele desarrollar así en el cráneo de *Ursus arctos* en el que se dirige directamente hacia atrás, manteniéndose sensiblemente sobre un plano vertical. La distancia entre la apófisis supraorbitaria del frontal y el vértice de la apófisis orbitaria del malar es proporcionalmente menor en los cráneos de oso pardo, que en los del oso de las cavernas. Esto se debe a la inclinación hacia abajo de la primera y al mayor desarrollo relativo de la segunda. En la región orbitaria del cráneo del oso de las cavernas se produce un acortamiento anteroposterior de la órbita ocular y la distancia entre el vértice de la apófisis orbitaria del malar y la estricción orbitaria situada a la altura del agujero lacrimal es notablemente inferior, siempre en términos de proporcionalidad.

La observación de la sección sagital del cráneo (figuras 1.34 y 1.35) permite ver el brutal aumento de espesor óseo y el consiguiente aumento de la neumatización del cráneo de oso de las cavernas.

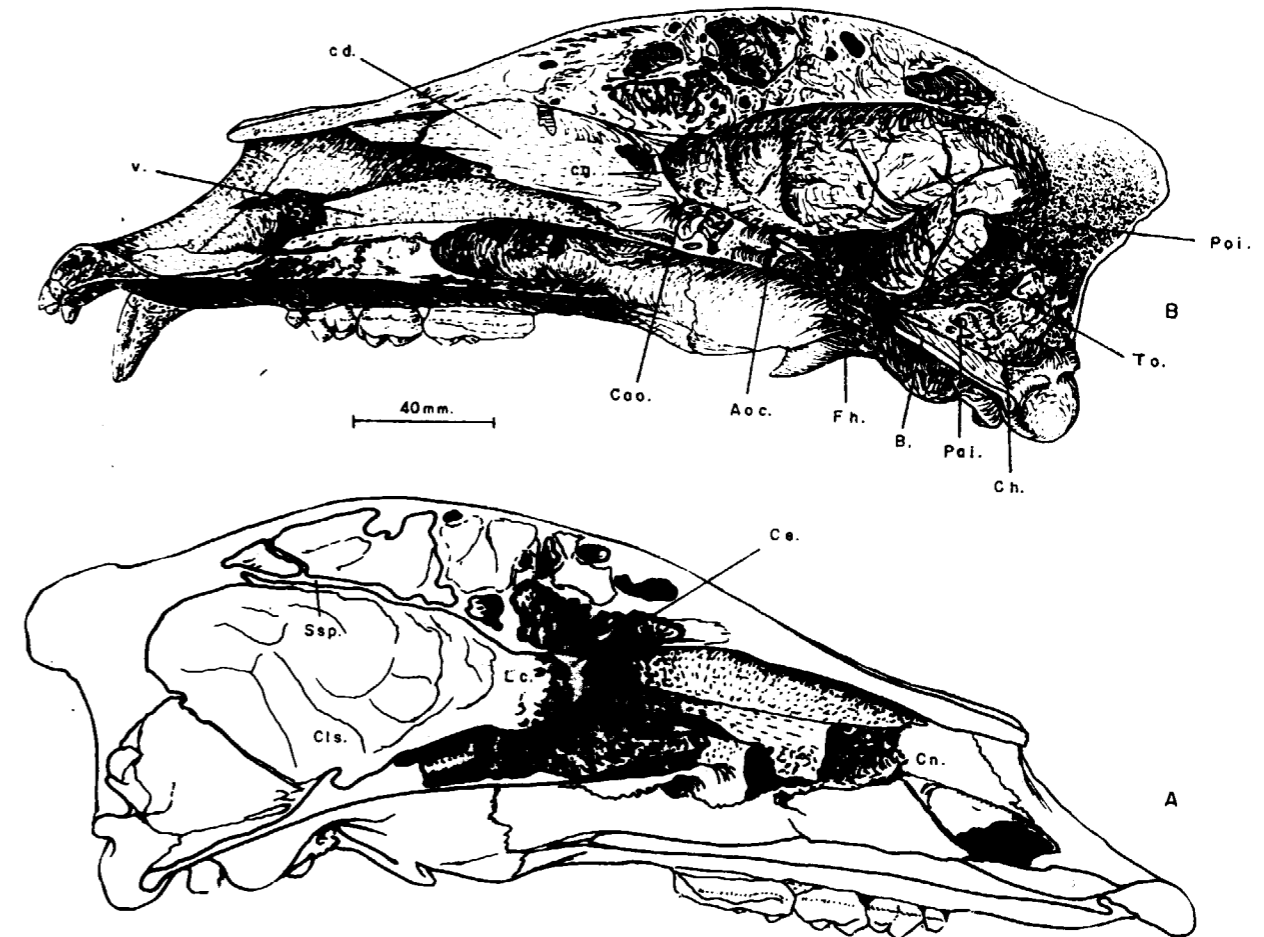


Figura 1.34.—Sección longitudinal de un cráneo de *Ursus arctos* (hembra adulta), procedente de la Cueva de Saldaña (D).

(A) sección con vista de los cornetes etmoidales.

(B) sección con vista de vomer. c.d., cornetes dorsales; v., porción vertical del vomer; c.g., crista galli; B., basioccipital; T.o., tentorio óseo; P.o.i., protuberancia occipital interna; C.h., canal hipogloso; C.l.s., cresta silviana lateral; S.p., surco parietal sagital; F.h., fosa hipofisaria; C.n., coanas nasales; C.e., cornetes etmoidales; L.c., lámina cribiforme; P.a.i., poro acústico interno; A.o.c., agujero óptico (salida cerebral); C.a.o., canal óptico.

nas. Este fenómeno comienza en la porción posterior del occipital, que en el oso de las cavernas está engrosado y neumatizado hasta el borde superior del agujero magno, mientras que en el oso pardo, casi no alcanza el borde superior de la cápsula del cerebelo, de forma que en esta especie la bóveda que cobija el cerebelo es regular y cóncava, siendo mucho más irregular, aunque también cóncava, en el de oso de las cavernas. El vértice superior (interparietal) del cráneo de oso de las cavernas, está fuertemente neumatizado, pero es en la zona más parietal y, sobre todo,

del frontal donde este fenómeno se hace todavía mucho más marcado. De hecho, la presencia en el cráneo de *Ursus spelaeus* de un estrecho conducto que aloja un tracto olfatorio extraordinariamente largo, se corresponde con un brusco descenso de la fina pared media que separa los senos frontales de cada lado del cráneo. En el cráneo de oso pardo el tracto olfatorio es muy corto y ancho, de forma que el bulbo olfatorio se apoya casi directamente sobre el cerebro. Esta vista del cráneo permite apreciar también el gran engrosamiento del hueso nasal, sobre todo en su borde



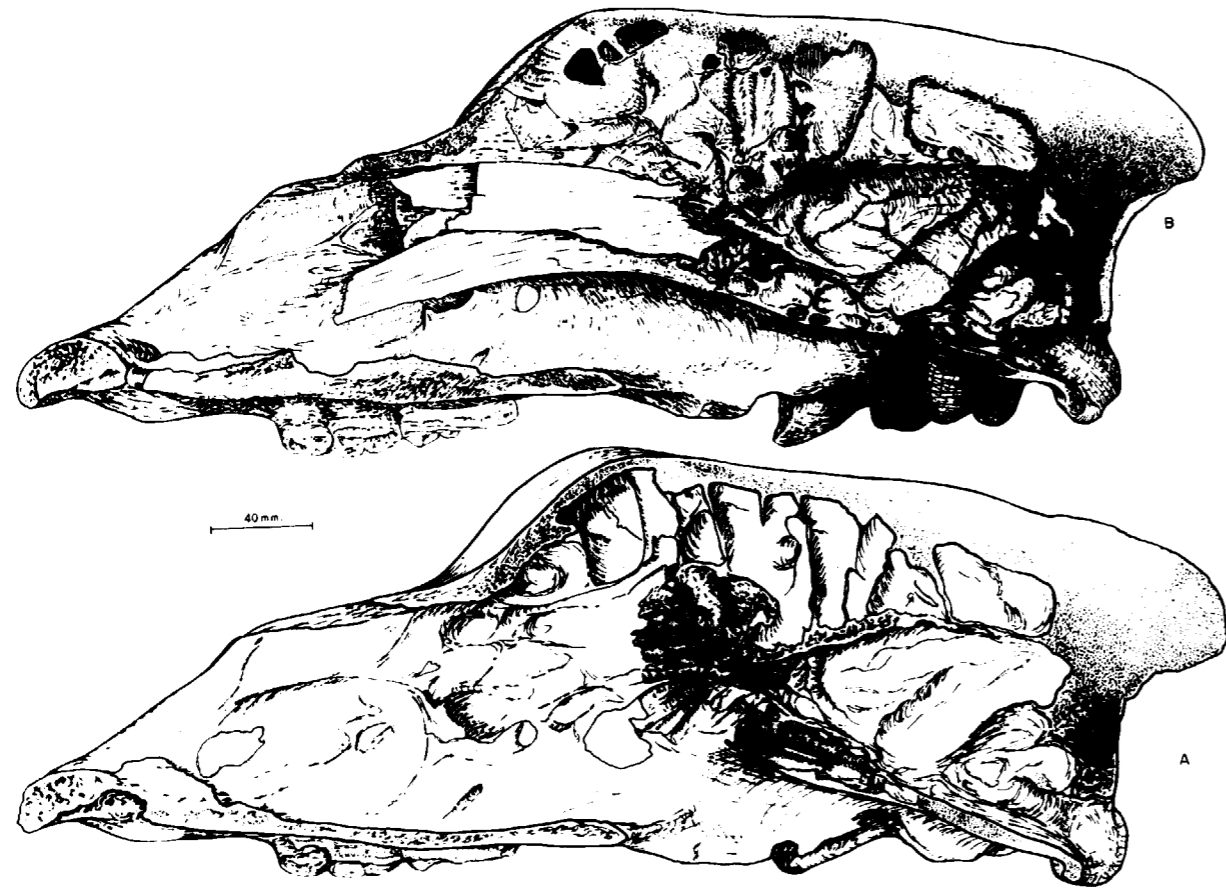


Figura 1.35.—Secciones longitudinales de un cráneo de *Ursus spelaeus* (macho adulto) procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

superior, con el fin de adaptarse a un frontal hipodesarrollado. Hay también un notable aumento en el grosor del premaxilar, sobre todo en el cuerpo. Hay un aumento de espesor en la porción horizontal del maxilar, estando muy engrosada y neummatizada la porción horizontal de los palatinos del cráneo del oso de las cavernas.

Si finalmente, se observan los cráneos en norma basal (figs. 1.8 y 1.9) aparecen también algunas curiosas características morfológicas que diferencian el cráneo de *Ursus spelaeus* y el de *Ursus arctos*. En primer lugar destaca el perfil del paladar duro (Staphylion-Prosthion) del cráneo de *Ursus spelaeus*, ya que la línea comprendida entre el postdentale y el borde posterior del alvéolo del canino es externamente convexa, convergiendo fuertemente en la zona del diastema. En el cráneo de *Ursus arctos* el paladar describe prácticamente una

línea recta, paralela al eje medio del cráneo. Detrás de los bordes posteriores de los segundos molares, los límites externos del paladar duro convergen hacia dentro, de forma más marcada en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*.

Si se comparan las dos longitudes máximas del cráneo, la longitud total (Opisthocranion-Prosthion) y la longitud basilar (Basiación-Prosthion), que aparecen representadas de forma bivariada en la figura 1.36, existe un cierto solapamiento, aunque pequeño, entre las longitudes craneales absolutas de las dos especies. En concreto se solaparían las pertenecientes a cráneos de macho de oso pardo y hembras de oso de las cavernas. Esto se debe al gran desarrollo de la protuberancia occipital externa en los cráneos de machos muy viejos. El coeficiente de correlación es muy alto (.98) para *Ursus arctos* y elevado (.75) para *Ursus spelaeus*.

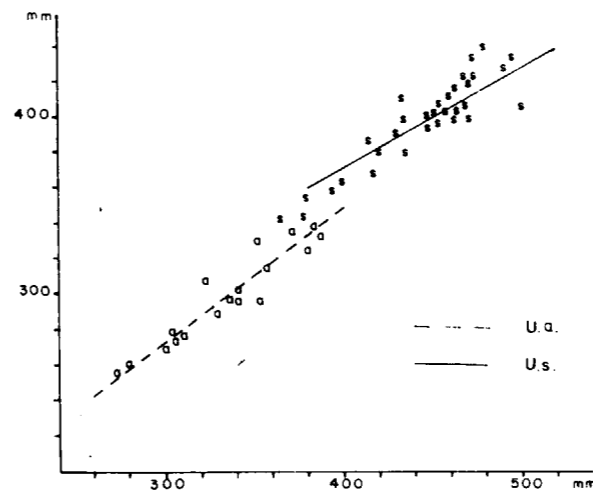


Figura 1.36.—Representación bivariada: longitud basilar (Y) (2) en función de la longitud total (X) 1): s, *U. s.*; a, *U. a.*

Se observa claramente cómo la línea de regresión correspondiente a medidas tomadas sobre cráneos de oso de las cavernas, posee una pendiente menor que la correspondiente al oso pardo y se coloca sobre ella. En definitiva, la longitud del perfil del oso de las cavernas (longitud total) es proporcionalmente menor, respecto a la longitud basilar, que en el oso pardo.

En relación con la longitud basilar (Basiación-Prosthion), la longitud de los molariformes (cuarto premolar a segundo molar), es claramente mayor en el oso de las cavernas (fig. 1.37). La correlación existente entre la longitud basilar y la longitud de los molariformes es buena en *Ursus spelaeus* (.73),

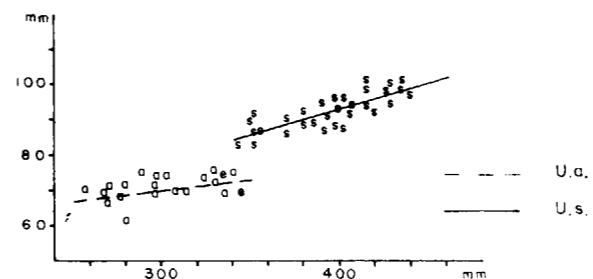


Figura 1.37.—Representación bivariada: Longitud de los molariformes (Y) (18) en función de la longitud basilar (X) (2); s, *U. s.*; a, *U. a.*

pero descende notablemente para *Ursus arctos* (.52).

Se ha representado en la figura 1.38 la longitud dental (Prosthion-Postdentale) y la longitud total del paladar duro (Prosthion-Staphylion). Aparte de la buena separación existente entre las dos especies, se aprecia que existe una correlación excelente en *Ursus arctos* (.97) y algo más baja en *Ursus spelaeus* (.75). Este descenso en la correlación entre estas dos medidas del cráneo del oso de las cavernas, podría derivar del estado de conservación, en ocasiones deficientes, de la zona anterior del hocico (Prosthion); otras veces, el borde libre de la porción horizontal de los palatinos también muestra algunos daños que pueden haber afectado las medidas, lo suficiente como para hacer descender el valor del coeficiente de regresión; error que afecta menos a otras longitudes de mayor magnitud absoluta. Se aprecia claramente cómo la de la línea de regresión correspondiente a los datos de *Ursus spelaeus* muestra una pendiente notablemente inferior a la que se observa en la correspondiente a *Ursus arctos*, de forma que la línea de regresión correspondiente a *Ursus arctos*, se coloca, en el campo de existencia métrica de *Ursus spelaeus*, por encima de su línea de regresión, lo que implica que la longitud relativa del paladar duro respecto a la longitud dentaria, es mayor en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*, lo cual concuerda perfectamente con la mayor longitud relativa del eje basifacial, en relación a la longitud basilar.

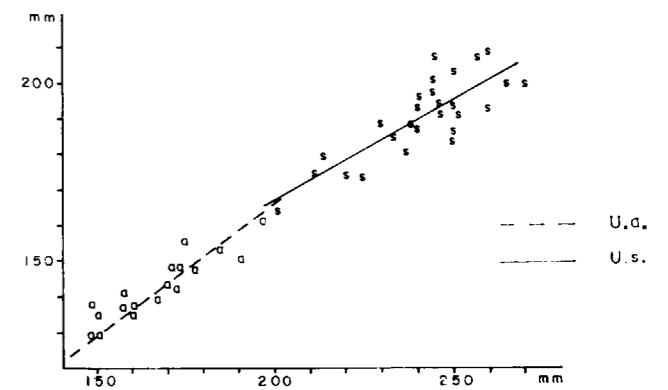


Figura 1.38.—Representación bivariada: Longitud dentaria (Y) (4) en función de la longitud del paladar duro (X) (6); s, *U. s.*; a, *U. a.*

En la figura 1.39 se ha representado la longitud del paladar duro y la anchura sobre el segundo molar superior. La correlación es buena (.74) en *Ursus arctos* y algo más baja (.69) en *Ursus spelaeus*, especie que posee el paladar más ancho en relación a su longitud. Aunque debido a la convergencia de las líneas de regresión, la correspondiente a *Ursus arctos* corta a la de *Ursus spelaeus*, haciendo que esta relación se invierta, pero esto sólo afecta a los valores más robustos de *Ursus spelaeus*, que siempre tiene el paladar relativamente más ancho en el campo de existencia métrica de *Ursus arctos*.

Tras el paladar se encuentran las apófisis pterigoideas, que en *Ursus spelaeus* suelen converger fuertemente hacia el eje medio del cráneo, siendo casi verticales en *Ursus arctos*. La distancia que las separa es proporcionalmente menor en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. En un plano más inferior aparece el techo de las coanas formado por el vomer, preesfenoides y posesfenoides. La diferencia de nivel entre el paladar duro y el conjunto vomer-pre y posesfenoides, es mucho mayor en el cráneo de *Ursus spelaeus*, lo que se refleja en una mayor altura del conducto nasal, ya tratada al comparar las secciones sagitales de los cráneos. Si se computa de manera aproximada la distancia existente entre la línea que une los bordes posteriores de los alvéolos de las raíces posteriores de los segundos molares y la que une los vértices internos de las cejas superiores de las cavidades glenoideas del temporal, distancia que prácticamente se correspondería con la máxima longitud orbitaria (anteroposterior). Se aprecia que proporcionalmente es bastante menor en *Ursus spelaeus* que en

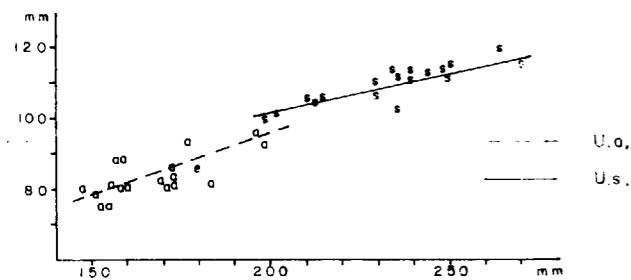


Figura 1.39.—Representación bivariada: Anchura del paladar medida sobre el segundo molar superior (Y) (15) en función de la longitud del paladar duro (X) (6); s, *U. s.*; a, *U. a.*

*Ursus arctos*, lo cual habla también de un posible acortamiento del cráneo.

La región basilar es ancha en el cráneo de *Ursus spelaeus* y en ella se aprecia una topografía muy complicada. En su parte posterior destaca el gran cóndilo occipital, algo más oblicuo, se dirige más hacia atrás en *Ursus spelaeus* por la fosa condílea aparece la apófisis paramastoidea del occipital (apófisis paraoccipital) que en *Ursus spelaeus* es robusta y terminada en una cresta alargada que se dirige de fuera a dentro y de atrás hacia delante. En *Ursus arctos* es mucho más aguda, terminada en un vértice irregular, puntiagudo. El gran desarrollo de la apófisis paramastoidea de *Ursus spelaeus* probablemente sea la causa de que la fosa condílea sea más angosta que en el oso pardo. Delante de la apófisis paramastoidea y detrás del borde posterior de la ampolla timpánica, se abre el agujero estilomastoideo, que se aloja en una profunda y estrecha depresión circular. Esta depresión se ensancha fuertemente en el cráneo de *Ursus spelaeus* de forma que afecta al borde posterior de la ampolla timpánica, incluso a veces queda un surco que comunica el agujero rasgado posterior con el agujero hipogloso, que normalmente está separado por una gruesa pared ósea. El borde anterior de la ampolla timpánica, en cuyo ángulo interno se abren el agujero rasgado anterior y el conducto de Eustaquio, está muy deprimido en el cráneo del oso de las cavernas, afectando este hundimiento a la gran ampolla timpánica, que en vez de ser convexa en todo su desarrollo, sólo lo es en su parte central en una zona estrecha, perpendicular al eje medio del cráneo justo en la zona enfrentada al conducto auditivo externo, estando flanqueada por delante y por detrás por dos zonas cóncavas. La ampolla timpánica posee muy poco relieve en el cráneo de *Ursus spelaeus*, siendo más voluminosa y regularmente convexa en *Ursus arctos*.

Los bordes laterales del basioccipital del cráneo de *Ursus arctos*, poseen un contorno redondeado semicircular, son muy delgados y bajan casi siempre perpendicularmente. En el oso de las cavernas, son redondeados, de contorno semicircular, pero muy gruesos y bajan muy oblicuamente, hacia fuera y hacia abajo, siendo por lo tanto mayor la anchura del basioccipital en esta especie. En el cráneo de *Ursus spelaeus* el agujero oval y el agujero rotundo, están incluidos en una profunda depresión alargada, que en *Ursus arctos* es mu-

cho más somera y está comunicada con un pequeño surco que contornea la apófisis glenoidea. El puente óseo que recubre el canal alar es extraordinariamente grueso y convexo en *Ursus spelaeus*, siendo más delgado en el oso pardo.

La visión sagital del cráneo, también permite apreciar claramente los conductos nasales, que poseen algunas interesantes diferencias morfológicas: en su parte más posterior, cerca de las coanas, se ve en el cráneo del oso de las cavernas que no se ha producido un notable aumento de la altura de la cavidad nasal, sobre todo en la zona de porción horizontal del vomer que muestra una marcada concavidad. En el cráneo del oso pardo, la porción horizontal del vomer muestra su cara nasal plana o suavemente cóncava. El aumento de las dimensiones verticales del conducto nasal del cráneo del oso de las cavernas se ve prácticamente compensado por una marcada disminución de sus dimensiones transversales, debida a la convergencia que adquieren las paredes laterales del conducto, desde un poco por detrás del agujero esfenopalatino, y que se hace especialmente marcada en la región de las apófisis pterigoideas del esfenoides. En el cráneo del oso pardo las paredes laterales de la cavidad nasal, corren paralelas al eje medio del cráneo. También es posible apreciar diferencias en la región anterior de la cavidad nasal; se citó al hablar del maxilar que se desarrolla en su cara nasal una fina arista ósea que sirve de apoyo a los cornetes ventrales. Aunque ha observado que existe una variación notable en el recorrido y desarrollo de esta arista, en el cráneo de oso pardo se desarrolla netamente a mitad de la altura del agujero nasal anterior, mientras que en *Ursus spelaeus* lo hace en el tercio superior.

La región anterior de la cavidad nasal, destinada a albergar los cornetes ventrales, haciendo abstracción de la diferencia de tamaño de los cráneos, parece ser proporcionalmente mayor en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. Esta visión del cráneo también permite apreciar cómo el borde del agujero nasal anterior, desciende mucho más bruscamente en el oso de las cavernas que en el oso pardo.

Una de las regiones en las que se localiza una importantísima diferencia anatómica es la lámina cribiforme del etmoides, que constituye una de las regiones del cráneo que posee un mayor carácter específico y prueba la gran separación exis-

tente entre las dos especies y cuya especial configuración no puede atribuirse, tal y como ocurre en otros huesos, al reflejo de adaptaciones biomecánicas, ya que está íntimamente relacionada con la estructura cerebral. En el cráneo de oso pardo, la lámina cribiforme es de notable tamaño, prácticamente semiesférica, y se desarrolla sólo tras una leve discontinuidad espacial a partir de la región de la bóveda craneana compuesta por las caras cerebrales del frontal y parietal, con una pequeña zona irregular, reflejo cerebral de las alas esfenoidales. Si se observa el cráneo en sección sagital (fig. 1.34), el conjunto de la bóveda craneana, se puede definir como un conjunto regularmente cóncavo que incluye también a la lámina cribiforme. En *Ursus spelaeus* (fig. 1.35) la morfología de la lámina cribiforme, así como su posición, son radicalmente distintas: en primer lugar se aprecia que la bóveda craneana no desciende según un perfil cóncavo, es prácticamente recto para ir a morir a un estrecho conducto que une la zona semiesférica de la lámina cribiforme con el resto de la cápsula del cerebro. Esta configuración especial del etmoides de *Ursus spelaeus* también se refleja en una *crista galli* de pequeño desarrollo vertical, y no se observa ninguno de los moldes de osos actuales que MARINELLI (op. cit.) incluye en su trabajo sobre los osos de Mixnitz. Sería muy importante comprobar la morfología de esta zona en cráneos de *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri*.

En las secciones sagitales de los cráneos, se aprecian otras diferencias: el tentorio óseo y la cresta parietal interna son notablemente más robustos en el cráneo del oso de las cavernas, pero su borde libre es más agudo en el cráneo de oso pardo. La observación de la base de la cavidad craneana permite apreciar el gran espesor y neumatización del basioccipital del cráneo del oso de las cavernas, mientras que en el oso pardo este hueso posee la cuarta o quinta parte de espesor y no está neumatizada. También se aprecia claramente el gran desarrollo del seno esfenoidal en *Ursus spelaeus*, lo que origina que el dorso de la silla turca sea más abrupto en el cráneo de oso de las cavernas; con ello destaca más la tuberosidad de la silla y por lo tanto la fosa hipofisaria. Un análisis detallado de la zona que rodea a la tuberosidad de la silla, muestra que el surco carotídeo en el cráneo del oso pardo, es una grieta muy estrecha con una arista interna muy aguda, de forma que el orificio posterior del canal del agujero rotundo se sitúa por encima y hacia fuera.

En *Ursus spelaeus* el surco carotídeo y el agujero posterior del canal del agujero rotundo, quedan incluidos en una misma depresión alargada superponiéndose, literalmente, el canal del agujero rotundo al surco carotídeo.

No se han podido estudiar gran número de cráneos de *Ursus etruscus* y éstos, debido al peso de sedimento, suelen estar aplastados; no obstante, se pueden sacar algunas conclusiones morfológicas: el cráneo IGF 11.600 (fig. 1.26) conserva inalterado todo el perfil lateral del rostro y parte del exoccipital. Se aprecia un notable parecido con el cráneo de *Ursus arctos*: frente recta que descende progresivamente, apófisis supraorbitarias poco salientes e inclinadas hacia abajo, diastema alineado con la línea alveolar de molariformes, la apófisis cigomática del mastoideo se desarrolla sobre un plano casi vertical, lo cual lo aproxima morfológicamente al cráneo de *Ursus spelaeus*, con el cual tiene también en común un cóndilo occipital muy sobresaliente.

El cráneo IFG 906, permite observar bastante bien el perfil craneano en norma superior (figura 1.26) y en norma basilar (fig. 1.26). En la norma dorsal destaca llamativamente un hocico muy largo y agudo, con un gran orificio nasal redondo. La estrección craneana tras los procesos supraorbitarios recuerda más a la del cráneo de oso de las cavernas, pero en esta zona el cráneo ha sufrido algunos daños. La cresta parietal es enorme y muy alta, siendo también muy importante el tamaño de la apófisis cigomática de la porción escamosa del temporal, que se proyecta enormemente hacia fuera configurando una fosa temporal enorme. La norma basal permite observar un paladar duro y estrecho que se ensancha hacia delante, con el agujero palatal anterior situado a la altura del protocono del segundo molar. La longitud del paladar duro (Prosthion-Staphylion) es grande, supera más de la mitad de la longitud basilar, la distancia existente entre las apófisis pterigoideas de los palatinos parece ser pequeña, esta zona está algo aplastada, pero las coanas parecen

TABLA 1-1

Medidas del cráneo de *Ursus etruscus* CUV

	v	
	n = 2	
1	380	
2	333	345
3		
4	151	150
5		94
6		180
7		91
8		143
9		C1
10		26
11		197
12		
13	113 ca	110
14	89	76
15		76,2
16	54,8	37
17	109,6	112
18	72,5	70
19	54,3	57
20	14,8	15,2

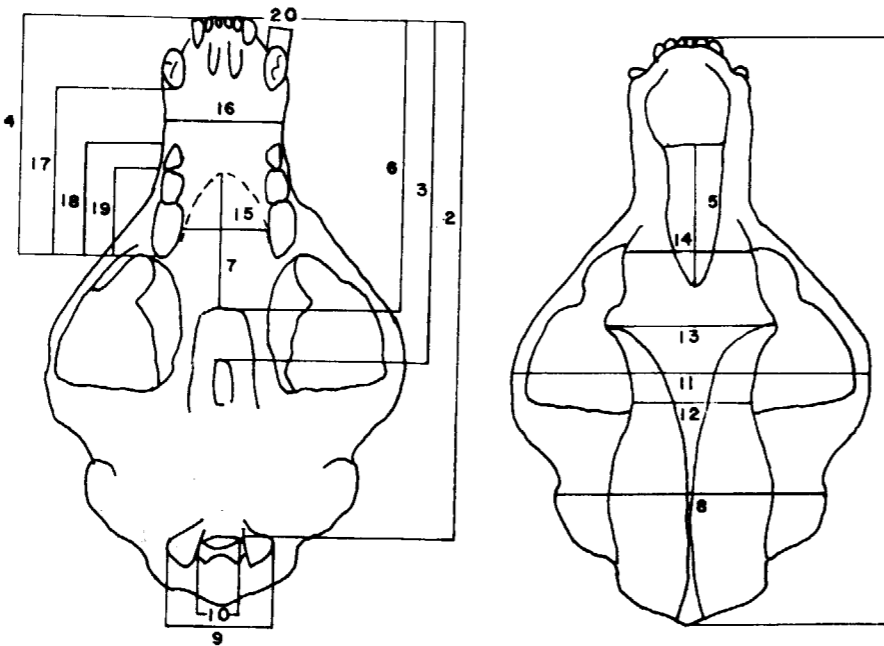


TABLA 1-2  
Medidas del cráneo de *Ursus spelaeus*, ROS.HEIN

	S		BN		CN	MO		UR		TR				K			
	♀	♂	♀	♂		♀	♂	♀	♂	♀		♂					
	n=2	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=2	n=1	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	μ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>	n=1	
1	380,0	433,0	460	464	-	396,0	453,0	364,0-379,3	-	404,2	11,71	4	390,0-417,0	432,3	3	417,3-448,5	483,6
2	350,0	400,0	394	400	-	356,0	407,0	337,8-342,3	-	365,8	11,60	4	352,0-380,0	400,0	3	391,3-415,3	295,3
3	-	275,0	260	266	-	238,0	-	219,0	-	250,3	-	3	239,0-261,0	270,0	3	259,0-277,4	199,4
4	-	-	173	183	-	-	-	162,7	-	180,0	-	3	173,0-188,0	187,4	3	180,0-191,8	-
5	-	80,8	-	119	-	-	-	-	-	-	-	2	91,5-97,2	-	1	97,8	-
6	203,3	213,6	236,5	225	250	-	215,0	257,0	200,6	222,0	11,91	4	211,0-237,0	236,9	-	228,5-245,8	265,3
7	-	-	121,0	114	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	121,5	-
8	164,0	194,0	206	213	188,0	189,0	225,0	162,3-179,3	209,8	178,0	8,29	-	116,0-185,0	217,3	4	207,0-226,2	169,0 ca
9	72,0	89,0	85	83	-	77,0	83,6	65,8-69,4	-	75,7	-	3	73,0-79,0	82,6	3	80,2-84,1	-
10	-	-	42	40	32,5	-	-	31,8-36,4	-	37,2	-	-	34,5-38,8	36,5	3	35,7-37,0	-
11	-	263,0	258	276	264,0 ca	239,0	274,6	-	-	237,0	-	3	232,0-240,0	-	1	260,0	-
12	-	81,0	-	77	84	80,0	95,3	-	71,0-72,6	79,0	-	3	76,2-83,2	80,9	3	68,3-82,8	88,5
13	-	123,0	-	129	154	125,0	116,0	162,0	111,6-116,2	128,0 ca	7,97	5	116,0-135,3	-	2	141,6-167,4	151,2
14	-	83,4	-	87	97	-	88,3	109,8	-	85,8	3,43	5	82,0-90,6	101,7	3	94,6-105,6	103,2
15	109,3-102,8	108,8	113	111	-	-	-	97,6	108,4	103,2	4,76	5	96,0-108,0	114,2	3	111,3-119,4	119,8
16	71,0-73,3	75,7	81	78	-	-	-	63,5	-	67,6	-	3	64,7-70,9	74,2	3	71,5-79,8	78,3
17	90,0-90,7	-	124	131	-	-	-	116,0	-	136,4	-	3	126,6-144,3	-	-	-	142,7
18	71,8-74,2	94,0	87	87	-	85,8	-	82,5	85,9	88,7	3,85	6	82,7-92,2	93,4	3	91,0-95,4	96,6
19	-	74,5	66	66	-	69,4	-	63,8	69,3	71,5	3,74	5	65,7-75,8	-	2	72,0-77,7	76,8
20	-	-	-	-	-	-	-	15,6	-	-	-	3	16,0-17,8	-	1	21,6	24,3

	A				X				T										
	♀	♂			♀	♂			♀	♂									
	n=2	μ	σ	N	μ	σ	N	μ	σ	N	μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>					
1	431,5-436,0	467,2	16,31	13	438,0	495,3	-	-	395,3	3	356,0-415,0	435,5	44,8	6	368,0-500,0				
2	380,0-300,0	417,0	19,91	12	369,0-440,0	-	-	380,0	-	-	352,0-402,0	383,2	48,1	5	298,0-415,0				
3	257,0-235,0	278,5	11,25	12	259,0-291,0	-	-	-	-	-	-	-	-	6	178,0-290,0				
4	183,0-132,0	196,9	8,84	13	184,0-209,7	-	-	170,0	3	164,0-178,0	186,8	103,6	6	204,0-240,0					
5	-	-	-	2	113,0-116,0	-	-	-	-	-	-	-	-	5	241,0				
6	234,0-220,0	250,8	9,30	12	238,8-268,6	-	-	-	-	-	-	224,4	18,3	5	206,0-340,0				
7	122,0 ca	-	-	-	112,0	143,5	-	-	-	-	-	-	-	1	241,0				
8	-	218,6	200,3	27,46	6	172,0	228,0	-	-	-	-	79,5	-	3	70,5	92,0			
9	-	77,2	78,2	5,81	5	73,0	89,0	-	-	-	-	-	-	1	38,2	-			
10	34,0-33,8	34,5	2,06	5	32,0-37,0	-	-	-	-	-	-	-	-	5	206,0-340,0				
11	-	277,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	295,2	54,7	5	206,0-340,0				
12	90,0-84,2	81,7	3,98	11	76,0-90,7	-	-	-	-	-	-	86,3	-	3	62,0-88,0				
13	128,0-146,7	137,7	9,19	13	126,0-152,3	-	-	115,0	3	92,0-130,0	134,6	21,4	6	112,0-170,0					
14	103,0-97,8	98,8	6,97	13	90,0-110,0	-	-	-	-	2	76,5-102,5	115,1	8,78	4	104,0-124,5				
15	114,7-101,0	113,0	6,54	12	100,0-125,0	-	-	-	-	2	96,0-102,5	101,8	12,8	4	92,0-119,0				
16	78,0-70,8	76,9	5,57	12	70,0-86,0	-	-	-	-	-	-	74,2	13,8	4	63,0-82,0				
17	135,0	139,0	4,26	13	133,0	145,0	-	-	-	-	-	100,5	120,5	130,6	13,0	5	112,0-145,0		
18	87,0-87,5	95,0	4,39	13	90,0-101,6	87,4	6,93	6	80,0-96,2	86,3	3	84,0	89,0	96,0	2,19	6	94,0-100,0		
19	67,5-71,5	76,3	3,87	9	71,0	80,9	70,6	6,12	7	63,0-76,0	86,3	3	68,0	68,0	75,6	21,0	5	72,0-77,0	
20	-	18,8	23,0	1,34	11	21,7-25,0	-	-	-	-	-	16,0	3	15,3	16,5	23,0	0,9	6	21,5-23,8

NO	TC	TV	ST	MN		GR	GA	GB	TR	GZ	AA	UB	AK	UK	KA	BA	FI	D				LM	P				
				♀	♂													μ	σ	N	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub>			♀	♂	♀	♂
				n=2	n=2													n=2	n=2	n=2	n=2			n=2	n=2	n=2	n=2
1	340,0	303,0	280,4	315,6-322,4	350,4	370,8	272,0	386,0	379,0	319,2	340,0	358,0	-	306,0	299,0	310,0	383,2	334,0	3	328,0-338,0	148ca	162,0	148,0	151ca	398,6		
2	303ca	278,0	259,4	279,7-309,0	330,0-335,5	257,0	330,0	324,0	ca	297,0	314,0	314,0	275,0	269,0	276,0	339,0	294,0	3	289,0-297,0	-	-	-	-	-	221,7		
3	199,0	178,0	-	186,2	187,0	202,3	214,3	168,0	222,0	223,0	170,0	201,0	204,0	-	181,0	174,0	214,5	193,5	1,78	4	191,0	195,0	-	-	-	163,0	
4	148,0	137,0	-	128,2	140,7	154,6	154,4	134,0	159,0	153,0	139,0	142,0	148,0	-	134,0	127,0	151,2	142,9	3,52	4	139,0	147,5	-	-	-	95,1	
5	-	79,0	80,3	86,7	-	74,0	112,0	114,0	77,8	-	111,0	-	-	-	80,0	74,0	91,5	89,5	-	3	86,0	97,0	-	-	-	196,3	
6	173,0	157,0	146,5	158,7-157,4	173,0	-	-	156,4	172,0	-	177,0	177,0	158,0	151,0	157,6	191,6	169,0	-	-	3	167,0-172,0	-	-	-	-	-	
7	-	-	75,0	79,7	-	77,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	85,0-86,5	-	-	-	-	-	
8	154,5	142,2	130,0	126,8	132,4-165,0	166,6	154,0	102,0	182,0	189,0	-	145,0	158,0	124,0	131,0	131,0	126,0	160,7	179,0	142,0	3	140,0-144,0	148ca	162,0	148,0	151ca	
9	67,4	61,6	62ca	58,0	50,3-58,0	71,8	59,8	60,5	68,0	71,0	-	71,0	69,5	55,0	58,0	63,5	65,5	73,1	65,8	3,35	4	62,0-70,0	-	-	-	-	61,0
10	34,1	31,0	28,0	24,0-28,8	30,6	27,3	32,0	31,0	32,0	-	34,5	36,0	28,0	31,0	33,0	33,0	36,2	34,5	2,44	4	33,0-37,9	27,4	29,0	27,5	-	-	-
11	209,8	175ca	157ca	177,0-219,4	204,8	216,8	141,0	252,0	231,0	-	198,0	230,0	-	177,0	190ca	-	268,6	197,4	-	3	183,0	208,9	-	-	-	-	228,0
12	76,5	73,0	72,4	67,2-69,5	67,7-70,5	61,0	80,0	77,5	101,4	72,0	-	81,5	71,0	64,0	67,5	73,6	82,0	71,9	5,80	4	66,7	80,0	-	-	-	-	84,0
13	113,0	109,4	94,0	85,4	96,2	100,3	118,6-113,4	72,0	138,0	119,0	74,5	105,0	130,0	129,0	90,0	90ca	140,4	103,5	-	3	97,3	112,8	115,0	-	-	-	125,6
14	77,8	69,0	64,3	65,4-78,3	74,8-75,8	54,5	91,5	87,0	85,6	78,0	96,0	91,0	71,0	72,5	-	102,2	74,7	-	3	71,0	79,0	77,5	-	-	-	89,4	
15	84,7	81,6	80,0	88,0-88,3	81,5-82,3	73,0	104,0	93,0	62,4	82,0	-	93,0	80,0	78,0	-	98,8	83,8	-	3	81,6	87,0	-	-	-	-	96,1	
16	56,3	60,0	47,5	50,4-37,3	55,4	-	48,0	72,0	65,0	101ca	59,0	-	64,0	57,0	51,0	-	72,5										



tener dimensiones verticales mayores de las que se observan en el oso pardo. La ceja inferior, que limita la cavidad glenoidea destinada a albergar el cóndilo mandibular, posee un borde recto, parecido al que se observa en el oso de las cavernas. Los bordes externos de basioccipital son redondeados y se dirigen oblicuamente hacia fuera y hacia abajo; esta oblicuidad de los bordes del basioccipital recuerda la que se observa en el cráneo del oso de las cavernas. Los procesos paraoccipitales son de terminaciones agudas, como en el oso pardo.

## BIBLIOGRAFIA

- ABEL, O., y KIRLF, G. (1931): *Die Drachenhöle bei Mixnitz. Her Spelao. Inst. Bundesminist. Land u. Fortwisch.*, 953 páginas.
- BERZI, A. (1966): *L'orsi di Gaville nel Valdarno Superiore. Pal. Ital.*, LX, 19-32.
- BOULE, M. (1919): *Les grottes de Grimaldi (Baoussé-Rous-sé). I, IV Ursidae*, 246-255.
- CORDY, J. M. (1972): *Etude de la variabilité des crânes d'ours des cavernes de la collection Schmerling. Ann. de Pal.* LVIII, 151-207.
- CRUSAFONT, M., y KURTEN, B. (1976): *Bears and bear-dogs from the Vallesian of the Vallés-Penedés Basin, Spain. Acta Zool. Fenn.*, 144:3-29.
- ERDBRINK, D. P. (1953): *A review of the fossil and recent bears of the Old World with remarks on their philogenese based upon their dentition.* Jan de Lange Eds. 2 volúmenes, 597 pp.
- HARLE, E. (1908): *Faune de la grotte a Hyènes rayées de Furninha et d'autres grottes du Portugal. Bull. Soc. Geol. France*, 85-99.
- MARINELLI, W. (1931): *Der Schädel der Hölenbären*, in ABEL & KIRLE (1931): *Die Drachenhöle bei Mixnitz.*
- THENIUS, E. (1959): *Ursindenphylogene und Biostratigraphie.* Sonder. Zeits. Säugetier, Bd. 24:78-84.
- TORRES, T. (1975): *El oso de las cavernas en el marco de los Ursidos Cuaternarios.* V Symposium de Espeleología, Monografía I, Cuaternario, Speleon, 69-77.
- TORRES, T. (1984): *Ursidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica.* Tesis Doctoral ETSIM.

Recibido: Octubre 1987.

## La Caldera y el Pico de Vandama (Gran Canaria)

Por V. ARAÑA (\*), A. HANSEN (\*\*) y J. MARTI (\*\*\*)

## RESUMEN

El Pico y la Caldera de Vandama forman un complejo volcánico que se originó hace unos 5.000 años, dentro del tercer ciclo volcánico que caracteriza la isla de Gran Canaria. Ambos edificios volcánicos se formaron durante un mismo episodio eruptivo en el que se pueden distinguir varias fases, unas de carácter freatomagmático y otras típicamente estrombolianas. La Caldera de Vandama es una depresión en forma de tronco invertido, con un diámetro superior de unos 1.100 m. mientras que en el fondo es de unos 250 m., siendo la profundidad media de la misma de unos 200 m. Esta estructura se formó por colapso durante o inmediatamente después de la última fase explosiva freatomagmática de las que intervinieron en la formación de este complejo volcánico, aunque gran parte de la depresión ya estaría formada por las explosiones de las fases anteriores. El Pico de Vandama es un edificio estromboliano de unos 150 m. de altura, que se encuentra adosado al flanco N de la caldera y que está afectado también por la fase de colapso responsable de la formación de la caldera, lo que indica que se originó principalmente durante la última fase estromboliana previa a la fase explosiva que culminó con el colapso de la caldera. El análisis de facies de los depósitos piroclásticos generados en las distintas fases de este episodio eruptivo ha permitido comprobar que durante el mismo tuvo lugar una variación de la posición de la boca eruptiva a lo largo de una fractura de dirección NO-SE, a la que también están asociados los conos del Monte Lentiscal y de Jinamar.

## ABSTRACT

The Pico and Caldera de Vandama constitute a recent volcanic complex which originated some 5.000 years ago, during the third volcanic cycle in Gran Canary Island. Both volcanic structures were formed in the same eruptive episode which includes various phreatomagmatic and strombolian phases. The caldera de Vandama is 200 m. deep. It has a surface diameter of 1.100 m. and is only 250 m. wide at the bottom. This volcanic cauldron corresponds to a collapse structure produced during or immediately after the last phreatomagmatic phase, although large part of the depression must already have been formed by previous explosions. Located on the northern side of the caldera, the Pico de Vandama, a strombolian cone of 150 m. high, was mainly built by the last strombolian phase previous to the formation of the caldera. The facies analysis of pyroclastic deposits produced during the formation of Vandama volcanic complex has pointed out a change of vent position during this volcanic episode on a NW-SE fissure which is also related with Monte Lentiscal and Jinamar cones.

## INTRODUCCION

La caldera de Vandama (o Bandama) es una de las estructuras volcánicas más conocidas de la isla de Gran Canaria, tanto por su interés geológico, como por el valor paisajístico del conjunto

que forma con el vecino cono de cinder denominado Pico Vandama. Este complejo volcánico (figura 1) se localiza cerca de la ciudad de Las Palmas, en el NE de la isla, sobre una alineación de centros eruptivos recientes.

Aunque la Caldera y Pico de Vandama ya fueron objeto de atención por parte de VON BUCH (1825) y otros eminentes naturalistas (WEBB y BERTHELOT, 1839; CALDERÓN, 1876; GONZÁLEZ, 1910), esta estructura no ha sido investigada con detalle, salvo en un estudio geomorfológico del volcanis-

(\*) Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). Calle José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

(\*\*) Departamento de Geografía. Escuela de Magisterio. Calle Santa Juana de Arco, 1. 35004 Las Palmas.

(\*\*\*) Instituto de Geología «Jaime Almera» (CSIC). Calle Martí i Franqués, s/n. 08028 Barcelona.

Proyecto de investigación: 449, CSIC y CAICYT.



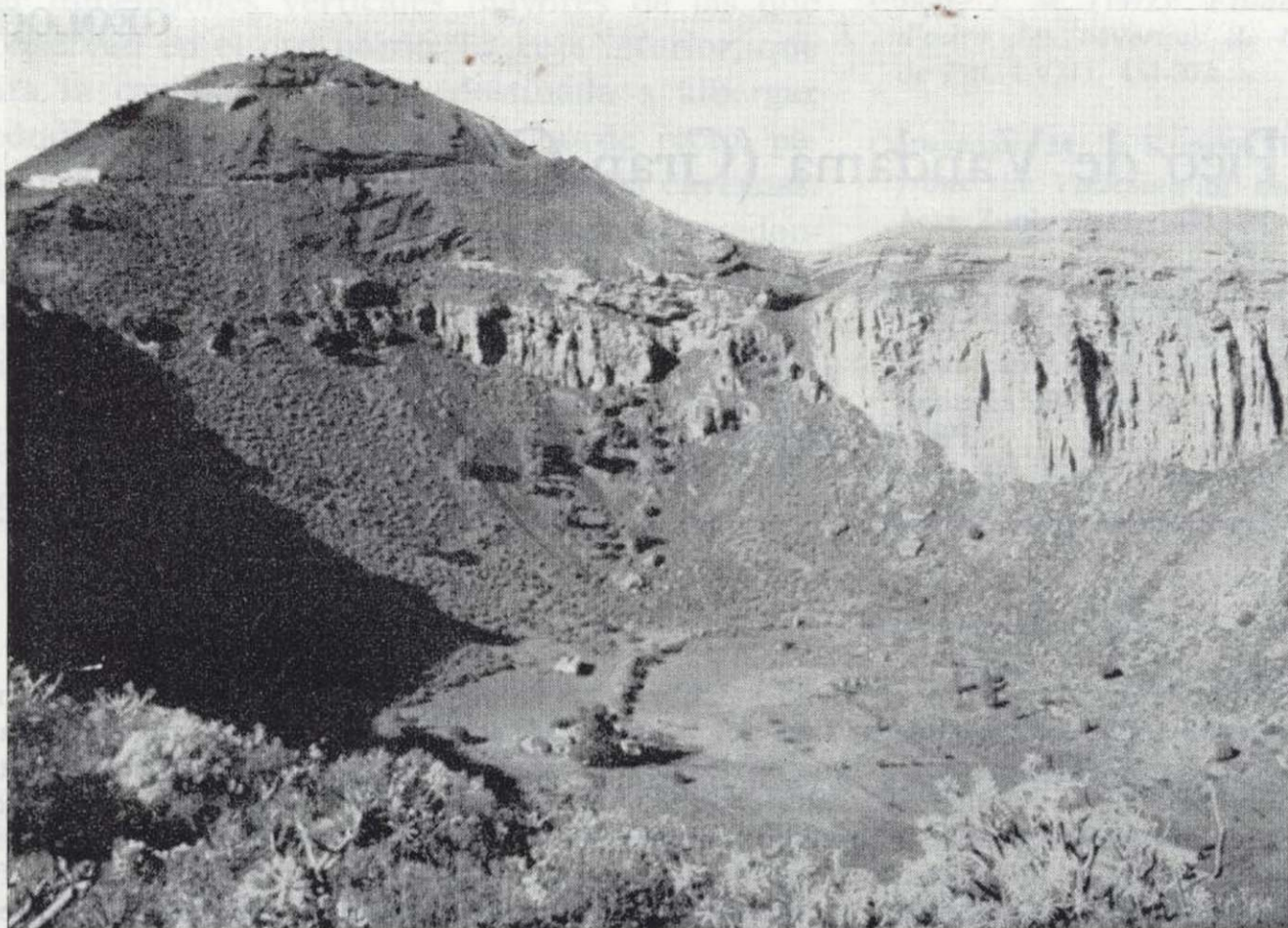


Figura 1.—Vista panorámica del complejo volcánico formado por el Pico y la Caldera de Vandama.

mo reciente de la isla (HANSEN, 1987). En otros trabajos se la describe muy someramente y siempre en un contexto más general (HAUSEN, 1960; BENÍTEZ PADILLA, 1963; FUSTER et al., 1968; ARAÑA y CARRACEDO, 1980).

La relación Pico-Caldera y la génesis de esta última ha sido continuamente objeto de estudio y discusión. Especialmente las hipótesis genéticas de explosión o colapso para la Caldera no han contado con argumentos decisivos en favor de una u otra, ya que no se había localizado un volumen suficiente de materiales generados por la explosión, ni se reconocían condiciones para el emplazamiento de una cámara somera cuyo vaciado provocase el colapso caldérico.

En este trabajo se han identificado finalmente grandes acumulaciones de piroclastos cuya procedencia de la caldera es indudable. Por otra parte se han encontrado evidencias de una detención temporal del magma basáltico en el sustrato de la actual caldera, con efectos equivalentes al emplazamiento y posterior vaciado de una cámara magmática somera.

El origen freatomagmático de los piroclastos de la caldera pudo inducir a que hasta ahora fuesen considerados en parte como depósitos sedimentarios y que incluso algunos niveles de lapilli

hidrotermalizados se adjudicasen a ciclos eruptivos más antiguos. La aparición de estos episodios freatomagmáticos supone un incremento en la violencia, y por tanto en el riesgo, de las erupciones basálticas, habitualmente tranquilas. Este hecho exige una mayor atención al estudio de los depósitos de Vandama, con el fin de caracterizar la interacción agua/magma y plantear su importancia en el reciente volcanismo basáltico de Canarias.

#### MARCO GEOLOGICO

En Gran Canaria, el volcanismo subaéreo se inicia hace unos 14 m.a. con voluminosas emisiones de basaltos alcalinos que hoy constituyen el basamento de casi toda la isla, los cuales afloran principalmente en los acantilados occidentales (FÚSTER et al., 1968; MAC DOUGALL y SCMINKE, 1977). Este primer ciclo culmina con la erupción de productos sálicos diferenciados (traquitas y fonolitas) que se prolonga hasta hace unos 10 m.a. (HERNÁN, 1976). En relación con esta etapa sálica, se forma la caldera de Tejeda, posiblemente al vaciarse una cámara magmática somera. A este ciclo eruptivo le sucede un fuerte período erosivo, intensificado probablemente por un levantamiento generalizado de la isla. Los depósitos sedimentarios correspondientes a esta etapa constituyen la denomina-





Figura 1.—Vista panorámica del complejo volcánico formado por el Pico y la Caldera de Vandama.

mo reciente de la isla (HANSEN, 1987). En otros trabajos se la describe muy someramente y siempre en un contexto más general (HAUSEN, 1960; BENÍTEZ PADILLA, 1963; FUSTER et al., 1968; ARAÑA y CARRACEDO, 1980).

La relación Pico-Caldera y la génesis de esta última ha sido continuamente objeto de estudio y discusión. Especialmente las hipótesis genéticas de explosión o colapso para la Caldera no han contado con argumentos decisivos en favor de una u otra, ya que no se había localizado un volumen suficiente de materiales generados por la explosión, ni se reconocían condiciones para el emplazamiento de una cámara somera cuyo vaciado provocase el colapso caldérico.

En este trabajo se han identificado finalmente grandes acumulaciones de piroclastos cuya procedencia de la caldera es indudable. Por otra parte se han encontrado evidencias de una detención temporal del magma basáltico en el sustrato de la actual caldera, con efectos equivalentes al emplazamiento y posterior vaciado de una cámara magmática somera.

El origen freatomagmático de los piroclastos de la caldera pudo inducir a que hasta ahora fuesen considerados en parte como depósitos sedimentarios y que incluso algunos niveles de lapilli

hidrotermalizados se adjudicasen a ciclos eruptivos más antiguos. La aparición de estos episodios freatomagmáticos supone un incremento en la violencia, y por tanto en el riesgo, de las erupciones basálticas, habitualmente tranquilas. Este hecho exige una mayor atención al estudio de los depósitos de Vandama, con el fin de caracterizar la interacción agua/magma y plantear su importancia en el reciente volcanismo basáltico de Canarias.

#### MARCO GEOLOGICO

En Gran Canaria, el volcanismo subaéreo se inicia hace unos 14 m.a. con voluminosas emisiones de basaltos alcalinos que hoy constituyen el basamento de casi toda la isla, los cuales afloran principalmente en los acantilados occidentales (FÚSTER et al., 1968; MAC DOUGALL y SCMINKE, 1977). Este primer ciclo culmina con la erupción de productos sálicos diferenciados (traquitas y fonolitas) que se prolonga hasta hace unos 10 m.a. (HERNÁN, 1976). En relación con esta etapa sálica, se forma la caldera de Tejeda, posiblemente al vaciarse una cámara magmática somera. A este ciclo eruptivo le sucede un fuerte período erosivo, intensificado probablemente por un levantamiento generalizado de la isla. Los depósitos sedimentarios correspondientes a esta etapa constituyen la denomina-

da «terrace de Las Palmas», que en algunos puntos alcanzan los 100 m. de potencia.

El volcanismo se reanuda con gran intensidad a principios del Plioceno, repitiéndose un ciclo similar al anterior, pero con un volumen mucho menor de material emitido y con los centros de emisión concentrados mayoritariamente en las cumbres centrales de la isla. La etapa final de este ciclo, que apenas duró un millón de años, se caracteriza por las violentas erupciones que originaron los mantos aglomeráticos conocidos como «formación Roque Nublo» (ANGUITA, 1972).

El tercer ciclo iniciado hace casi 3 m.a. continúa todavía, aunque muy atenuado. No se han emitido productos magmáticos muy diferenciados y sí en cambio materiales basálticos muy alcalinos y subsaturados. Casi todos los volcanes de este ciclo se encuentran en la mitad norte de la isla y están asociados a determinadas directrices estructurales. Una de las principales alineaciones volcánicas recientes está definida por los conos del Monte Lentiscal, al NO, y de Jinamar, al SE; casi en el centro geométrico de esta alineación se encuentran el Pico y la Caldera de Vandama (fig. 2). Los materiales procedentes de estos centros de emisión se apoyan sobre lenguas distales del aglomerado «Roque Nublo» y éste, a su vez, sobre coladas fonolíticas del primer ciclo. La edad de las erupciones de Vandama ha tenido que deducirse por criterios geomorfológicos y paleoclimáticos, llegándose a la conclusión (HANSEN, 1987) que estas erupciones coincidieron con la transgresión marina flandriense, es decir, hace unos 5.000 años.

#### GEOMORFOLOGIA Y ESTRUCTURA DEL PICO Y CALDERA DE VANDAMA

El Pico de Vandama es el mayor de los volcanes construidos por la actividad reciente de Gran Canaria. Corresponde a un cono de cinder formado por la acumulación de lapillis y escorias basálticas, bien estratificados y depositados en torno a su boca eruptiva. El cráter en herradura perfectamente simétrica, abierta hacia el NO, posee unas dimensiones de 375 m. por 250 m., encontrándose su punto más elevado en el borde sur, coincidiendo con la cima del aparato, en la cota 574 m.

De la cubicación del cono y manto de lapillis resultan unos volúmenes aproximados de 58.000.000

metros cúbicos y 0,1 kilómetro cúbico, respectivamente, constituyendo el manto de piroclastos más extenso de la isla. La actividad explosiva estromboliana se combinó durante un breve período de la erupción con la emisión de lavas fluidas basálticas que forman una colada de 2 Km. de longitud.

Adosada a la vertiente sur del cono estromboliano, la Caldera de Vandama es una depresión en forma de cono invertido, ligeramente elíptica, cuyos diámetros oscilan entre 1.100 y 850 m. de NO a SE y de ENE a OSO, respectivamente, a la altura de los bordes. Los diámetros en el fondo oscilan entre 300 y 200 m. La cota de los 400 m. cierra prácticamente todos los bordes a excepción de los collados que coinciden con vaguadas preexistentes a la erupción, que drenaban lateralmente la loma, y que poseen girando de NE a SO 386 m. y 404 m. (al este), y 387 m. la situada más al sur. Los puntos más elevados se encuentran en el borde oeste, con 460 m. y 442 m. al SE. El perímetro alcanza los tres kilómetros.

La caldera tiene un volumen próximo a los sesenta millones de metros cúbicos, y el peso de la masa rocosa que la ocupaba ha sido calculada por MACAU (1959) en más de ochocientos millones de toneladas.

Las paredes de la caldera, muy escarpadas, con un desnivel medio de 200 m. y máximo de 243 m. al oeste, están formadas por mantos muy potentes de aglomerados pertenecientes a la formación Roque Nublo, iguales a los que constituyen la topografía exterior de la caldera en esta parte de la isla. Las partes más elevadas de estos escarpes presentan en todos los bordes un manto de piroclastos procedentes de la erupción de Vandama, perfectamente estratificados, en discordancia con los aglomerados sobre los que descansan. Esta discordancia es alterada por la intercalación entre ambas formaciones de una delgada colada basáltica, que puede distinguirse en la pared este, bajo los piroclastos, y por un depósito de escorias basálticas cementadas por una matriz arcillosa, que ocupan una vaguada que se abría hacia el norte en el paleorrelieve de la Caldera.

En el escarpe oriental se localiza otra discordancia con un depósito sedimentario de cantos rodados cuya estructura y posición estratigráfica entre las fonolitas del basamento y los mantos aglomeráticos del Roque Nublo, sugieren que se



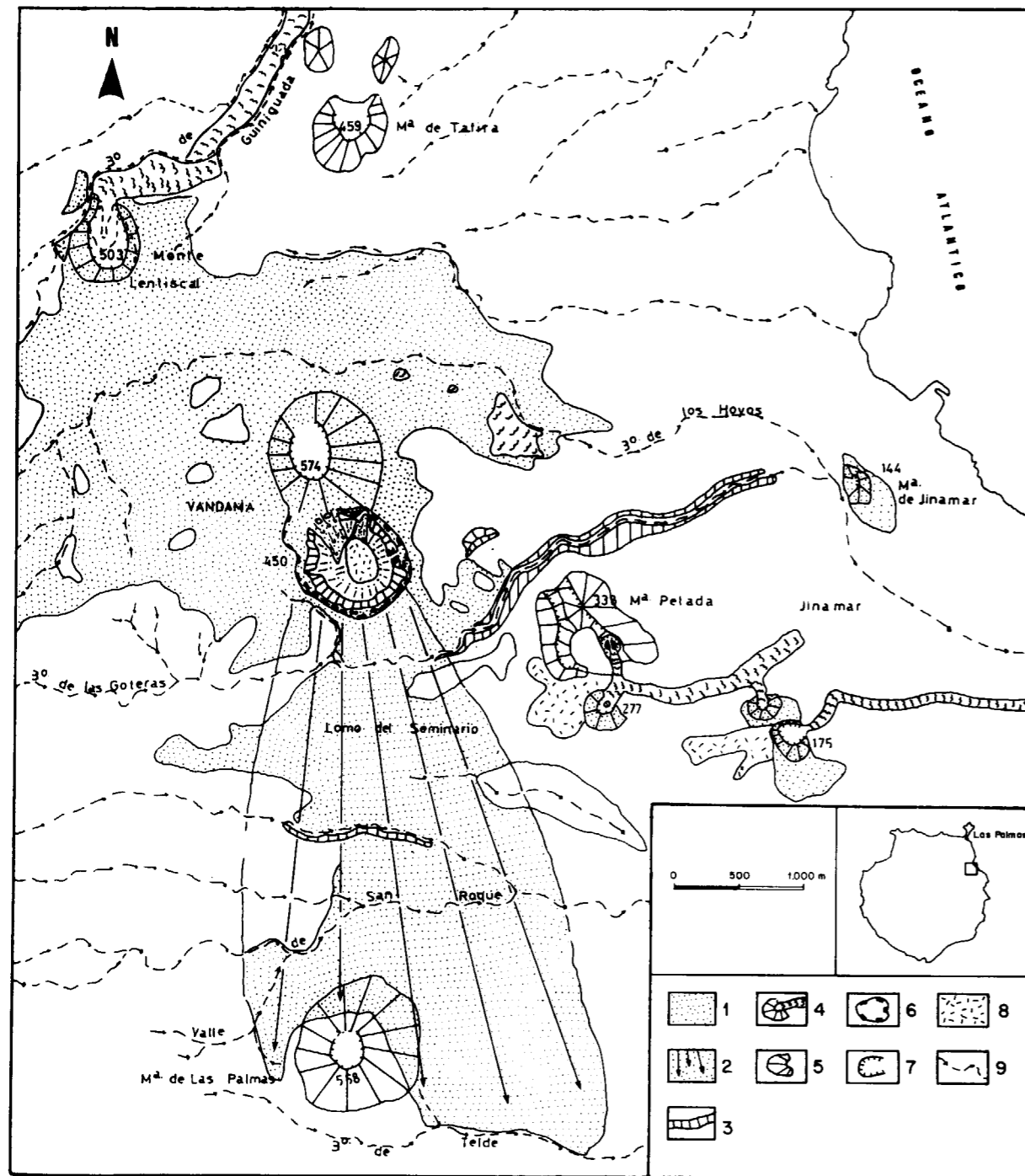


Figura 2.—Localización del complejo volcánico de Vandama y dispersión de sus productos piroclásticos: 1) Piroclastos de caída (lapilli); 2) Depósitos de oleadas piroclásticas (*surges*); 3) Depósitos freatomagmáticos en fondos de barranco; 4) Conos y coladas del Holoceno; 5) Conos volcánicos del Pleistoceno; 6) Borde de la caldera de Vandama; 7) Borde de cráter; 8) Sedimentos recientes; 9) Barrancos.

trata de un lecho de barranco contemporáneo a la formación de la Terraza de Las Palmas en el Plioceno. Su presencia en esta pared parece importante dado el papel de acuífero que haya podido jugar en la interacción agua/magma bajo los centros eruptivos de Vandama.

Potentes taludes de derrubios se apoyan sobre el fondo plano de la caldera, especialmente en los pies de los escarpes oeste, norte y este, siendo de menor envergadura o inexistentes al sur. Estos depósitos no presentan estratificación, están compuestos por derrubios heterométricos y no presentan ningún tipo de encostramiento o cualquier otra discontinuidad que ponga en evidencia datos paleoclimáticos. Sin duda, el carácter fácilmente deleznable de los mantos de aglomerados y el clima dominante, han provocado su rápida construcción.

Bajo el escarpe norte, el talud de derrubios fonolíticos se encuentra cubierto por un talud de «creeping», que es constantemente alimentado con los lapillis del Pico, aunque, sin embargo, ocupan muy poca extensión sobre el talud, a modo de una «lengua de deslizamiento». Grandes bloques de desprendimiento, especialmente de los aglomerados del Roque Nublo, han rodado sobre los taludes al desprenderse de las partes altas de los escarpes, indicando una actividad destructiva más intensa en las vertientes norte y oeste.

**MATERIALES VOLCANICOS**

Los depósitos piroclásticos asociados al complejo volcánico de Vandama incluyen materiales emitidos tanto en fases eruptivas puramente magmáticas como en episodios freatomagmáticos. La secuencia y entidad de estos episodios puede establecerse con bastante claridad atendiendo a la composición, estructura y distribución de los distintos niveles piroclásticos. Asimismo, del reconocimiento de facies proximales puede inferirse la localización de las sucesivas bocas eruptivas que actuaron a lo largo del proceso.

Es interesante destacar que la emisión de lavas masivas fue mínima, limitándose a una colada en las etapas iniciales de la erupción y a unos derrames, también de escasa entidad, en la fase terminal del Pico de Vandama.

En las figuras 3 y 4 se representa esquemáticamente la secuencia y distribución de estos materiales.

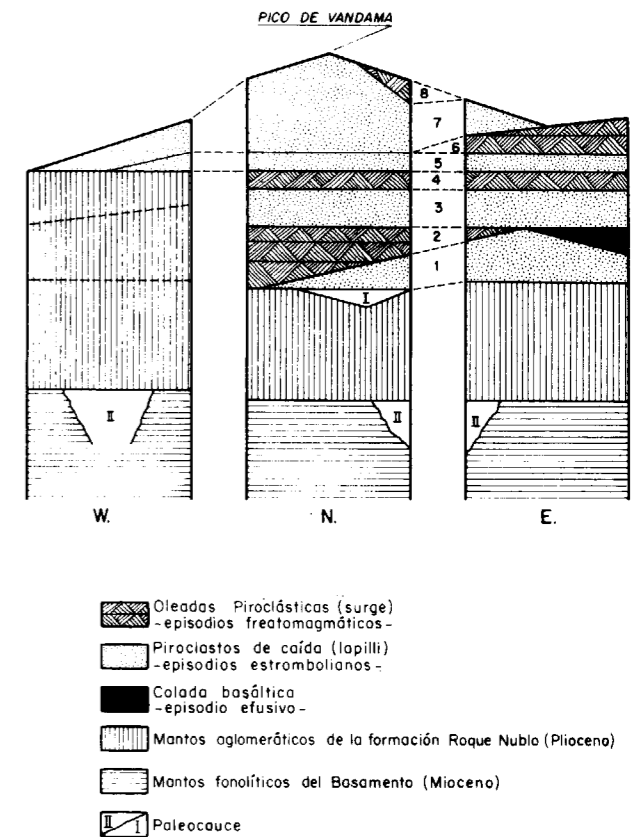


Figura 3.—Esquema de las principales fases eruptivas (1-8) reflejadas en los materiales que predominan a distintos niveles en las paredes oeste, norte y este de la caldera de Vandama. La sucesión volcano-estratigráfica es orientativa y no se ha dibujado en la escala real.

**Depósitos piroclásticos magmáticos**

Los depósitos piroclásticos correspondientes a episodios puramente —o predominantemente— magmáticos, de tipo estromboliano, están constituidos por lapillis y cenizas basálticas, aunque en la proximidad de las bocas eruptivas se encuentran también bombas y escorias.

La erupción del complejo volcánico de Vandama, debió iniciarse con un episodio estromboliano localizado posiblemente muy cerca del borde norte de la actual caldera (A en la fig. 5). El correspondiente depósito de piroclastos (nivel 1 en figs. 3 y 4) tiene una potencia que oscila entre 0,3 y 1,5 m. y se apoya localmente en un paleosuelo formado sobre aglomerados de la formación Roque Nublo.

Los sucesivos episodios estrombolianos se inter-

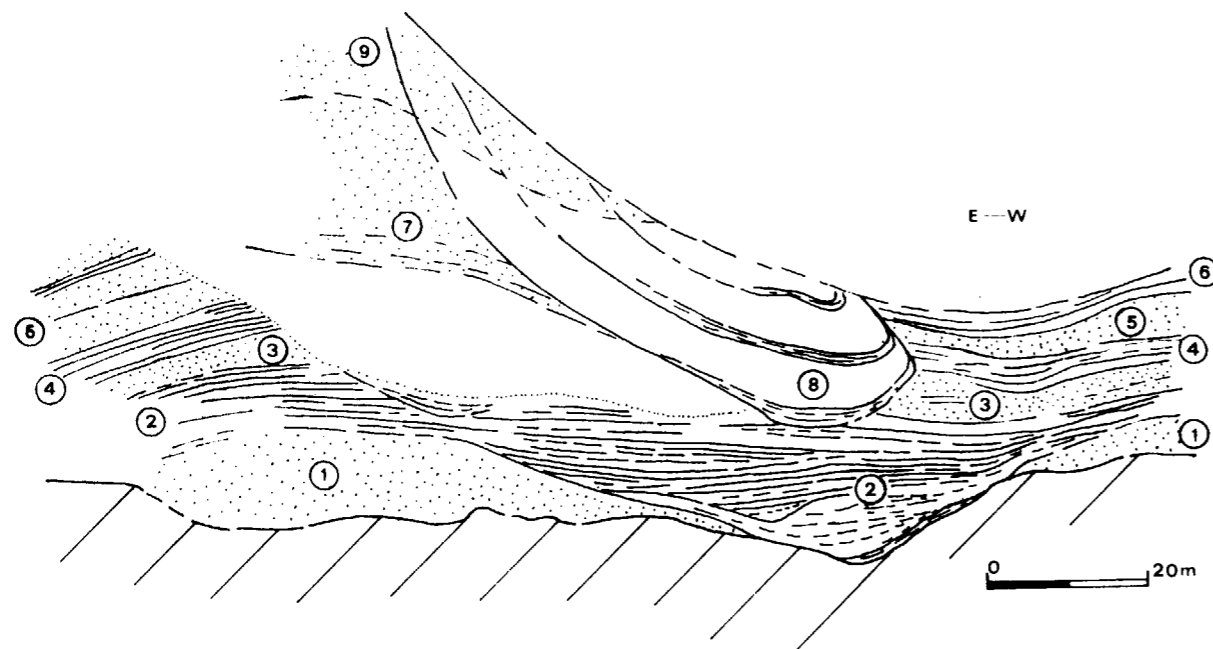


Figura 4.—Esquema de la secuencia de depósitos piroclásticos visibles en la pared norte de la Caldera de Vandama (ver texto).

calan con explosiones freatomagmáticas más relevantes. No obstante, se distinguen dos niveles puramente magmáticos (3 y 5 en las figs. 3 y 4), que posiblemente indican el inicio de la actividad en nuevas bocas que se iban desplazando hacia el sur, sobre una fisura de casi 1,5 km. Sobre la actual pared meridional de la caldera, el segundo de estos niveles de lapilli contiene grandes bombas, lo que confirma la gran proximidad de su conducto de emisión (C en la fig. 5).

El episodio estromboliano más importante y prolongado corresponde a la formación del Pico de Vandama (7 en figs. 3 y 4) y supone un nuevo desplazamiento de la boca eruptiva hacia el extremo septentrional de la fisura (D en la fig. 5). En esta última etapa se configura un típico cono de cinder donde predominan los lapillis, cuyas capas cortadas por la pared norte de la caldera buzan extensiblemente en dirección contraria a las inferiores, procedentes de bocas situadas más al sur, donde hoy se encuentra la depresión.

#### Depósitos piroclásticos freatomagmáticos

El depósito de origen freatomagmático más espectacular por su potencia y variedad se encuen-

tra hoy cortado por la pared septentrional de la caldera (episodio 2 en la fig. 3). Su sección vertical, en forma de triángulo invertido (fig. 6), indica que al menos los niveles inferiores se canalizaron en un valle del relieve preexistente. La base del depósito está constituida por una brecha de explosión poco potente (1 m.), que incluye cantos procedentes de un paleovalle localizado en el sustrato (I en fig. 3). Es posible por tanto que el proceso freatomagmático se iniciase por la interacción agua/magma en un acuífero relacionado con el paleocauce citado, o más genéricamente con la discordancia existente entre las fonolitas miocenas y los mantos pliocenos de la formación Roque Nublo (II en fig. 5).

Sobre la brecha basal se suceden los niveles de oleadas piroclásticas (figs. 6 y 7), entre las que esporádicamente se intercalan capas muy delgadas de lapilli. Algunas oleadas piroclásticas revelan una fuerte capacidad erosiva puntual como así lo indican sus bases acanaladas (fig. 8). Otros niveles están localmente deformados por la caída de bombas o de grandes bloques cuyas huellas de impacto, al igual que el eje de los canales, indican que la boca eruptiva fue la misma en la que comenzó la erupción estromboliana (A en la fig. 5).

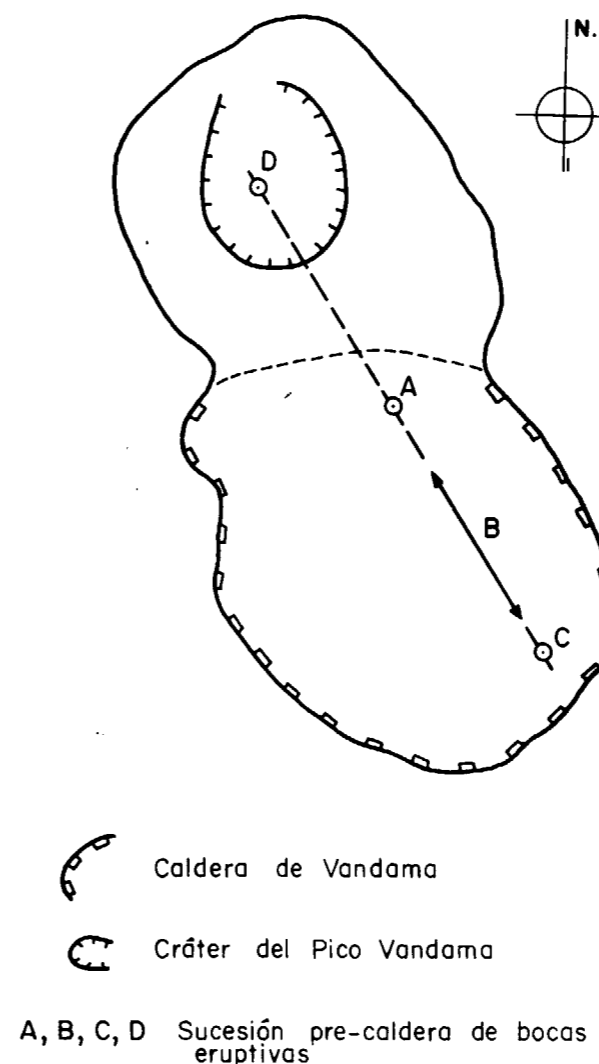


Figura 5.—Desplazamiento teórico de las bocas eruptivas a lo largo de la erupción y antes de que se formase la caldera actual.

A unos tres metros de la base destaca un nivel con mayor proporción de líticos, aparentemente hidrotermalizados, que podrían indicar la interacción con un acuífero geotérmico más profundo; sin embargo, analizados los difragtogramas de estos líticos no se identifican minerales hidrotermales típicos, ni siquiera de temperatura moderada, por lo que su color rojizo se debe posiblemente a condiciones locales de oxidación en el depósito. Sobre varios niveles de oleadas piroclásticas del tipo «massive bed» y otras de granulometría más fina, se encuentra otra brecha explosiva relleno-

canales, con abundantes cantos planares y redondeados, algunos de los cuales pertenecen a la formación Roque Nublo. Esta brecha indica un ensanchamiento importante del conducto de emisión.

La alternancia de niveles con distinta granulometría es normal en este tipo de depósitos que, en este caso, culmina con un paquete de casi 30 m. de potencia con oleadas piroclásticas «húmedas» y «secas» donde se aprecian las estructuras (estratificación cruzada, dunas y antidunas), características de alta energía en el transporte, al tratarse de facies proximales.

Los depósitos piroclásticos correspondientes al siguiente episodio freatomagmático (4 en figs. 3 y 4), son menos importantes que el anterior y aparecen en toda la periferia de la caldera actual, salvo en su pared occidental. Este sector de la pared correspondía, como se ha dicho antes, a un relieve más alto que las bocas eruptivas, lo que hizo de pantalla evitando la dispersión hacia el oeste de las explosiones anulares dirigidas.

Los depósitos asociados al episodio 6 (figs. 3 y 4) son los más voluminosos y extensos, ya que en dirección sur llegan al barranco de Telde, a 4,25 km. de distancia, formando una lengua de más de dos kilómetros de ancho, tras atravesar varios barrancos (ver fig. 2). La boca eruptiva de este episodio debió encontrarse muy próxima a la actual pared meridional donde los depósitos proximales tienen un espesor de casi medio centenar de metros, disminuyendo esta potencia hasta los 7-8 m. en el Lomo del Seminario, tras superar las oleadas piroclásticas el profundo barranco de La Botera. Finalmente, algunos depósitos distales alcanzan espesores de un par de metros (fig. 9).

No se encuentran afloramientos correspondientes a este episodio en la pared occidental, por las razones ya expuestas, y tampoco hacia el norte, porque en ese momento el Pico de Vandama debería tener ya una altura suficiente para detener el paso de las oleadas piroclásticas. En la pared oriental la potencia del depósito es escasa, acunándose hacia el norte, lo que parece indicar que predominaron las explosiones dirigidas hacia el sur, quizá porque la fisura eruptiva había configurado un cráter profundo abierto en esa dirección.

En el borde superior de la pared sur de la caldera es donde se encuentra mejor representada la





Figura 6.—Depósitos de oleadas piroclásticas visibles en la pared norte de la Caldera de Vandama y que corresponden a la fase 2 de las figuras 3 y 4.

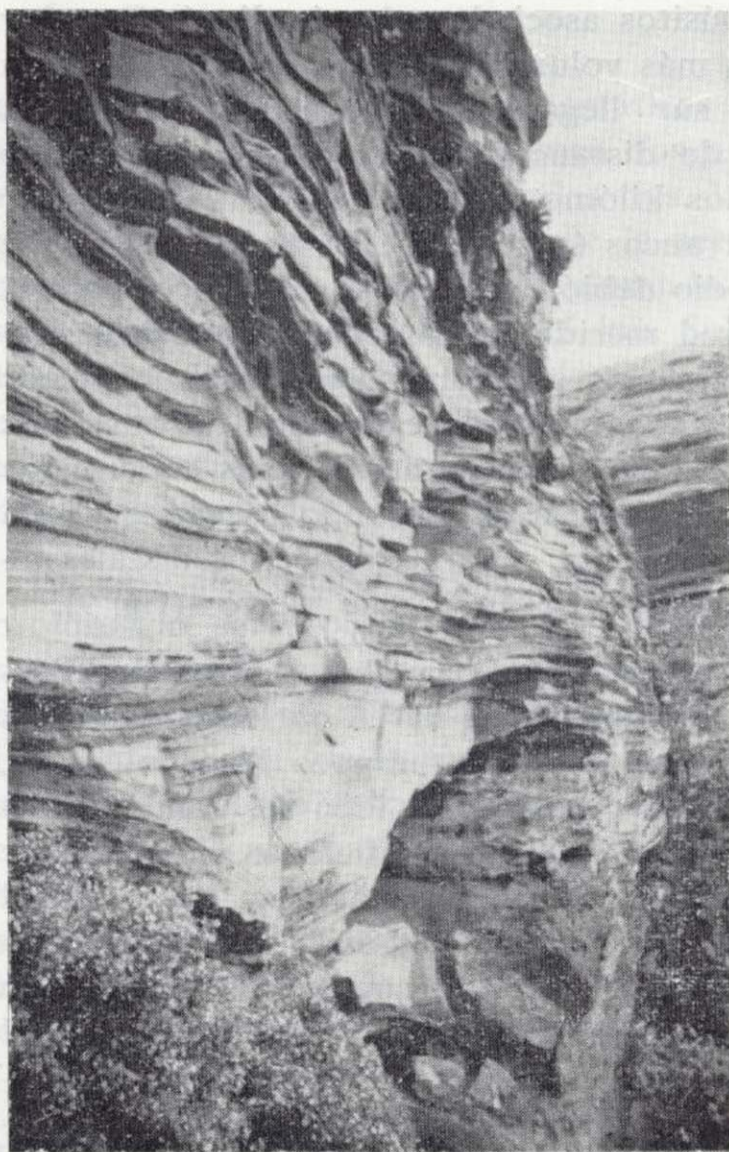


Figura 7.—Detalle de la secuencia de oleadas piroclásticas secas y húmedas correspondientes a la fase 2 de las figuras 3 y 4.

secuencia eruptiva de este episodio freatomagmático pulsante en el que se intercalan numerosos niveles de lapilli, uno de ellos con grandes bombas. Algunos bloques de grandes dimensiones (diámetros de 1,5 m.), posiblemente corresponden a la interacción agua/magma en niveles más profundos de acuíferos libres (acuífero basal de la isla?) y no en acuíferos confinados (paleocauces I y II de la fig. 3), como en los episodios freatomagmáticos anteriores.

El contenido y dimensiones de los fragmentos líticos disminuyen lógicamente en las facies distales del depósito, cuya potencia total también disminuye, ya que no todas las oleadas piroclásticas consiguieron salvar los sucesivos barrancos en cuyas laderas aparecen adosados todavía algunos depósitos. También la irregular dispersión de los depósitos magmáticos de caída (lapilli) influyen en la variación local de la potencia de estos depósitos. Sin embargo, el espesor (milimétrico a centimétrico) de las capas correspondientes a oleadas individuales se mantiene constante.

A partir del barranco de S. Roque predomina claramente la fracción fina en los depósitos, que contienen varios niveles, presentando pliegues de deslizamiento, estratificación cruzada, estructuras onduladas y de turbulencia, adaptándose siempre a la topografía preexistente. Algunas oleadas «húmedas» se detectan por la presencia en sus depósitos de bandas convolucionadas por pliegues de carga.

Todos los niveles freatomagmáticos descritos in-





Figura 8.—Bases acanaladas en oleadas piroclásticas de la fase 2 de las figuras 3 y 4.

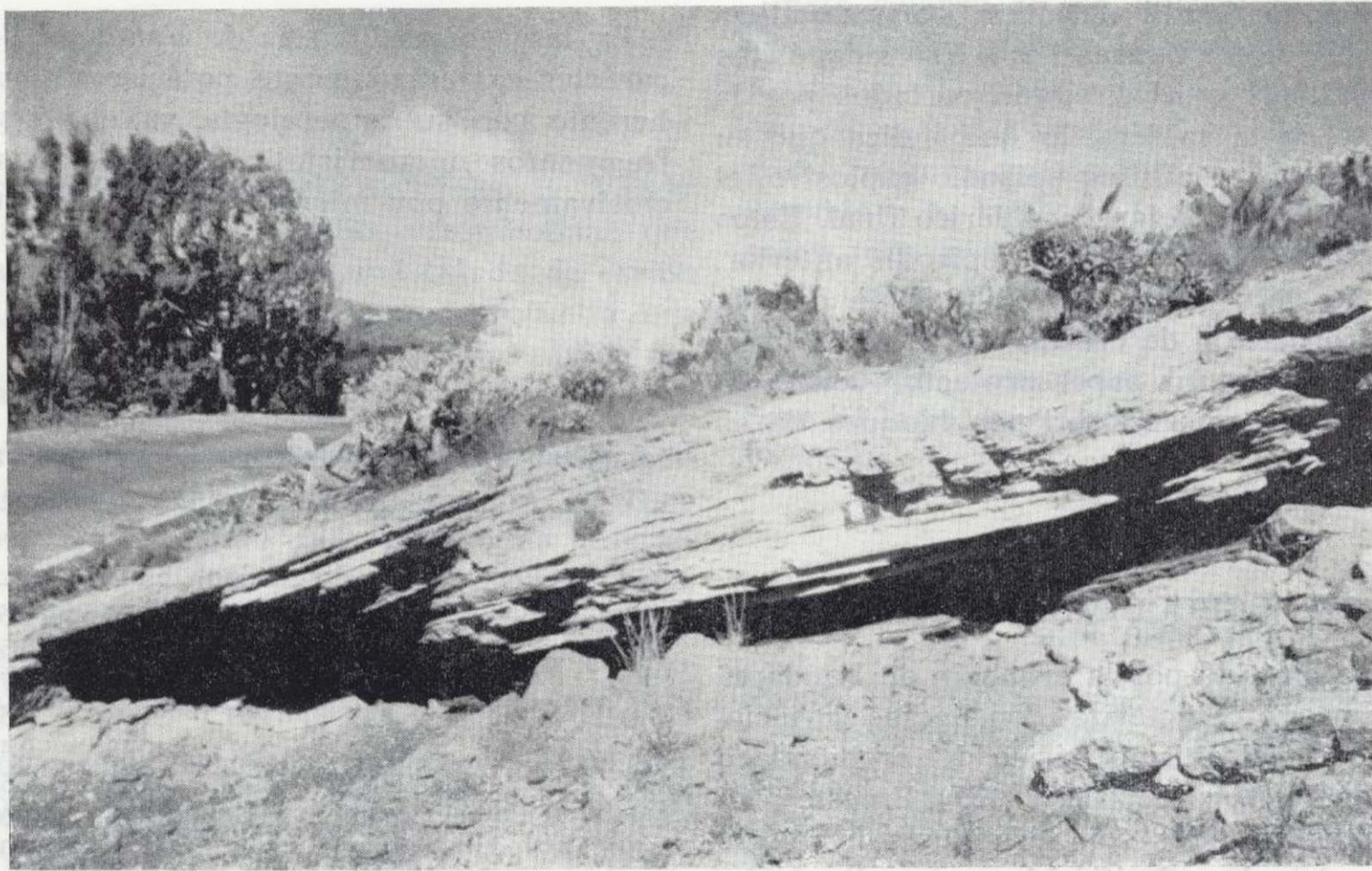


Figura 9.—Facies distales de las oleadas piroclásticas correspondientes a la fase 6 de las figuras 3 y 4.

dican un grado de fluidización elevado de la masa piroclástica, con vapor de agua sobrecalentado como gas predominante, realizándose el transporte en nubes rasantes con fuerte componente horizontal. Por otra parte, asociados a este episodio se encuentran otros depósitos longitudinales, contruidos al detenerse el flujo que los desplazó si-

guiendo el curso de algunos barrancos. Estos depósitos de «fondo de barranco» presentan una estratigrafía desigual según los sectores y una abundante fracción fina que sirve de matriz. Incluyen numerosos cantos rodados, cuya posición varía desde la base de la formación a los estratos más elevados, oscilando su granulometría desde pocos mi-



límetros a varios centímetros. La orientación de los cantos dentro del depósito sugiere el arrastre a partir de un flujo turbulento que se desarrolló en el fondo de los barrancos al coincidir las oleadas piroclásticas con avenidas de agua en los cauces. Estos depósitos obstaculizaron los barrancos por los que discurrieron poco tiempo, dada su naturaleza deleznable frente al agua de escorrentía; por ello, las nuevas barranqueras los han cortado siguiendo los ejes centrales de los depósitos (y no laterales como en las coladas), dejando resaltes en forma de terrazas fluviales aprovechadas para la instalación de cultivos.

Finalmente, los episodios freatomagmáticos terminales (8 en figs. 3 y 4) se emplazaron cuando el Pico de Vandama estaba prácticamente construido. Corresponden a depósitos lobulares de oleadas piroclásticas secas, visibles únicamente en el flanco norte de la caldera y que se apoyan sobre los depósitos de lapilli del Pico, correspondientes a la fase 7 de las figuras 3 y 4. Estos depósitos freatomagmáticos también están cortados por la pared norte de la caldera, lo que indica que su deposición marca el último episodio explosivo, el cual culminó con el colapso caldérico final. Estos depósitos, como otras capas del episodio anterior, presentan un alto grado de cementación que da lugar a la formación de crestas piroclásticas muy duras, que juegan un papel protector contra la erosión y de las que se obtienen bloques de silería.

#### PETROLOGIA Y GEOQUIMICA

El magma emitido por la erupción de Vandama es el mismo que caracteriza, con ligeras variaciones, a todo el volcanismo básico del archipiélago canario (ver ARAÑA y NOVITSKY, 1987). En este caso los productos emitidos son términos muy alcalinos y subsaturados clasificables como basanitas (análisis 1, 2 y 3 del cuadro 1).

La mineralogía de las basanitas se reduce a la presencia en fenocristales de olivino y algunas plagioclasas muy cálcicas, que abundan también como microlitos, junto con minerales opacos, en la pasta criptocristalina.

Entre los lapillis de Vandama se encuentran granos constituidos por glomérulos de olivinos y vidrio. Asimismo, aparecen sueltos, o empastados con lapilli vítreo, unos granos de color blancuz-

co, más o menos porosos, que constituyen el aspecto más singular de estos piroclastos.

La aparición de estas «cenizas blancas» no es infrecuente en erupciones basálticas. Se las encuentran por ejemplo en volcanes de Canarias e Islandia constituyendo una porción muy reducida (1 por 100) entre los lapillis de determinadas erupciones recientes. En las erupciones históricas las cenizas blancas han sido citadas también en el Tolbachik (FEDOTOV et al., 1980) y en el Teneguía (ARAÑA e IBARROLA, 1973). En el primer caso se trata aparentemente de un producto de la diferenciación en la columna magmática ascendente, cuya emisión coincidió con la actividad terminal de una boca eruptiva. En el caso del volcán Teneguía las cenizas blancas pudieron generarse por la fusión de rocas ácidas pertenecientes a un complejo subvolcánico localizado bajo la isla de La Palma.

En las cenizas blancas de Vandama destaca su carácter extremadamente potásico, lo cual es coherente con su mineralogía, ya que se trata de fragmentos microcristalinos constituidos casi exclusivamente por microlitos de feldespato potási-

CUADRO 1

#### Análisis químicos de piroclastos de Vandama

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub> ... ..	40.80	39.50	40.50	57.60	60.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	10.25	10.84	10.87	15.56	18.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	3.96	2.04	2.08	3.78	2.90
FeO ... ..	8.15	11.09	9.98	1.58	1.55
MnO ... ..	0.18	0.17	0.18	0.41	0.23
MgO ... ..	14.73	15.30	15.06	0.53	0.63
CaO ... ..	12.55	12.26	11.93	0.66	0.25
Na <sub>2</sub> O ... ..	2.93	2.91	3.19	1.04	4.92
K <sub>2</sub> O ... ..	1.44	1.49	1.57	16.27	8.54
TiO <sub>2</sub> ... ..	3.57	3.58	3.59	0.78	0.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	0.62	0.78	0.89	0.08	0.06
H <sub>2</sub> O ... ..	0.48	0.16	—	1.80	1.23
TOTAL ... ..	99.66	100.12	99.84	100.09	99.79

1 (3262). Bomba emitida en la fase estromboliana inicial.  
2 (3265). Escoria del Pico Vandama.

3 (3263). Bomba caída sobre la pared meridional de la Caldera.

4 (3264a). «Ceniza blanca» entre los piroclastos de Vandama.  
5 (3264b). Idem.

Anal. M. Vallejo. Departamento Geología, M. N. C. N.

co dispuestos en una textura afieltrada con zonas vítreas. La variable, aunque elevada, concentración de potasio hace pensar en la decisiva intervención de una fase volátil en su génesis. La aparición de esta fase volátil podría estar limitada al techo de la columna magmática ascendente, y en el contacto con un acuífero, antes de que se desencadenen episodios explosivos.

Los depósitos de oleadas piroclásticas, al igual que los depósitos freatomagmáticos de caída, incorporan gran cantidad de fragmentos juveniles basaníticos que presentan las mismas características petrológicas que las lavas y piroclastos emitidos durante los episodios estrombolianos. Esto confirma la homogeneidad composicional del magma durante todo el proceso eruptivo, así como el hecho de que todas las fases explosivas se deben simplemente a una interacción del magma basanítico con agua meteórica subterránea.

#### DISCUSION

La erupción del complejo volcánico de Vandama se inició con un episodio estromboliano que culmina con la emisión de una colada de escasa entidad. Se trata de un magma profundo que alcanzó niveles superficiales tras un rápido ascenso a favor de fracturas preexistentes.

Una vez abierto el conducto hasta la superficie, desciende en el mismo el nivel de fragmentación, permitiendo que el magma interactúe con un acuífero superficial, provocándose las primeras manifestaciones freatomagmáticas, que se intensifican al intervenir en el proceso acuíferos más profundos e importantes.

La salida del magma se desplaza progresivamente hacia el sur, sobre una fisura de casi 1.500 metros y de dirección N-S, que coincide con el eje de la actual caldera. El proceso freatomagmático se repite bajo las sucesivas bocas eruptivas y adquiere su máxima intensidad cuando la interacción agua/magma se realiza en un acuífero libre que debe coincidir con el acuífero basal de la isla que, en esta zona relativamente próxima a la costa, se localiza a unos 300 m. de profundidad.

Finalmente, la erupción se concentra en la boca eruptiva sobre la que se edifica el cono del cinder del Pico de Vandama, en el extremo norte de la citada fisura. Los fenómenos freatomagmáticos sólo se reproducen esporádicamente, coincidiendo

quizá con algunas detenciones en el casi continuo ascenso y extrusión de la columna magmática. Estas detenciones son lógicamente más ostensibles en los estadios finales del paroxismo y tras un derrame lávico desde el cráter del Pico.

La formación de la actual caldera es posterior o contemporánea a los últimos episodios freatomagmáticos (8 en figs. 3 y 4), ya que la pared meridional corta los depósitos lobulares producidos en estos episodios. En realidad gran parte de la depresión ya estaría formada por las explosiones precedentes en la fisura eruptiva, si tenemos en cuenta el volumen de depósitos piroclásticos que se conservan. También el paleorelieve es un condicionante de la morfología calderiforme, aunque el hecho determinante para configurar la actual depresión fue el colapso con el que concluyó el paroxismo eruptivo.

Este colapso se vio favorecido por los rasgos estructurales previos (diaclasado en mantos del Roque Nublo y sistema de fallas que facilitó la erupción), por la magnitud de los episodios explosivos freatomagmáticos (que formarían un gran embudo a lo largo de la grieta efusiva inicial) y sobre todo por la pérdida de presión en el subsuelo (tanto por el vaciado de los sucesivos acuíferos afectados, como por la migración de la columna-dique alimentador de la erupción, desde la base de la caldera actual a la vertical del Pico de Vandama).

#### BIBLIOGRAFIA

- ANGUITA, F. (1972): *La evolución magmática en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria)*. Estudios Geol., 28, 377-428.
- ARAÑA, V., y CARRACEDO, J. (1980): *Los volcanes de las islas Canarias, III Gran Canaria*. Ed. Rueda. Madrid, 175 pp.
- ARAÑA, V., e IBARROLA, E. (1973): *Rhyolitic pumice in the basaltic pyroclasts from the 1971 eruption of Teneguía volcano, Canary Islands*. Lithos, 6, 273-278.
- ARAÑA, V., y NOVITSKY, I. (1987): *El magmatismo de las islas Canarias y su relación con otras regiones oceánicas*. Rev. Volcanología y Sismología (en ruso), 4:17-27.
- BENÍTEZ, S. (1963): *Una breve excursión científica por Gran Canaria*. Ed. Museo Canario, Las Palmas.
- BUCH, L. von (1825): *Physicalische Beschreibung der Kanarische Inseln*. Berlín.
- CALDERÓN, S. (1876): *Reseña de las rocas de la isla volcánica de Gran Canaria*. Anales R. S. E. H. N., t. 9.

- FEDOTOV, S.; CHIRCOV, A.; GUSEV, N.; KOVALEV, G., and SLEZIN, Y. (1980): *The large fissure eruption in the region of Plosky Tolbachik volcano in Kamchatka, 1975-1976*. Bull. Volcanol., 43, 47-60.
- FÚSTER, J. M.; HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; MUÑOZ, M.; R. BADIOLA, E., y GARCÍA CACHO, L. (1968): *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria*. I. Lucas Mallada, CSIC, Madrid.
- GONZÁLEZ, J. (1910): *Algunos datos geológicos de Gran Canaria*. Bol. R. S. E. H. N., t. 10.
- HANSEN, A. (1987): *Los volcanes recientes de Gran Canaria*. Ed. Rueda-Cabildo I. Gran Canaria.
- HAUSEN, H. (1960): *Las Calderas Canarias. Consideraciones sobre los modos de formación*. Ed. Museo Canario. Las Palmas.
- HERNÁN, F. (1976): *Estudio petrológico y estructural del Complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria*. Estudios Geol., 32, 279-324.
- MACAU, F. (1959): *Las calderas de Gran Canaria*. An. Est. Atlánticos, 5.
- MACDOUGALL, I., y SCHMINCKE, H. (1977): *Geochronology of Gran Canaria Island: age of shield building vulcanism and other magmatic phases*. Bull. Volcanol., 40.
- WEBB, M., y BERTHELOT, S. (1839): *Histoire Naturelle des Isles Canaries*. París.

Recibido: Noviembre 1987.

## Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca)

Por L. EGUILUZ, L. M. MARTINEZ-TORRES, R. RAMON-LLUCH y J. A. ZUAZO (\*)

### RESUMEN

En el área de Tolosa los materiales de edad albiense que ocupan el sinclinorio de Amezketa, entre la falla de Leiza y el cabalgamiento de Aralar, están afectados por 3 episodios deformativos que se manifiestan de modo distinto según el tipo de materiales. En las rocas carbonatadas la primera fase origina pliegues vergentes al norte y la segunda, pliegues angulares de plano axial vertical o vergentes al sur, cuya superposición da lugar a figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY. En los materiales pelíticos la primera fase da lugar a pliegues, con una esquistosidad de plano axial asociada. La segunda fase crenula a la primera según planos que buzan débilmente al N. Además existe una etapa de movimientos de desgarre dextrosos, que dan lugar a una esquistosidad, asociada a la cizalla (superficies C y S), muy penetrativa que parece estar crenulada por la segunda fase vergente al S.

### RESUME

Les matériaux d'âge albien sont situés dans le sinclinorium d'Amezketa, limités par la faille de Leiza et le chevauchement d'Aralar. Ceux matériaux sont affectés par 3 étapes de déformation que montrent des structures différentes, selon le type de matériaux. Dans les roches carbonatées, la première phase révèle des plis deversés vers le N, et la deuxième des plis angulaires avec plan axial vertical ou deversés vers le Sud. La superposition des ces phases donne des interférences de type 3 de RAMSAY. Dans les matériaux pelitiques, la première phase révèle des plis accompagnés d'une schistosité en plan axial. La deuxième phase donne une schistosité de crenulation qui penche doucement vers le Nord. Il existe aussi une étape de mouvements de décrochement dextres, qui occasionnent une schistosité, liée à la cizalle (surfaces C y S), qui semble être crenulée par la deuxième phase deversée vers le Sud.

### 1. INTRODUCCION

La Cuenca Vasca ha sido considerada tradicionalmente como un sector marginal de la Cadena pirenaica en el que las deformaciones alpinas tienen un escaso desarrollo. En líneas generales, se ha explicado su estructura con una única fase de deformación alpina, que sería la causante de un plegamiento de gran radio, y por tanto, de un mínimo acortamiento. Sin embargo esta única fase, causante de los rasgos cartográficos aparentemente simples que caracterizan la Cuenca, lleva asociada, de forma local, una esquistosidad de plano axial vergente hacia el norte (RÍOS ARAGÜÉS, 1971; ALVARO, 1976; LLANOS, 1983).

Por otra parte, trabajos recientes han puesto de relieve la existencia de un plegamiento complejo, al menos con dos fases de deformación de vergencias opuestas, en los materiales del Cretácico Superior y Terciario de la costa vizcaína, presumiblemente relacionadas con una banda de cizalla, prolongación de la falla de Leiza (CUEVAS et al., 1982), continuación occidental de la falla nord-pirenaica en la Cuenca Vasca. La presencia de una deformación similar en otros sectores, confirma el carácter generalizado de la misma, obligando a postular una historia tectónica más compleja que explique las estructuras observadas.

Se describe a continuación la geometría de las estructuras tectónicas observadas en el sector de Tolosa, como ejemplo de la posible estructuración presente en la Cuenca Vasca. Ahora bien, el

(\*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea.

estado actual de conocimientos sólo permite establecer relaciones espacio-temporales relativas entre las diferentes estructuras. Asimismo, la naturaleza de los mecanismos que generan algunas de estas estructuras no están bien establecidos y son de difícil interpretación.

## 2. LOCALIZACION

El área considerada se encuentra en el borde suroccidental del macizo paleozoico de Cinco Villas, y constituye la Tesis de Licenciatura de uno de los autores (ZUAZO, 1986). Independientemente de las estructuras observadas en los distintos dominios litológicos definidos, nos referiremos exclusivamente al denominado sinclinorio de Amezqueta, ocupado por el flysch negro de edad Albiense y, en concreto, al corte de la carretera Tolosa-Amezqueta (fig. 1).

Los límites geológicos del corte considerado son: al norte, la Falla de Leiza y la Depresión intermedia (LAMARE, 1936), constituida por materiales del Cretácico Superior, y al sur, el frente cabalgante de Aralar.

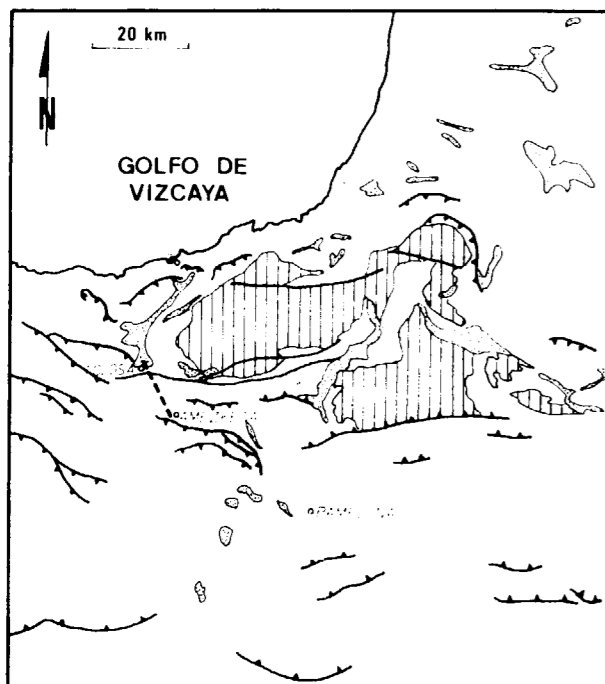


Figura 1.—En línea discontinuas, localización del corte estudiado Tolosa-Amezqueta. Con rayas el Paleozoico, el Keuper. Las ofitas en punteado y, en blanco, el meso-cenozoico.

## 3. ESTRUCTURAS EN EL CORTE TOLOSA-AMEZKETA

La banda estudiada, ocupada por materiales albienses, presenta estructuras tectónicas definidas por caracteres geométricos constantes, pero distintivos para cada una de las fases, evocando así mecanismos genéticos diversos. Por otro lado, el establecimiento de las relaciones temporales entre las estructuras resulta sencilla en todos los afloramientos.

El principal condicionante de las estructuras observadas es la litología; mientras en el sector nor-occidental, de composición eminentemente carbonatada, son abundantes los pliegues no esquistosos o con una esquistosidad incipiente, en las zonas sur-orientales de litología lutítica, en la que apenas aparecen pliegues, la esquistosidad es la estructura dominante en afloramiento.

En todo el área estudiada se reconocen dos fases de deformación. La primera, es vergente al norte, y la segunda, subvertical o débilmente vergente al sur, llevando asociadas fallas inversas y pequeños cabalgamientos, igualmente hacia el sur.

Además, en relación con la primera fase, se observa el desarrollo de un importante conjunto de accidentes dextrorsos, cuyo funcionamiento da lugar a complicaciones estructurales locales. Las estructuras originadas por estas fases están bien desarrolladas en el área de estudio, tanto regionalmente como en afloramiento, y son consideradas como integrantes del ciclo alpino.

### 3.1. Estructuras de primera fase

Se describen de forma separada las distintas estructuras.

#### Pliegues

Durante la primera fase de deformación, en los materiales carbonatados alternantes, se forman pliegues decamétricos a hectométricos de geometría próxima a la angular con flancos largos y rectos, y charnelas redondeadas. Tienen ejes aproximadamente horizontales y planos axiales inclinados hacia el S. En los materiales pelíticos se producen, igualmente, algunos pliegues de eje horizontal (N 120 E), caracterizados por el buzamiento hacia el S de su plano axial. La  $S_1$  asociada es más penetrativa, obviamente, en los lechos pelíticos.

#### Esquistosidad vertical

En una amplia banda al S de la falla de Leiza, de anchura variable que puede, en ocasiones, ser centimétrica, se desarrolla una esquistosidad vertical muy penetrativa en las pizarras negras albienses, que suele ser la estructura dominante ( $S_1$ ). En estas zonas se han encontrado, ocasionalmente, algunos pliegues de eje vertical, cuyo plano axial es paralelo a la citada  $S_1$ . Por su interés se describe a continuación esta superficie.

#### 3.1.1. Génesis de la $S_1$

En afloramiento, la  $S_1$  produce desplazamientos sistemáticos de la  $S_0$ , indicando que las superficies de esquistosidad han funcionado como planos de deslizamiento de una cizalla con régimen dextrorso (fig. 2).

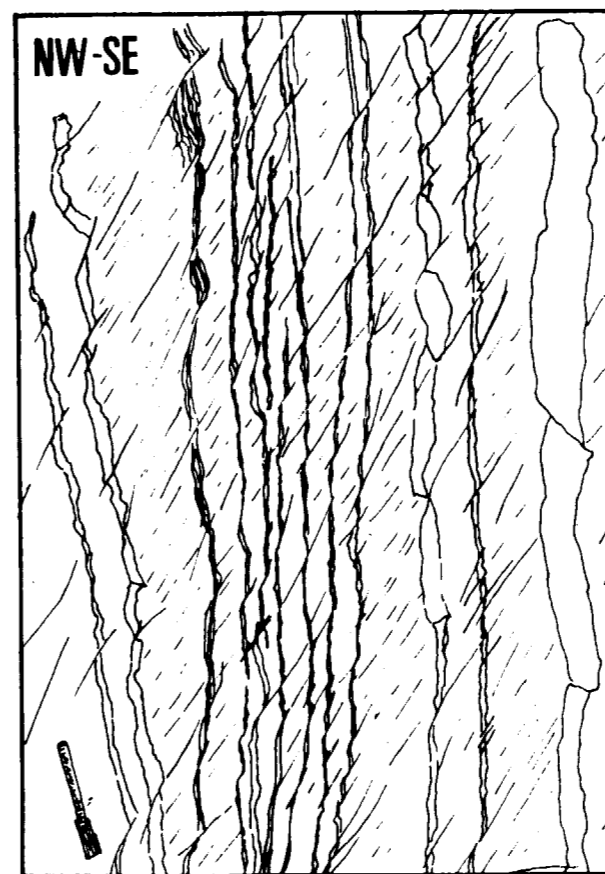


Figura 2.—Desplazamientos dextrorsos, sobre un plano horizontal, de la  $S_0$  por la  $S_1$ .

Al microscopio, y según corte YZ, esta esquistosidad viene dada por la existencia de superficies subparalelas y anastomosadas enriquecidas en óxidos, menas y materiales arcillosos (láminas de esquistosidad), así como por el alargamiento diferencial de filosilicatos, cuarzo y carbonatos. Estas bandas definen microlitones milimétricos en los que aparecen numerosos cristales orientados de clorita neoformada, elongados según la esquistosidad, si bien su plano de exfoliación (001) forma un ángulo bajo con las láminas de esquistosidad (fig. 3).

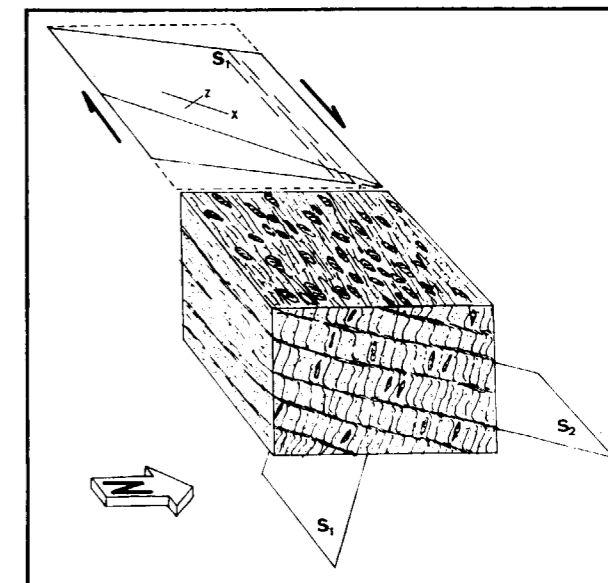


Figura 3.—Bloque-diagrama mostrando las relaciones espaciales entre  $S_1$  y  $S_2$ , así como la lineación desarrollada por el crecimiento de cloritas congruentes con un campo de esfuerzos creado por una cizalla dextrorsa.

En principio, puede proponerse que las cloritas son sintectónicas con respecto a la esquistosidad, observándose, en algunos casos, distorsiones de las superficies (flattening) en los extremos del cristal de clorita.

En una preparación perpendicular a la esquistosidad y paralela a la débil lineación de estiramiento visible, se observa cómo las cloritas y otros filosilicatos, e incluso algunos granos detríticos, se disponen con la longitud mayor, que para las cloritas coincide con la exfoliación (001), oblicua a las láminas de esquistosidad (fig. 3).

Esta disposición puede explicarse advirtiendo que la  $S_1$  tiene carácter rotacional y se ha producido por un mecanismo de deformación próximo a la cizalla simple, con cristalización sintectónica de las cloritas. La foliación podría asimilarse a planos «C», mientras que la orientación de las cloritas correspondería a planos «S». Esto constituye un criterio fiable para el establecimiento del sentido de movimiento, que en este caso resulta ser dextroso, y coincidente con el inferido a partir de los desplazamientos de la  $S_0$ , por plano de esquistosidad  $S_1$  a escala de afloramiento, como ya se ha comentado. Asimismo, aparecen también planos de falla que forman un ángulo bajo con la  $S_0$  sobre los que se encuentra, con frecuencia, estrías horizontales muy tendidas, que proporcionan criterios de movimiento dextroso.

### 3.2. Estructuras de segunda fase

En el corte considerado está muy bien representada una segunda fase de clara vergencia al S, que, a escala cartográfica, da lugar a la verticalización de accidentes previos. Al igual que la fase precedente, en los materiales más calcáreos produce pliegues, mientras que en los niveles más lutíticos desarrolla una esquistosidad de crenulación  $S_2$ .

#### Pliegues

Los pliegues son de escala métrica o decamétrica, geometría angular chevron y dan lugar al desarrollo de figuras de interferencia de geometría un tanto particular, pero asimilables al tipo 3 de RAMSAY (fig. 4).

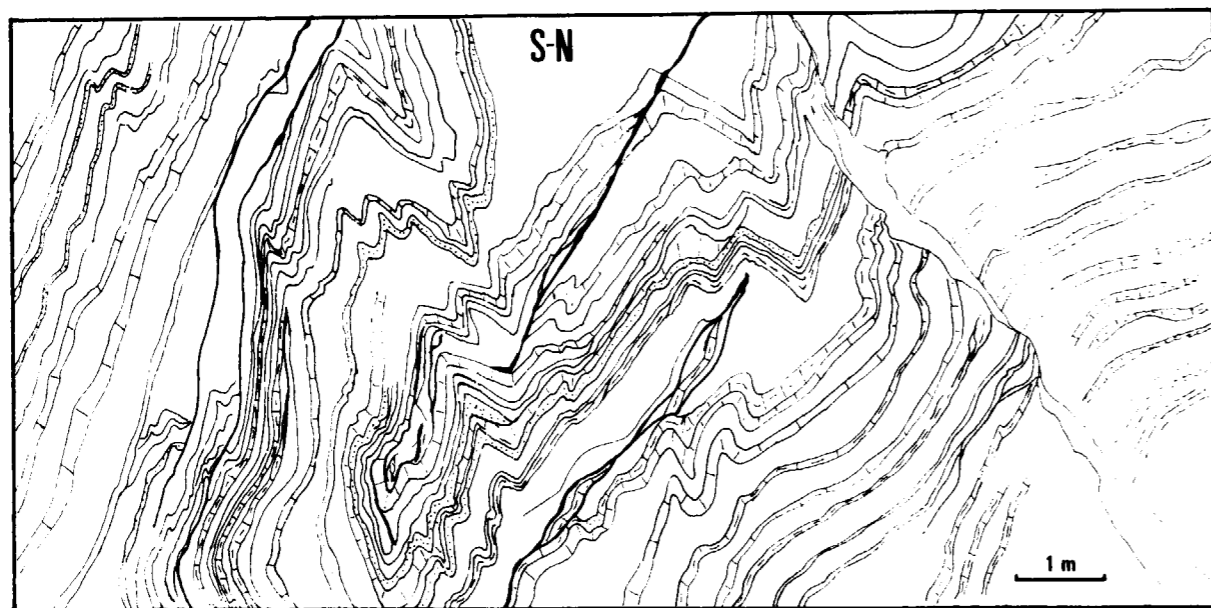


Figura 4.—Figuras de interferencia de la fase primera vergente al norte con la fase segunda retrovergente al sur.

En los materiales pelíticos aparecen algunos pliegues de charnelas redondeadas y plano axial tendido (fig. 5), o bandas de flexura de forma angular, limitadas por planos paralelos a los planos axiales de los pliegues antedichos, que evidencian movimientos de cizalla hacia el S.

#### Esquistosidad de crenulación

Sin embargo, la estructura dominante es un

conjunto de superficies de espaciado milimétrico ( $S_2$ ), especialmente penetrativo en los lechos más lutíticos, que corta la  $S_0$  y la  $S_1$ , a la que puede crenular. Se trata de una esquistosidad espaciada (BASTIDA, 1981) que individualiza microlitones en los que la  $S_1$  dibuja formas sigmoidales de gran constancia (fig. 6). La relación entre  $S_1$  y  $S_2$ , deducida de estos sigmoides, es siempre idéntica a todas las escalas y permite establecer un sentido de movimiento durante la segunda fase hacia el SSO. Por otra parte, la  $S_2$  tiene

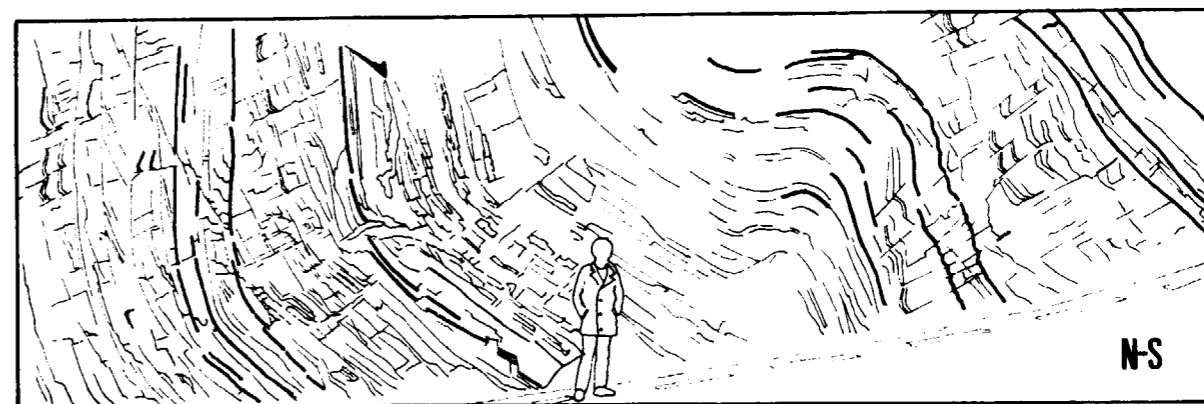


Figura 5.—Pliegues retrovergentes al S de la segunda fase, en un flanco inverso de la primera fase.

buzamientos débiles hacia el N, presentando poca dispersión, en contraste con las superficies previas que, como es de esperar, tienen una distribución mucho más irregular (fig. 7).

Al microscopio, se diferencian bandas o láminas de esquistosidad, de tonalidad más oscura, originadas por la fuerte inflexión de la  $S_1$ , acompañadas por la removilización de los minerales solubles y concentración de félicos, mientras los microlitos son más ricos en minerales claros como el cuarzo y la calcita, todo lo cual produce un incipiente bandeo tectónico.

La relación espacial entre las dos foliaciones,  $S_1$  y  $S_2$ , queda patente en el bloque-diagrama de la figura 4, y en el diagrama de la figura 7.



Figura 6.—Crenulación de la  $S_1$  vergente al N por la  $S_2$  vergente al S.

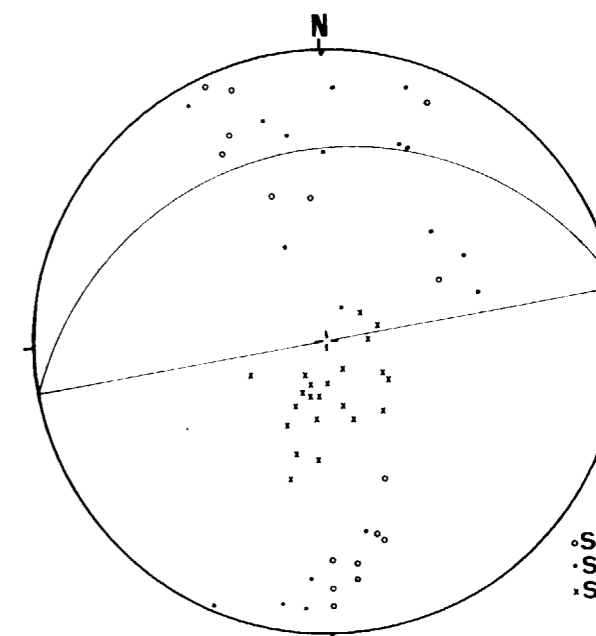


Figura 7.—Diagrama de polos de  $S_0$ ,  $S_1$  y  $S_2$ .



## 4. IMPLICACIONES REGIONALES

De lo aquí expuesto, y de su relación con el Pirineo, pueden obtenerse algunas conclusiones de especial interés para comprender la génesis de la cadena Pirenaica.

En la Cuenca Vasca concurren las dos vergencias características del Pirineo: la vergencia N, de la zona norpirenaica, y la vergencia S de la zona surpirenaica. Es decir, se prolongan ambas zonas con las dos vergencias de sentidos opuestos, además de una importante etapa de desgarres dextrosos. Si aceptamos la continuidad de las estructuras de la zona nord y surpirenaica en la Cuenca Vasca y, además, tenemos en cuenta el orden de aparición de las fases aquí descritas, podemos afirmar que la deformación de la zona norpirenaica vergente al norte, es anterior a la deformación surpirenaica de vergencia sur.

En cuanto al estilo de deformación, parece que, mientras que la zona norpirenaica y la primera fase de la Cuenca Vasca dominan las estructuras de plegamiento, la zona surpirenaica y la segunda fase de la Cuenca Vasca presentan un carácter más frágil y superficial, con una tectónica tangencial muy desarrollada.

Sin entrar en otras consideraciones, estos hechos podrían relacionarse con la evolución de un plano de Benioff que, tras un periodo de bajo buzamiento sufre, durante una etapa posterior, una verticalización que daría origen a la fase retrovergente.

De cualquier modo, la correlación con los episodios deformativos del Pirineo Central y Oriental es problemática, dada la disposición tectónica diferenciada. Mientras en la Cuenca Vasca se enfrentan una corteza oceánica y otra continental, en el resto del Pirineo se enfrentan dos cortezas continentales. No obstante, resulta evidente que la evolución tectónica de la Cuenca Vasca lleva aparejado un cambio en la disposición de los esfuerzos que, de algún modo, debe estar en relación con la historia geológica del resto de la cadena Pirenaica.

La inexistencia de materiales post-tectónico impide la datación de los distintos episodios descritos; sin embargo, es presumible una edad eo-oligocena al igual que en otras zonas pirenaicas.

## 5. CONCLUSIONES

En el sector de Tolosa existen evidencias de tres tipos de estructuras tectónicas:

- Pliegues de primera fase: pliegues, localmente sin-esquistosos ( $S_1$ ), vergentes hacia el norte.
- Pliegues de segunda fase: pliegues suaves y de plano axial vergente al sur, con desarrollo local de crenulación ( $S_2$ ).
- Existe, además, una etapa de movimientos horizontales de desgarres dextrosos, localizados en bandas de dirección aproximada 90-110°, que, en algunas zonas, desarrollan una esquistosidad (slate cleavage) con superficies cizallantes y recristalización asociada (superficies S y C). Al estar crenulada por la  $S_2$  es asociable a la  $S_1$ .
- La deformación de vergencia N relacionable con la zona norpirenaica es anterior a la deformación surpirenaica de vergencia S.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M. (1976): *Nota sobre la presencia de dos esquistosidades en el Cretácico Inferior de Bilbao (Cordillera vasco-cantábrica)*. Bol. Geol. y Min., t. LXXXVII-V, p. 453-455.
- BASTIDA, F. (1984): *La esquistosidad primaria: una síntesis sobre su característica y desarrollo*. Trabajos de Geología, t. II, pp. 35-54.
- CUEVAS, J.; EGUILUZ, L.; RAMÓN-LLUCH, R., y TUBIA, J. M. (1982): *Sobre la existencia de una deformación compleja en el flanco N del sinclinal de Oiz-Punta Galea (Vizcaya): nota preliminar*. Lurralde, 1982, pp. 47-62.
- LAMARE, P. (1936): *Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne*. Mem. de la Soc. Géol. de France, N. S., t. XII, fasc. 1-4, 463 pp.
- LLANOS, H. (1983): *Estudio geológico del borde sur del macizo de Cinco Villas. Transversal Huici-Leiza (Navarra)*. Eusko-Ikaskuntza. Sociedad de Estudios Vascos, Sección Ciencias Naturales, Cuaderno núm. 1, pp. 79-160.
- RÍOS ARAGÜÉS, L. M. (1971): *Aplicación del análisis estructural en Geología del Petróleo*. Congr. hispano-luso-americano de Geología económica, t. 2, pp. 63-71.
- ZUAZO, J. A. (1986): *Geología del sector central del arco vasco*. Tesis de Licenciatura.

Recibido: Abril 1987

## Protolenidae del Cámbrico Inferior de La Puebla del Maestre (Badajoz)

Por M.<sup>a</sup> DOLORES GIL CID (\*)

## RESUMEN

Este trabajo constituye un avance de los resultados obtenidos del estudio de los principales invertebrados (Trilobites, Hyolites, Braquiópodos) encontrados en las capas de Benalija del Cámbrico Inferior (Marianense) de la Sierra de San Miguel (Puebla del Maestre) en la provincia de Badajoz, España.

## RESUME

Ce travail est un avance des résultats obtenus de l'étude des principaux invertebrés (Trilobites, Hyolites, Braquiopodes) trouvés dans les couches de Benalija du Cambrien inférieur (Marianense) de la Sierra de San Miguel (Puebla del Maestre) dans la province de Badajoz, Espagne.

## ESTRATIGRAFIA

El yacimiento objeto del presente trabajo estaría localizado en el tramo 6 (Capas de Benalija), número 898 (Puebla del Maestre); geológicamente, se ubica dentro de la zona de Ossa Morena según la división del Macizo Ibérico realizada por LOTZE (1945) y JULIVERT et al. (1974) (fig. 1). (En la figura 1 hemos representado la posición geográfica de los yacimientos estudiados.)

En 1961 para la zona comprendida entre Llerena-Guadalcanal y Azuaga y basado en datos de FRICKE (1940) se establece la siguiente división litoestratigráfica para la serie cámbrica de techo a muro:

## Capas de Benalija:

- Pizarras arcillosas verdosas en la parte superior, pasando a intercalaciones con bancos de cuarcita.

## Calizas de Agua:

- Calizas y pizarras en formación alternante variable.

## Capas de Estebayanes:

- Pizarras arcillosas bandeadas.

## Cuarcita de Valverde:

- Cuarcita.

## Conglomerado de Sotillos:

- Conglomerado.

## 1. Serie de Malcocinado.

El yacimiento objeto del presente trabajo estaría localizado en el tramo 6 (Capas de Benalija), dominio Zafra-Monesterio, formado por una banda de pizarras y grauvacas de grano fino, definidas al S de Guadalcanal por FRICKE en 1941; en la Hoja de Llerena (núm. 877, Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, p. 42), están datados estos materiales como de edad Cámbrico Inferior; según ese autor las capas de Benalija forman una transición que precedentes de las del tramo anterior se desarrollan disminuyendo rápidamente el material calcáreo de la caliza de Agua.

En los tramos inferiores aparecen pizarras de color gris verdoso, con estratificación regular; en la parte alta existen términos más arenosos.

La zona de La Puebla del Maestre que nos ha

(\*) Departamento de Paleontología. Fac. CC. Geológicas. U. C. M. e Instituto de Geología Económica. CSIC-UCM.

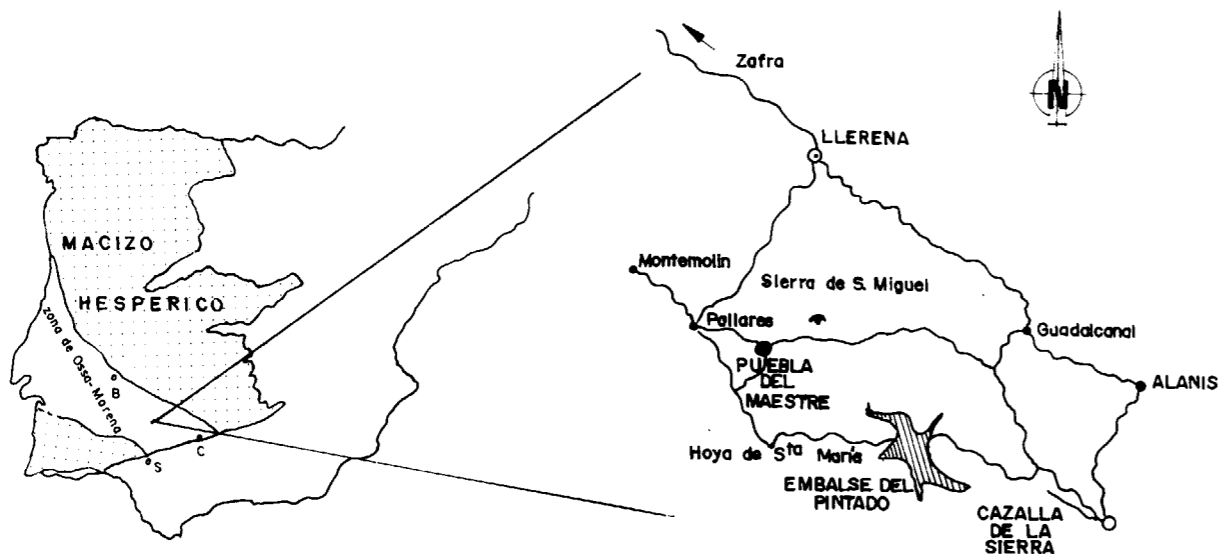


Figura 1.—Situación geográfica de los yacimientos de Puebla del Maestre (Badajoz).

proporcionado la fauna estudiada en este trabajo está, geográficamente, próxima a la estudiada y citada por LOTZE en 1961, para las proximidades del río Viar; en las capas del Viar hemos encontrado Trilobites, Polímeros, Agnóstidos, Moluscos y Celentéreos (en prensa) y proporcionan una edad Marianense Superior, coincidiendo con la de las capas de Puebla del Maestre con Termierella, Triangulaspis y Delgadella, Obolella e Hyolites.

Según Sdzuy (1971) el piso Marianense (= Unterkambrium B y parte baja del Unterkambrium C de LOTZE, 1961) viene caracterizado por Protolenidae, Ellipsocephallidae, Redlichiiidae y Olenellidae, Triangulaspis y Delgadella; Sdzuy incluye de forma provisional en este piso la fauna de Saukianda; este piso está representado en Sierra Morena, así como en Cala y Vila Boim (Portugal).

Se puede, a grandes rasgos, establecer correlación entre las capas de Puebla del Maestre (Benalija) con la base de la Formación Santo Domingo en la Sierra de Córdoba, así como con las pizarras de Huérmeda y dolomías de Ribota de la Cordillera Ibérica (fig. 2).

RELACION CON MARRUECOS Y OTRAS ZONAS DE LA PENINSULA IBERICA

Las faunas de Termierella en el Cámbrico de Marruecos están bien definidas en el sinclinal de

Issafenes; en estas capas se encuentran Termierella latifrons y Termierella longa; algo más elevada está Termierella gigantea asociada a Termierella longa; en las capas próximas al techo, Termierella se hace muy escasa y aparece asociada a cranidios pertenecientes a Coryollenus.

Las capas con Termierella brevifrons del Sous y las primeras capas con Termierella (T. latifrons, T. longa) de Issafenes pueden considerarse más o menos contemporáneas.

La zona con Termierella en el Cámbrico Inferior de Marruecos corresponde a la denominada por HUPÉ (1952) Zona VII (=Tasousekht), equivalente al Marianense de la Península Ibérica.

Podemos establecer relaciones entre las faunas de trilobites existentes en las capas del Cámbrico del Anti-Atlas marroquí (Tasousekht) y las capas de la Sierra de San Miguel equivalentes a las capas de Benalija (Marianense Alto).

La relación con otras series hispanas puede efectuarse con las capas de Guadalcanal, Llerena, Cala y parte de las de Alanís. Todo esto en base a la asociación encontrada de Invertebrados.

Según HUPÉ (p. 227) la distribución geográfica del género Termierella comprende el Anti Atlas (Zona VII) y las Cadenas Celtibéricas en España; en 1961, Sdzuy amplía esta distribución al dar la presencia de Termierella sevillana (Sdzuy, 1961)

SERIES	PISO	SIERRA DE CORDOBA Liñán 1974 y 1979		ALCONERA Linan y Perejón 1981		BENALIJA Fricke 1941
		Formación	Miembro	Formación	Miembro	Formación
CAMBRICO MEDIO		Los Villares	I	Playón		Capas de Benalija
CAMBRICO INFERIOR	BILBILIENSE	Santo Domingo	III	La lapa	Castellar	Capas de Benalija
					Vallehondo	
CAMBRICO INFERIOR	MARIANENSE	Santo Domingo	III	Alconera	Las Vegas	Capas de Benalija
					La Hoya	
			Orive			

Figura 2.—Relación entre las «capas de Benalija» y otras regiones cámbricas de Ossa Morena. Basado en LIÑÁN y MERGL. (1982).

en las capas de Guadalcanal (Sevilla) y confirma la presencia de Termierella sp. en Murero (Zaragoza).

POSICION SISTEMATICA

- Superfamilia Ellipsocephalacea Matthew, 1887
- Familia Protolenidae R. E. Richter, 1948
- Subfamilia Termierellinae
- Género Termierella Hupé, 1953

Superfamilia Ellipsocephalacea. Matthew, 1887.

Familia Protolenidae. R. y E. Richter, 1948.

Kobayashi (1935) colocó los géneros de la familia Protolenidae con los Ellipsocephalidae, en la misma subfamilia de los Ellipsocephalinae. Hennigsmoen (1951) admite igualmente la posibilidad de una sinonimia entre Protolenidae y Ellipsocephalidae. Hupé (1952) considera como taxonómica-

mente autónoma la familia creada por R. y E. Richter con el fin de separar de los Ellipsocephalidae (faunas con glabela cilíndrica o débilmente dilatada por delante) las formas afines cuya glabela, menos evolucionada permanece aún subcónica o ligeramente cilindro-cónica, pero acuminada por delante. Existen (según Hupé, 1952) pasos entre las dos familias (por ejemplo, ciertas formas de Strenuella y de Kingaspis).

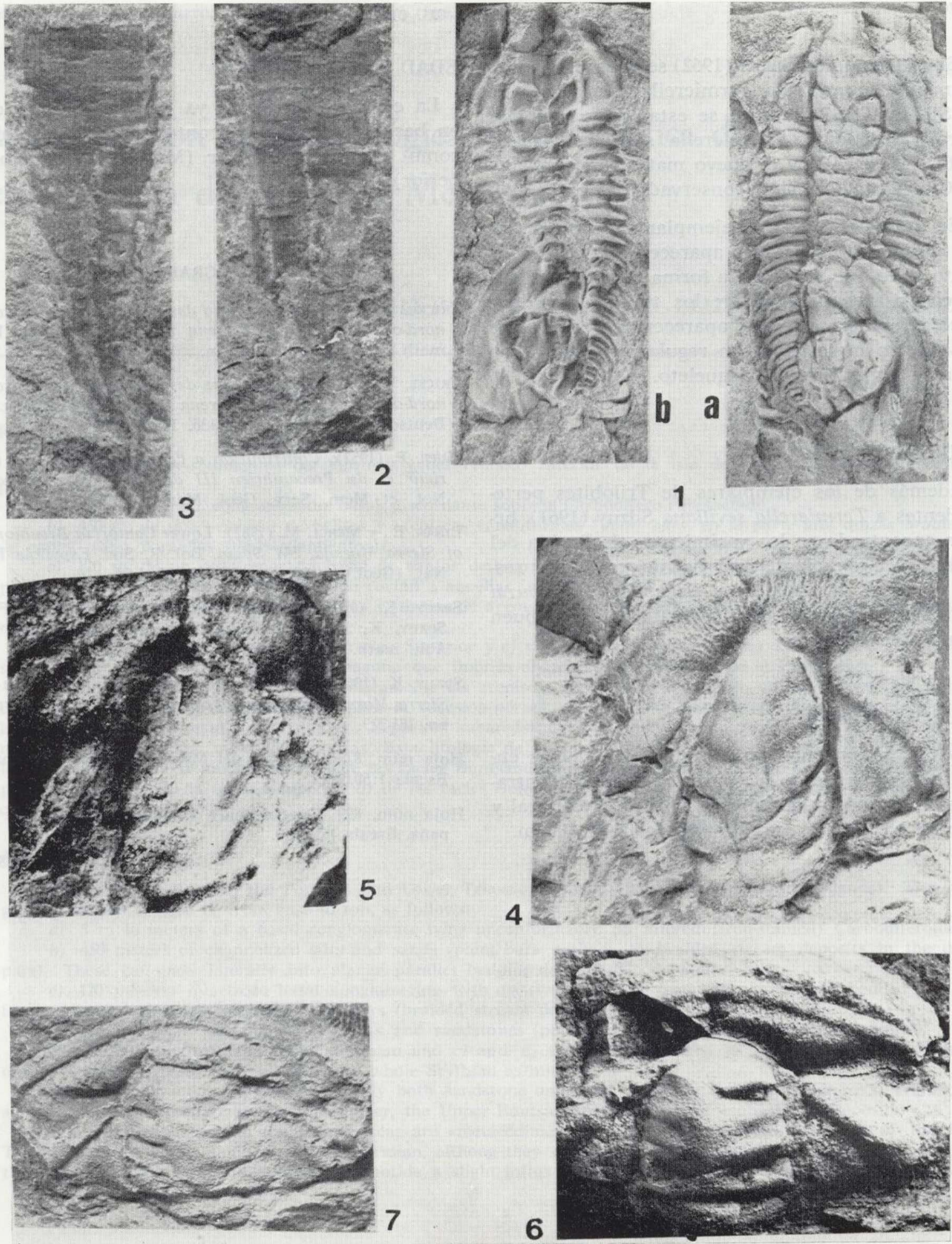
Según P. Hupé (1953, pp. 211-215), los Protolenidae parecen agruparse en cuatro subfamilias que pueden corresponder a otras tantas líneas evolutivas; no obstante, es probable que cada una de ellas sea polifilética.

Estas cuatro subfamilias serán:

- I. Subfamilia Termierellinae. Hupé, 1953.
- II. Subfamilia Bigotininae. Hupé, 1953.
- III. Subfamilia Strenuellinae. Hupé, 1953.
- IV. Subfamilia Protoleninae. Hupé, 1953.







Núm. 1 (a y b).—Molde interno y externo de *Termierella sevillana* SÖZUY (1961) (X 2) (T<sub>1</sub>-12).

Núms. 2 y 3.—Hyolitidae. Moldes externos. (X 3) (T<sub>1</sub>-15, T<sub>1</sub>-16).

Núm. 4.—Molde interno de cráneo de *Termierella sevillana* SÖZUY (1961). (X 2,5); se puede apreciar las líneas anteroposteriores en el área preglabellar (T<sub>1</sub>-9).

Núms. 5, 6 y 7.—*Termierella* sp. Cráneos incompletos (T<sub>1</sub>-8, T<sub>1</sub>-6, T<sub>1</sub>-14).

Todos los ejemplares han sido recogidos en la Puebla del Maestre y están depositados en el Departamento de Paleontología.

Las fotografías las ha realizado D. E. MARTÍN CASTELLANOS.



En el trabajo de SDZUY (1962) se presentan junto al nuevo material de *Termierella* ejemplares de T. SP-A y T. SP-B; en él se establecen analogías y relaciones entre *Termierella* sevillana SDZUY (1961, taf. 10, 4-7) y el nuevo material procedente de Guadalcanal y mejor conservado que el de 1961.

En cuanto a nuestros ejemplares, es claro que los caracteres específicos aparecen bien definidos tanto en lo que se refiere a forma general, glabella, surcos y área preglabellar; los tubérculos a que hace referencia el autor aparecen bien definidos en nuestro material y son regulares y densos en toda la superficie del esqueleto.

#### FAUNA ASOCIADA

Además de los ejemplares de Trilobites pertenecientes a *Termierella sevillana* Sdzuy (1961), hemos encontrado en los yacimientos de Puebla del Maestre un abundante material integrado por restos de tórax de *Saukianda*, *Delgadella* aff. *souzai* (DELGADO), Braquiópodos inarticulados y un buen número de Hyolites.

#### PALEOECOLOGIA

Los datos que nos proporcionan las faunas encontradas nos llevan a pensar que nos encontramos en un medio claramente marino circalitoral y de una batimetría aproximada de unos 100 m.

#### EDAD DE LAS CAPAS

La edad de las capas ya hemos indicado que, en base a los datos paleontológicos, se establece como Cámbrico Inferior (Marianense Medio-Superior).

#### BIBLIOGRAFIA

- FRICKE, W. (1941): *Die geologie des Granzgebietes zwischen nord-ostlichen Sierra Morena and Extremadura*. Diss. math.-nat. Fak., 88 pp. Berlín.
- FRICKE, W. (1951): *Die geologie des Granzgebietes zwischen nord-ostlichen Sierra Morena and Extremadura*. Z. Deutsch. Geol. bes., t. 103-138. Hannover.
- HUPE, P. (1952): *Contribution a l'étude du Cambrien inférieur et du Precambrien III de L'Anti-Atlas Marocain*. Not. et Mem. Serv. Geol. Maroc, núm. 13.
- LIÑÁN, E., y MERGL, M. (1982): *Lower Cambrian Brachiopods of Sierra Morena, SW Spain*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), t. 80, pp. 207-220. Madrid.
- SDZUY, K. (1961): *Teil II. Trilobiten*. In: LOTZE, F., y SDZUY, K.: *Das Kambrium Spaniens*. Akad. Wiss. Lit. Abh. math.-nat. Kl. 1961 (7-8), pp. 217-408. Mainz.
- SDZUY, K. (1962): *Trilobiten aus dem Unter Kambrium der Sierra Morena (S. Spanien)*. Senck. Leth., B. 43, núm. 3, pp. 181-229.
- Hoja núm. 877 (Llerena) del Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000.
- Hoja núm. 899 (Guadalcanal) del Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000.

Recibido: Noviembre 1987.

## Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja permo-triásica de la isla de Menorca

Por J. ROSELL (\*), J. ARRIBAS (\*\*), E. ELIZAGA (\*\*\*) y D. GOMEZ (\*)

#### RESUMEN

Se estudian los sedimentos del Pérmico y del Triásico Inferior de la isla de Menorca. La serie está compuesta por:

- 5-10 m. de un conglomerado basal discordante sobre el Carbonífero rubefactado.
- 450 m. de una sucesión de pelitas y areniscas canaliformes [*point bars*, en la parte alta quizás *braided*, o de capas plano paralelas (desbordamientos)].
- 120 m. de un conglomerado basal de cantos de cuarzo y unas areniscas masivas, barras con *cross bedding* planar y canales con *festoon bedding* que cortan a aquéllas (*sistema braided*).
- 100 m. alternancia de pelitas rojas y niveles de areniscas (canales tipo *point bars* y capas de desbordamiento).

a) y b) constituyen la serie del Pérmico Superior y c) y d) del Triásico (Anisiense). El contacto entre los dos sistemas de canales es discordante, la laguna que implica abarca como mínimo todo el Esquitiense.

Se han podido caracterizar petrográficamente las areniscas de cada una de las unidades, observándose un carácter sublitoarenítico-cuarzoarenítico para la sucesión pérmica y la unidad basal del Triásico. Por el contrario, la unidad superior d) está constituida por depósitos subarcósicos. Las áreas fuentes deducidas, durante la sedimentación pérmica, son metasedimentarias. Esta litología de las áreas fuentes no varía sustancialmente durante la sedimentación de la unidad basal c) de las facies Buntsandstein, pudiendo ésta proceder del reciclado de los depósitos pérmicos. En la unidad superior d) de las facies Buntsandstein comienza un tenue influjo de áreas fuentes cristalinas (granítico-gneíscos).

#### ABSTRACT

This paper deals with the Permian and Lower Triassic sediments by Menorca (Balearic Islands). The stratigraphic section studied is, from base to top, as follows:

- 5 to 10 meters of a basal conglomerate lying unconformably on altered (iron-stained) Carboniferous.
  - 450 meters of channelized silts and sands (point bars perhaps to braided stream deposits in the upper part). These can pass laterally into planar parallel bedding deposits (flood plain).
  - 120 meters: quartzose basal conglomerate with massive sandstone made by planar cross bedded bars and festoon bedded channels which cut the bars (braided stream deposits).
  - 100 meters of alternating red silts and sandstones (point bar channels and flood plain deposits).
- a) and b) constitute the Upper Permian and c) and d) the Triassic (dated as Anisian). The two channel units are unconformable and, at least, the whole Scythian as missing.

We have characterized petrographically both sandstone units and while the Upper Permian-basal Triassic has a «sublithoarenitic»-«quartzarenitic» character, the Upper Buntsandstein is made of «subarkosic» deposits.

For the Upper Permian the source areas are «metasedimentary». The petrographic character of the basal Triassic deposits is the same as for the Permian, although they could be recycled Permian sediments as well. In the Upper part of the Buntsandstein we notice a slight influx of «crystalline» sources («granitic-gneissic» grains).

(\*) Departamento de Geología. Universitat Autònoma de Barcelona.

(\*\*) Departamento de Petrología. Universidad Complutense de Madrid.

(\*\*\*) División de Geología. IGME.

## 1. INTRODUCCION

Los afloramientos de Menorca y Mallorca y su correlación con las series equivalentes de la Península, constituye un tema de gran interés para el conocimiento de la Geología del Mediterráneo occidental durante la transición Paleozoico-Mesozoico (D. GÓMEZ, en preparación).

La serie roja permo-triásica aflora ampliamente en el sector N o de Tramuntana de la isla de Menora (fig. 1).

En sus rasgos generales es conocida, especialmente a partir de los trabajos de BOURROUILH (1973). Dos de las lagunas existentes en ese trabajo son, por un lado, la descripción detallada de sus facies y, por otro, el estudio petrográfico de sus materiales. Estos dos problemas son el motivo de esta nota que corresponde a parte de los resultados obtenidos durante la realización del

Mapa Geológico Nacional de la isla (MAGNA, IGME, 1988, en prensa) (fig. 2). Aparte de la cartografía se han medido detalladamente 14 columnas estratigráficas en los mejores afloramientos de la isla y se han estudiado 75 muestras para petrografía, 5 para mineralogía y 20 para palinología.

## 2. ESTRATIGRAFIA

Esta serie roja tiene unos 725 m. de espesor de los cuales los 485 m. inferiores pertenecen al Pérmico Superior y los 240 superiores son de edad Triásico Inferior. Entre ambas existe una discordancia marcada por una superficie fuertemente erosiva y cubierta por un conglomerado cuarzoso, que sería, en toda la isla, la base del Triásico.

Las muestras obtenidas en el tramo superior de

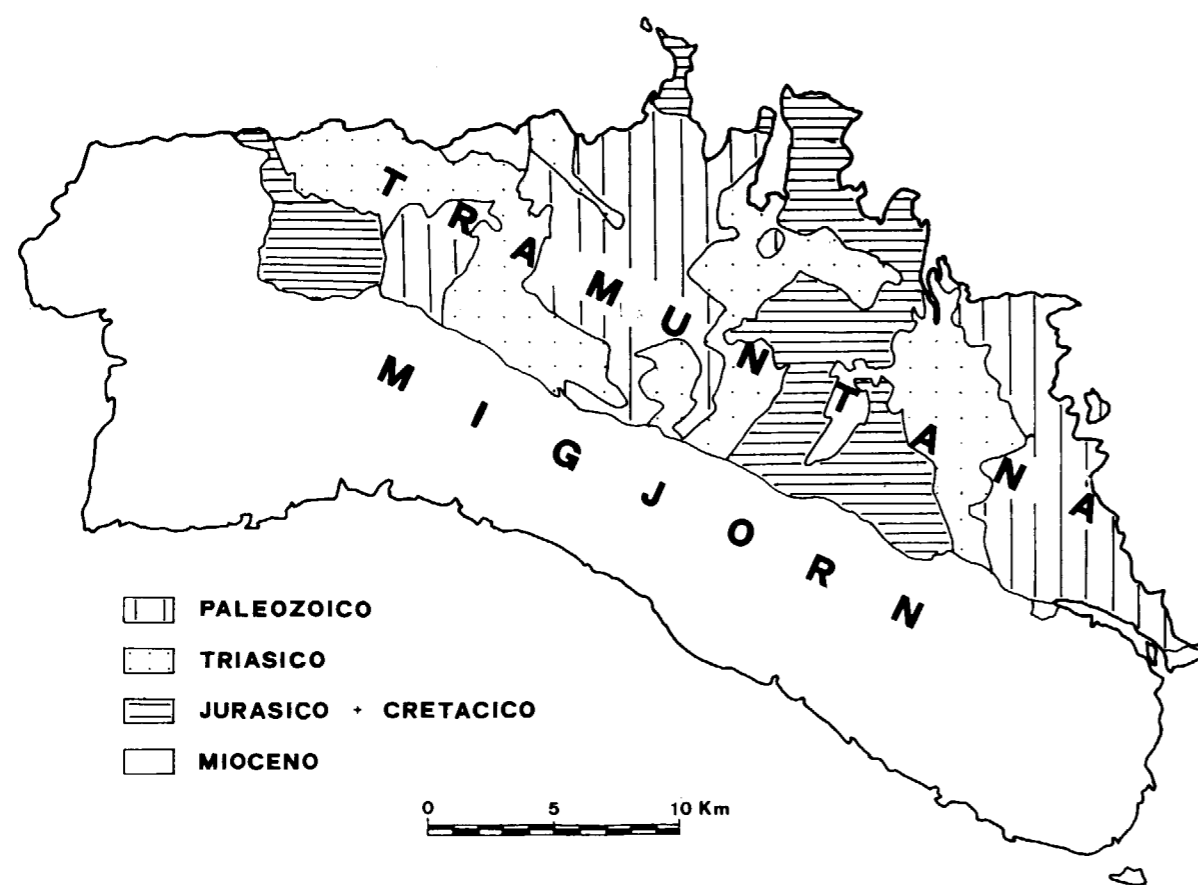


Figura 1.—Esquema geológico de la isla de Menorca.

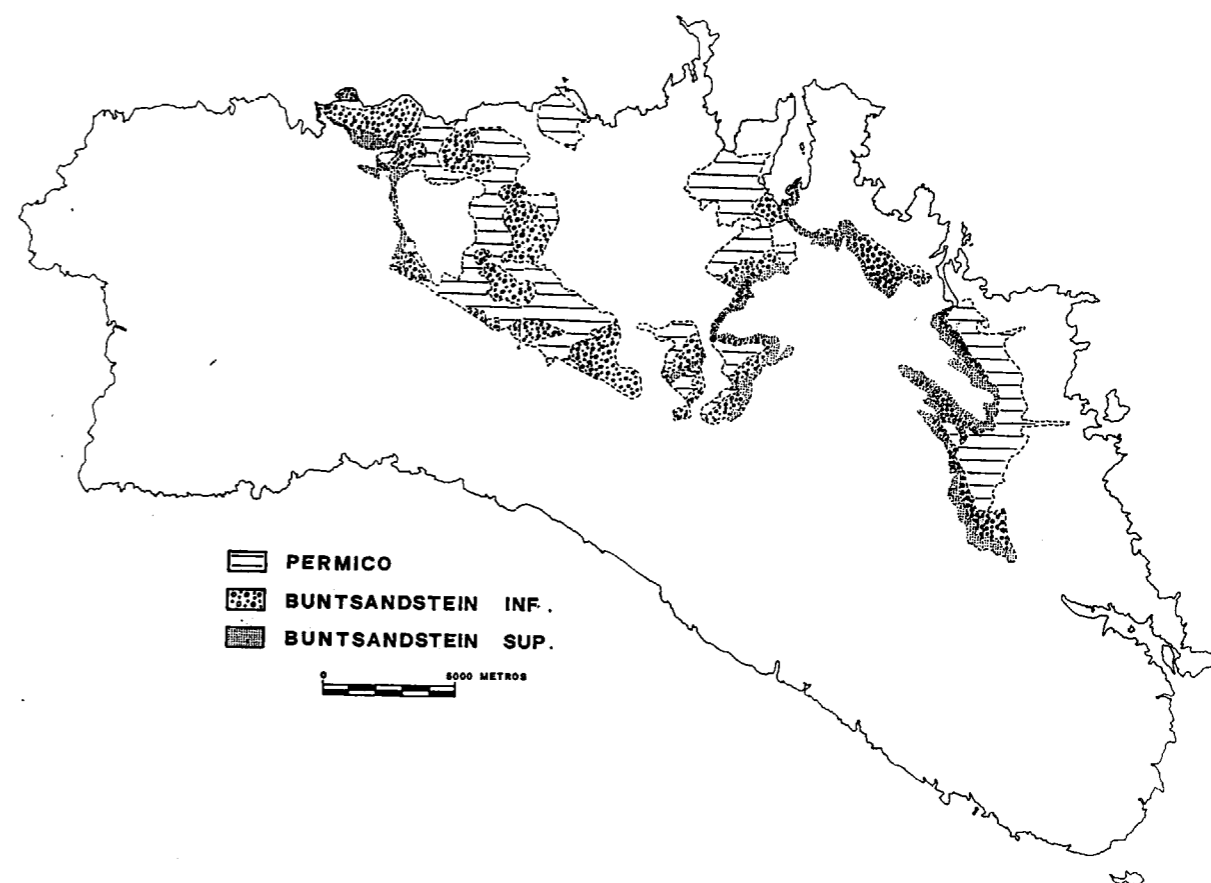


Figura 2.—Esquema cartográfico de las facies permo-triásicas de Menorca.

la serie pérmica en las inmediaciones de la superficie de discordancia la datan de edad Pérmico Superior. Edad ya conocida a partir del trabajo de BOURROUILH (1973). Las primeras muestras, recogidas en la base de la serie triásica, con esporas, son de edad Anisiense. De ello se deduce que la laguna estratigráfica existente en esta discordancia abarcaría, como mínimo, todo el Esquistense (fig. 3).

### 2.1. El tramo inferior (Pérmico)

La serie pérmica se caracteriza por presentar una gran abundancia de sedimentos pelíticos en los que son frecuentes los paleosuelos más o menos desarrollados. En ellos, se intercalan niveles de areniscas y, en la base, de conglomerados. En función de sus facies la serie se ha dividido en tres partes: la inferior conglomerática, la intermedia predominantemente pelítica con niveles de are-

niscas intercalados, depositadas en un régimen fluvial meandriforme, y la superior, de areniscas, probablemente sedimentadas en un medio con dominio de ríos trenzados.

#### A) Parte inferior. Conglomerados basales

Estos conglomerados, muy discontinuos a lo largo de los afloramientos de la base del Pérmico, poseen un espesor que oscila entre los 5 y los 15 metros. Se disponen, en clara discordancia angular, sobre una superficie rubefactada modelada sobre materiales de edad Carbonífero o más antiguos. Esta superficie, erosiva pero no peneplanizada, debía ser bastante irregular y la causante de la discontinuidad lateral de estos conglomerados. De acuerdo con esta observación, los conglomerados se acumulaban en las depresiones mientras no se depositaron en los altos, en los que las pelitas y areniscas de la parte intermedia



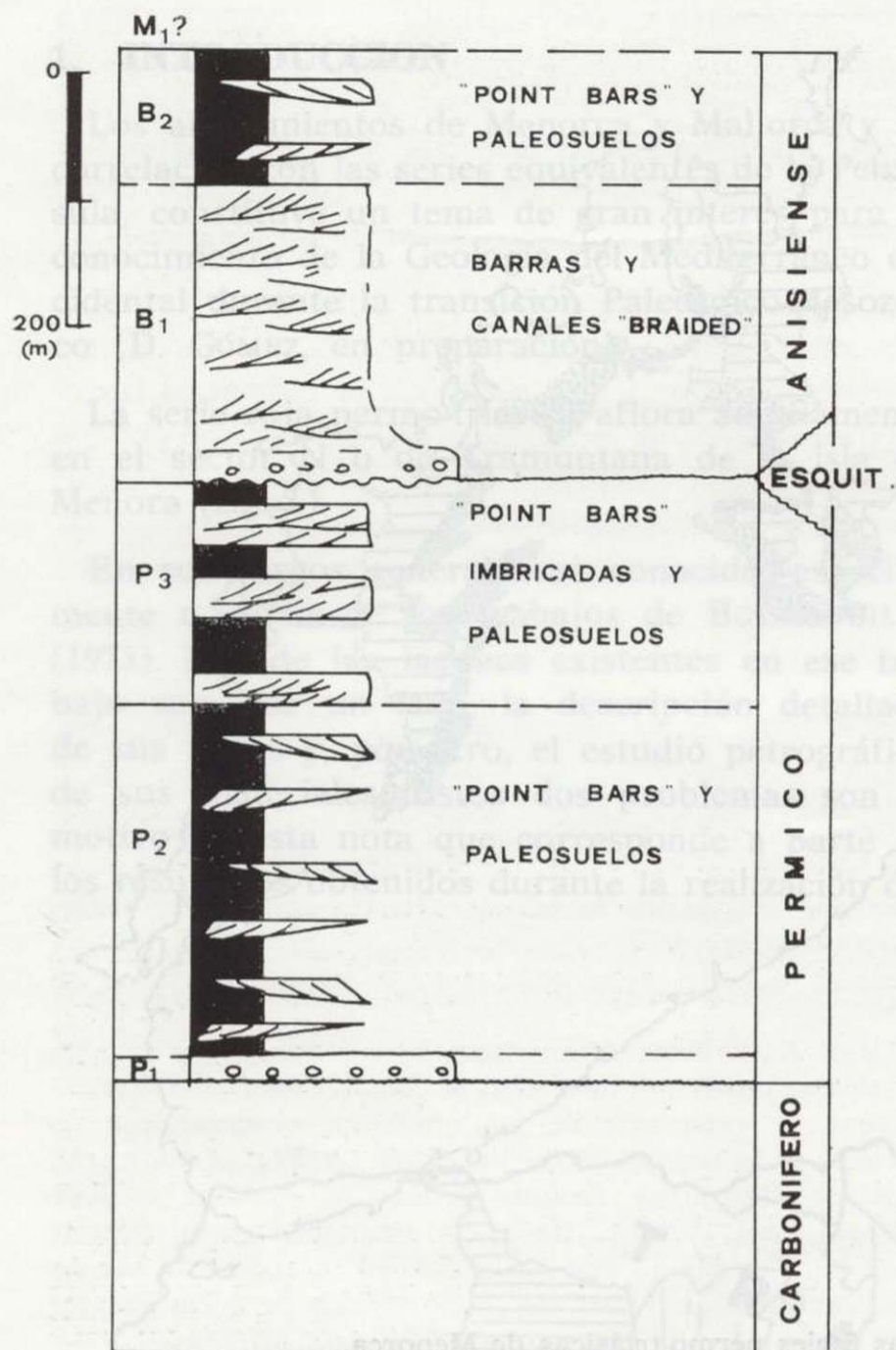


Figura 3.—Serie estratigráfica sintética de los materiales permo-triásicos de la isla de Menorca.

de la serie, yacen directamente sobre la superficie rubefactada. No obstante y aunque discontinuos, aparecen en la base del Pérmico a lo largo de toda la isla.

El contacto superior es transicional y se ha considerado como límite de los mismos el momento en que desaparecen las intercalaciones conglomeráticas en las pelitas.

En la base, estos conglomerados (fotografía 1), no poseen organización alguna. Están formados por cantos de hasta 25 cm. de diámetro, generalmente derivados de las areniscas de su yacente. Sin embargo son frecuentes y localmente dominan, los cantos silíceos, especialmente de liditas y cuarcitas.

Hacia la parte alta, al mismo tiempo que disminuye el tamaño de los cantos, van organizándose en pequeños canales incluidos en pelitas. Estas pelitas presentan abundantes nódulos de costras carbonatadas. Asimismo en los conglomerados son frecuentes concreciones de carbonatos en posición vertical, que podrían corresponder inicialmente a troncos o raíces de vegetales (fotografía 2).

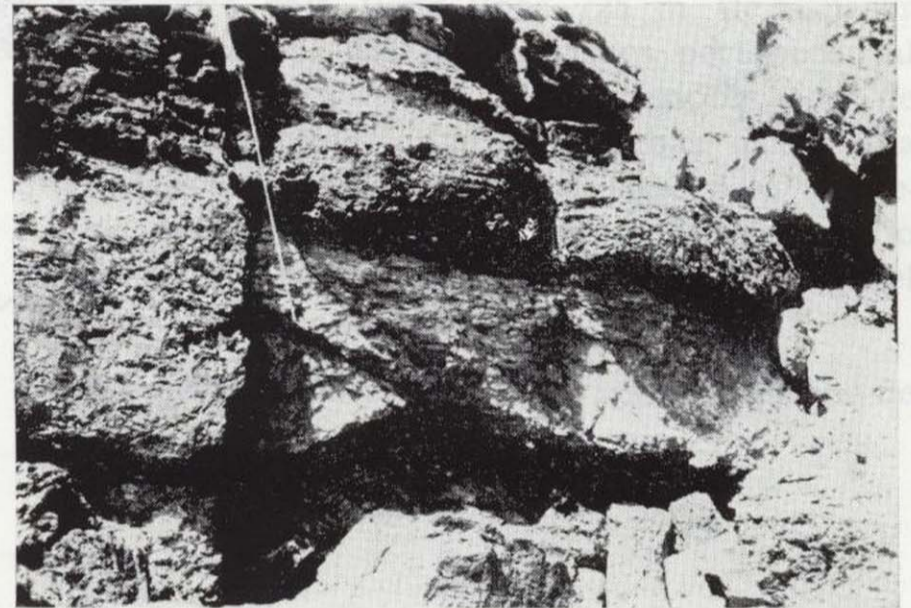


Foto 1.—Conglomerados de la base de la serie de edad Pérmico. Extremo oriental de Cala Pilar.

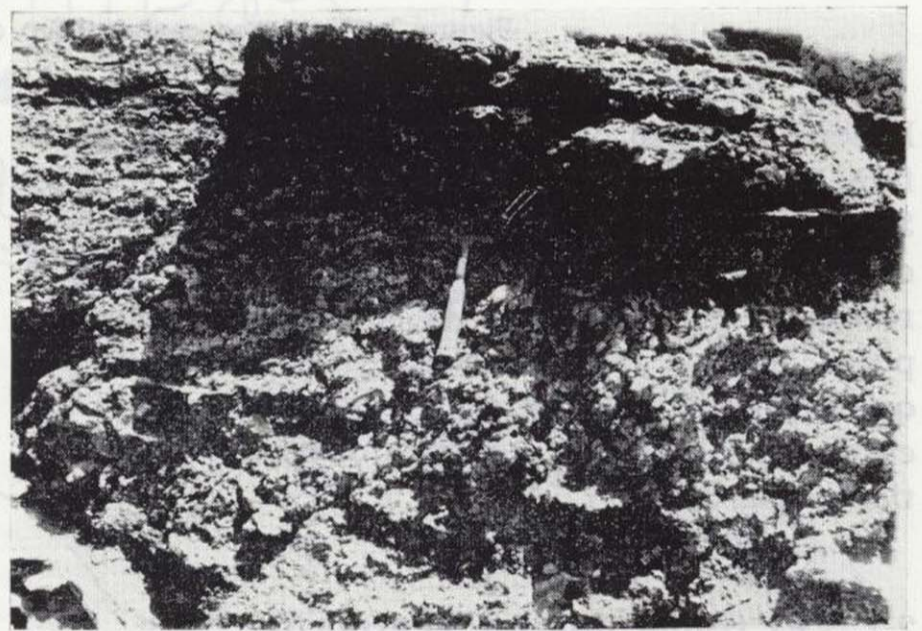


Foto 2.—Nivel de nodulizaciones de carbonatos entre los conglomerados de la base de la serie pérmica. Cala Pilar.

#### B) Parte media. Dominio de pelitas

La parte media de la serie pérmica es fundamentalmente pelítica y tiene un espesor de 280 a



300 m. Debido a ello gran parte de los campos de cultivo de la isla están situados sobre las mismas, lo cual dificulta su observación. A veces presenta paleosuelos y, en algunos casos, pequeños nódulos de costras, ya alineados ya diseminados dentro de la masa pelítica.

En la masa pelítica se intercalan niveles areniscosos de granulometría que por lo general oscila entre arena media y muy fina, raras veces gruesa, y nunca conglomerática. Estos niveles de areniscas tienen siempre forma lenticular, generalmente a la escala del afloramiento y presentan un contacto inferior neto y uno superior transicional.

Los niveles de granulometría mediana son canaliformes de espesor máximo 10 m., aunque el más frecuente es de 3 a 5 m. Están organizados en un único ciclo granodecreciente (*finning & thinning upward*) y, en muchos casos, se observa una acreción lateral muy manifiesta. En la base es muy frecuente que presenten restos vegetales, ya limonitizados ya fosilizados en minerales de cobre, y abundantes cantos blandos. Por estas características hemos asimilado estos cuerpos a barras de meandro (*point bars*). A veces estos niveles aparentan tener un espesor mayor por corresponder a dos o varias barras que se cortan, erosionándose una a la otra en el tiempo.

Los de granulometría fina a muy fina presentan siempre *ripples* ascendentes (*climbing*) como producto de suspensiones turbulentas muy diluidas, que deceleran. Poseen siempre un espesor menor que los anteriores. A la escala del afloramiento por lo general se presentan como capas plano paralelas. A ellas se les intercalan a veces verdaderos *sand waves* en el sentido de SOUTHARD (1975), de granulometría gruesa a muy gruesa, formadas en su gran mayoría por nodulillos de costras que fueron retrabajados y tractados. Por lo general, corriente abajo, pasan a un nivel arenoso de granulometría fina con *ripples* ascendentes. Todos estos depósitos los hemos considerado como producto de desbordamiento de canales activos.

### C) Parte superior. Dominio de areniscas

Se considera como parte superior de la serie pérmica el tramo en que los cuerpos areniscosos tienden a dominar sobre los pelíticos (fotografías 3 y 4). Tiene un espesor que oscila alrededor de los 200 m. Las pelitas producto del desbordamiento de los canales son fuertemente rojizas y



Foto 3.—Aspecto general de las facies pérmicas entre Sa Taula y Alfurinet. Resaltan los paleocanales de areniscas entre facies pelíticas.



Foto 4.—Detalle de un canal superior (tercio superior de la serie pérmica). Alfurinet.

contienen niveles o nódulos de costras diseminados y rizoacrecciones (fotografía 5). A veces, localmente, presentan una intensa bioturbación. Los cuerpos areniscosos, de granulometría media y raras veces grosera, poseen una potencia máxima de 30 m. y están compuestos por varios ciclos positivos, a veces poco manifiestos. Presentan intercalaciones de abundantes niveles de areniscas finas, con *climbing ripples* y de areniscas groseras y microconglomeráticas organizados en *sand waves*. Los cuerpos se hallan imbricados erosionándose unos a los otros. La geometría externa de estos cuerpos es casi imposible de dilucidar a la escala del afloramiento.

Si bien, en una rápida visión estos cuerpos podrían interpretarse como un cambio de régimen



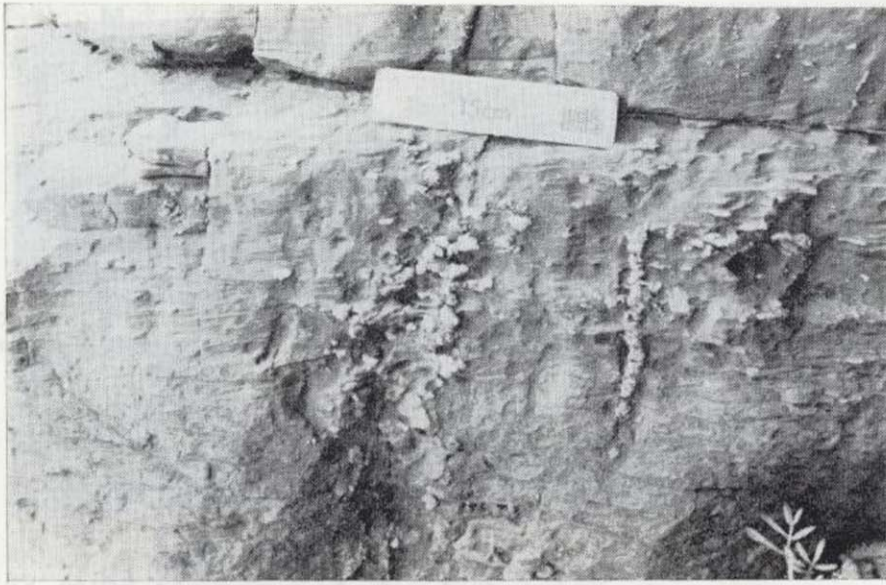


Foto 5.—Rizoacreciones en facies de inundación de la serie de edad Pérmica. Sa Taula.

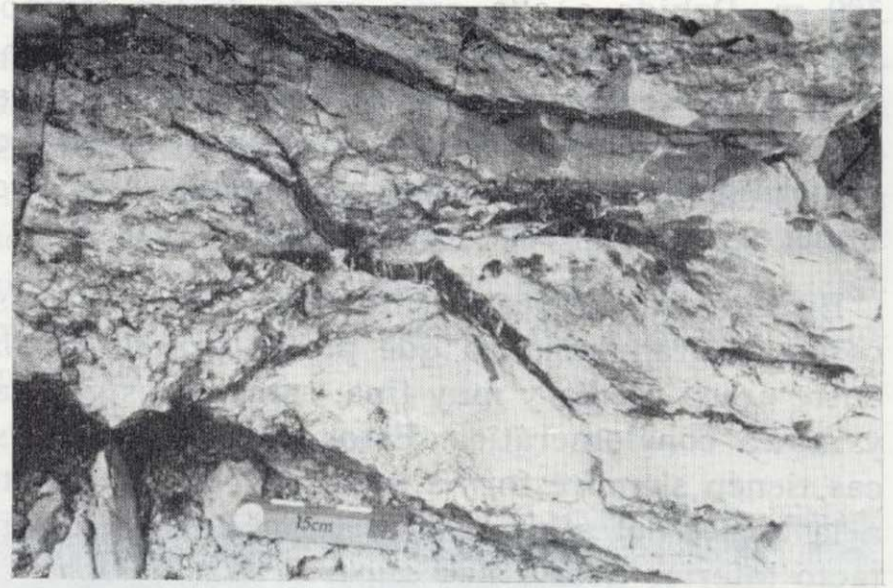


Foto 6.—Minerales de cobre (calcosina) en la base de un canal, situado hacia el techo de la serie ALFURINET de edad Pérmico. Alfurinet.

fluvial de mayor sinuosidad a menor, por sus características sedimentológicas, el origen de estos cuerpos de arenisca también podría atribuirse a tan sólo una ralentización de la subsidencia. De esta manera, cada cuerpo de arenisca sería una barra de meandro y, en conjunto, una serie de barras de meandro que se cortarían entre sí. Apoyaría esta interpretación la existencia de abundantes capas de materiales finos intercalados, sin duda originadas por el desbordamiento de los canales.

Hacia la parte alta, y a la escala del afloramiento, localmente pueden observarse pequeñas discordancias angulares, solapando los cuerpos superiores sobre su inmediato inferior.

Algunos de estos niveles de areniscas presentan mineralizaciones de cobre, fácilmente detectables por la presencia, sobre todo, de malaquita (fotografía 6).

## 2.2. El tramo superior (Triásico Inferior, facies Buntsandstein)

La serie de facies Buntsandstein, que descansa sobre la serie pérmica, a través de una discordancia fuertemente erosiva, está compuesta por 250 metros de espesor, aumentando ligeramente de E a O de la isla. Por su litología y facies esta serie puede dividirse en dos tramos. El inferior de unos 150 m. de espesor es conglomerático en la

base y arenoso masivo el resto. El superior, pélico con canales de areniscas, tiene una potencia de alrededor de 100 m.

### a) Facies Buntsandstein inferiores: areniscas masivas

Se caracterizan por dominar las areniscas de granulometría mediana y, en menor proporción, la gruesa y la de tamaño grava. La pelita es prácticamente inexistente aunque es frecuente en la base de los canales la presencia de cantos blandos.

El contacto inferior con la serie pérmica, su yacente, es muy neto (fotografía 7). La base está siempre formada por un conglomerado silíceo blanco que se interpreta, como un cambio brusco en la sedimentación originado por un cambio paleográfico. Este conglomerado de cuarzo, cuarcita y lidita, se localiza en la base de la serie y aunque su desaparición es bastante brusca, siempre se encuentra una pequeña proporción de cantos, ya sea formando un depósito residual en la base de los canales, ya sea siguiendo las láminas de *foreset* en las barras.

El contacto superior, por el contrario, es transicional y es difícil situarlo en campo. Se considera su límite cuando este cuerpo arenoso deja de ser masivo y, los paleocanales son de tipo meandriforme y se encuentra entre ellos una gran cantidad de pelita.



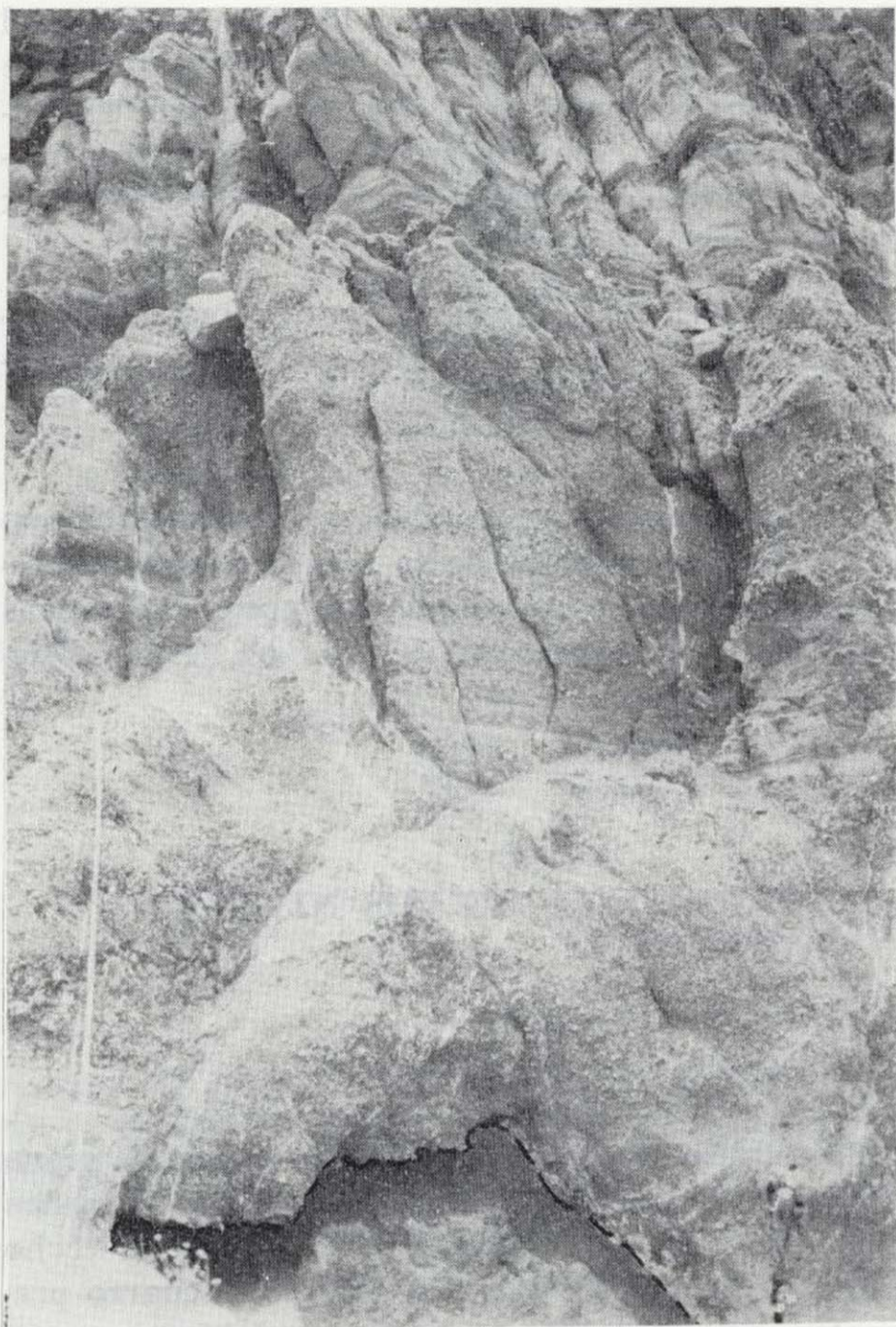


Foto 7.—Conglomerados de la base de la serie Triásica (facies Buntsandstein). La línea de trazos indica el límite Triásico-Pérmico, *Acantilado del Anticristo*.

La gran abundancia de láminas cruzadas (fotografía 8) bien expuestas que presenta esta parte inferior de la serie de facies Buntsandstein, permite la obtención de abundantes paleocorrientes (figura 4). Estas paleocorrientes permiten afirmar que el aporte de los materiales es del cuadrante NE.

b) *Facies Buntsandstein superiores: pelitas y areniscas*

Desde el punto de vista de facies, la serie del Buntsandstein Superior es muy similar a la pérmica, es decir, una gran abundancia de pelitas con paleosuelos con calcretas importantes, y en menor cantidad, intercalaciones de areniscas de

granulometría mediana y fina. Su espesor oscila alrededor de 100 m. aunque varía de una serie a otra. Una de las causas de esta variación de potencia es que este nivel forma una de las superficies de despegue de la serie suprayacente.

Los cuerpos de areniscas son canaliformes o tabulares. Los primeros, de granulometría mediana, organizados en un solo ciclo positivo y con intensa bioturbación, probablemente se depositaron en áreas canalizadas bajo un régimen fluvial de alta sinuosidad (meandriforme). Los segundos son el producto de desbordamiento de los canales activos. Una característica peculiar de estas facies

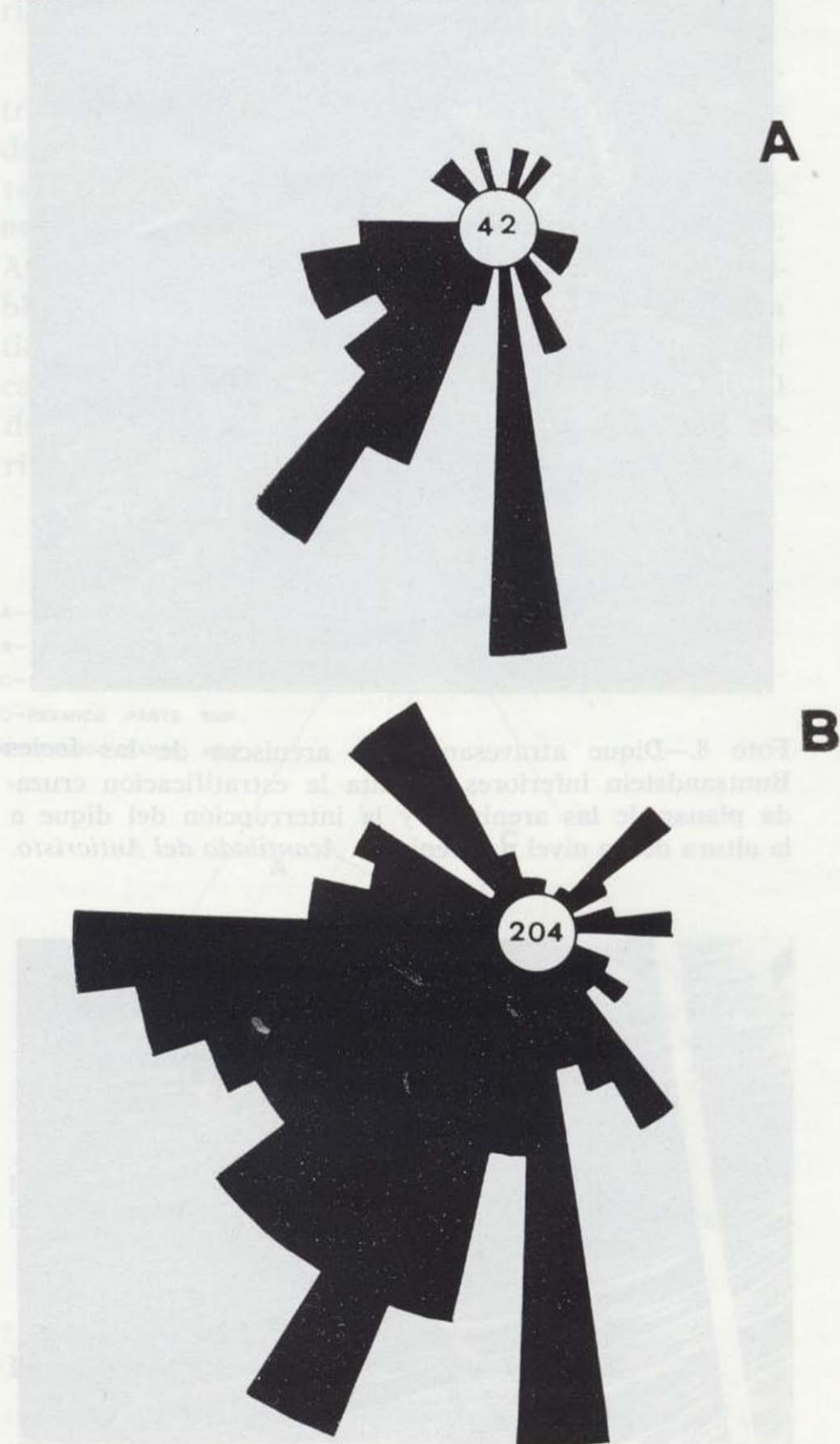


Figura 4.—Paleocorrientes obtenidas a partir del buzamiento de las láminas cruzadas. A, Pérmico; B, Buntsandstein.



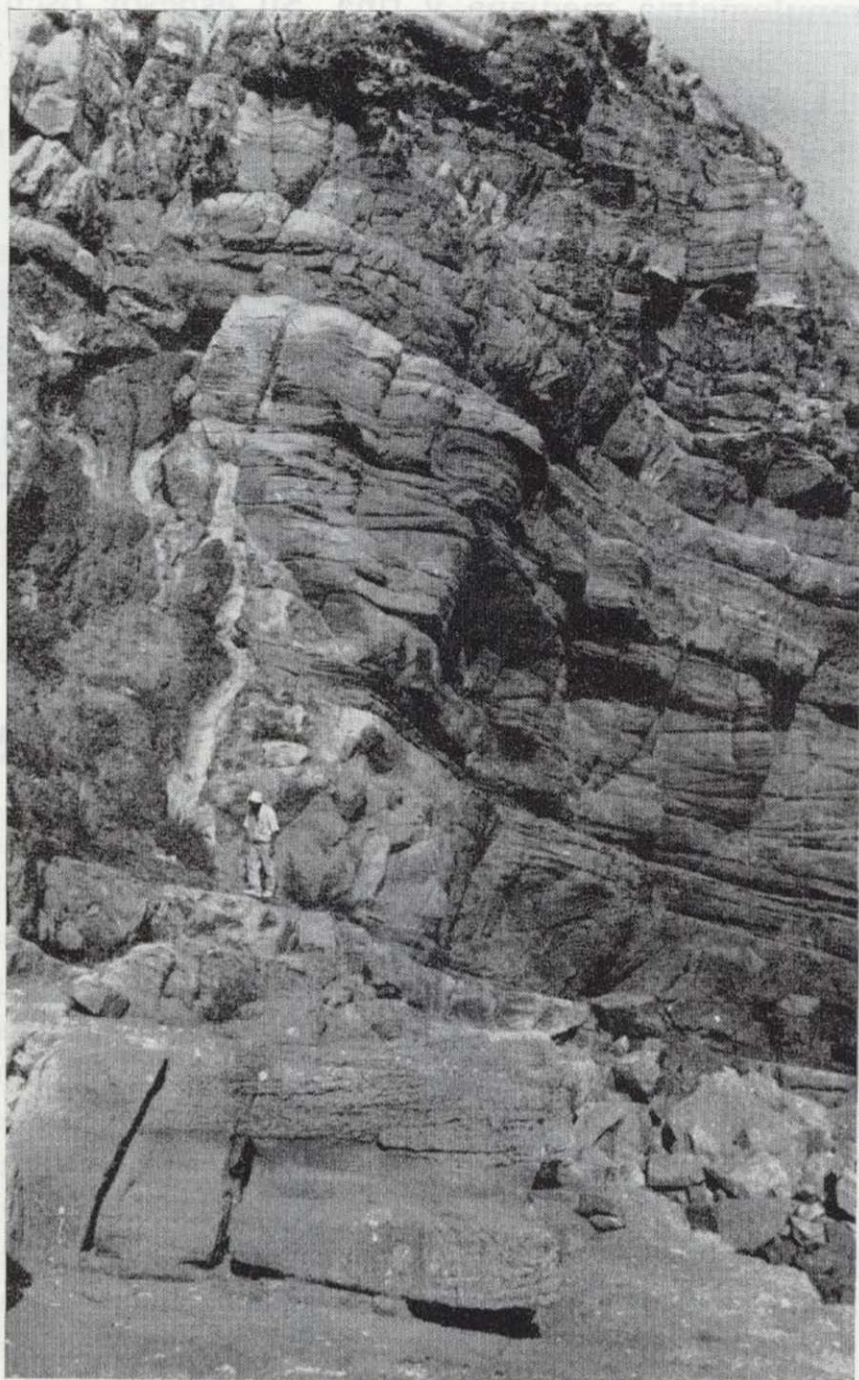


Foto 8.—Dique atravesando las areniscas de las facies Buntsandstein inferiores. Resalta la estratificación cruzada planar de las areniscas y la interrupción del dique a la altura de un nivel de areniscas. *Acantilado del Anticristo*.

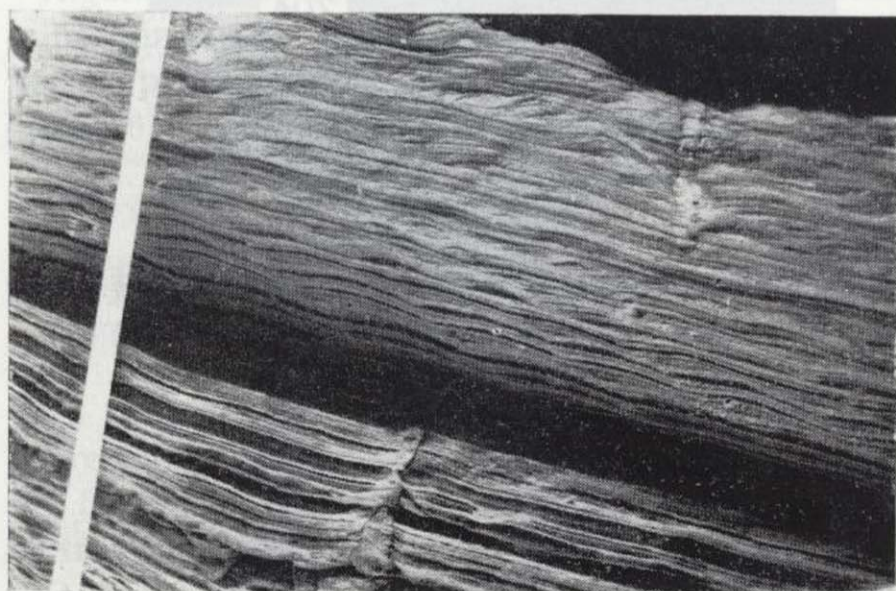


Foto 9.—Ripples ascendentes («climbing ripples») y láminas paralelas. Facies de desbordamiento. *S. Taula*.

Buntsandstein superiores, en la mitad occidental de la isla, es la presencia de una intercalación de carbonatos formada por dolomías finamente laminadas (algales), similar, pero con muchísimo menos desarrollo, a la barra inferior del Muschelkalk de los Catalánides.

Los materiales pelíticos presentan frecuentemente paleosuelos con concreciones calcáreas, atribuidos repetidas veces a caliches (FREEMAN & OBRADOR, 1979).

Los materiales de las facies Buntsandstein en el extremo occidental de la isla han sido atravesados por uno o dos diques de rocas doleríticas basálticas (HERMITTE, 1879; FALLOT, 1923; BOURROUILH, 1973).

### 3. PETROLOGIA DE LOS NIVELES ARENOSOS

#### A) Unidades pérmicas

##### A.1) Petrografía

Texturalmente son areniscas de tamaño de grano comprendido entre 0,25 y 0,125 mm. Los tamaños más finos de este intervalo se dan en el techo de la sucesión pérmica. Los granos de cuarzo presentan un grado de redondez variable, por término medio angulosos-subangulosos en la unidad arenosa basal y subangulosos en la superior. Asimismo, los componentes del esqueleto están organizados en depósitos con una selección de mala a moderada en la base, y moderada en el techo de la serie pérmica.

Composicionalmente se trata de cuarzoarenitas y sublitoarenitas (fig. 5), con un contenido muy bajo en matriz (generalmente inferior al 6 por 100).

Entre los componentes detríticos que integran el esqueleto cabe señalar la abundancia de cuarzo, dominando ampliamente la tipología policristalina sobre la monocristalina. Además existe un porcentaje variable de chert, que llega a ser hasta de un 9 por 100. Los feldespatos son muy escasos (<7 por 100) o se encuentran ausentes: siendo las plagioclasas las que dominan sobre el feldespato potásico. Los fragmentos de roca son también escasos y pertenecen a rocas metamórficas de bajo grado (esquistos y pizarras). En ocasiones y como accesorios se han identificado fragmentos de ro-



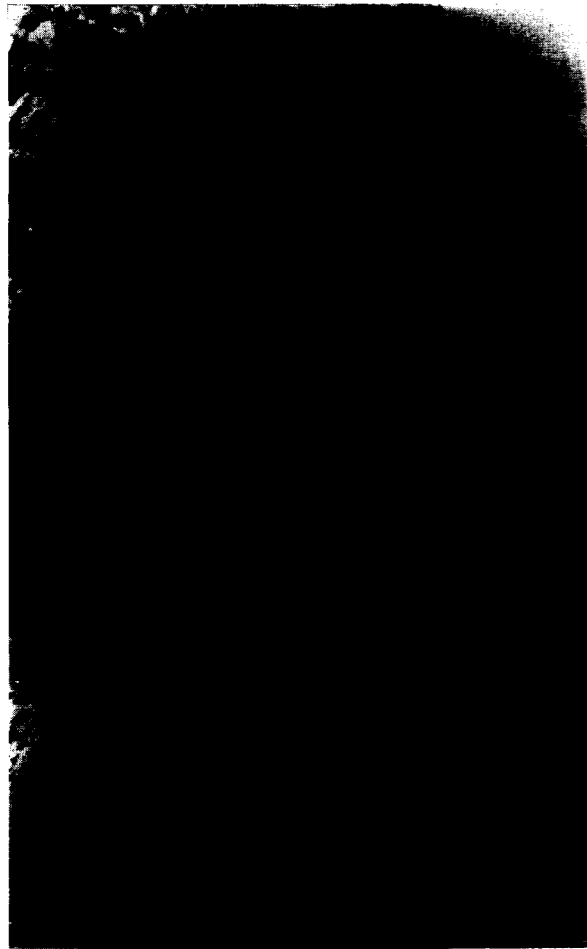


Foto 8.—Dique atravesando las areniscas de las facies Buntsandstein inferiores. Resalta la estratificación cruzada planar de las areniscas y la interrupción del dique a la altura de un nivel de areniscas. *Acantilado del Anticristo.*



Foto 9.—Ripples ascendentes («climbing ripples») y láminas paralelas. Facies de desbordamiento. *S. Taula.*

Buntsandstein superiores, en la mitad occidental de la isla, es la presencia de una intercalación de carbonatos formada por dolomías finamente laminadas (algales), similar, pero con muchísimo menos desarrollo, a la barra inferior del Muschelkalk de los Catalánides.

Los materiales pelíticos presentan frecuentemente paleosuelos con concreciones calcáreas, atribuidos repetidas veces a caliches (FREEMAN & OBRA-DOR, 1979).

Los materiales de las facies Buntsandstein en el extremo occidental de la isla han sido atravesados por uno o dos diques de rocas doleríticas basálticas (HERMITTE, 1879; FALLOT, 1923; BOURROUILH, 1973).

### 3. PETROLOGIA DE LOS NIVELES ARENOSOS

#### A) Unidades pérmicas

##### A.1) Petrografía

Texturalmente son areniscas de tamaño de grano comprendido entre 0,25 y 0,125 mm. Los tamaños más finos de este intervalo se dan en el techo de la sucesión pérmica. Los granos de cuarzo presentan un grado de redondez variable, por término medio angulosos-subangulosos en la unidad arenosa basal y subangulosos en la superior. Asimismo, los componentes del esqueleto están organizados en depósitos con una selección de mala a moderada en la base, y moderada en el techo de la serie pérmica.

Composicionalmente se trata de cuarzoarenitas y sublitoarenitas (fig. 5), con un contenido muy bajo en matriz (generalmente inferior al 6 por 100).

Entre los componentes detríticos que integran el esqueleto cabe señalar la abundancia de cuarzo, dominando ampliamente la tipología policristalina sobre la monocristalina. Además existe un porcentaje variable de chert, que llega a ser hasta de un 9 por 100. Los feldespatos son muy escasos (<7 por 100) o se encuentran ausentes: siendo las plagioclasas las que dominan sobre el feldespato potásico. Los fragmentos de roca son también escasos y pertenecen a rocas metamórficas de bajo grado (esquistos y pizarras). En ocasiones y como accesorios se han identificado fragmentos de ro-

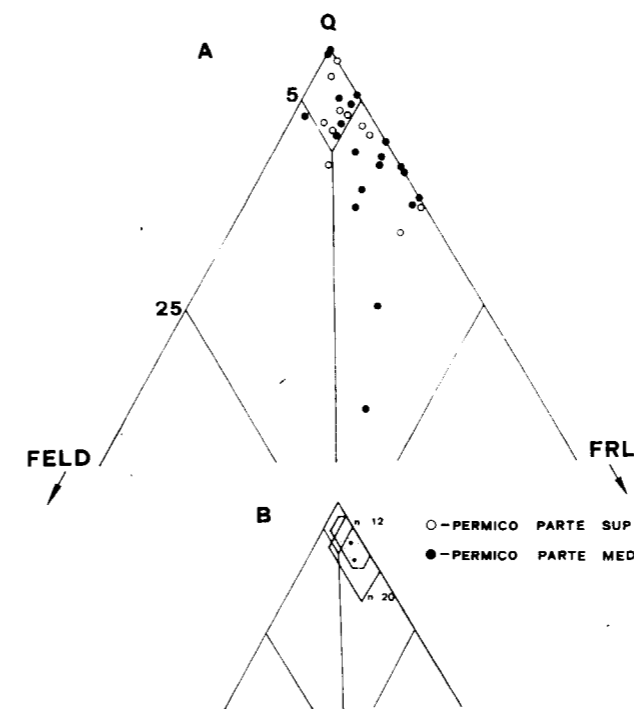


Figura 5.—A: Composición de las areniscas pérmicas de la isla de Menorca en un diagrama triangular de PETTJOHN et al. (1973). B: Media estadística de los valores de las areniscas de A y campo correspondiente a sus respectivas desviaciones estándar.

cas sedimentarias (cherts biogénicos y areniscas de grano muy fino) y volcánicas muy silicificadas con texturas traquíticas. También integrados en el esqueleto aparecen, de forma constante, fragmentos de pelitas intracuencales muy deformadas por la compactación mecánica (cantos blandos) y que llegan incluso a constituir el 8 por 100 de los componentes detríticos del esqueleto.

Con respecto a la composición global de las areniscas en relación a las dos unidades arenosas definidas anteriormente, no existen variaciones claras entre ambas. No obstante, analizando la distribución estadística de las muestras en la figura 5, es posible observar un ligero incremento de la madurez en la unidad superior con un menor contenido en plagioclasas y fragmentos de roca.

##### A.2) Procedencia

De los datos comentados anteriormente se dedu-

ce que los depósitos de la serie pérmica tienen una cierta madurez composicional.

La gran abundancia de cuarzo policristalino y sobre todo su asociación con los fragmentos de roca implica un predominio de áreas fuentes líticas metamórficas y en menor grado sedimentarias y volcánicas.

Siguiendo los criterios de DICKINSON (1985), corresponderían a depósitos de áreas geotectónicas de orógenos reciclados (fig. 6), donde la abundancia de fragmentos de chert y cuarzo policristalino resalta la presencia de litologías metasedimentarias en el área fuente.

Comparando estos resultados con los datos petrológicos existentes en la bibliografía sobre los depósitos pérmicos de la Península (fundamentalmente de la Cordillera Ibérica) (MARFIL & PÉREZ GONZÁLEZ, 1973; MARFIL & BUENDÍA, 1980; ARRIBAS, 1985; DE LA CRUZ et al., 1987), es posible afirmar que si bien el Pérmico de Menorca tiene peculiaridades composicionales propias, el carácter reciclado de sus depósitos es similar al de los del Pérmico de la Península, también derivados de áreas fuentes metasedimentarias.

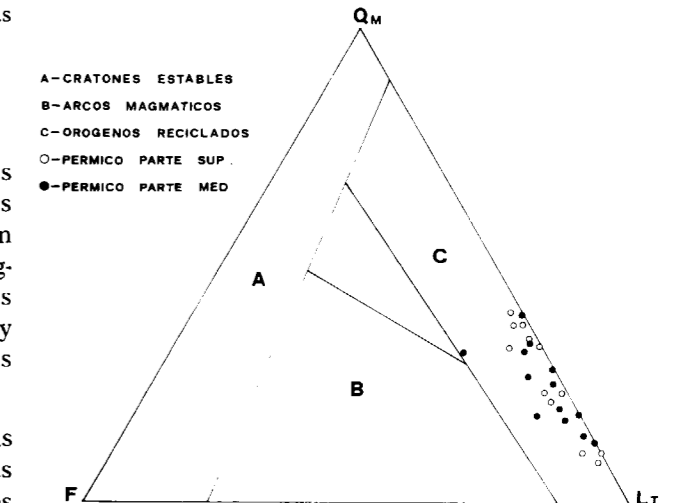


Figura 6.—Composición de las areniscas pérmicas de la isla de Menorca en un diagrama triangular de DICKINSON (1985).

#### B) Unidades del Triás Inferior, facies Buntsandstein

##### B.1) Petrografía

Los depósitos arenosos del Buntsandstein están

constituidos por areniscas con un tamaño medio comprendido entre 0,25 y 0,125 mm. El grado de redondez de los granos de cuarzo es subredondeado-subanguloso en la unidad inferior y anguloso en la superior. Asimismo, la selección de sus depósitos es moderada en la base y de moderada a buena en el techo.

Se trata de cuarzoarenitas y subarcosas, si bien es posible encontrar algunos términos sublitoareníticos muy ricos en feldespato y cuarzo (fig. 7).

La población de granos de cuarzo está integrada tanto por cuarzo monocristalino como policristalino, acompañados por granos de chert que llegan hasta un 3 por 100 en la unidad basal. El contenido de estos últimos disminuye en la unidad superior. Los feldespatos son plagioclasas o feldespatos potásicos (ortosas y microclina). Las primeras aparecen con porcentajes muy bajos (<3 por 100) fundamentalmente en la unidad inferior, encontrándose con frecuencia alteradas. Por el contrario, el feldespato potásico aparece en las

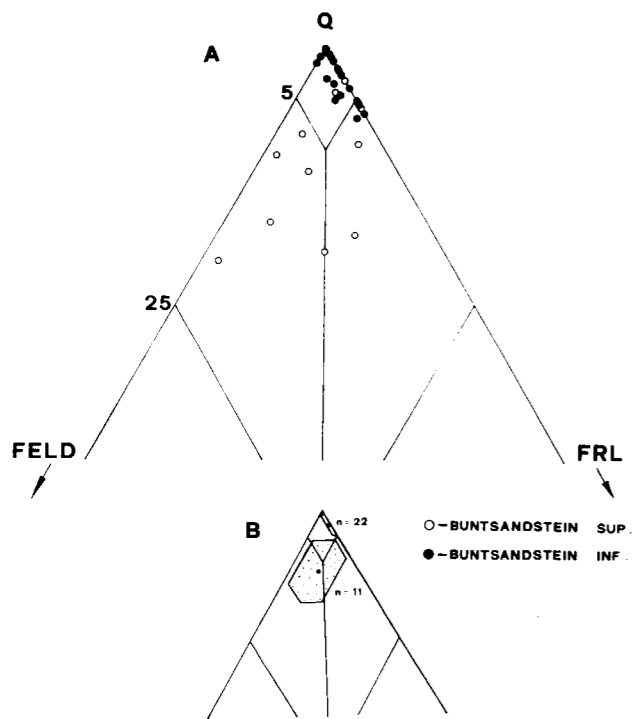


Figura 7.—A: Composición de las areniscas del Buntsandstein de la isla de Menorca en un diagrama triangular de PETTJOHN et al. (1973). B: Media estadística de los valores de las areniscas de A y campo correspondiente a sus respectivas desviaciones estándar.

areniscas de la unidad superior con contenidos comprendidos entre 5 y 20 por 100. Los fragmentos de roca son escasos (generalmente <7 por 100), predominando los de origen metamórfico (pizarras y esquistos) sobre los fragmentos de origen volcánico, muy silicificados y que se presentan como accesorios. Los cantos blandos aparecen esporádicamente con contenidos que pueden llegar incluso al 9 por 100.

Composicionalmente existe una clara diferenciación entre los depósitos de la unidad inferior (cuarzoarenitas) y los de la superior (subarcosas) (figura 7). Este retroceso en la madurez composicional queda también patente con la disminución del índice de redondez en los materiales de la unidad superior.

#### B.2) Procedencia

Las areniscas de la unidad inferior de las facies Buntsandstein, caracterizadas por su elevada madurez, pero siempre asociadas a fragmentos de rocas metamórficas, serían el producto de la evolución sedimentológica de depósitos procedentes de áreas fuentes metamórficas de bajo grado. Si comparamos con la procedencia de los depósitos pérmicos, la litología de las áreas fuentes no habría cambiado sustancialmente. No obstante, los depósitos de la unidad inferior presentan un mayor grado de madurez composicional y textural, aunque se mantienen los rasgos composicionales principales con respecto a las areniscas pérmicas; por lo que estas areniscas podrían tener un origen asociado al reciclado de los depósitos pérmicos.

La unidad superior, por lo contrario, se encuentra claramente diferenciada de la inferior por un cambio composicional (incremento de feldespato potásico y cuarzo monocristalino) que es reflejo del influjo de áreas fuentes cristalinas (granítico-gneísicas). Sin embargo, esta influencia no es dominante sobre las áreas fuentes metamórficas. Tampoco es un cambio brusco, sino progresivo, reflejado en las series estratigráficas como un incremento paulatino de feldespato potásico hacia el techo de dichas series.

Estas dos unidades de las facies del Buntsandstein pueden también diferenciarse en el diagrama propuesto por DICKINSON (1985) (fig. 8) si bien ambas estarían también incluidas dentro de un ambiente geotectónico relacionado con el reciclado orogénico.

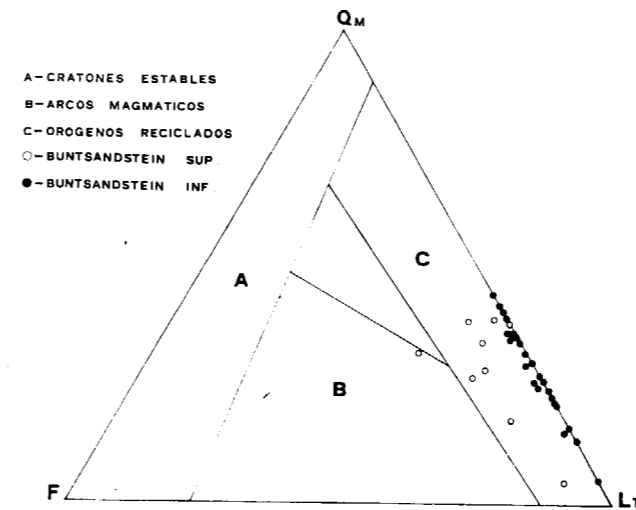


Figura 8.—Composición de las areniscas del Buntsandstein de la isla de Menorca en un diagrama triangular de DICKINSON (1985).

Cabe señalar asimismo, cómo la composición del Buntsandstein de Menorca no refleja grandes cambios en la litología de las áreas fuentes en relación a las del Pérmico, al contrario de lo que sucede en la Cordillera Ibérica (ARRIBAS et al., 1985). Dicho cambio litológico en las áreas fuentes empieza a sentirse al comienzo de la unidad superior de las facies del Buntsandstein, y de forma paulatina.

#### 4. CONCLUSIONES

— La serie roja permo-triásica de Menorca se puede dividir en cinco unidades. Las tres inferiores se depositaron durante el Pérmico Superior. Las dos superiores del Triásico. Ambos grupos se hallan separados por una discordancia. La laguna estratigráfica que implica la misma abarca como mínimo todo el Esquitiense.

— La unidad inferior pérmica, conglomerática, es discontinua y se depositó tan sólo en pequeñas depresiones del relieve mediante sistemas de pequeños abanicos aluviales. La unidad intermedia es predominantemente pelítica, con canales areniscosos intercalados y se depositó por sistemas de abanicos aluviales con un régimen meandriforme.

La superior, con la que se culmina la sedimentación pérmica está constituida por canales imbricados entre facies pelíticas y posiblemente se depositaron por los mismos sistemas que el nivel anterior, variando tan sólo el ritmo de la subsidencia.

— La unidad inferior del Buntsandstein areniscosa, masiva y conglomerática en la base, se depositó mediante un sistema de abanicos aluviales con canales trenzados. La unidad superior, con la que se culmina la serie roja del Triásico Inferior, es asimismo pelítica con canales de areniscas intercalados y se depositó probablemente en un medio aluvial de canales meandriformes.

— A juzgar por las paleocorrientes medidas, el área fuente de los sedimentos se hallaba situada en el cuadrante NE actual, pues la gran mayoría de paleocorrientes van dirigidas hacia el SO.

— Del análisis petrológico de los niveles arenosos se deduce que la serie pérmica está integrada por depósitos procedentes principalmente de rocas metamórficas de bajo grado, presentando una tímida tendencia hacia el techo (unidad superior pérmica) a incrementar su madurez composicional y textural.

— La composición de estos depósitos pérmicos es similar a la de otras áreas de la Península Ibérica (facies saxoniense de la Cordillera Ibérica), siendo su significado geotectónico equivalente (áreas de sedimentación ligadas al reciclado orogénico).

— El límite permo-triásico, marcado en la Cordillera Ibérica por un cambio composicional neto a depósitos arcósicos, en Menorca no se produce, manteniéndose el carácter sublitoarenítico y cuarzoarenítico en la unidad basal del Buntsandstein.

— Esta continuidad composicional en la unidad basal del Buntsandstein, pero con un grado de madurez más elevado, hace pensar en un reciclado de los propios materiales pérmicos infrayacentes para generar los depósitos de los primeros episodios de sedimentación del Buntsandstein.

— El cambio de litologías en el área fuente comienza a sentirse con la sedimentación de la unidad superior, con un incremento progresivo de feldespato potásico. Dicho incremento es reflejo de la influencia de áreas fuentes cristalinas (granítico-gneísicas).



## 5. BIBLIOGRAFIA

ARRIBAS, J. (1985): *Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (zona N)*. Estudios geológicos, 41: 47-57.

ARRIBAS, J.; MARFIL, R., y DE LA PEÑA, J. A. (1985): *Provenance of Triassic Feldspathic Sandstone in the Iberian Range (Spain): Significance of Quartz Types*. J. S. P., vol. 55, núm. 6, 864-869.

BOURROUILH, R. (1973): *Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baliars). La terminaison nord-orientale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale*. Thèse d'Etat. Paris, 2 vols., 822 pp.

DE LA CRUZ, B.; MARFIL, R.; DE LA PEÑA, J. A., y ARRIBAS, J. (1987): *Procedencia y evolución diagenética de las areniscas Permo-triásicas de la Cordillera Ibérica (sierra de Albarracín-Boniches-Talayuelas, provincias de Teruel y Cuenca)*. Cuadernos de Geología Ibérica, 11 (en prensa).

DICKINSON, W. R. (1985): *Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones*. In *Provenance of Arenites*. G. G. Zuffa, ed. Nato Asi Series, C-148; 333-362.

FALLOT, P. (1923): *Le problème de l'île de Minorque*. Bull. Soc. Géol. Fr., 4.<sup>a</sup> Ser., t. XXIII, pp. 3-44, 7 figs., láminas I-IV, 1 mapa geol. Paris.

FREEMAN, T., y OBRADOR, A. (1979): *Paleosoils and coal in the distal part of Spanish Buntsandstein (Menorca and Mallorca, Balearis Island)*. Bol. Soc. Hist. Nat. Bal., t. 23, pp. 47-50, Palma de Mallorca.

HARMS, J. C.; SOUTHARD, J. B.; SPEARING, D. R., y WALKER, R. G. (1975): *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. S. E. P. M., Short Course, 2, pp. 161.

HERMITTE, H. (1879): *Etudes géologiques sur les îles Baléares. Première partie Majorque et Minorque*. Vol. de 362 páginas, 60 figs., 5 láms. París.

MARFIL, R., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1973): *Estudio de las series rojas pérmicas en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica (región de El Bosque, Alto Tajuña)*. Estudios Geológicos, 29:83-98.

MARFIL, R., y BUENDÍA, F. (1980): *La evolución diagenética de los sedimentos detríticos del Pérmico y Triásico del sondeo de Sigüenza (Guadalajara)*. Rev. Inst. Incest. Geol., 34:59-74.

Recibido: Octubre 1987

## Modelos geológicos para la exploración y cálculo de reservas a largo y corto plazo, en el yacimiento de Cobre de Cerro Colorado (Minas de Riotinto)

Por F. GARCIA PALOMERO (\*); M. GARCIA MAGARIÑO (\*), J. MALAVE MORA (\*); F. SOBOL BIALCZAK (\*), y E. SIDES (\*\*)

## RESUMEN

En este artículo se describen los diferentes modelos geológicos utilizados en la exploración de Cu en Cerro Colorado y su posterior cálculo de reservas por métodos clásicos. La reconciliación de estas reservas con la producción minera nos obligó a realizar nuevas estimaciones por métodos geoestadísticos para las Reservas Primarias (Largo Plazo) e Intermedias (Corto Plazo), que mejoran la calidad de los Planes Mineros; estos estudios geoestadísticos y sus efectos en la Planificación Minera también se describen en este trabajo.

## ABSTRACT

In this paper we described the different geological models used in the exploration of Cerro Colorado Copper ore deposit and the ore reserves evaluation achieved with classical geological methods. The reconciliation between mine production and mine plans forced us to reevaluate the ore reserves model using geostatistical methods in order to improve the Mine Planing. Those geostatistical studies are also described.

## I. INTRODUCCION GEOLOGICA

El yacimiento de Cobre de Cerro Colorado se localiza en el área de Riotinto, dentro de la Faja Pirítica Ibérica. Esta unidad geológica está constituida por materiales paleozoicos (devónico y carbonífero), tal como se indica en figura 1 adjunta.

Dentro de la Faja Pirítica, los yacimientos están relacionados espacial y genéticamente con una etapa de vulcanismo. Las mineralizaciones tipo stockwork se sitúan dentro de las rocas volcánicas; los sulfuros masivos y el manganeso se sitúan en un nivel piroclástico a techo del stockwork. Genéticamente se admite que el vulcanismo fue la fuente de Azufre y metales que dieron lugar a las mineralizaciones de sulfuros (SCHEMERHORN, 1971 b) (WILLIAMS, D.; STANTON, R. L., y RAMBAUD, F., 1975).

La geología detallada del área de Riotinto se indica en plano adjunto, figura 2 (GARCÍA PALOMERO, F., 1974). El yacimiento de cobre de Cerro Colorado se sitúa dentro de la estructura anticlinal de rocas volcánicas aflorantes. La mineralización está for-

(\*) Grupo de Exploración Minera de R. T. M., S. A.  
(\*\*) R. T. Z. Technical Services (Bristol).

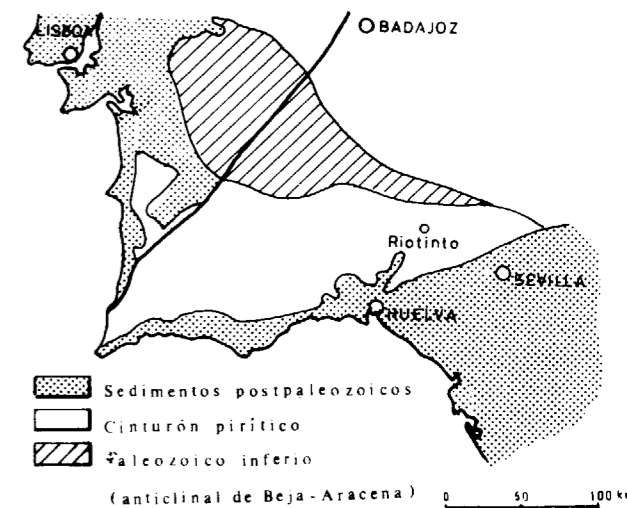


Figura 1.—Mapa de situación del Cinturón Pirítico Ibérico (F. G. PALOMERO, 1983).

mada por sulfuros diseminados y en vetas (stockwork de pirita con menores cantidades de calcopirita, blenda y galena), dentro de las rocas volcánicas ácidas y básicas que constituyen el núcleo del anticlinal.

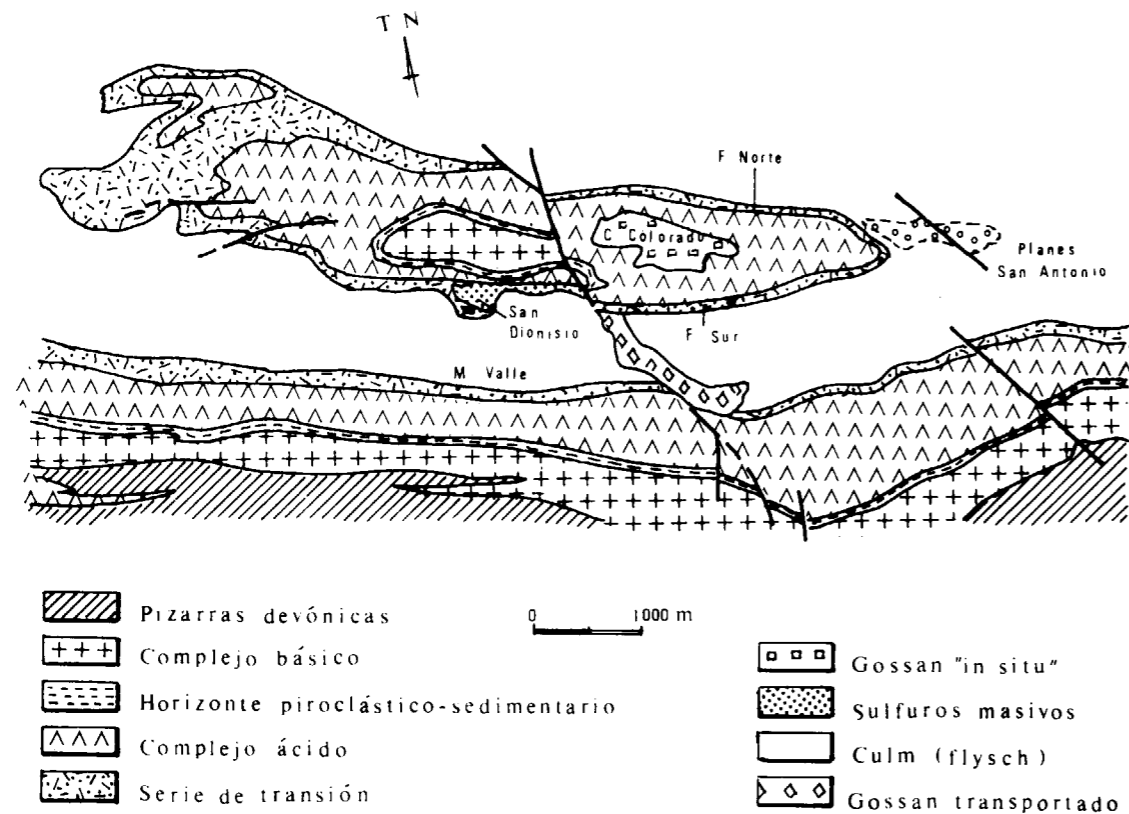


Figura 2.—Mapa geológico área de Riotinto  
(F. G. PALOMERO, 1983).

En los flancos norte y sur del anticlinal por debajo del nivel de meteorización, se presentan mineralizaciones de sulfuros masivos (Filón Norte y Filón Sur) que han sido objeto de antiguas explotaciones. Estas mineralizaciones se unen a través de una montera de hierro (Gossan) situada sobre la charnela del anticlinal y que corresponde a la misma masa de sulfuros afectada por un proceso de meteorización, en el que se produce un enriquecimiento residual de la Plata y el Oro existente en los sulfuros. Esta montera se desmontó al comienzo de las operaciones mineras para poder explotar el yacimiento de cobre infrayacente; el Gossan a su vez se ha ido tratando para la recuperación de Oro y Plata.

Las rocas volcánicas, dentro de la zona de Stockwork, presentan una alteración relacionada con el proceso hidrotermal que es causante de la mineralización. Esta alteración consiste en una intensa cloritización y silicificación dentro de la zona de sulfuros, rodeada por un halo sericitico; en la zona

de Filón Norte, y coincidiendo con la máxima intensidad en el proceso mineralizador, aparece una chimenea pirítica (GARCÍA PALOMERO, F., 1983).

A la alteración hidrotermal se superpone una meteorización que afecta a los sulfuros y rocas originando óxidos, sulfatos, carbonatos y caolines tal como se indica en sección transversal adjunta. Figura 3.

Dentro de la mineralización tipo stockwork de Cerro Colorado, la distribución del Cobre en el mineral primario no es homogénea, y de acuerdo con su génesis se puede deducir una distribución semiestratiforme de las zonas mineralizadas (GARCÍA PALOMERO, F., 1983), tal como se indica en la figura 3.

## II. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS DE ESTE TRABAJO

En este trabajo se describen las diferentes eta-

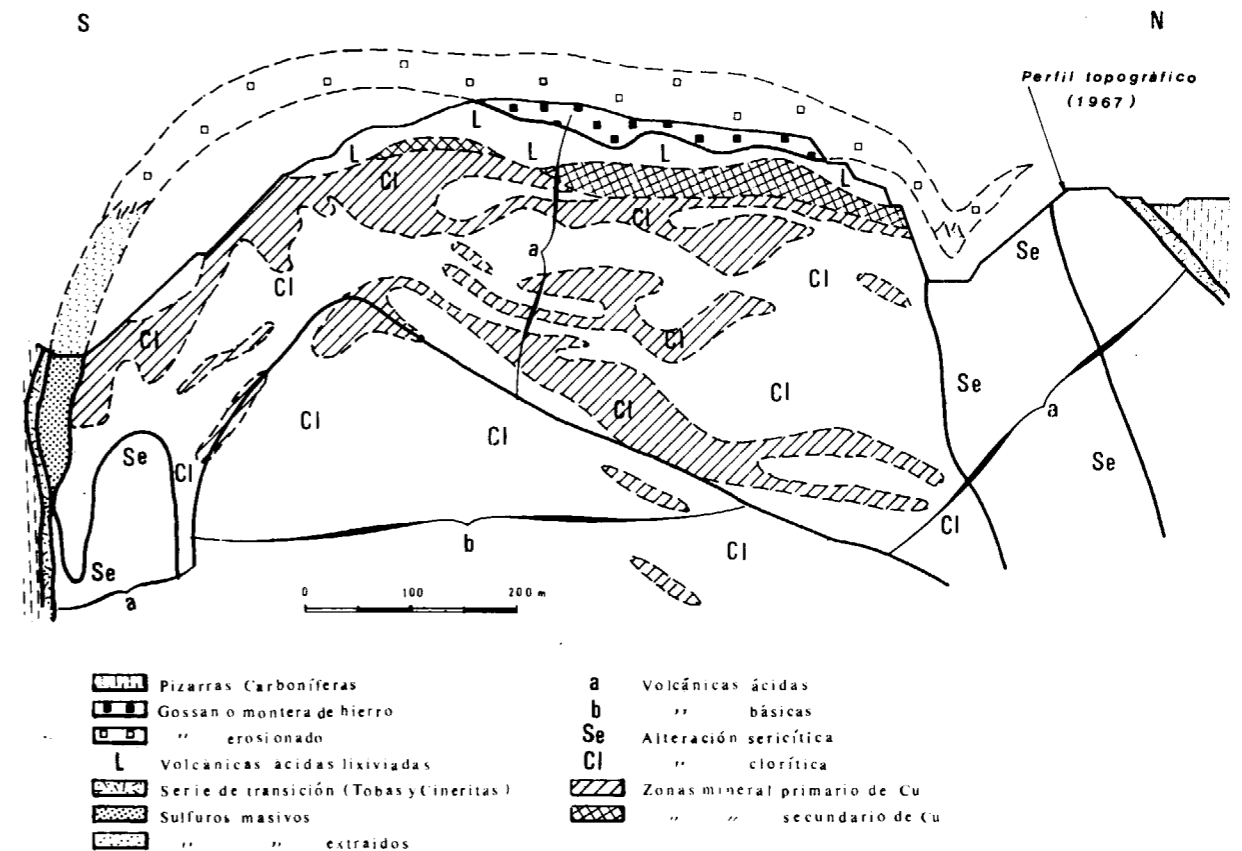


Figura 3.—Sección transversal Cerro Colorado.

pas de exploración de Cu en Cerro Colorado y los criterios geológicos utilizados para definir el modelo de mineralización y así guiar a la exploración y controlar las estimaciones de reservas.

La primera exploración sistemática del yacimiento mediante sondeos comenzó en 1964 y finalizó en 1968, con un total de 33.000 m. perforados. La malla de sondeos fue de 50 x 50 m., y en su mayoría los sondeos fueron verticales, a falta de un modelo de distribución del Cu, y su profundidad media era de 200 m.

Para el cálculo de reservas, base del proyecto minero, se dividió el yacimiento en bloques de 50 x 50 x 10 m., centrados sobre los sondeos realizados. A cada bloque se le asignó la ley media del tramo de sondeo que les atravesaba a base de unir cinco muestras originales de 2 m. (10 m. era la altura del banco proyectado). A base de utilizar diversos cut-off (0 a 0,5 por 100 Cu) se evaluaron las reservas que formaron la base de este proyecto

inicial (35,5 millones Tm. con 0,80 por 100 Cu con un cut-off de 0,4 por 100 Cu). El cálculo se realizó con un ordenador IBM 1440 de 8 K. Con la misma sistemática se evaluaron las reservas de Gossan de la parte superior del yacimiento de Cu. Finalmente se construyó una planta para tratar el mineral de Cu al ritmo de 3 millones Tm/año y una planta para tratamiento de Gossan al ritmo de 1 millón Tm/año que comenzaron a producir concentrados en 1971.

Toda la evaluación de reservas y los planes mineros se basaban en la hipótesis de una mineralización de Cu distribuida en forma de chimeneas o estructuras verticales que cortaban a la estructura geológica en dirección E-O y que alternaban con otras sin mineralizar (PRYOR, R. N.; RHODEN, N., y VILLALÓN, M., 1972).

Después de esta evaluación se continuó con la exploración de las zonas periféricas basándose en el mismo modelo de mineralización y con el mis-



mo método de evaluación. En 1977 y como consecuencia de la fusión de toda la minería de la zona dentro de la sociedad Río Tinto Minera, S. A., se puede realizar una interpretación global de todas las mineralizaciones (sulfuros masivos y stockwork). En este momento se estableció la hipótesis de que la mineralización de Cu dentro del Stockwork, se concentraba en unas zonas semiparalelas al techo de las rocas volcánicas con uniones verticales entre ellas (GARCÍA PALOMERO, F., 1983). Con esta hipótesis se evaluó el potencial de reservas de Cu de Cerro Colorado; este potencial fue comprobado mediante un programa de exploración de tres años. Paralelamente se realizó el primer estudio geoestadístico (ALFARO y otros, 1977) que por falta de control geológico dio unos resultados que fueron desechados.

Las nuevas zonas mineralizadas se interpretaron dándoles forma semiestratigráfica de acuerdo con la hipótesis de partida y se dibujaron en secciones transversales y longitudinales utilizando un cut-off de 0,25 por 100 Cu igual al utilizado en el diseño de Corta. La evaluación se realizó por el método de bloques con sondeo central y se comprobó cubicando el volumen definido en secciones transversales; los resultados fueron idénticos (unos 200 millones de Tm. de reservas geológicas con 0,56 por 100 Cu a 1-1-1980). Sobre esta mineralización se definió una nueva corta a base de secciones transversales y sus reservas se obtuvieron por el método de bloques; con estas reservas se definió el Plan Minero a Largo Plazo o Reservas Primarias.

Tanto en el primer proyecto como en el segundo, los bloques de Reservas Primarias eran demasiado grandes para confeccionar planes a más corto plazo, y por eso el yacimiento se dividió en bloques de  $20 \times 25 \times$  altura de banco. Sobre estos bloques se realizaba un segundo nivel de investigación con sondeos de circulación inversa (Barrenos de Investigación) y se les asigna la ley de estos sondeos. El plan minero a corto plazo realizado sobre estos bloques constituye las Reservas Intermedias. Sobre estas Reservas Intermedias se realiza un tercer nivel de investigación a base de Barrenos de Voladura con cuyos resultados se realiza el control y clasificación del mineral/estéril (Control de Leyes) (PRYOR, R. N.; RHODEN, N., y VILLALÓN, M., 1972).

Para comparar la fiabilidad de las Reservas In-

termedias se comparan con las Reservas Perforadas obtenidas a base de las leyes medias de Barrenos de Voladura dentro de cada bloque de  $20 \times 25$  m. sin incluir ningún factor de dilución.

En general, en todos los métodos de cálculo de reservas nunca se tomó en consideración la interpretación geológica de la mineralización dada la dificultad de encontrar un parámetro geológico útil para estos procesos. Cuando la explotación minera se localiza dentro de la zona de minerales secundarios de leyes muy superiores al cut-off, entonces los Planes Mineros se cumplían con bastante precisión, pero no ocurría así cuando comenzó la explotación del mineral primario, más irregular y de leyes más bajas; este efecto se agravó al coincidir esta época con un aumento de la producción acompañada de un aumento de la altura de banco y del tamaño de la maquinaria.

Ante esta situación, la Dirección de Río Tinto Minera, S. A., decidió realizar un nuevo estudio de reservas (Reservas Primarias) por un equipo formado por R. T. Z. (Technical Services), Exploración Minera de R. T. M. y Planificación Minera de R. T. M. con el objetivo final de confeccionar un nuevo plan minero. La primera fase del trabajo consistió en un estudio geoestadístico del yacimiento que se realizó parte en Riotinto (modelo geológico) y el resto en Londres (cálculos geoestadísticos). La segunda fase (diseño y plan minero) se realizó en Riotinto, con la librería de programas de R. T. Z. en un ordenador Perkin Elmer-3210, instalado para este trabajo (Planificación Minera).

En los capítulos siguientes se describen los estudios geoestadísticos con especial atención a la parte geológica que es la realizada en Riotinto. Posteriormente se analizarán los resultados y calidad de estas estimaciones de Reservas Primarias así como los estudios geoestadísticos que se realizan en Riotinto sobre las Reservas Intermedias para los planes a corto plazo.

### III. NUEVOS SISTEMAS DE CALCULO DE RESERVAS PRIMARIAS

El objetivo de este trabajo era doble, pero con el fin único de establecer un nuevo Plan Minero. La primera parte, que es la que aquí se describe, era la creación de un modelo de bloques del yacimiento con indicación de leyes de Cu, S, Zn y den-

sidades dentro de cada bloque. La segunda parte consistió en la elaboración de un Plan Minero a Largo Plazo por parte del equipo de Planificación Minera.

#### III.1. Equipos disponibles

Dada la gran cantidad de datos a tratar fue necesario utilizar equipos informáticos; en un principio se utilizó un UNIVAC-90/30 existente en Riotinto, posteriormente el estudio geoestadístico se realizó en Londres, en conexión con un Centro de Cálculo de Dallas, y finalmente se estableció en Riotinto un Perkin Elmer con la siguiente configuración. Figura 4.

Después de este trabajo de Cerro Colorado el sistema se ha ido ampliando de acuerdo con las necesidades de nuevos estudios (Santiago de Compostela, Vimianzo, Gossan de Riotinto, Masa San Dionisio, Geofísica..., etc.).

#### III.2. Datos

La base de datos fueron los ficheros de sondeos creados en las campañas de exploración. Cada sondeo se codificaba con su número, coordenadas de su origen, rumbo e inclinación, seguida de los resultados de los análisis de Cu, S, Pb, Zn, de las muestras originales de 2 m. Posteriormente se crean ficheros en que se asignan coordenadas al centro de cada una de las muestras de 2 m., así como ficheros de composiciones de muestras correspondientes a la altura de los bancos.

Además de esta información numérica se disponía de la testificación de los sondeos con información litológica, estructural, alteraciones y tipos de mineralización. Esta información estaba interpretada de forma general en sección N-S y E-O, y en plantas con especial atención a la delimitación de la mineralización. Sin embargo, no se disponía de una información muy detallada que nos permitiera controlar con precisión los límites de la mineralización de Cu dentro de la mineralización de stockwork, dado su carácter diseminado y sin relación

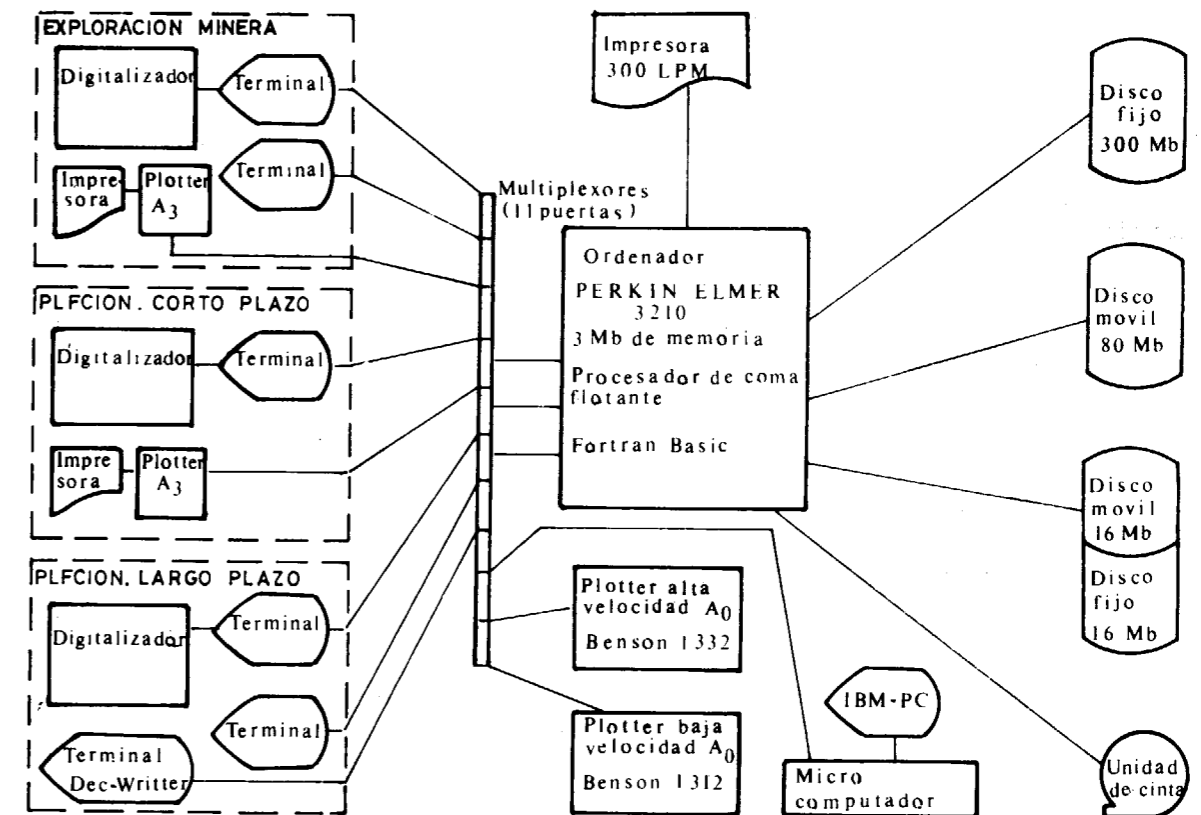


Figura 4.—Organización del Ordenador y sus periféricos.

fácilmente visible con litología, alteraciones o estructura.

### III.3. Modelos geológicos

Los modelos geológicos utilizados anteriormente, tanto el de chimeneas verticales postectónicas como el de zonas semiestratiformes, tenían por objeto definir la morfología de la mineralización de Cu, de acuerdo con una hipótesis genética. Estas zonas mineralizadas se extrapolaban a zonas desconocidas y entonces el modelo servía como guía de exploración; después de la exploración, la evaluación de reservas no se realizaba de acuerdo con la forma y disposición de dichas mineralizaciones, ya que se hacía mediante bloques, a falta de una buena guía geológica.

En el cálculo de reservas el problema surgía al definir un cut-off, ya que no existe en estos yacimientos ningún control geológico visible de la mineralización de Cobre. En estos casos es necesario definir un modelo estadístico a base de definir poblaciones de leyes de Cu cuya distribución espacial en el yacimiento esté de acuerdo con el modelo geológico-genético establecido, o a veces por establecer. Al delimitar estas poblaciones se dividía el yacimiento en zonas de comportamiento homogéneo cuyas reservas son calculadas por separado después de realizar un kriging con un modelo geoestadístico específico de cada zona.

En Cerro Colorado se realizaron varios estudios con los diferentes modelos que a continuación se describen:

#### A) Modelo de zonas genéticas

Se dividió el yacimiento en zonas de acuerdo con su posición posiblemente relacionada con su génesis.

Sobre estas zonas se realizaron estudios estadísticos que confirmaban poblaciones independientes para cada una de ellas. Los variogramas experimentales y sus modelos respectivos no daban, sin embargo, buenos resultados en las pruebas correspondientes; esto se interpretó posiblemente como producto del reducido número de muestras y porque estas áreas parecían anisótropas de acuerdo con su génesis. Esta anisotropía, unida a la diferente posición estructural de estas zonas, producida por el plegamiento, nos dificultaba la obtención de buenos variogramas.

Este modelo de zonas genéticas no se utilizó,

aunque estas zonas se codificaron en los ficheros de datos originales y en una matriz.

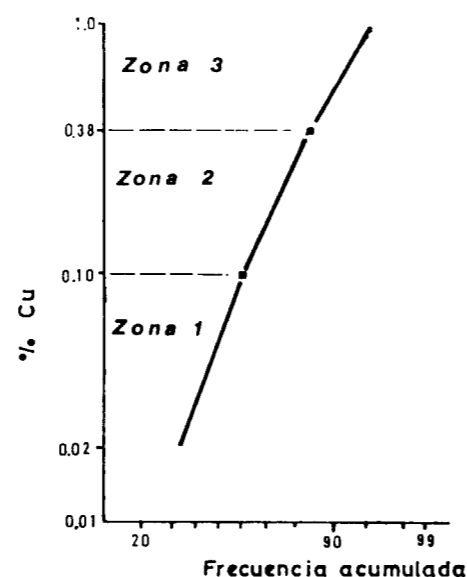
#### B) Modelo de zonas estructurales

Al igual que en el modelo de zonas genéticas, en este caso se dividió el yacimiento en zonas con una misma posición estructural. Estas zonas son de tipo tabular y dentro de cierta tolerancia, sus tres direcciones principales no están muy deformadas.

En este caso, debido a problemas de tiempo, no se pudo utilizar este modelo por falta de programas adecuados. Sin embargo, estas zonas también se codificaron en datos originales y en una matriz de zonas estructurales.

#### C) Modelo de zonas de leyes

Este modelo, en concepto, es similar al de zonas genéticas, pero más amplio que aquél, ya que las zonas se pretenden definir según su grado o intensidad de mineralización (ley en cobre), en lugar de su posición estratigráfica-estructural. Estas zonas que se definen en la curva de frecuencia acumulada de muestras originales, figura 5,



Zona 3	> 0,38 % Cu	15%	del n° de muestras
" 2	0,10-0,38 "	25%	" " " "
" 1	< 0,10 "	60%	" " " "

Figura 5.—Curva de Frecuencia Acumulada de los valores de leyes correspondientes a muestras de 2 ms. de C. Colorado (55.400 muestras).

corresponden a tres poblaciones de muestras bien definidas:

Zona 1, población de muestras < 0,10 por 100 Cu.

Zona 2, población de muestras > 0,10 < 0,38 por 100.

Zona 3, población de muestras > 0,38 por 100.

Estas tres zonas se codificaron sobre muestras

originales de sondeos y cuando se delimitaron en el yacimiento a base de secciones transversales, longitudinales y plantas dieron lugar a un modelo de mineralización similar al utilizado en la exploración y evaluación de reservas por métodos geológicos (fig. 6).

Este modelo de zonas de leyes, una vez probada su validez, fue el utilizado en el estudio geoestadístico.

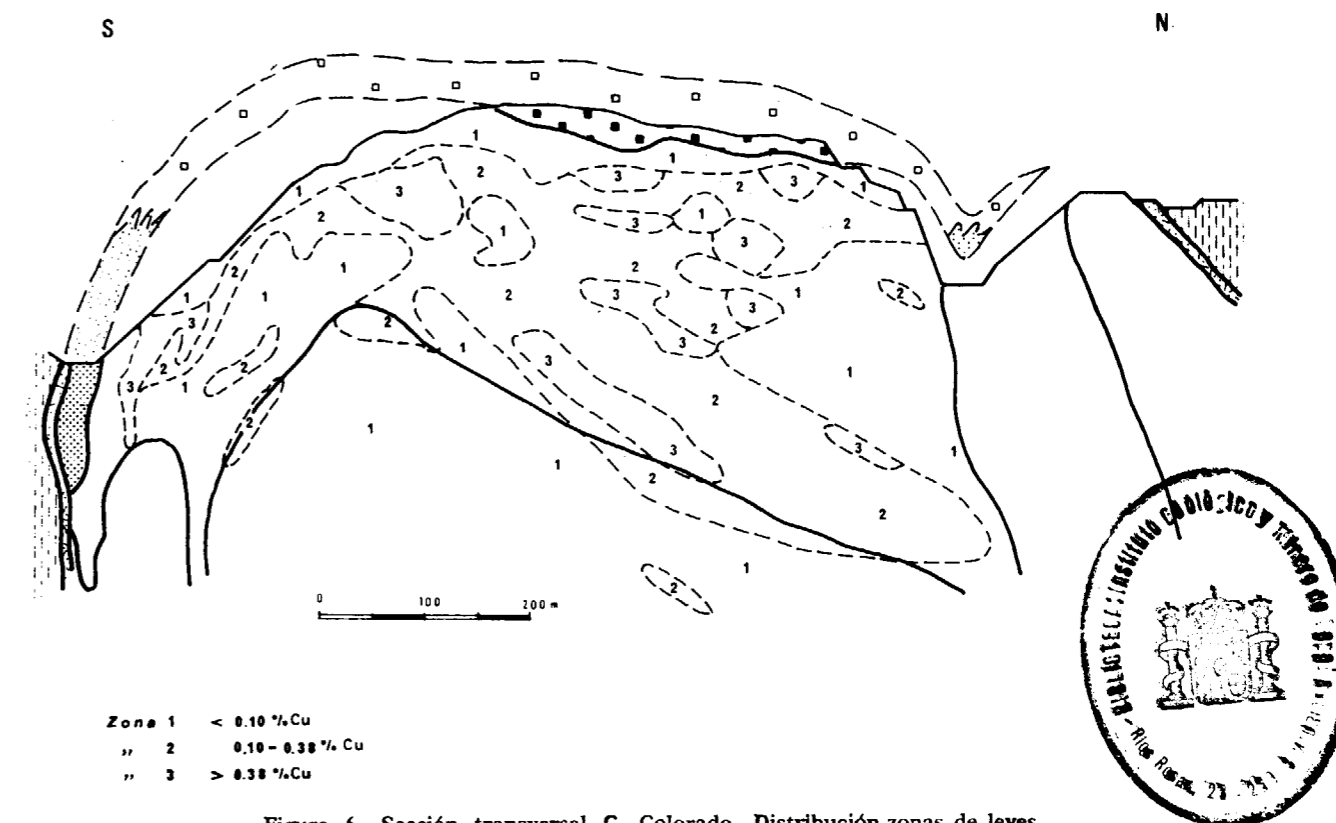


Figura 6.—Sección transversal C. Colorado. Distribución zonas de leyes.

### III.4. Estudio geoestadístico

#### A) Variogramas experimentales

Con los ficheros de composiciones de muestras por bancos se calcularon los variogramas, concretamente el semivariograma y covariograma, además del drift.

Inicialmente se calcularon variogramas isotrópicos para cada zona, tanteando entre diversos intervalos de distancias entre las parejas de valores, obteniendo los mejores resultados cuando se sumaron las zonas 2 y 3. Posteriormente, y con estos datos, se calcularon variogramas direccionales

obteniéndose escasa diferencia entre las direcciones E-O y N-S.

Por todo ello, y debido a que los covariogramas daban alcances (rangos) más largos que los semivariogramas, se decidió escoger un modelo de covariograma isotrópico para las zonas 2 + 3 (fig. 7) y otro para la zona 1.

#### B) Matrices de bloques

Se definió una matriz de bloques (25 m. E-O, 20 m. N-S y 10 ó 12 m. en vertical coincidiendo con los bancos) que cubre todo el yacimiento y que queda almacenada en el ordenador como un fichero



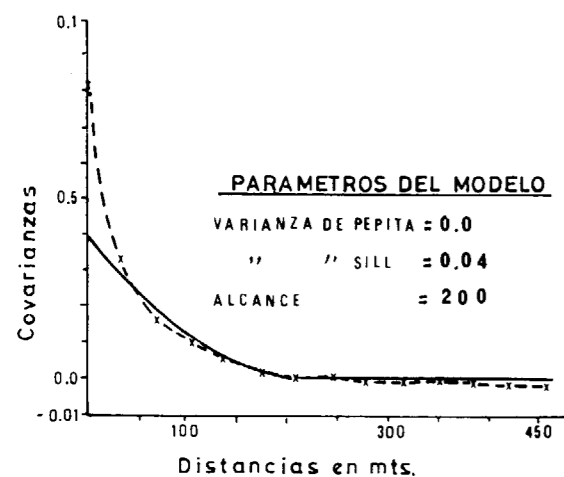


Figura 7.—Covariograma experimental y modelo esférico para las zonas de leyes 2+3.

ro con tantos datos como bloques existen (220.500 en total). Esta matriz puede usarse para crear varias matrices, según el tipo de información que almacenen.

En cada matriz se introdujo una determinada información para cada uno de los bloques, en forma de código numérico. Así, en la matriz de códigos de roca se definieron los diversos tipos de roca que más tarde controlaron los límites del kriging, y en la matriz de zonas de leyes se definieron los límites donde aplicar uno u otro modelo durante el kriging.

Una vez se definieron las tres zonas de leyes sobre las secciones y plantas, se codificaron los bloques de la matriz de zonas de leyes según su situación respecto a dichas zonas.

#### C) Modelo y kriging

A los variogramas experimentales se les ajustaron distintos modelos de tipo esférico definidos por: la varianza de pepita (nugget variance), varianza de meseta (sill variante) y alcance (range), y fueron comprobados con un programa de «cross-validation», que consiste básicamente en hacer estimaciones en puntos donde existen muestras analizadas, y comparar estadísticamente ambas poblaciones (real y estimada), intentando igualar en los posibles las varianzas de estimación a las de kriging.

Con los dos modelos escogidos se llevó a cabo el «kriging» para las zonas 1 y 2 + 3, estimando la ley de cobre para cada bloque, con las muestras correspondientes a su misma zona y dentro de un determinado «prisma de búsqueda» (máxima distancia desde el centro del bloque a las muestras utilizadas en la dirección de cada eje). Estas leyes de Cu estimadas para cada bloque se almacenan en una matriz de leyes de Cu. Esta matriz junto con la de códigos de roca (con códigos de densidad) se pasa a Planificación Minera para estudiar las diferentes alternativas mineras.

Por último, se realizó el inventario de minerales calculando tablas de ley/toneladas para distintos cut-off, utilizando las densidades definidas en la matriz de rocas.

#### IV. ESTUDIOS SOBRE RESERVAS INTERMEDIAS

Como se ha descrito en la introducción, Reservas Intermedias (R. I.) son aquellas que se definen a base de bloques de  $20 \times 25$ , que son la unidad de estimación en Reservas Primarias, y después de una campaña de sondeos centrados en el bloque (Barrenos de Investigación, B. I.).

Las Reservas Intermedias parten de un plan de Reservas Primarias cuyo grado de acierto con Reservas Perforadas no es satisfactorio y por eso se realiza un segundo nivel de investigación con los Barrenos de Investigación en malla de  $20 \times 25$  m., y así obtener mayor grado de información que el utilizado en las Reservas Primarias (PRYOR, R. N.; RHODEN, N., y VILLALÓN, M., 1972).

Los resultados de los Barrenos de Investigación se han venido utilizando de varias formas con mayor o menor fortuna, aunque cuando la explotación se localizaba en la zona de mineral secundario no se presentaban grandes problemas debido a las características geológico-genéticas de este tipo de mineralización.

El método utilizado inicialmente consistía en asignar a cada bloque de  $20 \times 25$  m., el valor del Barreno de I. correspondiente sin otro tipo de tratamiento geológico o estadístico de los datos. Este método al llegar la explotación a los niveles de mineral primario, con una estructura más irregular y compleja de la mineralización de Cobre con-

dicionada por su génesis, es cuando empezó a mostrarse más impreciso. El grado de acierto en las delimitaciones del mineral así como en la estimación de sus leyes puede verse en el cuadro adjunto (cuadro 1).

CUADRO 1

Comparación de Reservas sobre 836 bloques en bancos 388-376.

TIPO DE RESERVAS	Nº BLOQUES DE MINERAL	% Cu	DIFERENCIA CON RVAS PERFORADAS	
			en N Bloques	en % Cu
PRIMARIAS con Sondeos de Expl. con Kriging	486	0.57	-78 bis. Dif. -14 %	-0.02 % Cu Dif. -3.8 %
INTERMEDIAS con Barrenos de Inv. con Kriging	330	0.64	+66 bis. Dif. +20 %	-0.08 % Cu Dif. -14 %
INTERMEDIAS 1º Kriging de Barrenos Inv. sin control geológico	818	0.48	-82 bis. Dif. -18 %	+0.07 % Cu Dif. +14.5 %
PERFORADAS (Reales)	486	0.55	—	—

RVAS. PRIMARIAS: Bloques de  $20 \times 25$  mts. (Sondeos de Exploración)  
 .. INTERMEDIAS: " " " (Barrenos de Investigación)  
 PERFORADAS " " " REALES (Barrenos de Voladuras)

En este cuadro se puede ver que las Reservas Intermedias obtenidas con estos Barrenos de I. tal cual, son menos precisos que incluso las Reservas Primarias al compararlas con las Reservas Perforadas (consideradas como el mineral Real) a pesar de que el grado de información es mucho mayor.

Ante la citada imprecisión de este método se decidió realizar el kriging de estos B. de I. para la estimación de las leyes de los bloques de  $20 \times 25$ . Este primer kriging, por falta de un conocimiento geológico detallado de la mineralización de Cobre, se realizó sin ningún tipo de control geológico, aunque se trató de minimizar esta carencia a base de emplear un prisma de búsqueda muy reducido y separando el mineral primario del secundario.

Los resultados de este kriging tampoco fueron satisfactorios tal como se indica en el citado cuadro 1, llegando incluso a ser peores que los obtenidos con Reservas Primarias. Ante esta situación se decidió realizar un estudio detallado de estas Reservas Intermedias utilizando algún control geológico de la mineralización. Como a la escala de

trabajo no se disponía de información geológica adecuada, se decidió resolver el problema en dos fases. En una primera fase, a corto plazo y de resultados no definitivos se tratará de repetir un estudio similar al utilizado en la estimación de Reservas Primarias. En una segunda fase se tratará de estudiar todo el yacimiento con gran detalle para definir unidades geológicas que controlen la mineralización de Cobre de forma que se pueda realizar un kriging diferente en cada una de ellas y conociendo sus límites a priori (zonas genéticas, zonas estructurales, zonas de alteración).

En la primera etapa, aunque también se utilizan criterios geológicos, es más bien de tipo experimental y aunque el método para definir el mineral sea bueno en general, al utilizarlo en diferentes áreas del yacimiento presenta diferente grado de acierto en cada una de ellas sin que conozcamos sus límites espaciales y sin que podamos predecir su comportamiento al ir abriendo nuevas zonas de la mina.

En la segunda etapa, que puede durar unos dos años, el objetivo es el de definir unas unidades del yacimiento a base de geología detallada de frentes y sondeos, de forma que en cada una de ellas puedan encontrarse un modelo geoestadístico diferente y muy preciso para cada área. De esta forma podemos utilizar modelos específicos cuando la explotación esté en cada zona geológica.

A continuación se describen los trabajos y resultados obtenidos en la primera etapa de este estudio de las R. I., que se iniciaron en el verano de 1985 y que está siendo probada desde abril-86.

#### IV.1. Primera Fase de Estudio de Reservas Intermedias

En esta Primera Fase, al igual que en la Segunda, el problema principal de la estimación de leyes de los bloques de  $20 \times 25$  m., radica en que el número de Barrenos de Investigación o tamaño de la zona a estudio es muy reducido; la perforación de estos barrenos no va muy adelantada con respecto a los frentes de explotación y su número no nos permite realizar modelos y estudios individualizados de estas zonas.

En la Primera Fase, la estimación de estas reducidas zonas se realiza a base de obtener modelos lo más ajustados posible, en las zonas próxi-

mas ya explotadas dentro de cada banco. Con estos modelos el estudio se repite ampliando la zona de estudio de forma que en ella se incluya las zonas nuevas como una extensión.

Todo el estudio de modelo de mineralización, geoestadístico y kriging tanto en las zonas explotadas como en su extensión en zonas nuevas, se realiza banco a banco para detectar variaciones de la mineralización en la vertical a medida que se va abriendo la explotación. Estas variaciones sabemos que también existen en las otras dos direcciones N-S y E-O, y se pretenden definir con el estudio de la Segunda Fase.

El esquema seguido para estimar las leyes de los bloques a base de los Barrenos de Investigación, es el siguiente.

A) Modelo de la Mineralización de las Zonas Explotadas

Dentro de estas zonas e independientemente pa-

ra cada banco se ha buscado un modelo de zonas de leyes a base de la curva de frecuencia acumulada de Barrenos de Investigación.

En los bancos estudiados, 388, 376, 364, se han obtenido las mismas poblaciones siempre dentro del mineral primario. En figura adjunta, figura 8, se indica la curva de los valores de los tres bancos unidos en la que se definen las tres poblaciones siguientes:

- Zona 1 < 0,12% Cu
- Zona 2 > 0,12 y < 0,45% Cu
- Zona 3 > 0,45% Cu

Estas tres zonas de leyes son independientes de las obtenidas para sondeos de exploración en Reservas Primarias, debido a la irregularidad del yacimiento al cambiar la escala de trabajo. Aunque es necesario indicar que la zona a estudio para Reservas Intermedias no incluye las grandes extensiones definidas como Zona 1 (<0,10% Cu) en Reservas Primarias; estas zonas se consideran estériles y no se estudian, aunque en ellas aparecen

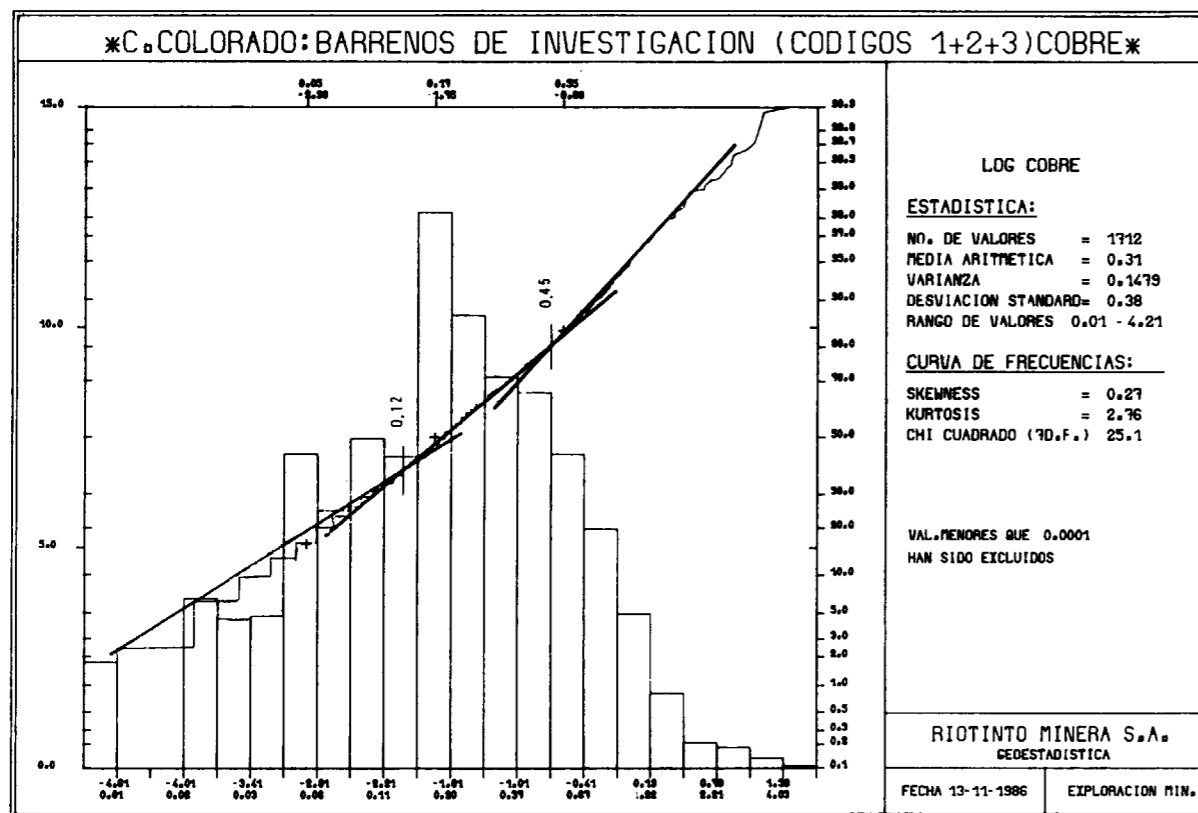


Figura 8.—Frecuencia Acumulada de Brnos. Inv. Bancos 388, 376, 364.

pequeñas áreas de mineral que se controla con los Barrenos de Voladura, pero no se planifican como reservas.

Las tres zonas de leyes deducidas sobre los Barrenos de Investigación se delimitan en planta y sección sobre estos Barrenos, siguiendo criterios geológicos y cada Barreno en el fichero se codifica con la zona a que pertenece (fig. 9 y fig. 10).

Estas zonas de leyes también se prolongan a las zonas laterales en donde se localizan los Barrenos de Investigación, cuyos bloques constituyen las Reservas Intermedias a estimar (zonas en estudio).

B) Variogramas

Sobre las zonas explotadas, dentro de cada banco y para cada una de las zonas de leyes o unidas la 2+3, se obtienen los variogramas experimentales direccionales. Se eligen los semivariogramas a los que posteriormente se les ajusta un modelo esférico; estos modelos son probados a base de estimar valores en puntos ya conocidos (crossvalidación). En figura 11 y figura 12 se muestran los modelos de semivariogramas obtenidos en los bancos 388 y 376 para las zonas 2+3 unidas, así como un ejemplo de crossvalidación.

C) Kriging de Zonas Explotadas

Con los modelos elegidos se procede al kriging de cada una de las zonas de leyes y en cada banco. Este proceso se repite varias veces modificando el prisma de búsqueda, así como el tipo de muestras seleccionadas. En todos estos casos y después de utilizar un cut-off, se comparan las Reservas obtenidas en cada estimación con las Reservas Perforadas obtenidas en la explotación de estas zonas a base de medias de Barrenos de Voladura como media del bloque 20x25 m. En esta comparación se tiene en cuenta la relación existente en número de bloques y ley del mineral estimado contra el mineral perforado (Real) y la coincidencia espacial de los bloques mineralizados.

Posteriormente se selecciona el tipo de kriging cuyas estimaciones son las que más se aproximan al mineral Real y ese procedimiento es el seleccionado.

Una vez seleccionadas: zonas de leyes, modelos

de semivariogramas y tipo de kriging para cada banco debido a la coincidencia de estimación con reservas reales, se procede a repetir el proceso usando estos modelos pero incluyendo las zonas laterales en estudio. Estas nuevas zonas son las que constituyen las Reservas Intermedias.

En cuadro adjunto (Cuadro 2) se indica el grado de acierto del kriging realizado en las zonas explotadas de los Bancos 376, 364, aunque este grado de acierto va disminuyendo al disminuir el número de bloques a estudiar. No obstante, se observa una gran mejora con estas Reservas en relación con las obtenidas anteriormente con R. Pri. o con B. I. sin kriging.

CUADRO 2

Comparación de Reservas sobre 455 bloques en Bancos 376-364

TIPOS DE RESERVAS	Nº BLOQUES DE MINERAL	%, Cu	DIFICIA. CON RVAS. PERFORADAS	
			en Nº Bloques	en %, Cu
PRIMARIAS Kriging sobre Son. deos de explotación	283 (Previsto)	0,47 (Previsto)	- 55 bis Dif. - 18 %	+ 0,02 % Cu Dif. + 4 %
INTERMEDIAS con Barrenos de Inv. sin Kriging	179 (Previsto)	0,81 (Previsto)	+ 48 bis Dif. + 27 %	- 0,12 % Cu Dif. - 20 %
INTERMEDIAS Barrenos de Inv. Kriging con control de población	221 (Previsto)	0,48 (Previsto)	+ 7 bis Dif. + 3 %	+ 0,01 % Cu Dif. + 2 %
PERFORADAS (Reales) Media Brnos de Voladura en cada Bloque	228 (Obtenido)	0,49 (Obtenido)	—	—

Con este método se va comprobando que el grado de acierto varía dentro de un mismo banco y éste es el motivo de que se esté realizando un estudio detallado del yacimiento para tratar de delimitar estas zonas.

IV.2. Segunda Fase de Estudio en Reservas Intermedias

Como se ha indicado anteriormente, el método actual de estudio de R. I. es muy limitado, ya que se aplica a un número reducido de Barrenos y utilizando un mismo modelo de semivariograma para el total de un Banco de explotación.

Basándonos en la génesis y estructura de la mi-



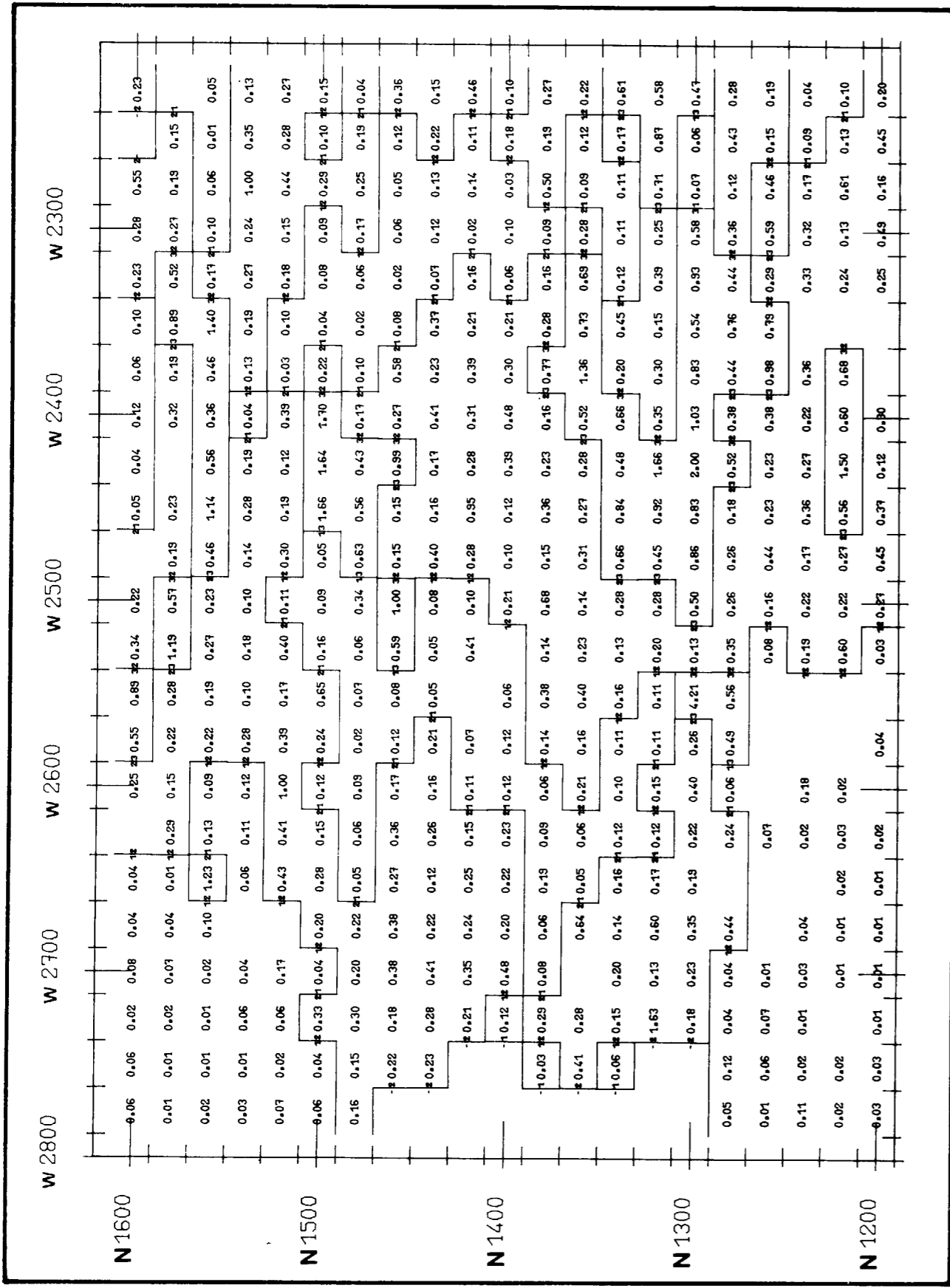


Figura 9.—Plano del Banco 388 con delimitación de las zonas de leyes (1, 2, 3).

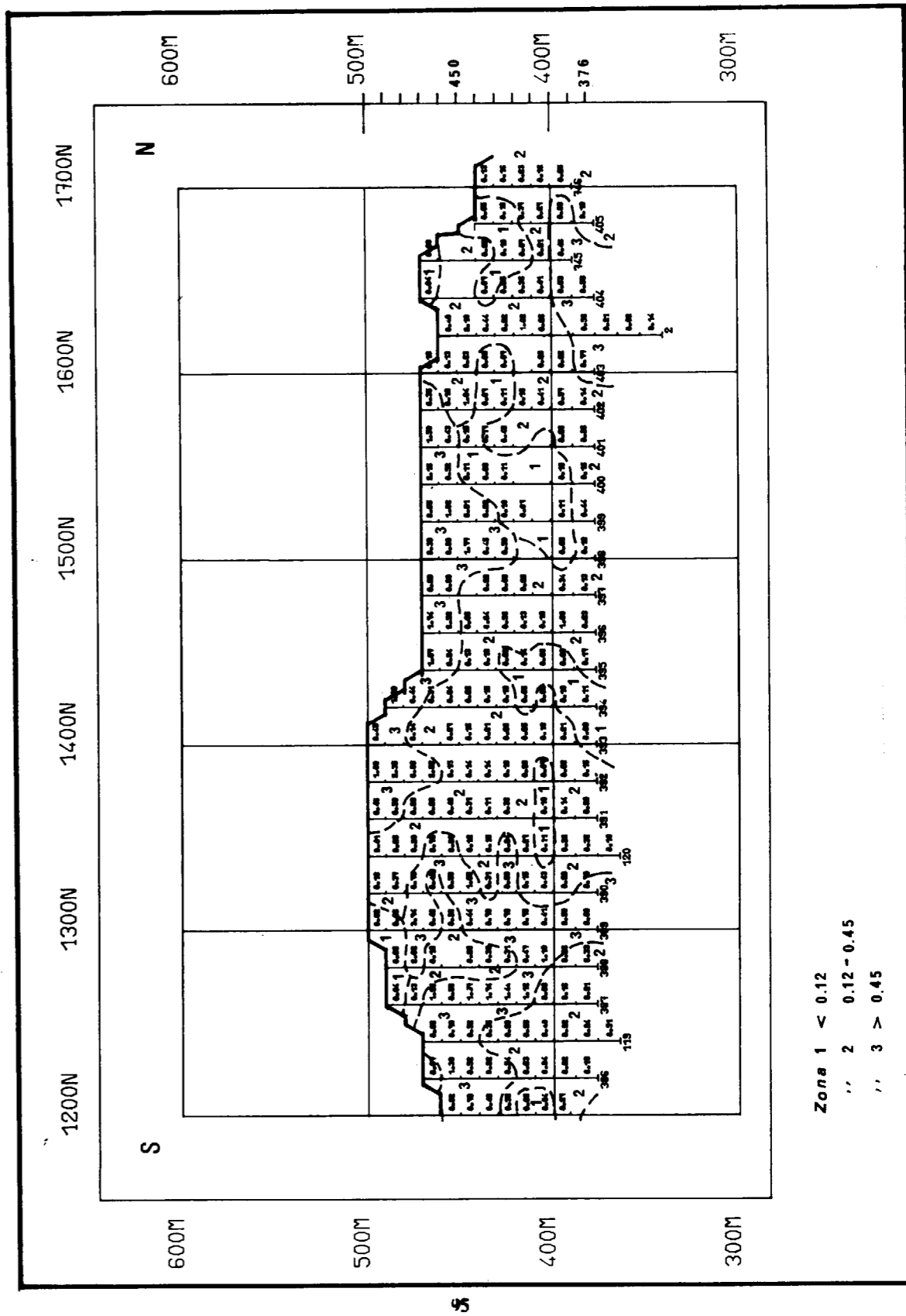


Figura 10.—Sección transversal (C. Colorado) con indicación de zonas de leyes (1, 2, 3) sobre Brnos. Invención.

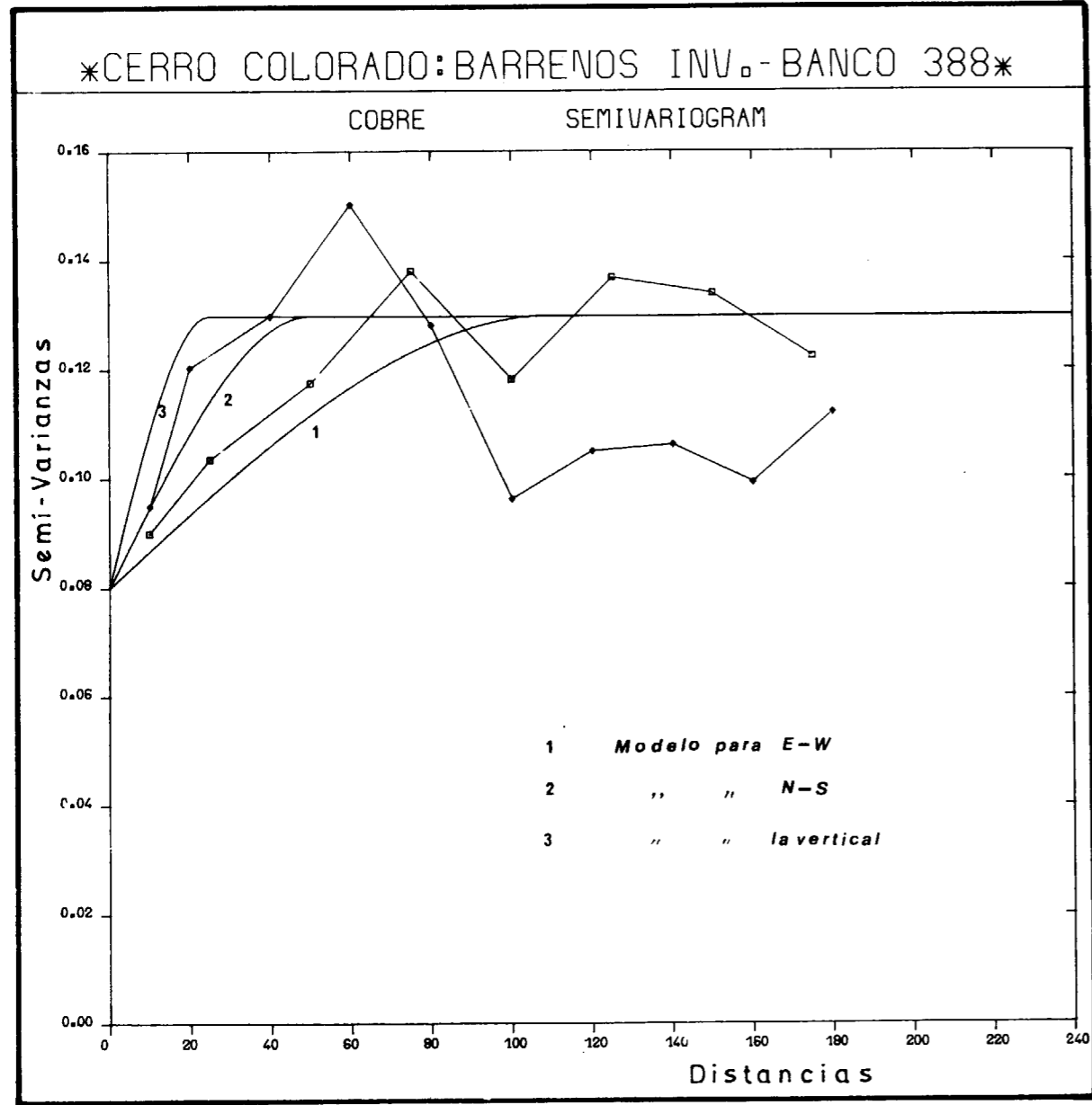


Figura 11.—Variogramas experimentales y modelos de Brnos. Inv. para el Banco 388 (Zonas 2+3).

neralización, conocemos que existen zonas con diferente grado de mineralización en Cu o con poblaciones de leyes de diferente origen (hidrotermal y de removilización). Esta variedad de zonas se complica debido al plegamiento de la mineralización. Estas irregularidades se pretenden estudiar y ligarlas a algún parámetro geológico visible (alteración, litología, tipo de mineralización, fracturación, etc.) para poder definir en el yacimiento

varias zonas con comportamiento geoestadístico diferente.

Para identificar y definir estas posibles zonas geológicas, se está realizando un levantamiento geológico detallado de los frentes de explotación y de los sondeos de exploración. El detalle de este levantamiento se indica en hoja de campo adjunta (cuadro 3), cuyo contenido se detalla a continuación.

CUADRO 3  
Modelo de información geológica obtenida en cada muestra.

BANCO		COORDENADAS		DIRECCION		LONGITUD		FECHA	
Plano	N° ESTAC.	E	N	del corte	en dms	Geologo	Fecha		
364	2	-2258	1293	176	100	J P P	11.06.86		

LITOLOGIA

TIPO ROCA	ESTRATIFICACION		ESQUISTOSIDAD		ALTERACION										
	Abcig. %	Dir. con H. lido	Tip. con H. lido	N° de fractas. mis.	Cl	Ser	Caq	Sil	FeO	Arc.					
LA	95		2	100	77*	5	2	2	3	5					
CI	5														

MINERALIZACION

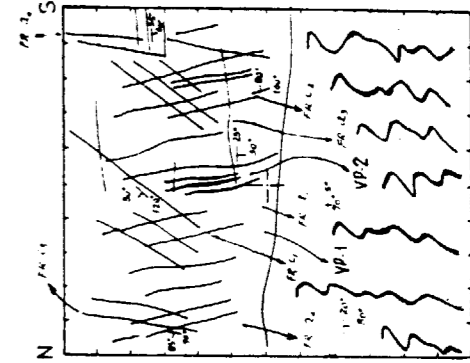
TIPO	SULFUROS		S <sup>2+</sup> /Gan	REMOVIL		GANGA		PROD. DE ALTERAC					
	Abcig. relativa de Sulfro.	Dir. con H. lido		Cp.	G.	Qz.	Cl.	CO <sub>2</sub>	Ser	Cc.	FeO	SO <sub>2</sub>	Arc.
DI	2	2	4										
VE	2	2	4	4.6	3	4	2			1	1		
CO	2	2	3		2								

ESTRUCTURA (Vetas y Fracturas)

TIPOS	ORIENTACION		N° presentes	Espesor medio del relleno en mm.	Tipos de rellenos y su abundancia relativa										
	Dir. con H. lido	Sen. H. lido			Py	Cp	B.	G.	Qz	Cl	CO <sub>2</sub>	Ser	Cc	FeO	SO <sub>2</sub>
VP 1	95	80*	5	10	0	15	20	45	20			1	1		
VP 2	90	75*	5	3	30	60		40							
VI	100	80*	5	99	0.2	10	30	50	10						
FR	5	90*	6	0											
FR	120	50*	N	6	0										
FR	20	80*	W	2	0										
FR	100	80*	S	3											
FR	95	85*	N	2											
FR	25	30*	W	2	0										
FR	35	50*	W	4											

Resumen

Alt	Fr	Py	Cu	B	G	Cc
0	2	1	4	0	0	1





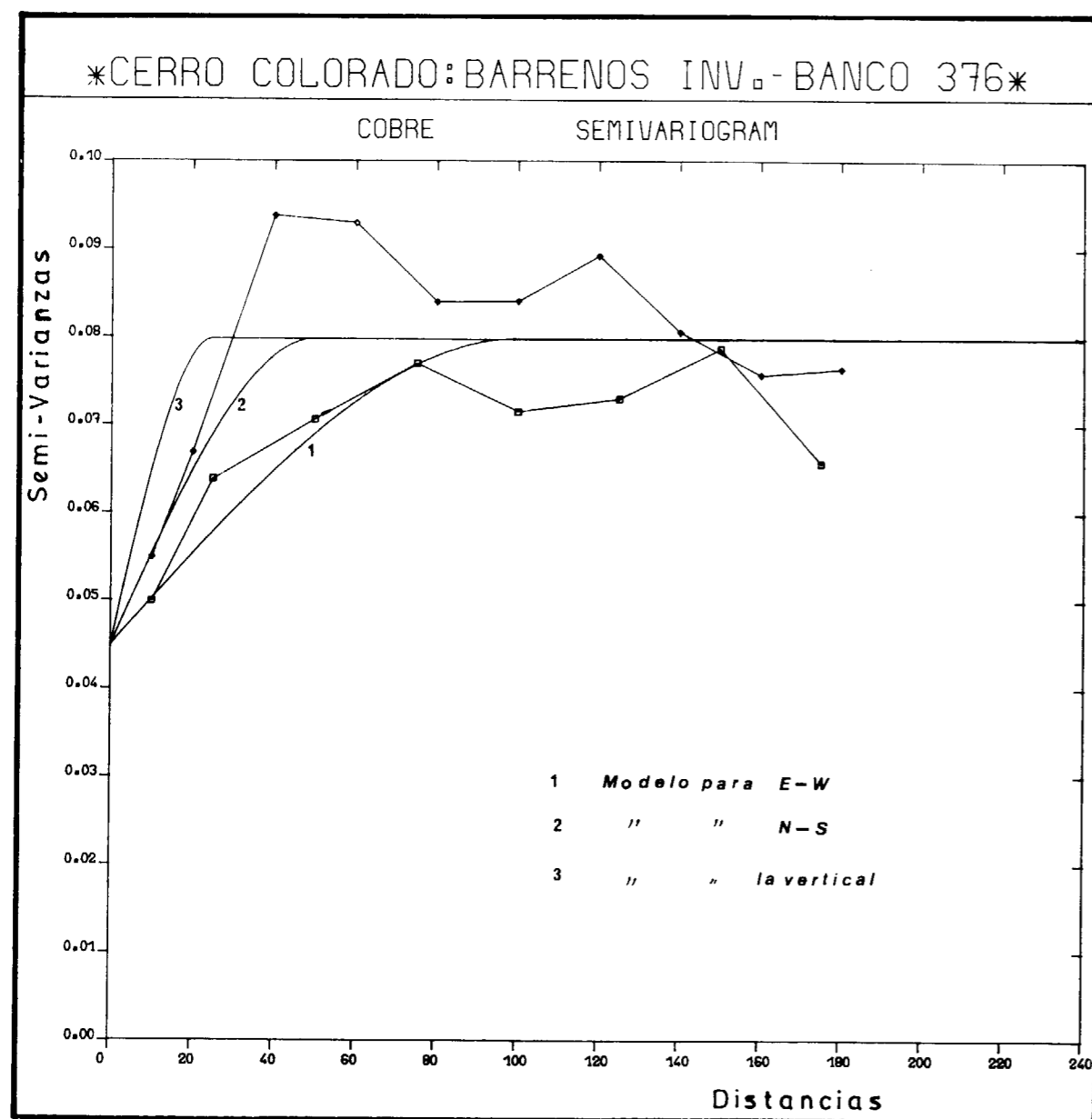


Figura 12.—Variogramas experimentales y modelos de Brnos. Inv. para el Banco 376 (Zonas 2+3).

Para cuantificar de forma subjetiva la intensidad de los fenómenos geológicos que se observan (alteración, fracturación, mineralización, etc.) se establece una escala arbitraria de cinco niveles según el siguiente criterio.

- 5=muy abundante, fuerte, potente
- 4=bastante abundante, fuerte, potente
- 3=medio abundante, fuerte, potente

- 2=poco abundante, fuerte, potente
- 1=muy poco abundante, fuerte, potente

Todas las observaciones se realizan sobre una muestra de 10 m. de forma vertical en el caso de los sondeos y de forma horizontal en el frente de los bancos de explotación. Cada muestra se describe en la hoja agrupando las observaciones en cuatro apartados:

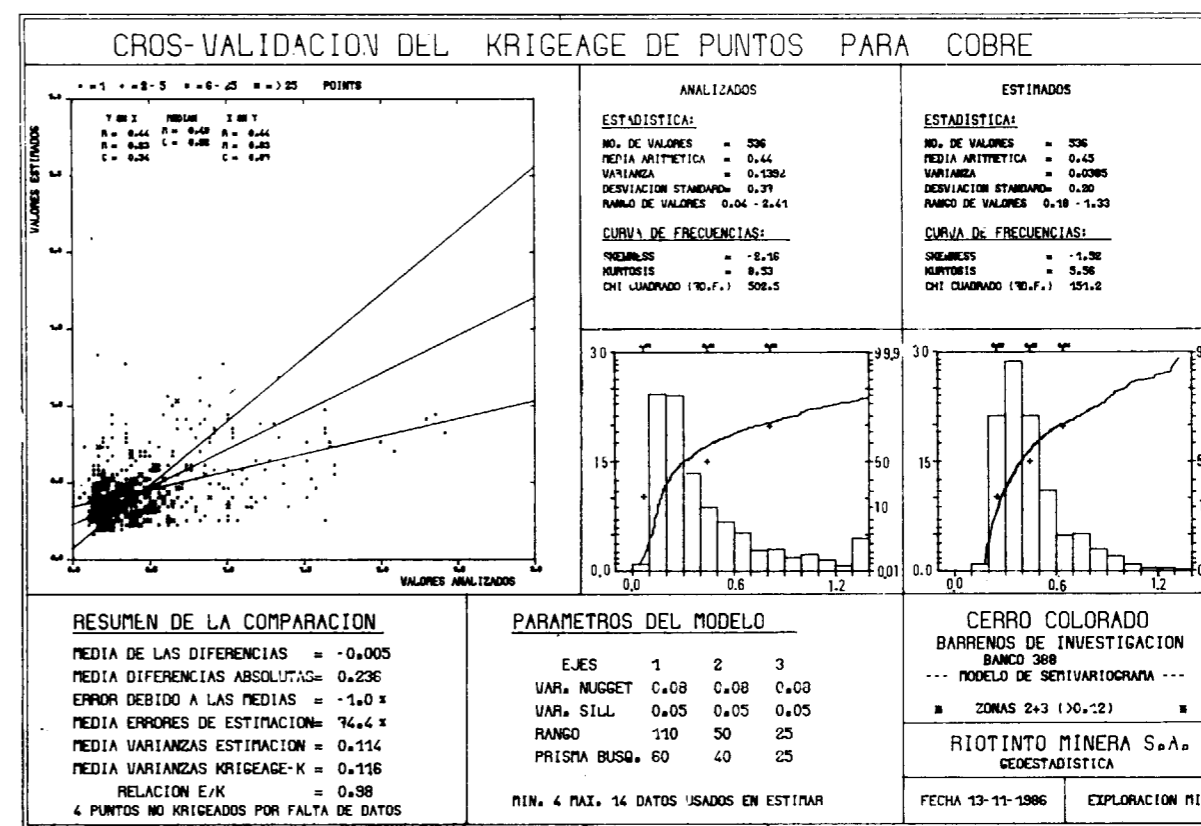


Figura 13.—Crosvalidación modelo geoestadístico Banco 388 (Zonas 2+3).

- A) Cabecera. Datos de identificación de la muestra.
- B) Litología. Con:

- Tipo de roca y su abundancia (LA=Roca Acida; CI=Cineritas..., etc.).
- Estratificación (dirección y buzamiento).
- Esquistosidad (dirección y buzamiento) y su intensidad (densidad de planos).
- Fracturas y su número por metro de observación.
- Proporción de fenocristales de Cuarzo.
- Proporción de fenocristales de Feldspato.
- Presencia de brechas.
- Alteración. En estas columnas se apunta, empleando siempre la escala de 1 a 5, la intensidad de las alteraciones observadas.

- cl: Cloritización.
- Ser.: Sericitización.
- Caol.: Caolinización.
- FeO: Limonitización.
- Arcillas: Arcillas varias.

C) Mineralización

En este cuadro se anotan las observaciones relacionadas con la mineralización. Para ello se emplea la referida Escala de 1 a 5, excepto para las columnas S<sup>-</sup>/Gan, que viene en % despreciando las decenas; así, cual ejemplo, en la fila de VE, en las columnas S<sup>-</sup>/Gan el 4 y 6 significan que hay por término medio 40% de Sulfuros y 60% de Ganga en las vetas de la muestra.

- Tipos. Los tipos son varios y en el Cuadro 3 se pueden ver unos ejemplos:

- Di: Mineralización diseminada.
- VE: Mineralización en vetas.
- CO: Mineralización concentrada en zonas, etc.

— Abund. relat. de sulfuros. Es la apreciación de la abundancia de sulfuros de cada tipo en la muestra estudiada.

Py: Pirita.

Cp: Calcopirita.

B: Blenda.

G: Galena.

S: En esta columna se anota en % la abundancia de Sulfuro.

Gan: En esta columna se anota en % la abundancia de Ganga, tal como quedó dicho más arriba.

— Remóvil. En estas columnas se anotan la abundancia relativa de calcopirita y/o Galena y/o cualquier otro mineral removilizado.

— Ganga. Puede ser de:

Qz: Cuarzo.

Cl: Clorita.

CO3: Carbonatos.

Ser: Sericita.

— Productos de alteración. Con la misma escala de 1 a 5 se anota la abundancia relativa de los minerales secundarios.

Cc: Calcosinas, covellinas...

FeO: Limonitas.

SO4: Sulfatos.

Arcillas: Presencia de arcillas relacionadas con la alteración de los sulfuros que a su vez provoca la alteración de la ganda y/o roca encajante.

#### D) Estructura

En este recuadro se anotan los datos relacionados tanto con las vetas mineralizadas como con los diversos juegos de fracturas, fallas y fracturas de tensión.

— Tipos. Son varios:

VI: Vetas irregulares que normalmente no tienen orientación pero que a veces llegan a mantener cierta dirección que lógicamente queda tomada.

VP: Vetas planas de diversas orientaciones; por tanto, tenemos VP1, VP2, etc...

FR: Fracturas.

Fa: Falla.

FT: Fracturas de tensión.

— Orientación. En estas columnas se recoge la dirección, buzamiento tomado con respecto a la horizontal y el sentido del buzamiento.

— Número presente. Se adjunta el número de fracturas o vetas que se localizan a lo largo de la muestra.

— Terminación. En esta columna se define si las vetas o fracturas observadas terminan en el banco o muestra o prosiguen en el inferior.

1=Si termina las vetas o fracturas en la muestra o banco.

0=No termina las vetas o fracturas en la muestra o banco.

— Espesor medio. Se apunta en milímetros el espesor medio del relleno (mm.) de los diferentes grupos de vetas y de las fallas.

— Tipos de relleno. En las columnas desde «Py» hasta «Ser» se anota en % los materiales que rellenan las vetas y las fallas.

En cambio, desde Ce hasta la última columna se refleja la presencia de productos de alteración con la Escala de 1 a 5.

El significado de los símbolos es:

Py: Pirita.

Cp: Calcopirita.

B y G: Blenda+Galena.

Qz: Cuarzo.

Cl: Clorita.

CO3: Carbonatos.

Ser: Sericitas.

Cc: Calcosina o Covellina.

FeO: Limonitas.

SO4: Sulfatos de hierro o cobre.

Arcillas: Arcillas varias.

Aparte de los espacios reservados a los comentarios breves y notas generales se esboza un esquema del frente que constituye la muestra.

En el resumen situado al pie a la derecha del cuadro que se describe, se recoge con la escala de 1 a 5 una visión global de la muestra.

Toda la información geológica obtenida es codificada y asignada al centro de la muestra a que pertenece. Estas muestras son estudiadas y agrupadas espacialmente de forma separada para cada parámetro o relacionando varios de ellos hasta ver si se logra definir las zonas buscadas.

Con la definición de estas zonas se espera poder utilizar modelos específicos de variogramas para cada una de ellas sin el riesgo actual de pasar de una zona a otra.

#### V. RESUMEN Y CONCLUSIONES

1. La aplicación de un modelo genético-geológico durante la exploración fue la clave para el espectacular aumento de reservas de Cu de Cerro Colorado.
2. La utilización de métodos geostadísticos controlados con un modelo geológico ha mejorado las estimaciones de Reservas Primarias e Intermedias.
3. La profundización en el conocimiento geológico de este tipo de mineralizaciones, es la clave para ir mejorando las estimaciones de reservas y, por tanto, la calidad de los Planos Mineros.

#### AGRADECIMIENTO

Queremos expresar nuestro agradecimiento a la Dirección de Río Tinto Minera, S. A., por permitirnos la publicación de este trabajo y en especial al Director de Minería (don Augusto Martínez).

Nuestro agradecimiento también para el equipo de Planificación Minera (señores Lobo, Preller y Villalón) por su colaboración y ayuda.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALFARO, M. (1974): *Introducción Práctica a la Geoestadística*. Ed. Centro de Cálculo E. T. S. de Minas de Madrid.
- ALFARO, M.; MIGUEL, F., y VILLALÓN, M. (1977): *Estudio Geoestadístico del yacimiento de Cerro Colorado*. Bol. Geol. y Min., t. LXXXVIII-IV, 312-315.
- DAVID, M. (1977): *Geostatistical Ore Reserves Estimation*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- DAVIS, J. L.: *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley and Sons.
- GARCÍA PALOMERO, F. (1974): *Caracteres Estratigráficos del Anticlinal de Riotinto*. Studia Geológica, VIII, pp. 93-124, Salamanca.
- GARCÍA PALOMERO, F. (1980): *Caracteres Estratigráficos y Relaciones Morfológicas y Genéticas de los Yacimientos del Anticlinal de Riotinto*. Instituto Padre Marchena. Exc. Dip. Prov. de Huelva.
- GARCÍA PALOMERO, F. (1983): *Geología de las Mineralizaciones de Riotinto y su modelo genético*. Libro Homenaje a Carlos Felgueroso C. G. S. y otros.
- PRYOR, R. M.; RHODEN, N., y VILLALÓN, M. (1972): *Sampling of Cerro Colorado, Rio Tinto, Spain*. Inst. of Min. and Met., julio.
- RAMBAUD PÉREZ, F. (1969): *El sinclinal carbonífero de Riotinto y sus mineralizaciones asociadas*. Mem. del IGME, t. LXXI.
- R. T. Z. SERVICES LIMITED (1983): *Informe privado*.
- SCHEMERHORN (1971): *An Outline Stratigraphy of the Iberian Pirite belt*. Bol. Geol. y Min., LXXXII, f. 3.º y 4.º
- WILLIAMS, D. (1934): *The Geology of the Rio Tinto Mines*. I. M. M., vol. 43.

Recibido: Octubre 1986



## MINERIA

# Contribución al análisis geológico, mineralógico y metalogénico del yacimiento de uranio «mina Fe», Saelices el Chico, Salamanca

Por M. MARTIN CALVO (\*), F. COMA MOLIST (\*\*) e I. RANZ BUQUERIN (\*\*\*)

## RESUMEN

El yacimiento Fe está emplazado en metasedimentos del «Complejo Esquisto grauwáquico» del Macizo Hespérico, dentro de la zona Centro-Ibérica. Los metasedimentos corresponden principalmente a filitas con materia orgánica variable, metareniscas y, ocasionalmente, a conglomerados y rocas de silicatos cálcicos. Se observan estructuras heredadas de la primitiva estratificación que son características de secuencias turbidíticas.

Existen dos fases principales de deformación que producen fuerte plegamiento en todo el área. Los planos axiales respectivos tienen orientaciones medias de N 5° O, 35° a 65° O para el primer episodio de plegamiento y N 80° E, 70° N para el segundo. A la primera generación de pliegues se asocian esquistosidad de flujo (S<sub>1</sub>) y metamorfismo regional de bajo grado; y a la segunda, acompaña esquistosidad de crenulación (S<sub>2</sub>). Posteriormente, y a favor de las zonas débiles de los pliegues, se ha producido una fracturación múltiple que ha rejugado repetidamente hasta tiempos recientes. En las fracturas originadas, y en forma de filones brecha cuya potencia puede variar de unos milímetros a 20 cm., aparecen la mineralización y ganga, que se componen esencialmente del ciclo sulfuros de hierro-pechblenda y carbonatos cuyo depósito se repite varias veces en el tiempo.

Las pechblendas de distinta generación presentan características ópticas y texturales diferentes, que a su vez responden a diferencias composicionales cuantitativas según se deduce del análisis mediante microsonda electrónica.

Se ha calculado el parámetro a<sub>0</sub> de la celdilla unidad de la pechblenda global, resultando una dimensión comparativamente baja, 5,37 a 5,39 Å, lo cual concuerda también con el carácter composicional de dicha pechblenda, e igualmente, con el hecho de tratarse de una pechblenda joven (edad terciaria).

Se supone que la materia orgánica de carácter húmico de las pizarras negras que abundan en la zona, constituyen el área fuente principal del uranio del yacimiento. Es muy probable que el metamorfismo que acompañó a la deformación hercínica de los materiales del entorno de mina Fe, produjera una primera removilización y preconcentración del uranio. Procesos tectónicos y fluidos geotermales posteriores, activados por los contragolpes alpinos sobre el basamento hercínico, provocarían la removilización ulterior del uranio, la solución y transporte del mismo en forma de complejos carbónicos de uranio, y su depósito y concentración en régimen epitermal y en forma de pechblenda a favor de fallas y fracturas abiertas.

## ABSTRACT

Mina Fe ore deposit occurs in metasediments belonging to the schist-graywackic complex of the Hesperian massif, within the Center-Iberian zone. The metasediments comprise, fundamentally, phyllites with variable content of organic matter, metasandstones, and occasionally, conglomerates and calco-silicatic rocks. Structures inherited from the original stratification, typical of turbiditic sequences, are observed.

Two main deformation phases exist originating a strong folding of the whole area. The average orientations of the respective axial planes are N 5° W, 35-65° W for the first deformation phase, and N 80° E, 70° N for the second one. Schistosity (S<sub>1</sub>) and low grade regional metamorphism are associated with the first stage of folding; crenulation schistosity (S<sub>2</sub>) is related to the second one. Later and along the weak zones of the folds, a multiple fracturing has occurred, which has been repeatedly reactivated until recent times. It is in these fractures where the ore and its gangue are situated, forming brechoid veins with variable thickness, from a few mm to 20 cm. The ore deposit is principally composed by the cycle iron sulphides-pitchblend and carbonates, which are repeatedly deposited along time.

(\*) División Técnicas Geológicas. CIEMAT.

(\*\*) División de Geología de Mina y Exploración. PRESUR.

(\*\*\*) Laboratorio Microsonda. IGME.

The pitchblends of different generation have different optical and textural characteristics, due to quantitative compositional differences, as it is deduced from analyses done by electron microprobe.

The parameter a<sub>0</sub> of the global pitchblends unit cell has been calculated, resulting one of comparatively low dimension, 5,37 to 5,39 Å, which is in agreement with the compositional characteristic of that pitchblend and its relatively young age (Tertiary).

The humic organic matter found in the black slates, which are very abundant in the zone, is supposed to be the principal uranium source of the ore deposit. Probably the metamorphism associated with the first hercinian deformation, which affected the materials surrounding Mina Fe, originated a first remobilization and a preconcentration of uranium.

Later tectonic processes and geothermal fluids, activated by the Alpine orogeny upon the Hercinian basement, would probably be responsible of a later remobilization of the uranium, of its dissolution and transport, as uranyl carbonate complex, and of its deposition and concentration as pitchblend, under epithermal conditions, along faults and open fractures.

## INTRODUCCION

El yacimiento de uranio Fe, el mayor conocido de la Península Ibérica, está situado (fig. 1) en Saelices el Chico, a 8 km. al NO de Ciudad Rodrigo, Salamanca. Fue descubierto por la Junta de Energía Nuclear en 1957 y puesto en explotación por la Empresa Nacional del Uranio, S. A., en 1974.

Sobre las mineralizaciones en general, incluida la mina Fe, existentes en las denominadas «Pizarras de Salamanca», se han realizado varias publicaciones, entre las que cabe señalar las efectuadas por MINGARRO et al. (1), ARRIBAS (2), (3), FERNÁNDEZ POLO (4) y MARTÍN IZARD (5). Por otra parte, autores de la presente publicación, han realizado investigaciones de campo y de laboratorio específicamente sobre el yacimiento Fe, cuyos resultados se han descrito en trabajos inéditos [COMA (6), MARTÍN CALVO (7), (8)]. En éstos se detallan nuevas observaciones sobre el marco litológico, tectónico, la mineralización y metalogénica del yacimiento.

En el presente trabajo se tienen en cuenta las publicaciones de los otros autores, pero se detallan esencialmente las nuevas observaciones antedichas, complementadas por otras sobre los diversos tipos de pechblendas que se han deducido de análisis recientemente efectuados.

## 1. Marco litológico

El yacimiento Fe (fig. 1) está emplazado en metasedimentos del «Complejo Esquisto Grauwáquico» del Macizo Hespérico, dentro de la Zona Centro Ibérica [JULIVERT et al. (9)]. La mayoría de los autores aceptan para estos sedimentos una edad cámbrica inferior-precámbrica superior [PARGA et al. (10)].

Por los análisis petrológicos efectuados se deduce que las rocas encajantes del yacimiento corresponden, en el origen, esencialmente a lutitas, areniscas y ocasionalmente a conglomerados. Hay

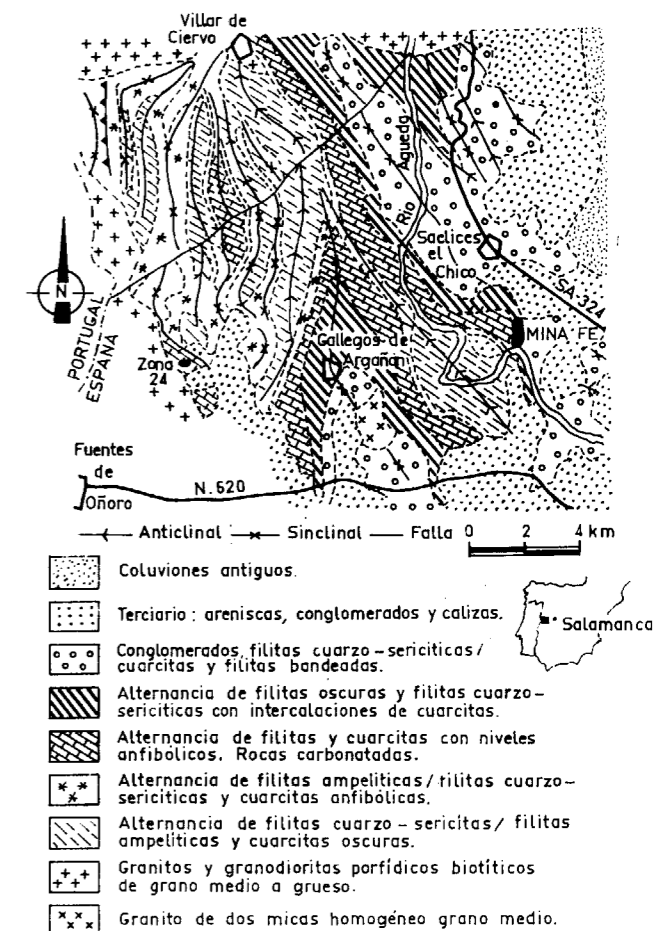


Figura 1.—Mapa geológico regional y situación de mina Fe (E. N. U. S. A.-I. G. A. 1980-83).



un grupo importante de rocas que ocupan una posición intermedia lutítico-areniscosa, variables de acuerdo a la cantidad que contienen de sedimentos arenosos o de sedimentos pelíticos; tales sedimentos presentan una distribución isotrópica o alternante según bandeados o laminaciones. Entre las areniscas dominan las cuarzenitas, aunque también existen areniscas feldespáticas equivalentes a subarcosas. La materia organógena es abundante sobre todo en algunos niveles de lutitas.

Por los caracteres texturales heredados que aún se conservan, puede deducirse que los sedimentos areniscosos son, en general, de tamaño de grano fino o muy fino y bien seleccionados. También aparecen estructuras heredadas de la primitiva estratificación, como por ejemplo laminaciones paralelas, cruzadas, «convolute» y con granoclasificación; se disponen generalmente de acuerdo con la secuencia de estructuras internas que BOUMA estableció para sedimentos turbidíticos (fig. 2). Apoyando esta concordancia, se observan también, con frecuencia, marcas de corriente en el muro de las capas.

Los sedimentos originales señalados han sufrido importantes transformaciones, sobre todo por efecto de metamorfismo, por lo que actualmente corresponden a rocas metamórficas, esencialmente tipo filitas (fig. 3) y metareniscas, o a términos in-

termedios, según el porcentaje de fracción filítica o de fracción arenosa que contienen. Con frecuencia, sobre todo algunos tipos de filitas, son más o menos ampelíticas. Entre las metareniscas predominan las metacuarzenitas, equivalentes a las denominadas cuarcitas; también las hay feldespáticas tipo metasubarcosas.

Ocasionalmente, aparecen episodios de rocas de silicatos cálcicos, las cuales suelen ser denominadas anfibolitas. Estas rocas parecen corresponder a secuencias paraderivadas; el material original sería del tipo areniscas con matriz pelítica, en mezcla con cemento carbonatado. Estos episodios corresponden al término «a» de la secuencia de BOUMA (fig. 4).

La configuración litológica de las rocas encajantes se refleja gráficamente en la figura 5. En ella se manifiesta un esquema de la columna litológica local (fig. 5 a y b). Esta ha sido levantada en dos perfiles: AA' en Fe-3 y BB' en Fe-1 (fig. 6). El perfil AA' representa la parte más antigua; en ella, los sedimentos más gruesos están en la base, y los más finos, a techo (secuencia positiva). Continúa la columna según el perfil BB' que representa una secuencia negativa y corresponde al flanco invertido de un pliegue de primera fase. En este perfil, los sedimentos más finos están en

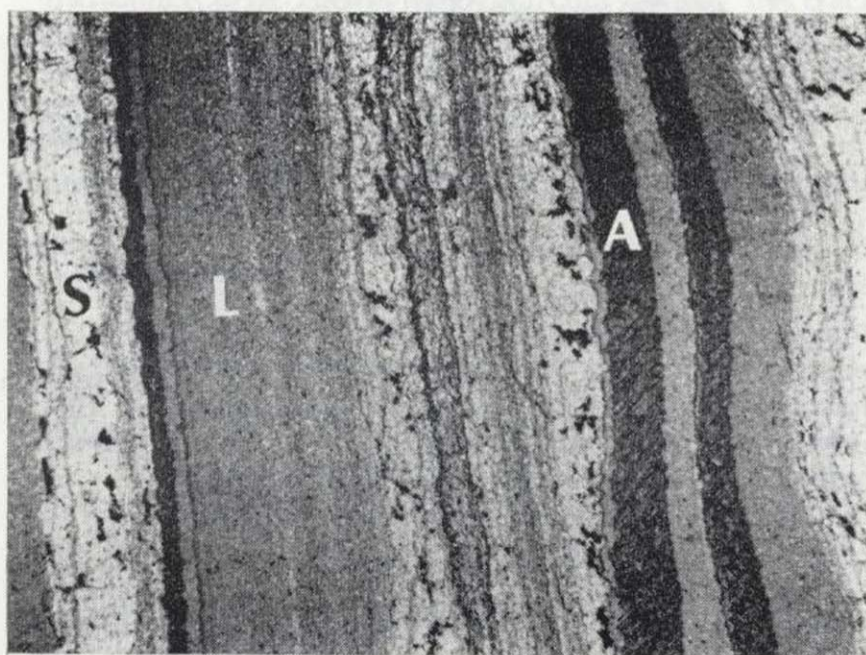


Figura 2.—Sección delgada. L. N.×4. Nivel 630. Fe-3. Meta-sedimentos turbidíticos. Alternancia de episodios metareniscosos (S), metalimolíticos (L) y metarcillíticos (A). Destaca la perfecta laminación paralela con algunos intervalos ligeramente ondulados. Son caracteres heredados de la primitiva estratificación.

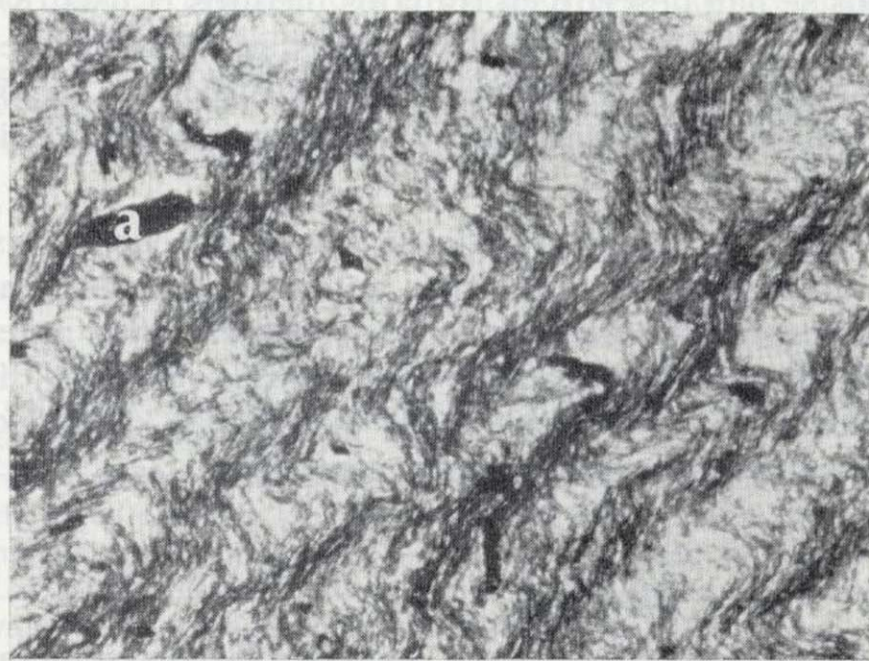


Figura 3.—La misma sección delgada. L. N.×65. Aspecto microscópico de un campo de los episodios metarcillíticos. Refleja la evolución metamórfica a material micáceo filítico del sedimento arcilloso. Puede observarse una definida crenulación ( $S_2$ ) superpuesta a la esquistosidad de flujo ( $S_1$ ). Fenoblastos de ilmenita-leucoxeno (a) estáticos sobre la  $S_1$ .





Figura 4.—Sección delgada. L.N.  $\times$  65. Campo microscópico de una roca con silicatos cálcicos. Agregados ramosos de tremolita (T), cuarzo (c) y clinozoisita (z).

la base, los arenosos, en la parte media a superior, y los conglomerados, a techo.

El perfil c de la misma figura 5 representa un ejemplo típico de secuencias turbidíticas que concuerda con el modelo establecido por BOUMA. Al E de Fe-3 se han obtenido fotografías de secuencias turbidíticas que aparecen reflejadas en las figuras 7 y 8.

En cuanto a los granitos, el afloramiento más cercano a la mina dista 5 km. (fig. 1). Se desconoce la profundidad de los mismos debajo de los metasedimentos encajantes.

## 2. Plegamiento, metamorfismo y fracturación

La deformación que afecta a los materiales preordovícicos descritos, comprende tres fases principales de plegamiento y un posterior proceso de fracturación múltiple.

La tercera fase es irrelevante y a escala de yacimiento sólo produce diaclasado métrico de planos N 40° E.

La primera fase produce intenso plegamiento en todo el área dando planos axiales de orientación media N 5° O a 65° O; destacan un anticlinal ma-

yor en Fe-1 y otro en Fe-3 (fig. 6). Lleva asociada una esquistosidad de flujo ( $S_1$ ) generalizada, mejor expuesta en los términos filíticos. Los pliegues menores, muy frecuentes, son apretados, con ángulos entre flancos en torno a 60° y con morfología predominante de la clase 2 de RAMSAY (11). Estos pliegues presentan generalmente vergencia al E, aunque debido a las deformaciones posteriores, tal vergencia varía notablemente, así como también la orientación de los planos axiales.

El metamorfismo desarrollado durante esta primera fase es de tipo regional y de grado intermedio dentro de la facies de los esquistos verdes. La paragénesis mineral coetánea con la esquistosidad de flujo es la siguiente: cuarzo, moscovita-sericita, clorita y menos frecuentemente biotita. Correspondería al comienzo de la zona de la biotita de BARROW; es decir, al inicio de la subfacies B 1.2, con cuarzo, albita, epidota, biotita. Se estima [WINKLER (12)] que, en condiciones de  $P_{H_2O}$  relativamente altas, propias de este tipo de metamorfismo, la temperatura, al comienzo de la subfacies mencionada, debe haber estado alrededor de 450-470° C.

En algunas muestras se han visto al microscopio fenoblastos de biotita y de ilmenita-lecoxeno, los cuales aparentan presentarse estáticos sobre la esquistosidad de flujo, lo que indicaría que son



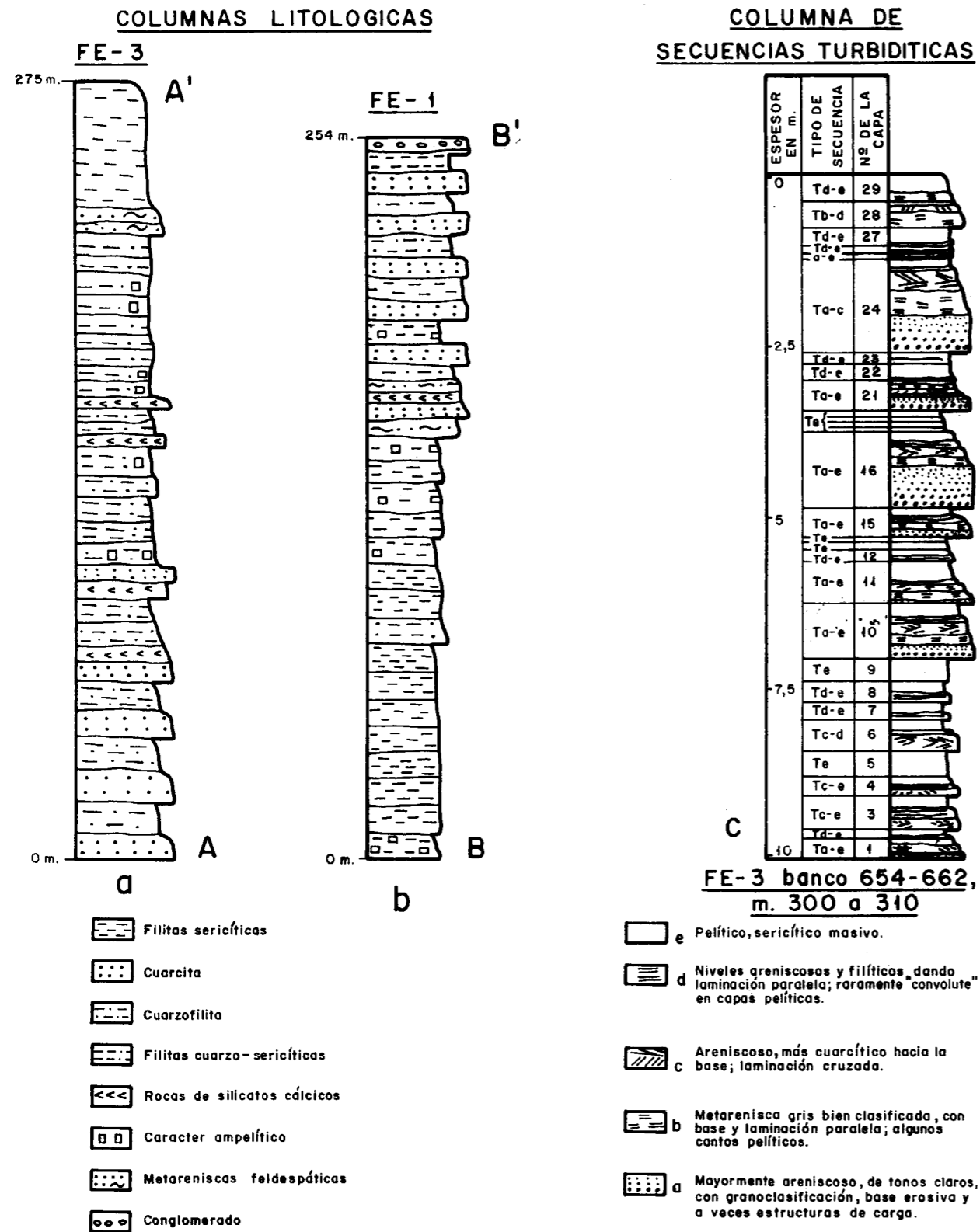


FIG.-5 (a, b, c)

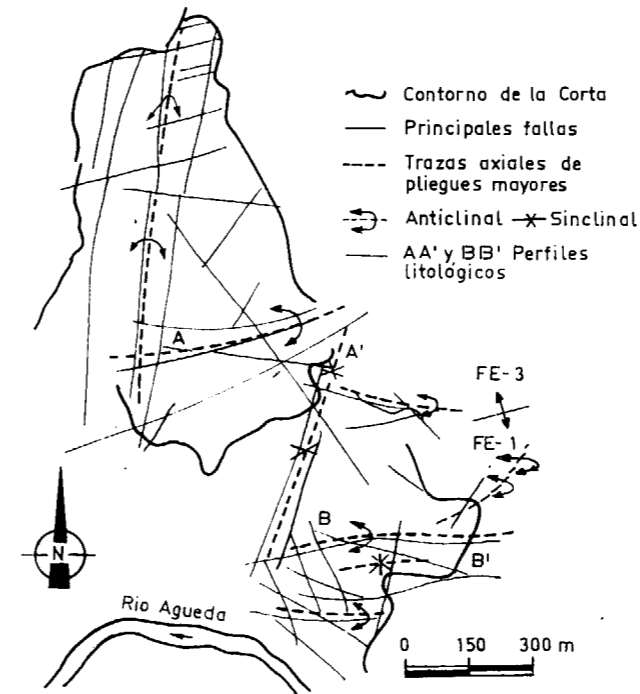


Figura 6.—Esquema estructural de mina Fe.



Figura 7.—Fotografía directa. Zona E de Fe-3. Secuencias de Bouma completas. Banco de 3 m. → Sentido de las secuencias.

tardíos con relación a la misma; parece deberse al avance más o menos local de efectos metamórficos post-S<sub>1</sub> y ante-S<sub>2</sub> (fig. 3).

En el caso de rocas con silicatos cálcicos antes



Figura 8.—Detalle de la secuencia → de figura anterior. Secuencia de Bouma completa.

mencionadas, la paragénesis mineral corresponde a cuarzo, tremolita-actinolita y epidota-zoisita (figura 4). Suponiendo una secuencia derivada de sedimentos parcialmente carbonatados, como se ha indicado, esta paragénesis es congruente también con la subfacies B 1.2 de BARROW, por lo que no exige condiciones de PT dispares del resto de las rocas.

De vez en cuando aparecen también granates en uno y otro tipo de rocas. Análisis químicos y de R. X., realizados en alguna muestra, han permitido deducir que se trata de granates manganesíferos, asimilables a espertina, con cantidad apreciable de moles de almandino y de grosularia. Este tipo de granates es estable en las condiciones de metamorfismo antes señaladas.

La segunda fase produce también fuerte plegamiento en toda la zona; da pliegues métricos a decamétricos, con planos axiales de orientación media N 80° E, 70° N; lleva asociada una esquistosidad de crenulación (S<sub>2</sub>) que llega a trasponer la S<sub>1</sub> (fig. 3). Su incidencia con los pliegues de primera fase produce figuras de interferencia complejas y distintas en cada flanco y en la charnela, debido fundamentalmente a dos hechos: primero, a que los pliegues de primera generación son asimétricos, siendo la posición original de cada flanco diferente; y segundo, a que la dirección axial de los segundos pliegues es oblicua a la de los primeros. Además, y tal como se observa a escala de afloramiento, la posición de los segundos pliegues está condicionada por la de los primeros, de



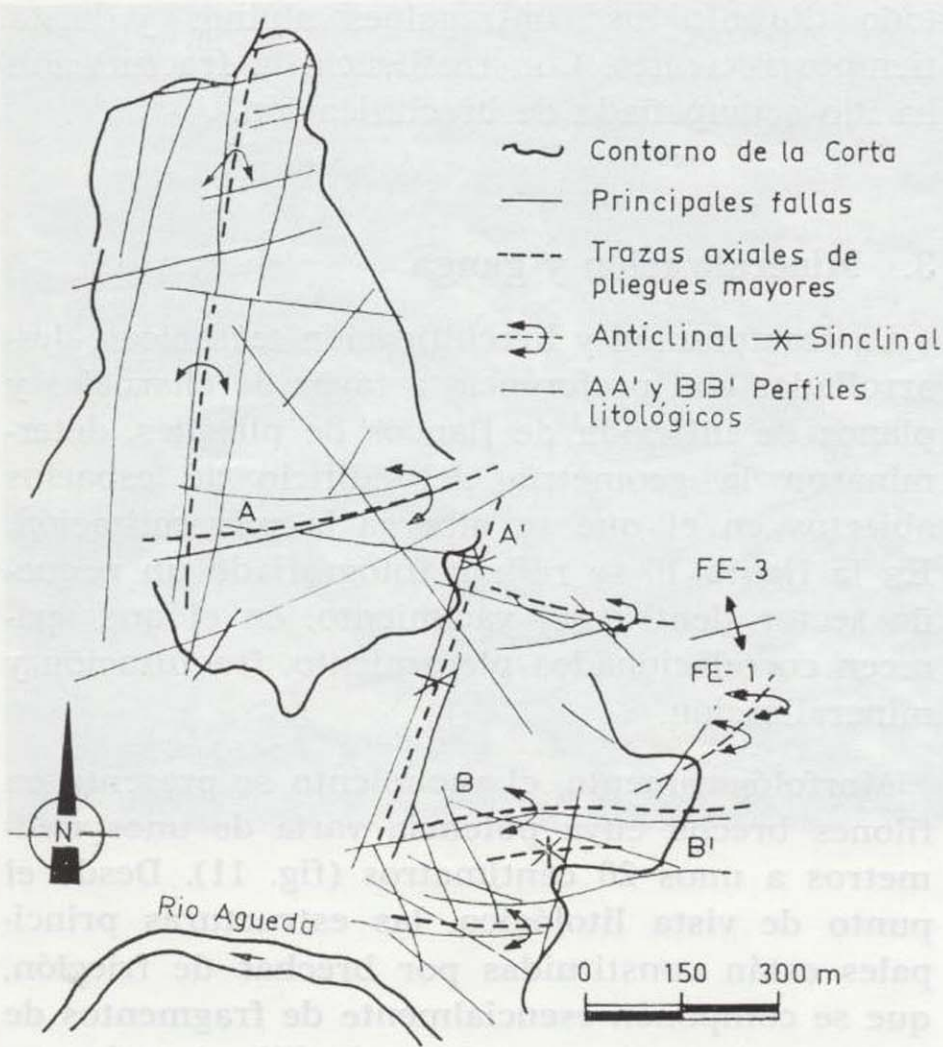


Figura 6.—Esquema estructural de mina Fe.



Figura 7.—Fotografía directa. Zona E de Fe-3. Secuencias de Bouma completas. Banco de 3 m. → Sentido de las secuencias.

tardíos con relación a la misma; parece deberse al avance más o menos local de efectos metamórficos post- $S_1$  y ante- $S_2$  (fig. 3).

En el caso de rocas con silicatos cálcicos antes

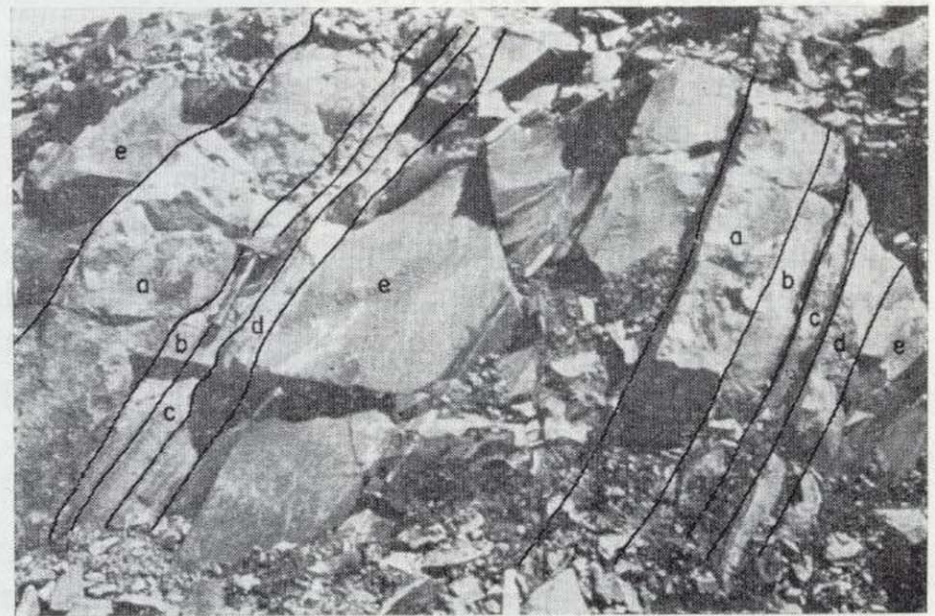


Figura 8.—Detalle de la secuencia → de figura anterior. Secuencia de Bouma completa.

mencionadas, la paragénesis mineral corresponde a cuarzo, tremolita-actinolita y epidota-zoisita (figura 4). Suponiendo una secuencia derivada de sedimentos parcialmente carbonatados, como se ha indicado, esta paragénesis es congruente también con la subfacies B 1.2 de BARROW, por lo que no exige condiciones de PT dispares del resto de las rocas.

De vez en cuando aparecen también granates en uno y otro tipo de rocas. Análisis químicos y de R. X., realizados en alguna muestra, han permitido deducir que se trata de granates manganesíferos, asimilables a espesartina, con cantidad apreciable de moles de almandino y de grosularia. Este tipo de granates es estable en las condiciones de metamorfismo antes señaladas.

La segunda fase produce también fuerte plegamiento en toda la zona; da pliegues métricos a decamétricos, con planos axiales de orientación media  $N 80^\circ E, 70^\circ N$ ; lleva asociada una esquistosidad de crenulación ( $S_2$ ) que llega a trasponer la  $S_1$  (fig. 3). Su incidencia con los pliegues de primera fase produce figuras de interferencia complejas y distintas en cada flanco y en la charnela, debido fundamentalmente a dos hechos: primero, a que los pliegues de primera generación son asimétricos, siendo la posición original de cada flanco diferente; y segundo, a que la dirección axial de los segundos pliegues es oblicua a la de los primeros. Además, y tal como se observa a escala de afloramiento, la posición de los segundos pliegues está condicionada por la de los primeros, de



tal forma que, por ejemplo, en el flanco occidental del anticlinal mayor de Fe-3, cada 100 metros se encuentran dos pliegues, separados entre sí unos 15 m., de los cuales uno corresponde a los de primera generación, y otro, a los de segunda.

La analogía entre la tectónica regional que enmarca el yacimiento Fe y la de otras zonas del Macizo Hespérico en las que se han datado la orogenia y la fracturación, permite atribuir las dos primeras fases de deformación en el yacimiento, a las fases de plegamiento primera y tercera de la orogenia hercínica.

La fracturación, producida probablemente en varias etapas y generaciones tardihercínicas, se ubica, en las charnelas y en los puntos de inflexión de los flancos de los pliegues tanto de primera como de segunda fase. Se adapta a  $S_1$  y  $S_2$  aprovechando las superficies de anisotropía que estos planos crean. La orientación de las fallas y/o fracturas se puede observar en la figura 9.

Así, pues, la fracturación quedó condicionada por las zonas débiles de los pliegues. La excepcional intensidad de la segunda fase de plegamiento determina la presencia de muchos lugares favorables para la formación de fracturas o fallas. Estas han sido reactivadas repetidamente sobre

todo durante los contragolpes alpinos y hasta tiempos recientes. Con frecuencia la fracturación ha ido acompañada de brechificación.

### 3. Mineralización y ganga

La fracturación y brechificación tectónicas, desarrolladas con preferencia a favor de charnelas y planos de inflexión de flancos de pliegues, determinaron la geometría del edificio de espacios abiertos en el que se alberga la mineralización. En la figura 10 se refleja fotografiado un pequeño sector dentro del yacimiento, en el que aparecen correlacionados plegamiento, fracturación y mineralización.

Morfológicamente, el yacimiento se presenta en filones brecha cuya potencia varía de unos milímetros a unos 20 centímetros (fig. 11). Desde el punto de vista litológico, las estructuras principales están constituidas por brechas de fricción, que se componen esencialmente de fragmentos de roca encajante (con preferencia filitas) y de material filoniano compuesto por sulfuros de hierro, minerales de  $U^{+4}$  y carbonatos. A estas estructuras suelen asociarse fisuras laterales igualmente rellenas de mineral de uranio. En la zona de oxidación

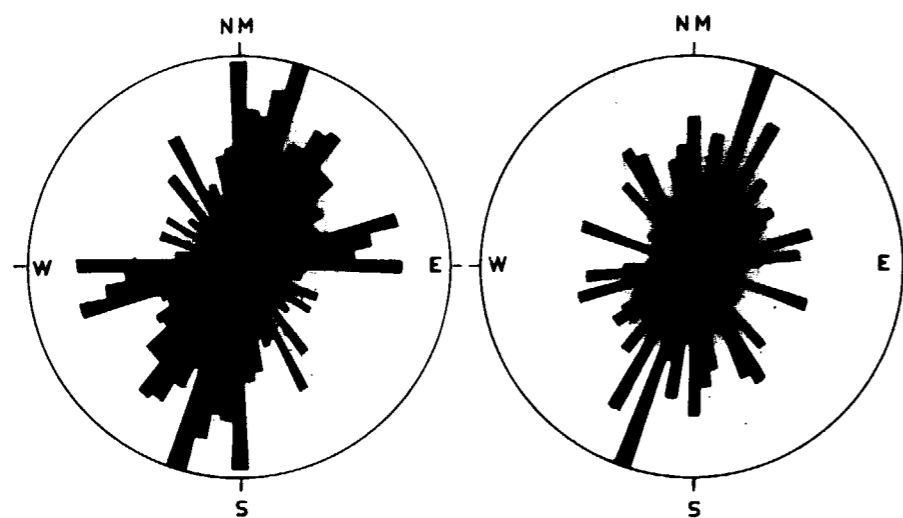


Figura 9.—Orientación de las fallas de Fe-3.

Izquierda: Diagrama en rosa de direcciones de falla (658). Radio equivalente a 35 fallas.

Derecha: Diagrama en rosa de direcciones de falla (226) con radiometría  $\geq 500\%$  en G. M. T.-3T. Radio equivalente a 16 fallas.

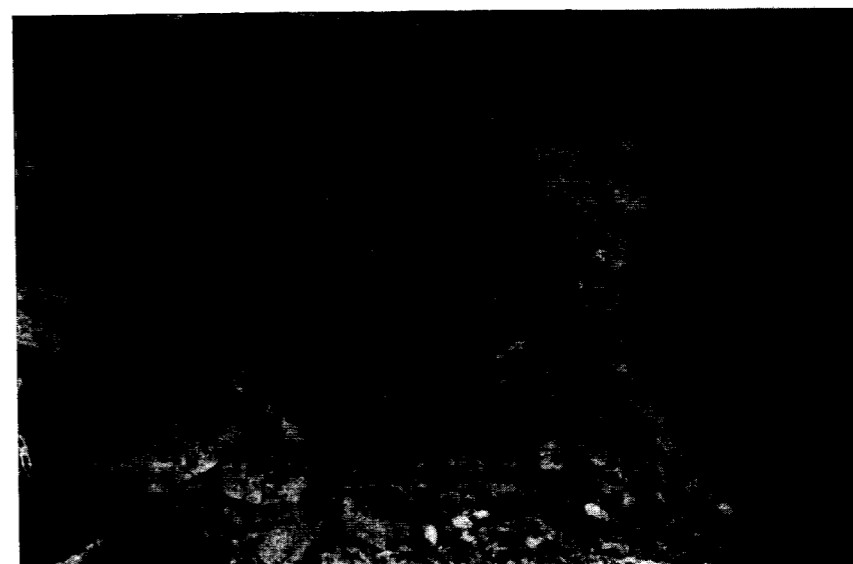


Figura 10.—Fotografía directa. Escala similar a la figura 11. Yacimiento Fe. Asociación fracturación y plegamiento.

- $S_0$
- -  $S_1$ , asociada a 1.ª fase: N 5° E; 6° SO
- ....  $S_2$ , asociada a 2.ª fase: N 80° E; 70° N
- A) Brecha mineralizada asociada a una charnela de 1.ª fase
- B) Brecha mineralizada asociada a una charnela de 2.ª fase
- C) Recorrido de coincidencia de las dos brechas.

superficial, la mineralización, compuesta por minerales de  $U^{+6}$ , aparece un tanto dispersa e irregular, con cierta distribución isótropa, debido a la difusión normal de los minerales secundarios de uranio.

#### 3.1. Mineralización no uranífera

La mena no uranífera más importante está constituida por pirita. En pequeña proporción acompañan marcasita, melnicovita y calcopirita; esta última aparece ocasionalmente reemplazada por bornita. También se observa blenda con frecuencia, y de vez en cuando galena. La blenda, tal como se ha podido comprobar mediante análisis con microsonda electrónica, no contiene hierro, es de tipo acaramelado y se presenta en cristallitos subautomorfos, microagregados esferoidales dispersos, envolviendo pirita y pechblenda I (fig. 18), y en bandas, a veces alternantes con pechblenda III (fig. 17).

#### 3.2. Mineralización uranífera

Los componentes uraníferos del yacimiento Fe se han descrito y citado varias veces, sobre todo por ARRIBAS (2), por lo que aquí se consideran exclusivamente algunas características de los minerales con uranio tetravalente, es decir, de la pechblenda-cofinita, investigadas por los autores del presente trabajo.



Figura 11.—Fotografía directa. Yacimiento Fe. A. Un ejemplo de brecha filoniana con pechblenda pirita-carbonatos. Q. Cuarzo.



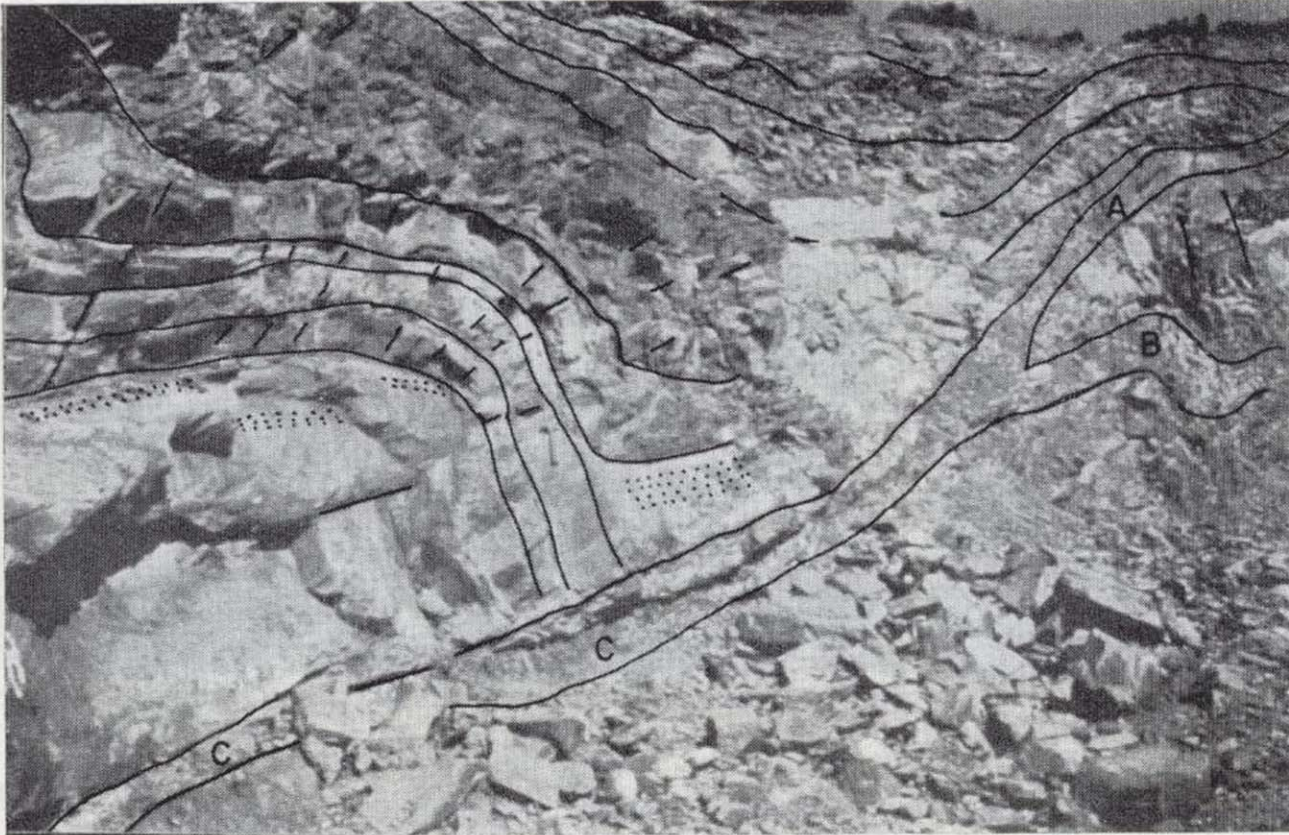


Figura 10.—Fotografía directa. Escala similar a la figura 11. Yacimiento Fe. Asociación fracturación y plegamiento.

- $S_0$   
 - - -  $S_1$ , asociada a 1.<sup>a</sup> fase: N 5° E; 6° SO  
 . . . .  $S_2$ , asociada a 2.<sup>a</sup> fase: N 80° E; 70° N
- A) Brecha mineralizada asociada a una charnela de 1.<sup>a</sup> fase  
 B) Brecha mineralizada asociada a una charnela de 2.<sup>a</sup> fase  
 C) Recorrido de coincidencia de las dos brechas.



Figura 11.—Fotografía directa. Yacimiento Fe. A. Un ejemplo de brecha filoniana con pechblenda piritita-carbonatos. Q. Cuarzo.

superficial, la mineralización, compuesta por minerales de  $U^{+6}$ , aparece un tanto dispersa e irregular, con cierta distribución isótropa, debido a la difusión normal de los minerales secundarios de uranio.

### 3.1. Mineralización no uranífera

La mena no uranífera más importante está constituida por pirita. En pequeña proporción acompañan marcasita, melnicovita y calcopirita; esta última aparece ocasionalmente reemplazada por bornita. También se observa blenda con frecuencia, y de vez en cuando galena. La blenda, tal como se ha podido comprobar mediante análisis con microsonda electrónica, no contiene hierro, es de tipo acaramelado y se presenta en cristalitas subautomorfas, microagregados esferoidales dispersos, envolviendo pirita y pechblenda I (fig. 18), y en bandas, a veces alternantes con pechblenda III (fig. 17).

### 3.2. Mineralización uranífera

Los componentes uraníferos del yacimiento Fe se han descrito y citado varias veces, sobre todo por ARRIBAS (2), por lo que aquí se consideran exclusivamente algunas características de los minerales con uranio tetravalente, es decir, de la pechblenda-cofinita, investigadas por los autores del presente trabajo.



### 3.2.1. Análisis microscópico

Del análisis microscópico se deduce la existencia de tres generaciones de pechblenda (P-I, P-II y P-III), que responden a otras tantas fases de mineralización. La tercera fase es significativa, pero no ha tenido un desarrollo tan amplio como las dos primeras. En la generalidad de las muestras estudiadas, las diferencias de dichas pechblendas son netas, no sólo en el contexto geocronológico, sino también en las características ópticas, texto-estructurales y de composición.

La P-I se presenta ocasionalmente en masa terrosa, con aspecto de costras de barro, que presentan grietas de desecación e incluyen abundantes impurezas de ganga; a veces envuelve y reemplaza a fragmentos de filita y de pirita. Pero con frecuencia la P-I ha sido brechificada y aparece típicamente en fragmentos angulosos y a veces subredondeados (fig. 12).

La P-II presenta mayor reflectividad que la P-I tal como puede verse en la figura 12. Aparece en lechos milimétricos aislados, en agregados irregulares y finas películas que surcan o envuelven a los agregados o fragmentos de P-I y de ganga. Suele estar afectada de un proceso de fracturación más bien débil, al que no se asocia brechificación propiamente tal.

La P-III presenta mayor reflectividad que la P-I y menor que la P-II. Suele aparecer en placas y agregados informes depositados a favor de peque-

ñas fisuras, y en microgránulos constituyendo laminillas cíclicas, en ambos casos mezclada con carbonatos (figs. 17 y 19).

Precisamente uno de los aspectos destacables desde el punto de vista texto-estructural, lo constituye el bandeado y laminación fina, con aspecto de verdaderos sedimentos, también denominados «varvados», con que frecuentemente aparecen la mineralización y la ganga. Se trata en general de bandas alternantes de pechblenda y carbonatos (principalmente calcita), que varían por la mayor o menor concentración de uno u otro de los dos componentes. El horizonte bandeado se apoya, a veces, sobre un lecho milimétrico de pechblenda masiva fisurada, la cual, a su vez, descansa sobre un episodio de brecha con cantos de pechblenda. Estos cantos corresponden a P-I, la pechblenda masiva corresponde a P-II y la pechblenda bandeadada (en «varvados») corresponde a P-III (fig. 13). Desde el punto de vista genético, los «sedimentos» de P-III-carbonatos constituyen precipitados en espacios tardíos abiertos en las brechas, a partir de fluidos acuosos subsuperficiales con ambiente hidrodinámico tranquilo. Este tipo de P-III debió alcanzar niveles de depósito más superficiales que la P-I y la P-II. Por tanto, si en un nivel determinado sólo se observan «varvados» de P-III-carbonatos, se puede presumir la existencia probable de mineral tipo P-II y/o P-I a mayor profundidad. Esto constituye un dato interesante desde el punto de vista de la exploración minera.

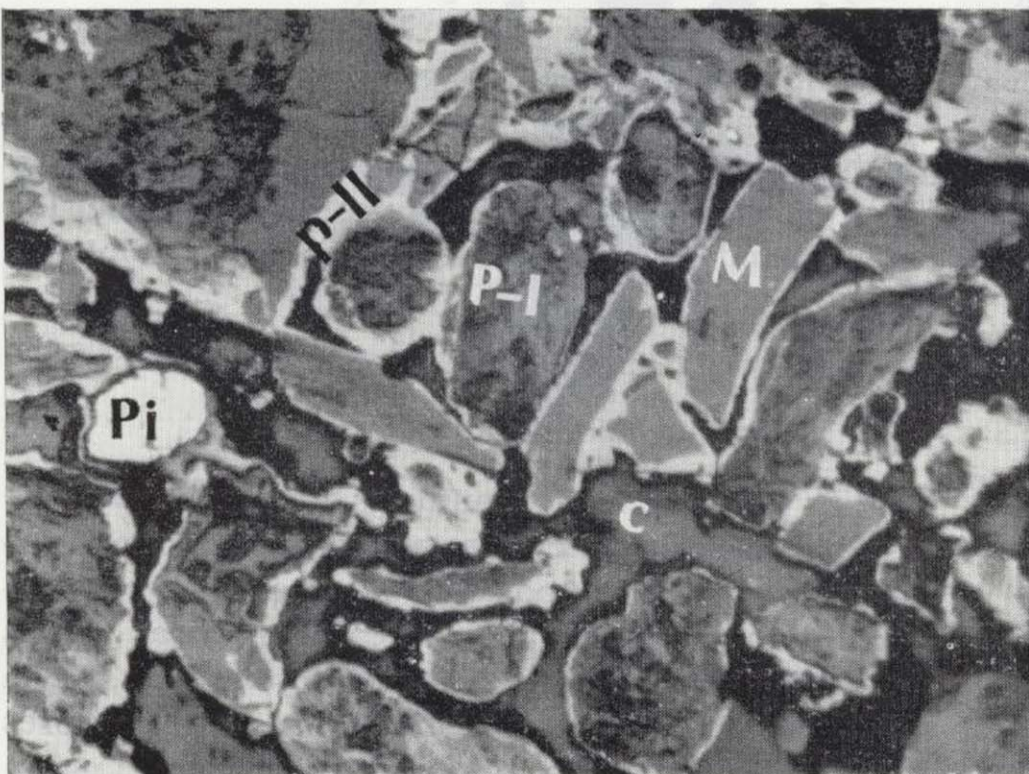


Figura 12.—Sección pulida. L. N.×200. «Brecha pistola».

Fe-1. Aspecto microscópico de la brecha. Diversos tipos de fragmentos: pechblenda I (P-I) revestidos de pechblenda II (P-II); micas (M); pirita (Pi), y carbonatos (c).



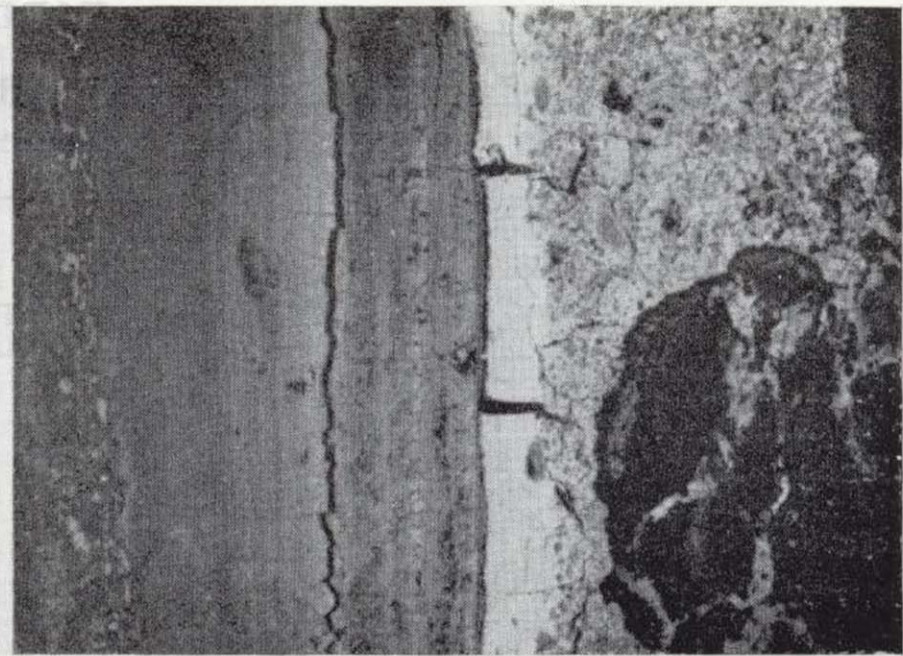
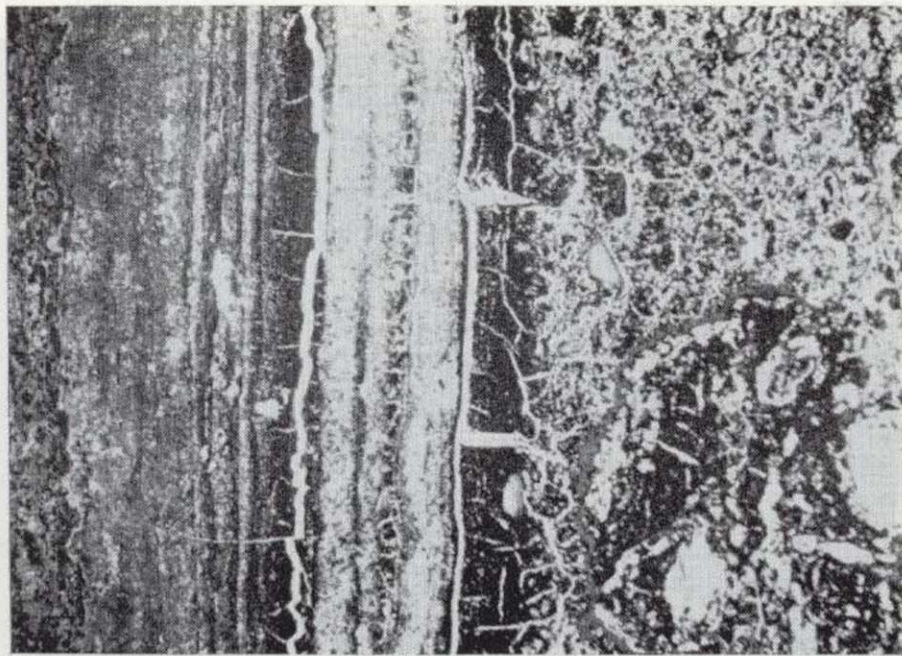


Figura 13 a,  $\times 2,8$ .

Figura 13 b,  $\times 3$ .

Figura 13.—Brecha «Smirnof». Fe-1. Sección delgada (13 a) y autorradiografía (13 b) correspondiente (tiempo de exposición 24 horas). Se hace notar que a mayor intensidad de tonalidad blanca en la autorradiografía, mayor concentración de uranio en el mineral correspondiente de la S.D. De izquierda hasta aproximadamente el centro, destaca el horizonte bandeado en el que la fase uranífera corresponde a P-III en mezcla con calcita. Sigue un lecho de pechblenda masiva (tono claro saturado en autorradiografía) que corresponde a P-II. A la derecha episodio brechoide con P-I y material de ganga y roca encajante.

### 3.2.2. Análisis por microsonda electrónica

Interesaba conocer si las diferencias ópticas y textoestructurales de las pechblendas, sobre todo de la P-I y P-II, se correspondían de alguna manera con diferencias en la composición química de una u otra. Para esclarecer este aspecto se hizo un estudio suficientemente detallado mediante la microsonda electrónica.

Se escogieron tres secciones pulidas, analizándose en total doce pequeñas zonas, que suponían en conjunto una representación estadística idónea de los tipos de pechblenda.

Una vez metalizada la superficie de las secciones pulidas con una delgada capa de carbono (unos 200 Å) se introdujeron en la microsonda y se efectuó un barrido de elementos en cada zona seleccionada.

Se detectó básicamente U y en mucha menor proporción Si, Ca, As, Fe y Mn. Se observaban diferencias apreciables en el mayor o menor contenido de estos elementos según las zonas examinadas; por lo que se procedió a un análisis detallado y cuantitativo de los elementos detectados. El instrumento utilizado fue la microsonda ARL SEM Q2 dotada con dos espectrómetros dispersivos en longitud de onda. El potencial acelerador fue de

25 kV y la corriente de sonda 20 nA (sobre acero inoxidable). Los patrones han sido: U metal ( $U M \alpha$ ), scheelita ( $Ca K \alpha$ ), willemita ( $Si K \alpha$  y  $Mn K \alpha$ ), olivino ( $Fe K \alpha$ ) e In As ( $As K \alpha$  y  $As L \alpha$ ).

Se efectuaron de diez a veinte medidas de cuatro segundos para cada elemento sobre las zonas de interés, tomándose la media. Dichas medidas fueron corregidas por ordenador mediante el programa MAGIC 4. Los resultados obtenidos se exponen en la Tabla I. Los números de la primera fila de la tabla hacen referencia al orden de las zonas analizadas. Debajo de cada número se indica el tipo de pechblenda a que corresponde y la figura en la que se refleja. Cada zona comprende el lugar incluido en los campos microscópicos ocupados por los números que aparecen en las figuras o que están en torno a los mismos. Los pares de zonas 1-2, 3-4 y 5-6 corresponden a P-I y P-II inmediatamente asociadas, por lo que su composición química comparada es muy significativa. Las zonas restantes son independientes.

A la vista de los resultados, se aprecia claramente que en la P-I, zonas 1, 3 y 5 (figs. 14-15-16) el contenido en U y Mn es notablemente inferior al de la P-II respectivamente asociada, zonas 2, 4 y 6 de la misma figura. En cuanto al Fe se observa la misma tendencia, aunque en menor propor-



TABLA I

Análisis por microsonda electrónica de pechblendas de «mina Fe». Zonas analizadas, tipos de pechblenda a que corresponden y número de figura en la que se reflejan

	1 P-I Fg. 14	2 P-II Fg. 14	3 P-I Fg. 15	4 P-II Fg. 15	5 P-I Fg. 16	6 P-II Fg. 16	7 P-II Fg. 17	8 P-I Fg. 18	9 P-III Fg. 19	10 P-II Fg. 19	11 P-III Fg. 17	12 P-II Fg. 20	13 Cofinita? Fg. 20
UO <sub>2</sub> ...	74,6	84,3	65,9	74,9	78,0	86,8	82,8	71,5	72,0	75,2	77,4	88,0	67,7
CaO ...	3,2	2,5	3,3	2,4	3,2	2,9	3,0	4,4	4,0	4,2	4,1	2,9	3,0
SiO <sub>2</sub> ...	7,1	2,8	6,0	2,3	5,4	3,9	2,7	6,1	9,2	3,7	4,5	2,6	14,9
MnO ...	0,3	1,3	0,3	1,2	0,3	0,8	1,3	0,3	0,2	0,5	0,3	1,3	0,1
FeO ...	0,7	1,4	1,2	1,4	1,3	1,9	1,5	1,2	1,1	1,1	1,2	2,2	2,1
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ...	3,7	3,0	3,1	2,6	2,2	1,3	3,9	2,5	2,8	4,2	4,4	1,6	0,7
Σ ...	89,6	95,3	79,8	84,8	90,4	97,6	95,2	86,0	89,3	88,9	91,9	98,6	88,5

ción. Por el contrario, la P-I contiene claramente mayor proporción de Si y en menor medida de As y de Ca. En las zonas independientes 7, 8, 10 y 12 (figs. 17-18-19-20), según el tipo de pechblenda a que corresponden, se observan contenidos globalmente conformes con los tipos correspondientes de pechblenda pareados, excepto los valores del As y del Ca de la P-II, zona 10 (fig. 19), que son comparativamente más altos.

Entre la P-III zonas 9 y 11 (figs. 17-19) y los otros tipos no se han observado asociaciones modelo como entre P-I y P-II, por lo que no se pueden hacer comparaciones analíticas semejantes. Por tanto, referente a la P-III sólo se indica que los valores de Ca y Si, zonas 9 y 11, son relativamente altos.

En la zona 13 (fig. 20) se observa aumento en exceso de Si y reducción paralela de U. Igualmente disminuye en ella la proporción de As y Mn. La composición química del mineral correspondiente, sobre todo por el contenido en Si, es más propia de cofinita que de pechblenda.

En las zonas pareadas de P-I y P-II se investigó la posible presencia de Th y Pb. El resultado fue negativo para el Th (ThO<sub>2</sub> < 0,1 por 100), lo cual, junto con la ausencia de elementos lantánidos, es típico de pechblenda propiamente tal como ésta. En cuanto al contenido en Pb resultó una clara diferenciación: mientras la P-I (zonas 1, 3 y 5) tiene un contenido muy bajo (< 0,1 por 100 Pb), la P-II (zonas 2, 4 y 6) registra un contenido netamente superior, estimado de 0,2 a 0,3 por 100 de Pb. Hay que suponer que no todo el Pb es radiogénico,

pues, en caso contrario, los resultados hubieran sido inversos; ya que la P-I, por ser más antigua, debiera tener mayor proporción de Pb radiogénico. El hecho de que la P-II tenga mayor contenido de U tampoco justifica su mayor contenido en Pb, pues no hay equilibrio entre la desproporción en U y la desproporción en Pb de una y otra pechblenda. Parece deducirse, por tanto, que la fase mineralizante que depositó la P-II fue más que rica en Pb; y que fue esta la causa de su contenido en exceso de este elemento.

Aunque no se incluyen en el texto, en las zonas pareadas 1-2, 3-4 y 5-6 se han obtenido imágenes de distribución de U, Si y As, que, como se ha visto, son elementos que presentan contraste neto en ambos tipos de pechblenda. En general, la superficie de la P-I aparece más irregular, en parte debido a que se trata de una fase más terrosa y con mayor número de impurezas minerales. En las imágenes, el U aparece lógicamente sobresaturado en todas las zonas, por lo que no se puede observar posibles diferencias en la forma de su distribución. El As se distribuye más bien homogéneamente en los dos tipos de pechblenda. La distribución del Si es más heterogénea; principalmente se debe a presencia de impurezas minerales silíceas, pero también hay una cierta heterogeneidad dentro del mismo mineral de P-I.

La dispersión del Si en la P-I se desprende igualmente del análisis estadístico de la serie de medidas efectuadas para cada elemento, en las distintas zonas de interés. Efectivamente, de las desviaciones standard de todos los elementos minori-

Fotomicrografías de secciones pulidas con las zonas en las que se han hecho los análisis por microsonda (cf. cuadro de análisis en el texto)

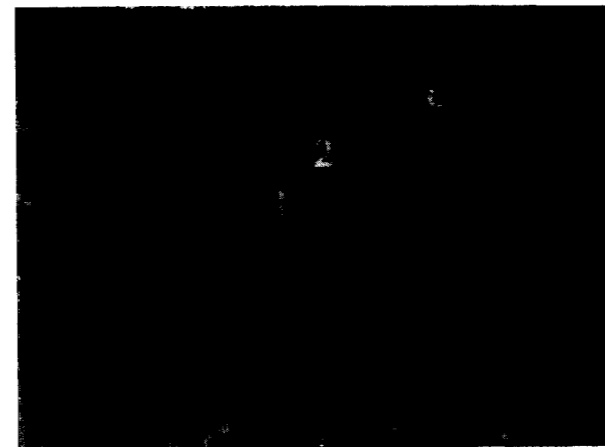


Figura 14.—SP. 2412×130. L. N. Brecha «Smirnof». P-I(1), P-II(2) y carbonatos (c).



Figura 15.—SP 2588×130. L. N. Brecha «Smirnof». P-I(3), P-II(4) y fragmentos de filita (f).



Figura 16.—SP. 2415×260. L. N. Brecha «Pistola». P-I(5), P-II(6), P-III(p) y carbonatos (c).

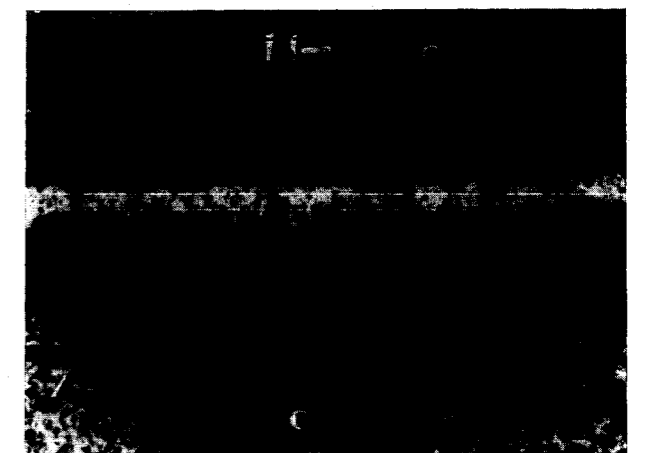


Figura 17.—SP. 2412×70. L. N. Brecha «Smirnof». P-I(7), P-III en forma de microgránulos con relieve (11) mezclados con calcita (c). Blenda acaramelada (b).



Figura 18.—SP. 2412×130. L. N. Brecha «Smirnof». P-I(8), blenda acaramelada (b) y carbonatos (c).

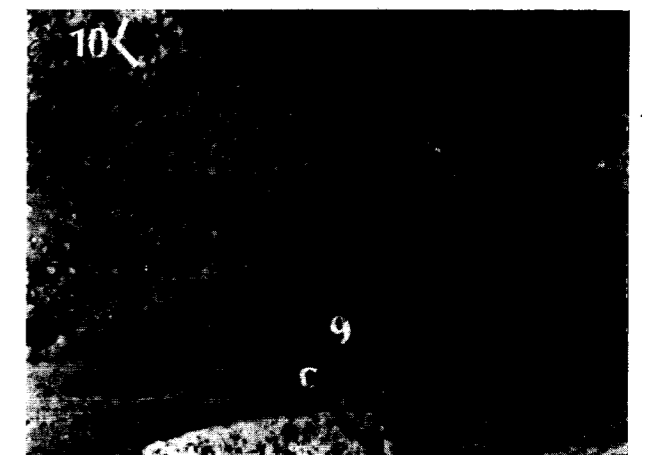


Figura 19.—SP. 2588×70. L. N. Restos de P-II(10), P-III(9) y carbonatos (c).



Fotomicrografías de secciones pulidas con las zonas en las que se han hecho los análisis por microsonda (cf. cuadro de análisis en el texto)

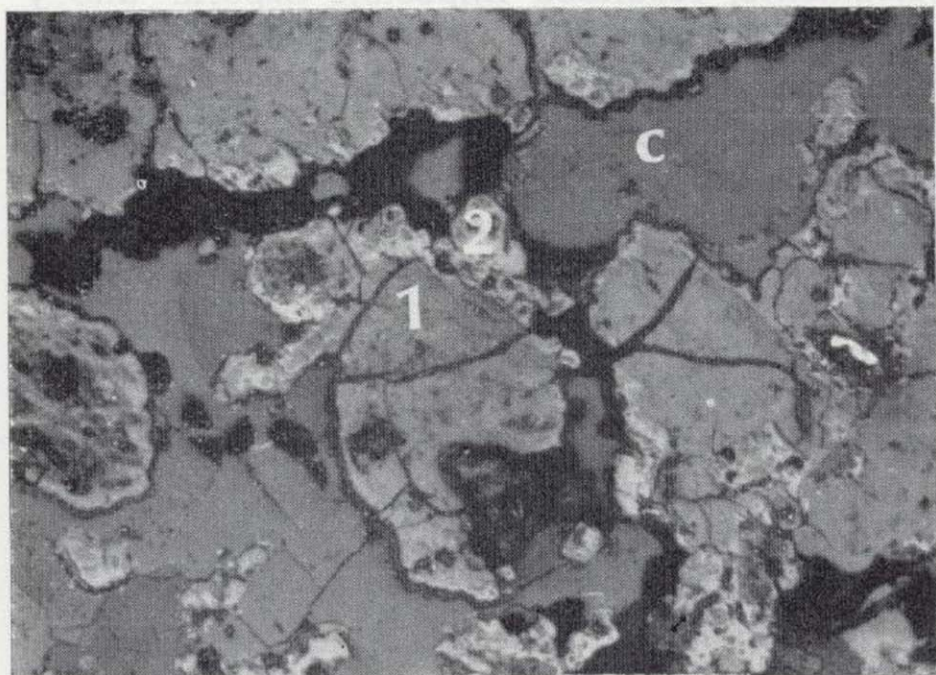


Figura 14.—SP. 2412×130. L. N. Brecha «Smirnof». P-I(1), P-II(2) y carbonatos (c).



Figura 15.—SP 2588×130. L. N. Brecha «Smirnof». P-I(3), P-II(4) y fragmentos de filita (f).

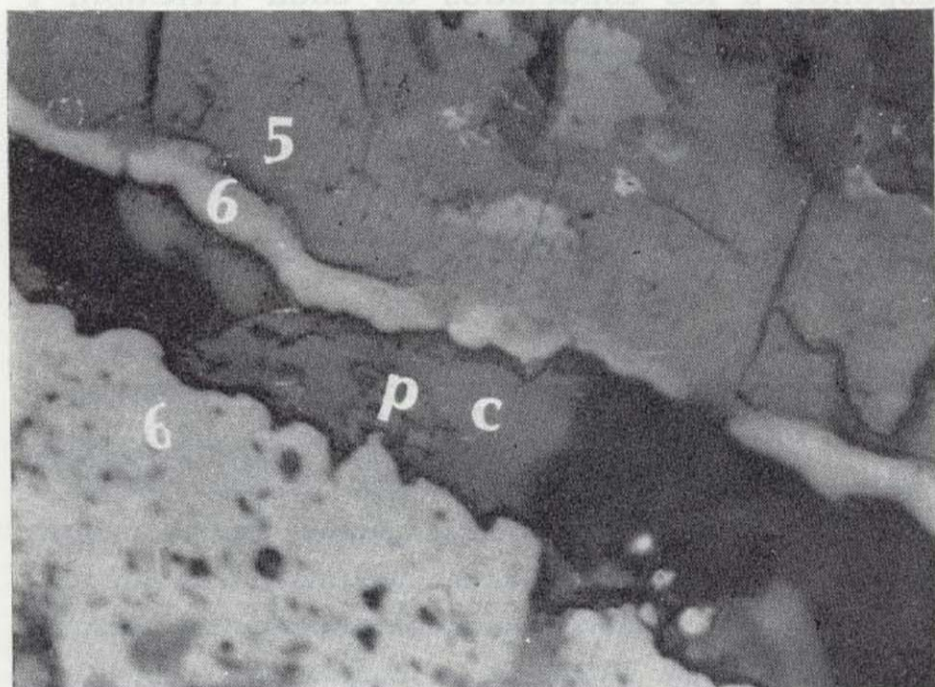


Figura 16.—SP. 2415×260. L. N. Brecha «Pistola». P-I(5), P-II(6), P-III(p) y carbonatos (c).

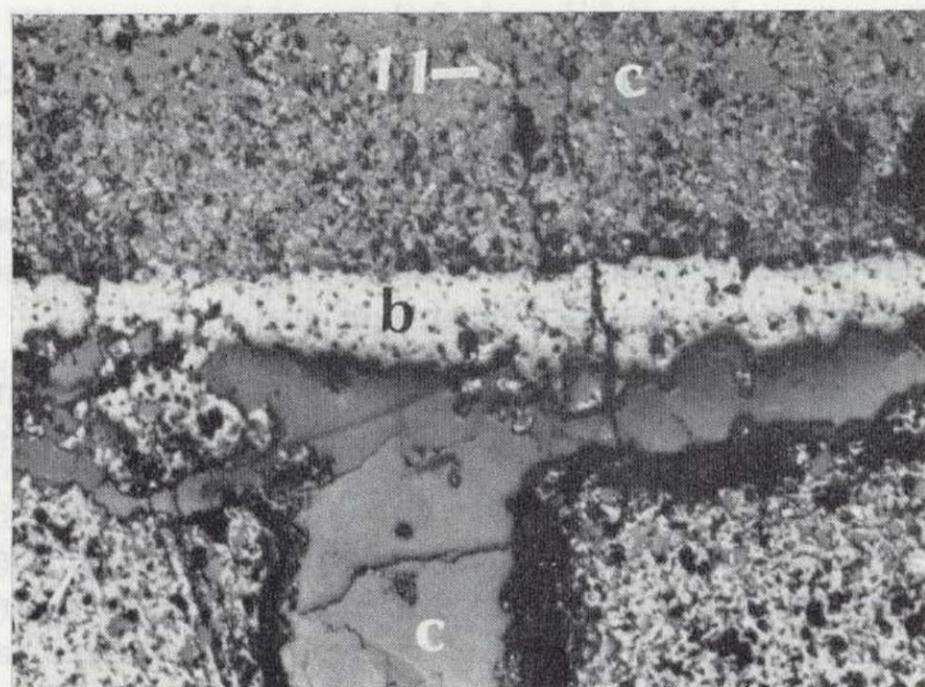


Figura 17.—SP. 2412×70. L. N. Brecha «Smirnof». P-I(7), P-III en forma de microgránulos con relieve (11) mezclados con calcita (c). Blenda acaramelada (b).

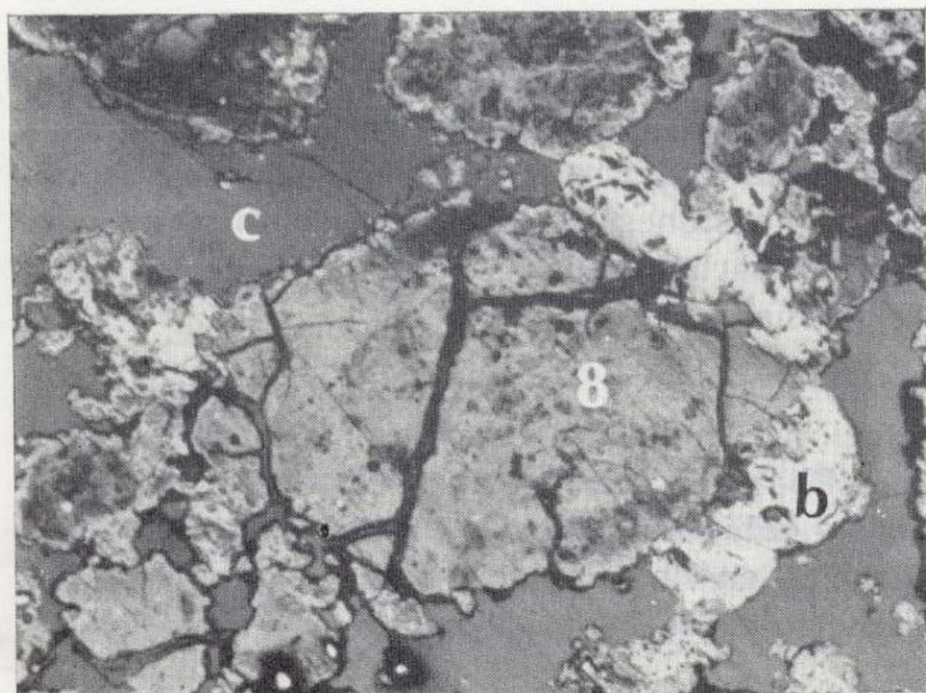


Figura 18.—SP. 2412×130. L. N. Brecha «Smirnof». P-I(8), blenda acaramelada (b) y carbonatos (c).

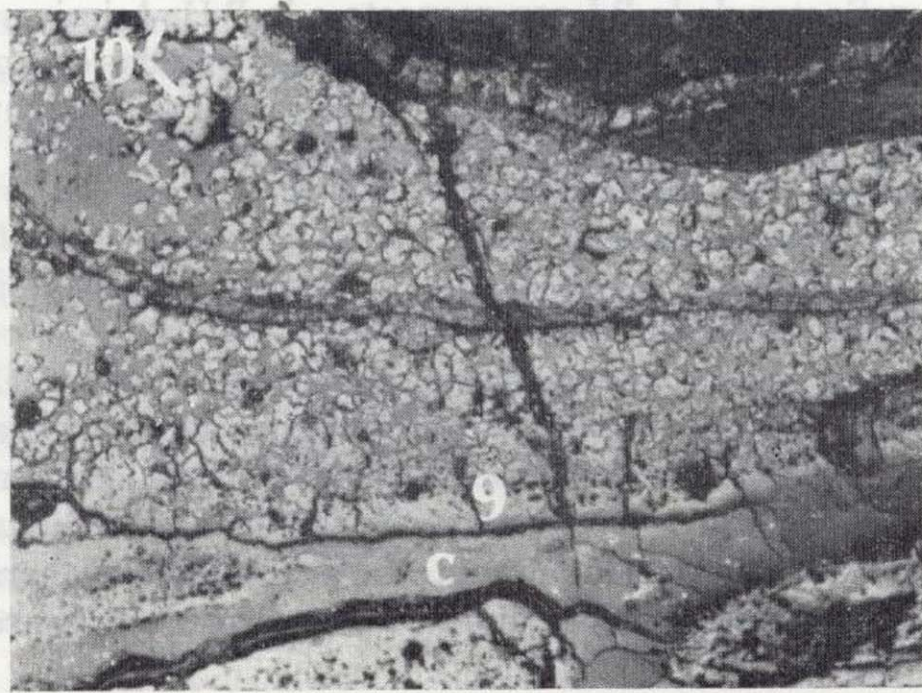


Figura 19.—SP. 2588×70. L. N. Restos de P-II(10), P-III(9) y carbonatos (c).



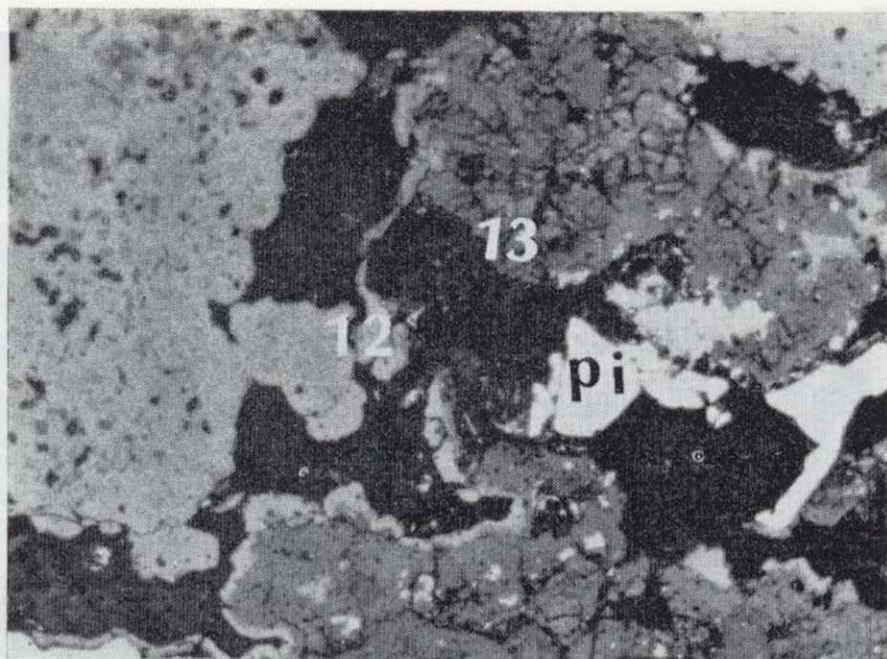


Figura 20.—SP. 2415×130. L. N. P-II(12), cofinita probable (13) y pirita (pi).

tarios, se destaca la de los contenidos en Si de la P-I, mucho mayor que las demás. Por consiguiente, el mayor contenido de Si de este tipo de pechblenda, así como su gran dispersión, sugiere la posibilidad de que exista cofinita irregularmente asociada a P-I, en claro contraste con la P-II.

Finalmente, se hace observar que la P-I es mucho más alterable por el haz electrónico, como se ha podido comprobar después de los análisis.

Para terminar este apartado, hay que señalar que las diferencias composicionales de uno y otro tipo de pechblenda pueden explicar a su vez las diferencias en las propiedades ópticas observadas al microscopio. Concretamente, por ejemplo, se sabe que la presencia de Si y de Ca en la pechblenda hace bajar su reflectividad y la de Pb la hace subir, lo que en parte puede explicar el menor poder reflector de la P-I con respecto a la P-II. Asimismo, las diferencias composicionales señaladas manifiestan un medio ambiente químico no coincidente en una y otra fase de la mineralización.

### 3.2.3. Análisis por difracción de Rayos X

Se ha efectuado difracción de Rayos X de mineral concentrado de las brechas denominadas «carbonatada», «Smirnof», «pistola» y «limonítica». La selección del mineral de análisis se efectuó extrayéndole manualmente de vetillas y aglomerados en los que a la lupa se observaba más puro.

Lógicamente, resultaba imposible separar uno y otro tipo de pechblenda. Del análisis de los diagramas se deduce la presencia dominante de pechblenda; pero también hay espaciados correspondientes a cofinita, lo que parece confirmar lo expresado en el apartado anterior a propósito del alto contenido y alta dispersión del Si en algunas zonas del mineral de uranio.

Los diagramas reflejan que el mineral está muy mal cristalizado, no obstante se ha podido calcular el parámetro  $a_0$  de la malla de la pechblenda. Las determinaciones se han hecho sobre las reflexiones de las cuatro primeras caras, cuya notación es (111), (002), (022) y (113). El espaciado  $d$ , correspondiente a (002) de la pechblenda de «brecha Smirnof», no aparece definido. Los resultados se indican en el cuadro que se expone a continuación. En cada muestra el parámetro superior corresponde a los espaciados de cada reflexión, y el parámetro inferior, a la dimensión  $a_0$  en Å correspondiente de la celdilla unidad, cuyo valor medio se expone al final.

Brecha	$d_{111}$ $a_0$	$d_{002}$ $a_0$	$d_{022}$ $a_0$	$d_{113}$ $a_0$	$a_0$ media Å
«Carbonatada» ...	3,11 5,387	2,70 5,40	1,91 5,404	1,63 5,406	5,399 ± 0,009
«Smirnof» ... ..	3,10 5,370	—	1,90 5,376	1,62 5,373	5,373 ± 0,003
«Pistola» ... ..	3,10 5,370	2,69 5,380	1,90 5,376	1,62 5,373	5,375 ± 0,004
«Limonítica» ... ..	3,11 5,387	2,68 5,360	1,90 5,376	1,62 5,373	5,374 ± 0,011

Por lo que se ha podido observar en la literatura, las dimensiones  $a_0$  de la celdilla unidad de la uraninita-pechblenda varía de unos yacimientos a otros, oscilando de 5,37 Å a 5,55 Å aproximadamente. Por tanto, los valores medios de  $a_0$  en las brechas analizadas se corresponden con los de menores dimensiones. Se observa que el valor  $a_0$  en la brecha carbonatada es superior al de las otras tres brechas.

Es sabido que la presencia de Th provoca una dilatación regular del retículo. Lo mismo ocurre con el Pb, por lo que en ausencia de Pb común, y si no ha habido pérdida de Pb radiogénico, la concentración en Pb se relaciona directamente con el parámetro  $a_0$  de la red, dependiendo a su vez de



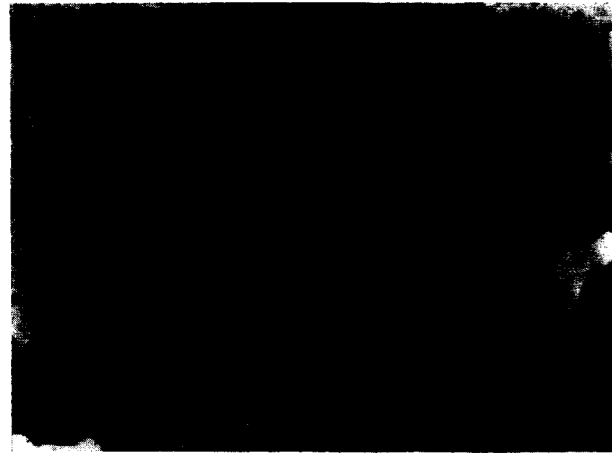


Figura 20.—SP. 2415×130, L. N. P-II(12), cofinita probable (13) y pirita (pi).

tarios, se destaca la de los contenidos en Si de la P-I, mucho mayor que las demás. Por consiguiente, el mayor contenido de Si de este tipo de pechblenda, así como su gran dispersión, sugiere la posibilidad de que exista cofinita irregularmente asociada a P-I, en claro contraste con la P-II.

Finalmente, se hace observar que la P-I es mucho más alterable por el haz electrónico, como se ha podido comprobar después de los análisis.

Para terminar este apartado, hay que señalar que las diferencias composicionales de uno y otro tipo de pechblenda pueden explicar a su vez las diferencias en las propiedades ópticas observadas al microscopio. Concretamente, por ejemplo, se sabe que la presencia de Si y de Ca en la pechblenda hace bajar su reflectividad y la de Pb la hace subir, lo que en parte puede explicar el menor poder reflector de la P-I con respecto a la P-II. Asimismo, las diferencias composicionales señaladas manifiestan un medio ambiente químico no coincidente en una y otra fase de la mineralización.

### 3.2.3. Análisis por difracción de Rayos X

Se ha efectuado difracción de Rayos X de mineral concentrado de las brechas denominadas «carbonatada», «Smirnof», «pistola» y «limonítica». La selección del mineral de análisis se efectuó extrayéndole manualmente de vetillas y aglomerados en los que a la lupa se observaba más puro.

Lógicamente, resultaba imposible separar uno y otro tipo de pechblenda. Del análisis de los diagramas se deduce la presencia dominante de pechblenda; pero también hay espaciados correspondientes a cofinita, lo que parece confirmar lo expresado en el apartado anterior a propósito del alto contenido y alta dispersión del Si en algunas zonas del mineral de uranio.

Los diagramas reflejan que el mineral está muy mal cristalizado, no obstante se ha podido calcular el parámetro  $a_0$  de la malla de la pechblenda. Las determinaciones se han hecho sobre las reflexiones de las cuatro primeras caras, cuya notación es (111), (002), (022) y (113). El espaciado  $d$ , correspondiente a (002) de la pechblenda de «brecha Smirnof», no aparece definido. Los resultados se indican en el cuadro que se expone a continuación. En cada muestra el parámetro superior corresponde a los espaciados de cada reflexión, y el parámetro inferior, a la dimensión  $a_0$  en Å correspondiente de la celdilla unidad, cuyo valor medio se expone al final.

Brecha	$d_{111}$ $a_0$	$d_{002}$ $a_0$	$d_{022}$ $a_0$	$d_{113}$ $a_0$	$a_0$ media Å
«Carbonatada»	3,11 5,387	2,70 5,40	1,91 5,404	1,63 5,406	5,399±0,009
«Smirnof»	3,10 5,370	—	1,90 5,376	1,62 5,373	5,373±0,003
«Pistola»	3,10 5,370	2,69 5,380	1,90 5,376	1,62 5,373	5,375±0,004
«Limonítica»	3,11 5,387	2,68 5,360	1,90 5,376	1,62 5,373	5,374±0,011

Por lo que se ha podido observar en la literatura, las dimensiones  $a_0$  de la celdilla unidad de la uraninita-pechblenda varía de unos yacimientos a otros, oscilando de 5,37 Å a 5,55 Å aproximadamente. Por tanto, los valores medios de  $a_0$  en las brechas analizadas se corresponden con los de menores dimensiones. Se observa que el valor  $a_0$  en la brecha carbonatada es superior al de las otras tres brechas.

Es sabido que la presencia de Th provoca una dilatación regular del retículo. Lo mismo ocurre con el Pb, por lo que en ausencia de Pb común, y si no ha habido pérdida de Pb radiogénico, la concentración en Pb se relaciona directamente con el parámetro  $a_0$  de la red, dependiendo a su vez de

la edad de la pechblenda. Por el contrario, la presencia de calcio en la red de la pechblenda produce una contracción regular de dicha red. Se puede observar que hay una concordancia aceptable entre estos hechos y los análisis obtenidos por la microsonda en cuanto a explicar la pequeña dimensión  $a_0$  de la malla de la pechblenda del yacimiento Fe. Efectivamente, se ha visto que las pechblendas de las brechas analizadas contienen relativamente bastante Ca; por el contrario no contienen prácticamente Th y muy poco Pb. El bajo contenido en este último elemento puede indicar asimismo que se trata de pechblenda más o menos joven, toda vez que, por ejemplo, en pechblenda herciniana, sólo el Pb radiogénico, si no ha habido pérdidas, puede llegar hasta el 3 por 100. De hecho, el valor medio de  $a_0$  de la pechblen-

da de las brechas «Smirnof», «Pistola» y «Limonítica» coincide con el de dos pechblendas de edad terciaria de Midnite analizadas por CATHELINÉAU et al. (13). Determinaciones de edad absoluta de pechblendas de Fe, realizadas con posterioridad a estos análisis de RX, como se cita más adelante, coinciden globalmente con este supuesto.

### 3.2.4. Sobre el estado de oxidación del uranio

Del mismo mineral concentrado de las brechas «Smirnof», «Pistola» y «Limonítica», se hicieron análisis químicos convencionales de U total,  $U^{+4}$  y  $U^{+6}$ . Se descartó el de la brecha carbonatada, por resultar muy difícil la eliminación de impurezas. A continuación se exponen los resultados.

Brecha	U total %	$U^{+4}$ %	$U^{+6}$ %	$U_3O_8$ %	$U^{+6}/U$ total
«Smirnof»	61,3	44,9	16,4	72,28	0,27
«Pistola»	60,7	43,6	17,1	71,58	0,28
«Limonítica»	68,7	53,6	15,1	81,01	0,22

Si se comparan estos resultados con los que aparecen en la literatura [FRONDEL (14)], CATHELINÉAU et al. (13) se podría deducir que las pechblendas de Fe están poco oxidadas. Esto manifestaría una cierta contradicción con el hecho de presentar, como se ha visto antes, una muy pequeña dimensión  $a_0$  de la celdilla unidad. Efectivamente, se sabe que el valor del parámetro  $a_0$  de la pechblenda se relaciona con su estado de oxidación. Dicho valor disminuye al aumentar la proporción de  $U^{+6}$ . La aparente contradicción se explica por el hecho de que parte significativa del U debe encontrarse en forma de cofinita, como se ha indicado anteriormente. Este U hace bajar la proporción de  $U^{+6}$  en el análisis químico, ya que todo el U de la cofinita se presenta prácticamente como  $U^{+4}$ . El grado de íntima asociación de la cofinita con la pechblenda impide conocer con exactitud el estado de oxidación de esta última.

### 3.3. Ganga

La ganga propiamente tal, paragenética con la mineralización de uranio, está constituida por carbonatos. Estos son frecuentes y abundantes y corresponden a calcita, dolomita y anquerita.

En las fases principales de mineralización, al depósito de pechblenda acompaña otro correspondiente de calcita y/o dolomita más o menos ferrífera. Desde el punto de vista cuantitativo, el depósito de pechblenda suele preceder al de carbonatos, pero hay frecuentes casos de precipitación simultánea o rítmica de ambos componentes.

### 3.4. Sucesión paragenética general

En la figura 21 se refleja la sucesión de la paragénesis mineral y las fases de deformación asociadas, tal como se observa al microscopio en muestras de mina Fe.

Coincidentes con el metamorfismo hercínico, las rocas, sobre todo las filitas, acusan los efectos de dos fases tectónicas, que corresponden a esquistosidad de flujo y crenulación o replegamiento irregulares superpuestos. Estas fases no se reflejan en la figura. La primera que aparece en el gráfico refleja globalmente la fracturación tardihercínica que ha dado lugar al depósito fisural del cuarzo, de biotita-clorita y de pirita subordinada. La biotita-clorita citada corresponde, por tanto, a una generación hidrotermal posterior a las micas

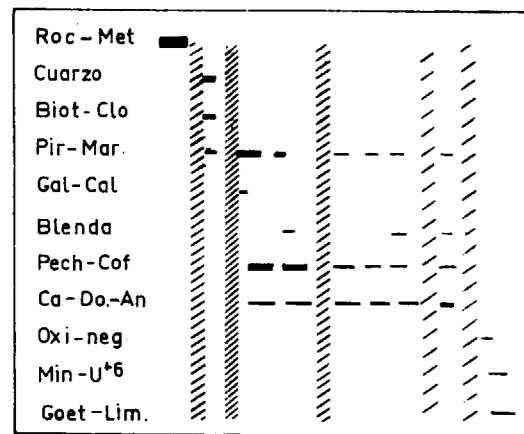


Figura 21.—Secuencia paragenética observada en mina Fe. Roc-Met=Rocas metamórficas. Biot-Clo=Biotita-clorita. Pir-Mar=Pirita-marsita. Gal-Cal=Galena-calcopirita. Blenda=Pechblenda-cofinita, Ca-Do-An=Calcita. Dolomita-anquerita. Oxi-Neg=Óxidos negros. Min U<sup>6</sup>=Minerales de uranio. Goet-Lim=Goetita-limolita.

metamórficas. A partir de la fase siguiente, y ya dentro de la influencia de los contragolpes alpinos, comienza el primer depósito concentrado de la mineralización de uranio junto con dolomita-calcita y pirita, todos ellos en proporción abundante. Acompaña algo de marcasita, blenda, galena y calcopirita. La pirita es el constituyente más precoz del episodio citado. Como puede verse, en la figura, el ciclo pechblenda-carbonatos-sulfuros de hierro se repite varias veces. En los dos últimos ciclos los sulfuros de hierro son más escasos, y su depósito es más o menos simultáneo con el de la pechblenda y los carbonatos.

#### 4. Sobre la mineralogénesis del uranio

Como puede verse en la literatura citada, son varias las opiniones sobre la mineralogénesis del uranio en los yacimientos de las pizarras de Salamanca. Aquí se expone la hipótesis genética que parece más lógica y razonable.

##### 4.1. Área fuente del uranio

Es conocida la fertilidad geoquímica en uranio que caracteriza a las rocas, principalmente las lutitas negras marinas (filitas) de la zona en la que

se encuentra el yacimiento. En efecto, según análisis de una pequeña población de muestras del entorno inmediato del yacimiento [MARTÍN CALVO (15)] y sobre todo de una amplia población de mayor representatividad regional [ARRIBAS et al. (16)], el valor geoquímico medio de la ley en uranio del conjunto de grupos litológicos es anormalmente alto, existiendo una relación directa entre el contenido en uranio y el contenido en materia orgánica de los distintos grupos litológicos. Otros análisis de muestras esporádicas, pero muy frecuentes, reflejan resultados equivalentes. Algunos granitos de las cercanías han dado también altos contenidos geoquímicos de uranio. Consecuentemente, se puede decir que el territorio litológico comprendido por las denominadas «Pizarras de Salamanca» y su entorno forman desde el punto de vista geoquímico y metalogénico una «región o provincia uranífera». Esto constituye una de las razones principales por las que cabe señalar que, la hipótesis genética más lógica, es la que sostiene que la mineralización se ha originado mediante un proceso de lixiviación y concentración a partir del uranio disperso en todo tipo de rocas del entorno geológico del yacimiento. Tales rocas constituirían por tanto globalmente el área fuente del uranio; pero dentro de éstas, la fuente principal de dicho metal estaría en la materia orgánica de las filitas, es decir, en los materiales ampelíticos. Aunque, a pesar de todo, no hay razones favorables definitivas, aquí se asume esta teoría como hipótesis más racional, y, en consecuencia, se exponen brevemente a continuación algunas ideas en torno al proceso más probable de formación del yacimiento.

##### 4.2. La asociación urano-orgánica.

###### *Fase de preconcentración por metamorfismo de las lutitas negras*

Originalmente, se trata de una acumulación sin-genética del uranio en las lutitas negras marinas.

Aunque no se ha podido determinar el tipo original de materia orgánica, hay que suponer que en esta clase de lutitas epicontinentales existían en el origen dos tipos diferentes: uno de naturaleza húmica (materia carbonosa), procedente de sustancias maderosas terrestres, y otro, de naturaleza sapropélica (materia bituminosa) procedente de algas, tejidos grasos de animales marinos, etc. El uranio iría asociado a la materia carbonosa ya que

es la que realmente tiene gran afinidad por dicho metal [MARTÍN CALVO (17)]. Este se fijaría en forma de complejos urano-orgánicos a partir principalmente del agua del mar, dadas las condiciones apropiadas (ambiente ligeramente ácido y reductor) que tienen lugar en los lodos submarinos más o menos someros [VERNON (18)]. El uranio procede fundamentalmente de los componentes de las rocas continentales, de los que es lixiviado y transportado a los océanos por las aguas superficiales y subterráneas. Los complejos urano-orgánicos de esta naturaleza tienen gran estabilidad en las sustancias carbonosas durante los primeros estadios de la carbonización (estado de turbas y lignitos); pero, a medida que avanza el proceso de carbonización, y concretamente, a partir del estado de hullas, pierden la estabilidad debido a los reajustes estructurales que el metamorfismo va produciendo en el armazón de macromoléculas orgánicas con uranio. En estas condiciones las fases urano-orgánicas se van destruyendo y el uranio liberando de la estructura orgánica del carbón, culminando el proceso a partir del estado de hulla de alto rango en el que la materia orgánica se comporta ya como geoquímicamente inerte frente al uranio [MARTÍN CALVO (17)].

Como es sabido, los componentes orgánicos son mucho más sensibles a los efectos metamórficos, sobre todo a la temperatura, que los componentes inorgánicos. Ahora bien, se ha visto al describir el metamorfismo en el área del yacimiento, que la temperatura alcanzada en el proceso metamórfico estaría alrededor de 450° C; esto supone que la materia orgánica ha evolucionado hasta un rango equivalente a semigrafito, lo que implica a su vez que el uranio se ha disociado completamente de la estructura interna del mismo.

Es muy probable, por tanto, que a favor del metamorfismo que acompañó a la deformación hercínica de los materiales de la zona mina Fe, se produjera la primera removilización significativa del uranio y su preconcentración. La migración se realizaría a muy pequeña escala, y el depósito se produciría en el mismo entorno de los componentes que le contenían originalmente y en forma ya de minerales propios de U<sup>4</sup>, probablemente criptogranudos y más o menos dispersos y diferenciados. Al contrario del estado en fases urano-orgánicas, en estas condiciones se lixivía con relativa facilidad. Procesos tectónicos e hidrogeotermiales posteriores al metamorfismo hercínico re-

movilizarían de nuevo el uranio dando lugar al depósito concentrado de la pechblenda-cofinita tal como se encuentra en la actualidad.

##### 4.3. Influencia de la tectónica alpina

El análisis isotópico de una muestra de pechblenda de mina Fe efectuada en 1980 por Kenneth LUDWIG, USGS, Denver (EE. UU.), ha dado una edad aparente comprendida entre 37 y 57 Ma. Por otra parte, los análisis de ocho muestras de pechblenda efectuados por encargo de ENUSA, en la Universidad de Montpellier (Francia), han dado a su vez edades aparentes de 36 Ma. Por tanto, el emplazamiento de la mineralización tuvo lugar en el Eoceno-Oligoceno, tiempo en el que se desarrolló una actividad tectónica intensa, como resultado de los contragolpes de la orogenia alpina sobre el basamento hercínico y que dieron lugar a la «fosa tectónica de Ciudad Rodrigo».

Se supone que, debido al mismo proceso tectónico, se originó en dicho basamento una importante movilización de fluidos hidrotermales por toda la red de espacios abiertos, que lixivió el uranio de las rocas circundantes y lo depositó en forma de pechblenda-cofinita a favor de fisuras, fallas, etc., el cual, junto con la mena asociada, la ganga y fragmentos de roca encajante constituyen las brechas de fricción y demás estructuras filonianas mineralizadas.

Algunos rasgos textoestructurales de la mineralización que suponen un depósito intermitente, y sobre todo, la comparación del estilo de fallas y brechas de falla de mina Fe con las producidas por seísmos actuales, como, por ejemplo, el reciente de El Asnam (Argelia), sugieren también un mecanismo de naturaleza sísmica para el desarrollo tectónico y movilización de fluidos en la zona del yacimiento [MARTÍN IZARD (5)].

##### 4.4. El proceso mineralizante filoniano

Sobre el proceso mineralizante, que ha dado lugar a los filones brecha explotables, se pueden hacer algunas observaciones basadas en el análisis de muestras suficientemente representativas.

La asociación mineral pechblenda-cofinita-pirita (a veces coloidal)-carbonatos-blenda acaramelada, etcétera, es una paragénesis hidrotermal típica de



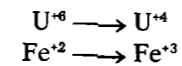
baja temperatura. Por tanto, los fluidos que lixiviaron, transportaron y depositaron el uranio y componentes asociados correspondían a soluciones epitermales. La profundidad a que tuvo lugar el depósito fue más bien baja, como lo demuestra, entre otras razones, la estructura de sedimentos finamente laminados con que aparece parte importante de la mineralización. De hecho el 90 por 100 de las reservas del yacimiento está en los primeros 60 m. y dentro de una franja de espesor bastante constante respecto a la superficie topográfica.

Dadas las condiciones paragenéticas pechblenda-carbonatos y la consideración global de los estudios detallados petro-metalogenéticos, hay que suponer con todo fundamento que el transporte del uranio se realizó en forma de complejos carbónicos de uranilo, en soluciones carbonatadas y ambiente hipogénico. Hay que tener en cuenta que la presencia abundante de CO<sub>2</sub> en solución hace más estables dichos complejos, incluso en medio francamente reductor. La abundancia de CO<sub>2</sub> provendría de las calizas del entorno y de los mismos fluidos geotermales.

La precipitación en zonas de filones brecha y fracturas abiertas se realizaría por dos efectos más o menos simultáneos. El primero sería un descenso de presión sufrido por las soluciones uraníferas al llegar a dichos espacios abiertos; esto provocaría la desmezcla de la mezcla H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> y la destrucción subsiguiente del complejo de carbonato de uranilo; seguidamente puede ya producirse el depósito de la pechblenda, previa reducción del U<sup>+6</sup> a U<sup>+4</sup>. En el proceso precipita también calcita y/o dolomita, disminuyendo consecuentemente la actividad de los iones CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> en solución y desplazando el equilibrio en el sentido de la destrucción del complejo carbónico de uranilo; de esta forma se favorece igualmente la formación de pechblenda una vez reducido el U<sup>+6</sup> a U<sup>+4</sup>.

Hay que determinar cuál es el agente reductor del uranio que provoca la precipitación efectiva de la pechblenda, una vez destruido el carbonato de uranilo. No es la materia orgánica, pues al estado de grafitoide al que llegó, según se ha indicado, se comporta como inerte respecto al poder de reducción [MARTÍN CALVO (17)]. Se estima que tampoco fue la pirita el agente reductor principal, aun cuando en la primera fase el depósito de aquella fue precoz con respecto a la pechblenda. Si la pirita hubiera sido el agente reductor activo, se

hubiera producido una hematización simultánea de la misma por la oxidación de los iones uranio, mediante el par de óxido-reducción siguiente:



Sin embargo, dada la proporción de pechblenda y de pirita, la hematización de este tipo no es un carácter cuantitativamente destacable en las muestras. Por otra parte, hay una proporción de pirita, aunque subordinada con relación al depósito principal, que en una u otra fase mineralizante, cristalizó más o menos simultáneamente con pechblenda y carbonatos. Todo esto hace suponer que el agente reductor principal estaba en la misma solución mineralizante. Es muy posible que cantidades apreciables de azufre reducido estuvieran presentes en dicha solución en forma de H<sub>2</sub>S, HS<sup>-1</sup>, etcétera, que reducirían el U<sup>+6</sup> a U<sup>+4</sup>, y que serían a la vez la fuente de azufre para la piritización más o menos simultánea con el depósito de pechblenda. Naturalmente, no hay datos experimentales que confirmen estos supuestos, pero son hipótesis fundamentadas en las características de la mineralización que presentan las muestras.

En la solución habría una cierta proporción de sílice suficiente para que precipitase también co-finita, dadas las condiciones similares de estabilidad con la pechblenda. No había alta proporción de sílice puesto que no hay cuarzo paragenético con la mineralización.

Las condiciones de pH serían ligeramente alcalinas. Se tendría, por tanto, un ambiente reductor y pH alrededor de 8; en estas condiciones pueden formarse y coexistir en equilibrio pirita-pechblenda-cofinita y calcita.

La alteración supergénica más o menos reciente, directamente relacionada con aguas meteóricas, ha dado lugar a la formación del abundante cortejo de minerales de uranilo (secundario) existentes en la zona de oxidación.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a ENUSA, por la excelente colaboración y el permiso dado para realizar este trabajo. Igualmente agradecen la gran ayuda prestada por los señores M. Fernández, del Laboratorio de Microson-

da del IGME, y C. González, J. Navea, S. Cuenca y N. de la Rubia, de la División Técnicas Geológicas del CIEMAT.

#### BIBLIOGRAFIA

- (1) MINGARRO, E., y MARÍN, C.: *Los yacimientos uraníferos en las pizarras paleozoicas de Ciudad Rodrigo. Sobre la posible existencia de nuevas mineralizaciones*. J. E. N. 207/SIG/I 6.
- (2) ARRIBAS, A. (1962): *Mineralogía y metalogénia de los yacimientos españoles de uranio: las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca*. Est. Geol., 18, 155-172.
- (3) ARRIBAS, A. (1986): *Sobre el origen de los yacimientos filonianos de uranio en rocas metasedimentarias: el caso de Mina Fe, Salamanca (España)*. Vein-Type uranium deposits. IAEA. Vienna, 193-214.
- (4) FERNÁNDEZ POLO, J. A. (1970): *Caracteres geológicos, estructurales y genéticos de los yacimientos uraníferos de Salamanca*. Energía Nuclear, 14, 20 pp.
- (5) MARTÍN IZARD, A. (1985): *El origen de los yacimientos de uranio en las pizarras del Complejo Esquistó-Grauváquico*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- (6) COMA, F. (1983): *Litología, tectónica y mineralización del yacimiento Fe, Saelices El Chico (Salamanca)*. VIII Reun. Geol. Oest. Penin. Stud. Geol. (inédito), 21 pp.
- (7) MARTÍN CALVO, M. (1983): *Estudio petrográfico, mineralógico y metalogénico de muestras de la Mina Fe y Alameda Zona 24 (Salamanca)*. Informe interno JEN-ENUSA (inédito), 124 pp.
- (8) MARTÍN CALVO, M. (1984): *Estudio petrográfico y metalogénico de muestras procedentes de la zona Mina Fe (Salamanca)*. Informe interno JEN-ENUSA (inédito), 34 pp.
- (9) JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. E. (1980): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. E. 1:1.000.000. Inst. Geol. Min. Esp. Memoria Explicativa, 1-113.
- (10) PARGA, J. R., et VEGAS, R. (1972): *Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)*. Geol. Rdsch, 61, 44-68.
- (11) RAMSAY, J. C. (1977): *Plegamiento y fracturación de las rocas*. Ed. Hermann Blume. Madrid.
- (12) WINKLER, H. G. (1965): *Petrogénesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag. Heidelberg, 220 pp.
- (13) CATHELINÉAU, M.; CUNÉY, M.; LEROY, J.; LHOTÉ, F.; NGUYEN TRUNG, C.; PAGEL, M., et POTY, B. (1982): *Caracteres minéralogiques des pechblendes de la Province Hercynienne D'Europe. Comparaison avec les oxides d'uranium du Proterozoïque de différentes gisements D'Amerique du Nord, D'Afrique et D'Australie. Vein-type and similar uranium deposits in rocks younger than Proterozoic*. I. A. E. A.
- (14) FRONDEL, C. (1985): *Systematic mineralogy of uranium and thorium*. Geological Survey Bulletin, 1064, 400 pp.
- (15) MARTÍN CALVO, M. (1985): *Estudio petrológico y análisis geoquímico del uranio de materiales turbidíticos de la zona Mina Fe (Salamanca)*. Informe interno JEN-ENUSA (inédito), 84 pp.
- (16) ARRIBAS, A.; MARTÍN IZARD, A., y MONTES, J. (1984): *Distribución geoquímica del uranio en los metasedimentos del oeste de la provincia de Salamanca*. VII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia. Barcelona, mayo 1984.
- (17) MARTÍN CALVO, M. (1974): *Consideraciones sobre el papel que desempeñan las sustancias orgánicas naturales de carácter húmico en la concentración del uranio*. Formation of uranium ore deposits. I. A. E. A. Vienna, 125-137.
- (18) VERNON, E. S. (1961): *Geology and geochemistry of uranium in marine black shales*. Geological Survey Professional paper 356-C. Washington.

AGUAS SUBTERRANEAS

# Diseño de un método para la selección de rejillas y macizos de gravas

Por A. IGLESIAS LOPEZ (\*) y M. VILLANUEVA MARTINEZ (\*)

RESUMEN

La selección de rejillas en sondeos de captación de aguas subterráneas, a pesar de su simpleza teórica, ha presentado la dificultad de tener que manejar conceptualmente un grupo de variables relacionadas entre sí a un mismo tiempo.

En el presente trabajo se propone un nuevo método de selección, basado en la aplicación de ábacos para apoyo en las decisiones sobre instalación de rejillas y macizos filtrantes.

ABSTRACT

Selection of screens for groundwater supply wells, in spite of its theoretical simplicity, became difficult because of the need of a simultaneous conceptual management of a group of each other related variables.

In this paper a new method for relating these variables is proposed based on the application of abacuses for support in making decisions dealing with screens and packed gravels installation.

CRITERIOS PARA LA SELECCION DE REJILLAS Y FILTROS

La elección de las rejillas y macizos filtrantes a instalar en captaciones de agua subterránea, atenderá prioritariamente a dos objetivos: conseguir que el agua afluya al sondeo con filtrado total de arenas y finos, y lograrlo con la menor cantidad posible de pérdida de carga parásita.

La selección debe llevarse a cabo atendiendo a tres parámetros:

- Abertura de paso.
- Diámetro de rejilla.
- Porcentaje de paso.

La abertura de paso vendrá dada por la fracción de arena que se desea dejar pasar en la operación de desarrollo, y la que se quiere retener de una manera estable. La abertura de paso se elige en función de la curva granulométrica, y de que se instale o no un empaque de gravas adicional.

(\*) División de Aguas Subterráneas del Instituto Geológico y Minero de España.

Tanto el diámetro de la rejilla como el porcentaje de paso, son factores que cuantifican la superficie por la que el agua debe atravesar el filtro. Esta superficie de paso determinará la velocidad de circulación del agua a través de la rejilla, siendo el parámetro definitorio de las pérdidas de carga.

Desde un punto de vista experimental, se ha considerado por diversos autores que las pérdidas de carga son prácticamente despreciables para velocidades iguales o inferiores a los 3 cm/seg.

Debe, por tanto, existir una relación entre el caudal y la superficie de paso que puede deducirse como sigue:

$$Q_m = V \cdot S$$

siendo:

- $Q_m$  = caudal por metro de filtro
- $V$  = velocidad de paso = 3 cm/seg.
- $S$  = superficie de paso.

Llamando al diámetro de la rejilla  $D$ , y al porcentaje de paso teórico  $P. P. T.$ , puede establecerse que:

$$S = 2 \pi (D/2) \times (P. P. T.)$$

luego

$$Q_m (1/s) = \frac{3\pi}{10.000} \times D_{(mm)} \times P. P. T. (\%)$$

En el gráfico 1 del ábaco número 1 se relaciona el diámetro con el porcentaje de paso teórico mediante rectas que pasan por el origen.

El porcentaje de paso teórico viene dado por la relación entre la superficie por la que el agua pasa y la superficie total de la rejilla.

Debe tenerse en cuenta que las gravas o arenas de la formación, van a situarse frente a la rejilla, disminuyendo sustancialmente el porcentaje de paso. Por ello, el  $P. P. T.$  deberá ser incrementado para prever atoraciones, obteniéndose el valor del porcentaje de paso real,  $P. P. R.$

Se definirá como coeficiente de mejora,  $C. M.$ , el factor a aplicar al  $P. P. T.$ , para obtener el  $P. P. R.$

Para el cálculo del coeficiente de mejora,  $C. M.$ , puede formularse la siguiente hipótesis y proceso de cálculo:

Según la figura núm. 1, los granos de arena o grava se sitúan en la rejilla, reduciendo en mayor o menor medida su superficie de paso. Granos de diámetros próximos a la dimensión de la abertura producirán obturaciones importantes, mientras que los tamaños de granos mayores tendrán una menor incidencia en el taponamiento.

Siendo  $DG$  el diámetro de la arena o grava, y  $AP$  la abertura de paso de la rejilla, la relación de diámetros  $RD$  viene dada por:

$$RD = \frac{AP}{DG}$$

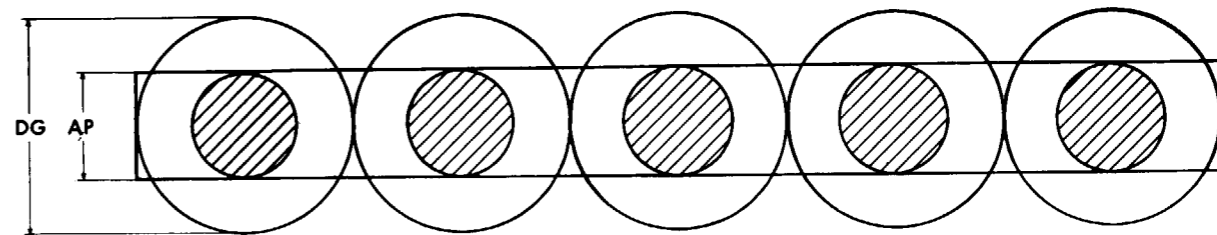


Figura 1

En la figura 1 se dibuja el rectángulo que representa la abertura de paso y los granos obturando una parte del mismo.

Area del rectángulo:

$$RD \times DG \times n \cdot DG = RD \times (DG)^2 \times n$$

Area cubierta por los granos =

$$= \pi (RD \times DG/2)^2 \times n = \frac{\pi}{4} (RD)^2 (DG)^2 \times n$$

Paso real = Area rectángulo — Area cubierta =

$$= RD \times n \times (DG)^2 \left(1 - \frac{\pi}{4} RD\right)$$

Coeficiente de mejora,  $C. M.$  =  
= área rectángulo/paso real =

$$= \frac{4}{4 - RD \times \pi}; \quad P. P. R. = \frac{4}{4 - RD \times \pi} P. P. T.$$

Los granos retenidos por la rejilla pueden variar de tamaño, pero siempre tendrán un valor mínimo igual o superior a la abertura de paso; los tamaños inferiores serían eliminados.

En el caso más desfavorable

$$RD = 1 \quad \text{y el} \quad C. M. = 4,65$$

Cuanto mayores sean los granos de arenas o gravas, más favorable será la situación al obtenerse valores de  $RD$  cada vez más bajos.

En el gráfico 2 del ábaco núm. 1 se representa con un haz de rectas la relación entre  $P. P. R.$ ,  $P. P. T.$  y  $C. M.$  En ordenadas se obtienen los porcentajes de paso reales que deben tener las rejillas, partiendo del porcentaje de paso teórico y de los valores de  $RD$ .



El coeficiente de mejora depende exclusivamente de RD.

En el gráfico 2 debe tomarse la recta adecuada. Se recomienda tomar el valor medio de dos rectas de RD máximo y mínimo, que dependerán de los tamaños máximo y mínimo de los granos que pueden enfrentarse a la rejilla.

En el caso de que no exista empaque de grava, el tamaño mínimo de arena del acuífero que puede permanecer retenido en la rejilla es el equivalente a la abertura de paso, y RD=1.

El tamaño máximo de los granos que pueden encontrarse adosados a la rejilla, depende de la granulometría del acuífero, y se asemejará a la media de los granos más gruesos de la fracción retenida. En principio, para el valor  $d_{90}$  de la curva granulométrica se estará cerca de la situación más favorable, obteniéndose los valores de RD más bajos.

Cuando exista empaque de gravas, se tomará

como situación más favorable el RD calculado para el diámetro máximo de la grava, y como más desfavorable el calculado para el diámetro de grava mínimo.

Cuando parte de la grava se elimine, tendrá que tomarse para el caso más desfavorable RD=1.

Por último, si se tiene calculado el porcentaje de paso real, y dado que la abertura de paso también viene impuesta, puede elegirse el tipo de filtro en el gráfico 3 del ábaco núm. 1.

Este gráfico es función de las características constructivas dadas por los fabricantes y no se pretende que sea completo. De hecho recoge únicamente algunos casos de fabricantes reconocidos.

El ábaco representado pretende ser una aportación de los autores para facilitar la elección de filtros; no es un ábaco de cálculos exhaustivos, sino más bien un mecanismo gráfico que ayude a la toma de decisiones sobre el tipo de filtro a elegir, y las necesidades o conveniencias de usar o no empaque de gravas.

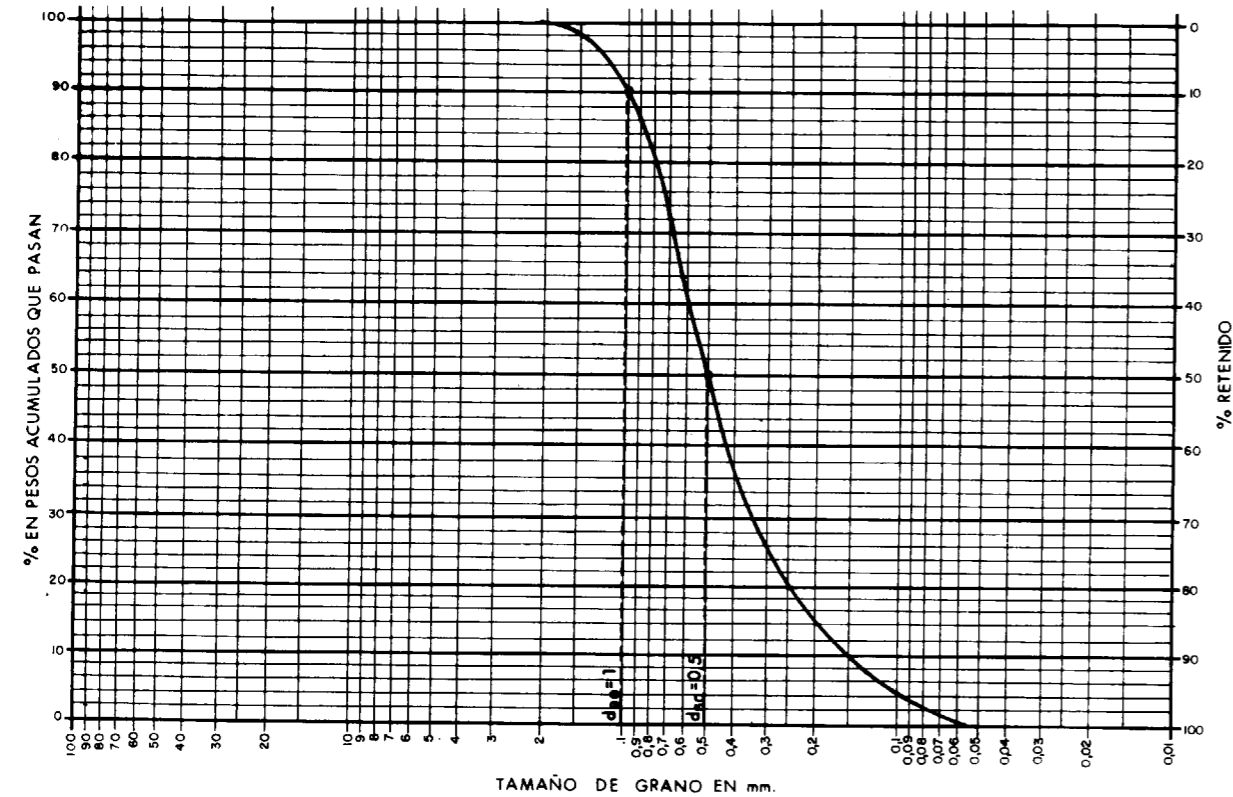
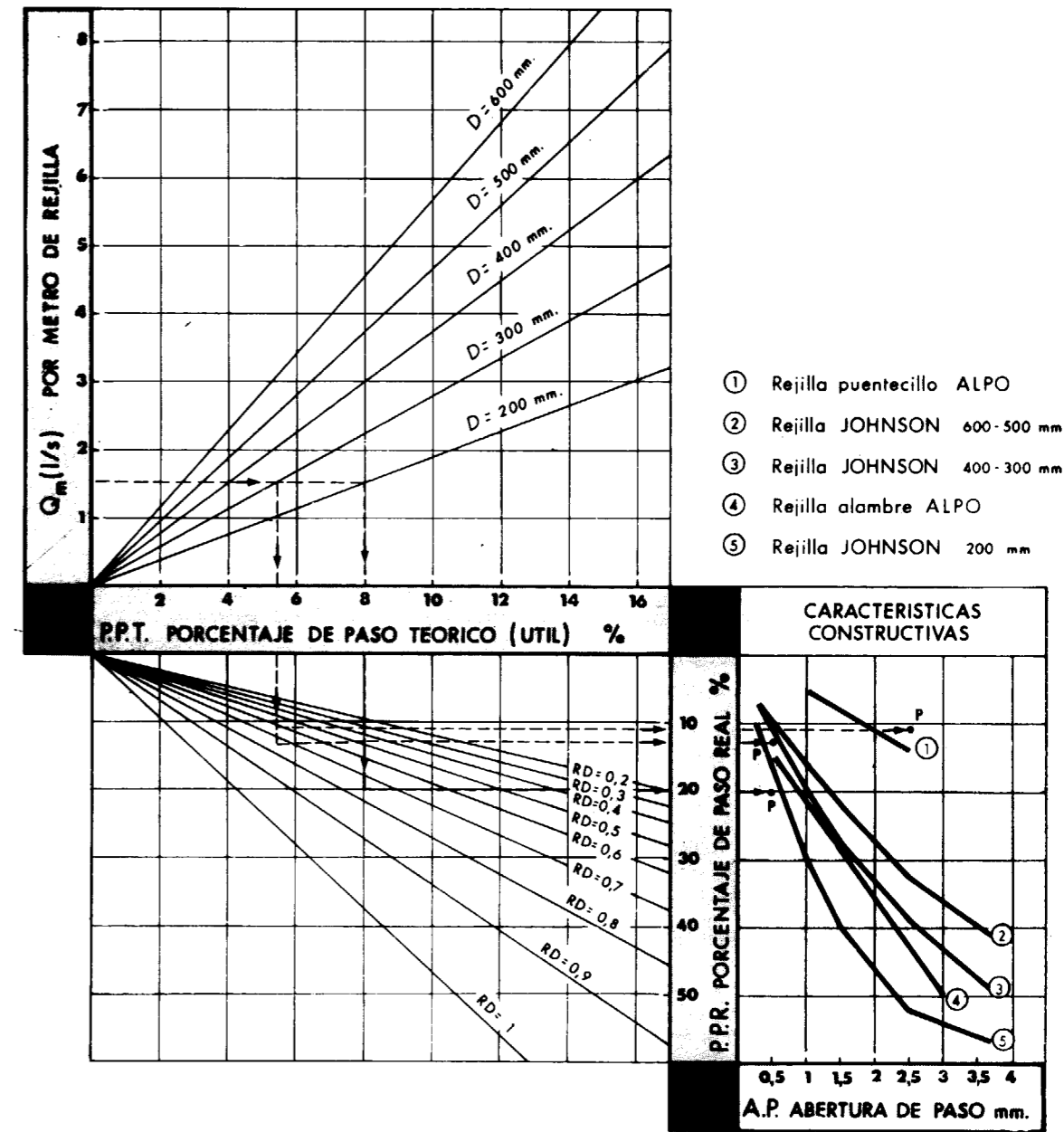


Gráfico 1.—Curva granulométrica para el ejemplo de selección de rejillas.



Manejo:

Gráfico 1. Según  $Q_m$  y  $D$  se obtiene P.P.T.  $Q_m (l/s) = \frac{3 \pi}{10.000} \times D (mm) \times PPT (\%)$

Gráfico 2.—Se calcula el valor de RD medio y con el PPT se obtiene PPR

$$RD = \frac{\text{Abertura de filtro}}{\text{Diámetro arena}}$$

$$PPR = CM \times PPT; CM = \text{Coef. mejora} = \frac{4}{4 - RD \cdot \pi}$$

Gráfico 3.—Con PPR y AP se fija un punto y en función de la situación de este punto, se elige la posible rejilla.

Para manejar este ábaco, se empieza por definir el caudal por metro que se espera obtener, pudiendo deducirse en el gráfico 1 el porcentaje de paso teórico para diversos diámetros de filtro.

En el gráfico 2, tal y como se ha descrito para la elección del RD adecuado, puede obtenerse el porcentaje de paso real que debe tener el filtro a instalar.

En el gráfico 3 se tiene un punto P definido por P. P. R. y la abertura de paso necesaria, que debe estar previamente definida en función de la curva granulométrica. Las rejillas cuyas curvas constructivas estén por debajo de la ordenada del punto P, serán válidas por tener suficiente P. P. R.

De otra parte, también puede accederse a rejillas con menor P. P. R., utilizando empaques de grava que proporcionen valores de RD más favorables.

El siguiente ejemplo ilustrará convenientemente el uso y manejo del ábaco núm. 1.

Sea la muestra de terreno representada en el gráfico núm. 1.

El caudal que se espera obtener por metro de acuífero es de 1,5 l/s.

Se desea eliminar el 50 por 100 del material más fino de la formación.

Se fija en principio un diámetro de rejilla de 200 metros.

Datos:

$$d_{50}=0,5 \text{ mm.}$$

$$\text{Abertura de paso}=0,5 \text{ mm.}$$

En el gráfico 1 se obtiene un P. P. T.=8 por 100, para  $Q_m=1,5 \text{ l/s}$  y  $D=200 \text{ mm.}$

Cálculo de RD:

$$\text{RD mínimo}=\frac{d_{50}}{d_{90}}=\frac{0,5}{1}=0,5$$

$$\text{RD máximo}=\frac{d_{50}}{d_{50}}=1$$

$$\text{RD medio}=0,75$$

En el gráfico 2, para P. P. T.=8 por 100, y RD medio=0,75, se obtiene un P. P. R.=20 por 100.

Este punto está por debajo de todas las curvas

constructivas de las rejillas representadas y, por tanto, ninguna daría resultados satisfactorios.

#### OPCIONES

- a) Aumentar el diámetro de la rejilla.
- b) Colocar empaque de gravas.

Opción a):

Se toma una rejilla cuyo  $D=300 \text{ mm.}$ , y se sigue el mismo proceso. El nuevo punto P queda definido por:  $AP=0,5$ ,  $P. P. R.=13$  por 100.

Este punto está dentro de la curva constructiva de ALPO alambre, y prácticamente coincide con la de JOHNSON 300-400 mm. Luego estas dos rejillas serían válidas para cubrir el objetivo propuesto.

Opción b):

Mediante un empaque de gravas se puede mejorar el valor de RD, y además no es preciso utilizar una rejilla de abertura de paso tan reducida.

Como se quiere eliminar tamaños inferiores a 0,5 mm ( $d_{50}$ ), la grava variará entre los siguientes tamaños:

$$\text{DG mínimo}=0,5 \times 6=3 \text{ mm.}$$

$$\text{DG máximo}=3 \times 2=6 \text{ mm.}$$

Para un diámetro  $D=300 \text{ m.}$ , se toma una abertura de paso de 2,5 mm., que es la mayor abertura de la rejilla de puentecillo.

El nuevo valor de RD será:

$$\text{RD máximo}=0,83$$

$$\text{RD mínimo}=0,41$$

$$\text{RD medio}=0,62$$

El nuevo punto P quedaría dentro de las posibilidades de cualquier rejilla y, como es lógico, se elegirá la más económica.

#### BIBLIOGRAFIA

- El Agua Subterránea y los Pozos. Edward E. Johnson, Inc., 1975.
- Catálogo Filtros y Rejillas ALPO.
- Catálogo Filtros y Rejillas JOHNSON.
- Seminario sobre construcción de pozos. Barcelona, 1969.

Recibido: Noviembre 1987.

## INFORMACION

### La segunda Dirección General de Minas (1825-1849)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

La primera Dirección General de Minas la desempeñó un solo director general, Francisco de Angulo (1788-1815), su labor fue muy importante, como podemos seguirla en la crónica de la misma, publicada en este BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO. El interés puesto por el titular y su formación, permitían tener grandes esperanzas, pero el desorden político reinante, y la continua carencia de personal minero formado, fueron las causas de no haber logrado los frutos esperados.

La segunda dirección fue promovida por Fausto Fermín de Elhuyar y de Súbice (1755-1833) a su regreso de Nueva España (1822), creada ésta, estuvo desempeñada por los mineros siguientes:

Fausto Fermín de Elhuyar y de Súbice, 1825-1833.

Timoteo Alvarez de Veriña y Cardecha, 1833-1834.

Estanislao Peñafiel, 1835-1835.

Rafael Cavanilles y Malo, 1835-1840 y 1843-1849.

Fernando Antonio de la Santísima Trinidad y Sánchez Caravantes y Méndez, 1841-1843.

Salvo Peñafiel, los cuatro restantes fueron ingenieros de primera fila, con magnífica formación. Tenemos publicadas sus biografías, donde se puede seguir la competencia y labor desarrollada por cada una.

#### 1. PROMOCION DE LA SEGUNDA DIRECCION GENERAL DE MINAS (1822-1825)

Regresa a España desde Méjico (1822) un valioso ingeniero, Fausto de Elhuyar, quien había desempeñado de una manera magnífica, por su actividad y acierto en las decisiones, la Dirección General de Minas de Nueva Es-

paña (1788-1822), cesando en ella, con motivo de la independencia de Méjico.

Informado el Secretario de Despacho de Hacienda, Luis López Ballesteros (1778-1853), del regreso de Fausto, le solicita su colaboración, para el desarrollo de sus ideas sobre la minería peninsular. Comienza por una serie de informes como los de Almadén, Guadalcanal, Riotinto. Designado Ballester (2 de diciembre de 1823), Secretario de Estado del Despacho Universal de Hacienda, crea (R. D. de 5 de enero de 1824) la «Junta de Fomento de la Riqueza del Reino», constituida por «las personas más destacadas en méritos y conocimientos», e inmediatamente lo designa (R. O. de 6 de abril de 1824) vocal de la misma, encomendándole el estudio de los expedientes sobre minas y metalurgia y de promover y orientar las exploraciones para nuevos descubrimientos o el mejor conocimiento de las exploradas con anterioridad. De este continuo trato con Ballesteros y confrontación de pareceres, decide encargarle la tan esperada, desde la dirección de Francisco de Angulo (1788-1815), ley de bases para el fomento de la industria extractiva. Hecho el encargo, a los pocos meses está terminada (3 de febrero de 1825), con el título de «Memoria sobre la formación de una ley orgánica para el gobierno de la minería en España», fundamento del R. D. (4 de julio de 1825), basado en las trece ideas siguientes: «1.ª El ámbito del R. D. son las substancias de naturaleza metálica, combustible y salina. 2.ª La propiedad independiente del dueño del terreno. 3.ª La explotación no se efectuará por establecimientos independientes del gobierno, ni deben existir estancos. Se establece la libertad de exploración y explotación con una vigilancia e inspección eficaz. 4.ª Moderación en los impuestos de explotación. 5.ª Extensiones ni demasiado grandes ni muy reducidas, para evitar los latifundios y minifundios mineros, por encarecimiento y dificultades operativas. 6.ª Cese de la temporalidad a favor de las concesiones, que deben ser a perpetuidad. 7.ª La tramitación



de registros mineros y denuncias debe efectuarse por personal facultativo. 8.ª Asignación de límites que aseguren el laboreo constante, buen orden y firmeza de las labores y el mejor aprovechamiento de los frutos. 9.ª Personal técnico de minas, para inspeccionar y velar por el buen orden de los trabajos, fomento y conservación. 10.ª Personal técnico que entienda y resuelva los litigios y desavenencias entre mineros, e incluso los delitos cometidos en explotaciones y fábricas. 11.ª Instrucciones base para la reorganización de las escuelas de minas. 12.ª Fomento del cultivo de las minas, con la máxima discreción en los impuestos. 13.ª Mantenimiento de los privilegios anteriores para estos bienes.»

De las lecturas de estas ideas, desarrolladas en 192 artículos, se aprecia una total coincidencia de la visión de la industria de la riqueza mineral, por ambos mineros, y por los documentos de la época se ve el completo deterioro, de lo mucho avanzado, durante el decenio (1815-1825) en que no se cubrió la plaza de director general de Minas.

Sanciona (18 de diciembre de 1825) Fernando VII (1807 y 1813-1833) la nueva instrucción provisional redactada íntegramente por Elhuyar, compuesta de 44 artículos. Con ella quedan establecidos los jalones de la enseñanza técnica moderna, creada la policía minera, el servicio de demarcaciones, la función inspectora constante de las exploraciones particulares. Complemento de esta Real Disposición fue la R. O. (18 de diciembre de 1825) reponiendo la Dirección General de Minas en el Ministerio de Hacienda.

## 2. FAUSTO DE ELHUYAR (1825-1833)

Por R. O. (18 de diciembre de 1825) se designa a Fausto de Elhuyar como director general de Minas, con una asignación anual de 40.000 Rs. Posesionado en el cargo, procede a la organización colegiada de la Dirección, integrada además del director general, por dos inspectores generales y un secretario.

Programa la plantilla del nuevo organismo y, después de aprobada por la Real Junta de Fomento de la Riqueza del Reino, es elevada a la superioridad, destacando en el preámbulo la conveniencia de aprobar, sin alteración, plantilla y créditos, por el aliciente del descubrimiento de los tesoros encubiertos en el rico subsuelo y la posibilidad de incrementar los ingresos del Real Erario. Enterado de que el Consejo de Estado, pone dificultades a su proyecto, eleva una súplica (8 de julio de 1826) a S. M., donde destaca la posibilidad de que cualquier alteración de su propuesta, ocasionaría malos resultados al desarrollo del R. D. de 4 de julio de 1825. El Consejo de Estado, de acuerdo con su Comisión de Hacienda, emite informe (5 de septiembre de 1826), proponiendo la reducción de las plantillas y créditos del proyecto. El Rey y el Ministro no tienen en consideración el informe del Consejo de Estado y (15 de septiembre de 1826) se firma en el Pardo la R. O. designando las personas y asignaciones de cada cargo, de acuerdo con la propuesta de Elhuyar.

Formada una escala inicial, de lo que sería el Real Cuerpo Facultativo de Minas, figura Fausto con el número uno y Timoteo Alvarez de Veriña y Cardecha (1779-1833) con el

número dos. Inmediatamente organizan las inspecciones de minas, siendo las residencias iniciales: Riotinto, Almadén, Linares, Marbella, Falset y, posteriormente, crearon Berja. Además de la Organización oficial, dos ideas fundamentales le preocupan, la formación del personal minero, por la insuficiencia para la puesta en marcha de la dirección y el fomento de la minería nacional. Sus planes se enfrentan con obstáculos poderosos, basados en los intereses envejecidos y preocupaciones añejas, por el cambio de la antigua legislación. La dirección se ubica en Amor de Dios, 2.

Es necesario reorganizar la Escuela de Minas de Almadén, elevando el nivel de sus enseñanzas, pensionar a los jóvenes para el estudio de la ciencia y práctica del laboreo en Sajonia y crear el Real Cuerpo Facultativo de Minas, con suficiente personal y dotación. Siempre sostuvo, en contra de lo publicado por destacados historiadores, que las disciplinas de minería y metalurgia se profesasen en las cuencas mineras, por ser un ambiente más adecuado a la formación de los ingenieros y mayor facilidad para las prácticas. Las disciplinas básicas o comunes se podrían localizar en la corte, por mayores facilidades para la recluta de profesores y alumnos. Daba importancia fundamental a la formación de competentes graduados medios, capacitados para el ejercicio de la profesión, formados en las que denominaba escuelas prácticas, con alumnos reclutados exclusivamente entre quienes trabajaban en la mina, lavadero, horno; por lo cual los pretendía denominar «ingenieros prácticos», reservando la denominación de ingenieros a los procedentes de la escuela de Almadén, considerada como superior. Fruto de estos planes fue el continuo incremento de los alumnos de Almadén, en la promoción de 1828 se inscribieron más de 60 alumnos internos, de los que 32 lograron titularse, con un aumento continuo, alcanzando en 1831 la incorporación de 79 alumnos oficiales, entre ellos varios extranjeros de Cuba, México, Francia, Irlanda, Turquía y Rusia, atraídos a la Escuela de Almadén por el prestigio internacional de su director, ya que fue director nato desde 1825 en que fue nombrado director general, hasta su fallecimiento en 1833. Este óbito repercutió en el número de alumnos oficiales, bajando a 16 el de la promoción de 1834.

Consideraba la química y la docimástica como ciencias indispensables para la buena formación de un ingeniero de minas. Logra la creación de ambas cátedras en Madrid (R. O. de 31 de agosto de 1826), así como su dotación con 15.000 Rs., dando la titularidad (18 de septiembre de 1826) a favor de Joaquín Cabezas (1761-1828), antiguo alumno de la Real Escuela de Almadén, promoción de 1790, quien instaló el laboratorio en Lobo, número 21, siguiéndole (R. O. de 25 de mayo de 1828) como titular José Duro y Garcés (1796-1855). Fue ayudante de la cátedra Vicente Manuel González Arnao. La cátedra pasó de Lobo a la calle del Florín, número 2, en 1831.

Su interés por pensionar a los alumnos de Almadén, en Freiberg, es una realidad y consigue el primer crédito para ampliar sus estudios (1829-1836), figurando en los primeros grupos Joaquín Ezquerda del Bayo (1793-1859), con el número 1.246; Lorenzo Gómez Pardo (1801-1847), número 1.201; Isidro Sáinz de Baranda (XIX), número 1.202; Felipe de Bauza y Rábaxa (1802-1875), número 1.245, y Rafael Amar de la Torre (1802-1874), número 1.247.

Dio mucha importancia al conocimiento de la Geología de España, como base indispensable de una buena investigación minera, Promovió el estudio geológico de extensiones grandes con criterio regional, para ello encargó a Angel Vallejo (R. O. de 1831) la formación del mapa geológico de Cataluña, labor sin finalizar, por su pase al extranjero, y a Guillermo Schulz y Schweizer (1800-1876) (R. O. de 1832) la realización, en un plazo de dos años, del mapa petrográfico del Reino de Galicia, publicado en 1834, con el trazado simultáneo de su topografía, por la mala calidad de la cartografía geográfica disponible.

Daba mucha importancia al suministro de avíos mineros, a precio favorable, e intentó reducir las ganancias, a veces usureras de los aviadores, para lo que dictó sucesivas disposiciones, como 1ª R. O. (2 de agosto de 1828), para facilitar a precio de costo la pólvora, azufre, sal y demás materiales que se necesiten para el trabajo de las minas.

Su repentino fallecimiento (6 de enero de 1833) le impidió alcanzar algunos de sus proyectos que dejó prácticamente programados, sólo a falta de la sanción oficial, entre ellos figuraban dos seguidos con sumo interés. Organización del Real Cuerpo Facultativo de Minas, dado que estaba funcionando con carácter provisional en espera de su aprobación oficial. Creación de la Academia de Ciencias Naturales, para ello reunía periódicamente en su despacho de la calle del Florín, número 2, a los más destacados colaboradores de las ciencias naturales. El objetivo de la Academia, era el cultivo de las ciencias propias de este nombre y de sus afines, auxiliares y complementarias.

Comentando (31 de diciembre de 1873) Manuel Fernández de Castro (1825-1895) las actividades de Fernando VII (1813-1833) durante los últimos años de su reinado, publica «A D. Fausto de Elhuyar se debe que España figure entre las naciones mineras de Europa; sin su saber, su vasto genio organizador no existiría tal vez esa industria que tantos millones de brazos ocupa y tantos millones crea y pone en circulación, aumentando prodigiosamente de año en año la riqueza pública. Todos saben, hoy, que la minería es, después de la agricultura, el ramo más importante de la producción nacional; sospechan algunos que el desarrollo de esta riqueza se debe al Real Decreto de 4 de julio de 1825; pero son muy contados los que han querido averiguar el nombre del que redactó el admirable preámbulo de ese importante Decreto, que por fortuna cayó en manos de un entendido ministro de Hacienda, don Luis López Ballesteros».

## 3. TIMOTEO ALVAREZ DE VERIÑA (1833-1834)

El gijonés Veriña fue uno de los jóvenes apadrinados por Jovellanos, y siempre pensó fuese nombrado profesor de Ciencias Naturales en la Escuela de Matemáticas, Física, Química, Mineralogía y Náutica de Gijón. asignatura que nunca tuvo titular. Para su formación lo pensionó tres años en París y de allí pasó a la Real Academia de Minas de Freiberg, integrándose en la promoción de 1808, con el número 705. Siempre lo tuvo Elhuyar en gran aprecio, y por ello, como indicamos anteriormente, lo incor-

poró en la plantilla inicial de Ingeniero de Minas con el número 2 y la categoría de subinspector general.

Presentó a la firma de S. M. (21 de septiembre de 1833) la R. O. de creación del Real Cuerpo Facultativo de Minas, donde se establecen dos plazas de profesores en Almadén, con categoría de jefe de distrito, una para la disciplina de geometría subterránea y otra para mineralurgia. Mientras fue el segundo de la dirección general, realizó una destacadísima labor de colaboración, reconocida siempre por Elhuyar.

Falleció casi repentinamente (6 de agosto de 1834), víctima de la grave epidemia de cólera.

Durante su mandato, continuaron celebrándose las reuniones periódicas de un grupo de científicos, como fueron Ezquerda, del Bayo, Amar de la Torre, Luxán, Rioz y Perdraja, Naranjo y Garza, Gómez Pardo, Paz Graellas, Cutanda, Subercasa, capitaneados por el profesor de docimástica y metalurgia de la Dirección General José Duro y Garcés (1796-1855). Este grupo logró que la Reina gobernadora viese con satisfacción su idea y crea (R. D. de 7 de febrero de 1834) la «Academia Matritense de Ciencias Naturales».

## 4. ESTANISLAO PEÑAFIEL (1834-1835)

Poco floreciente fue la actuación de Peñafiel, además de pasar por momentos políticos difíciles, se enfrentó con un grupo de ingenieros jóvenes, que pretendían el traslado de la escuela de Almadén a Madrid y después reforzar las actividades técnicas y administrativas de la dirección.

La labor de propaganda del traslado de la Escuela se inicia por Lorenzo Gómez Pardo e Isidro Sáinz de Baranda con sus informes del 10 y del 3 de septiembre de 1834. Esta campaña, opuesta a las ideas de Francisco de Angulo y de Fausto de Elhuyar, encuentra ambiente favorable y concluyen con el R. D. (23 de abril de 1835), por el que se aprueba dicho traslado y crea en Almadén una Escuela Práctica de minería.

Cesa Peñafiel con motivo de este Real Decreto.

## 5. RAFAEL CAVANILLES (1835-1840)

Nace en Almadén (28 de octubre de 1778) Rafael Cavanilles, estudia en la Real Academia de Minas de Almadén y amplía su formación en varios países europeos. Lo destinó Elhuyar para secretario de la Dirección General de Minas (R. O. 18 de septiembre de 1826), con el número 4 del escalafón inicial y asignación anual de 24.000 Rs, siendo un activo y valioso colaborador. Por el fallecimiento de Garza (R. O. de 3 de febrero de 1832) asciende a inspector general de segunda, por la de Elhuyar (R. O. de 6 de enero de 1833) a inspector general primero y por la de Peñafiel (R. O. de 4 de septiembre de 1835) a director general de Minas, y su acumulada de la Escuela de Minas. Activo defensor de su ciudad natal y su provincia, y después de su campaña electoral fue elegido (1834) procurador

a Cortes por Ciudad Real y posteriormente (1839) diputado a Cortes.

Dos actividades se destacan, la organización del Cuerpo de Ingenieros de Minas y los laboratorios docentes.

Referente al Cuerpo, la primera intervención fue con motivo de las economías impuestas por el gobierno, unificando los Cuerpos de Ingenieros de Caminos, Minas y Bosques en un Cuerpo de Ingenieros Civiles (R. D. de 30 de abril de 1835) con tres Inspecciones Generales, una por cada Cuerpo de los integrados. Pronto se logra la reorganización de los cuerpos antiguos, quedando reorganizados el de Minas (R. D. de 14 de abril de 1836) en los 54 artículos de su reglamento orgánico y constituido por 26 plazas con las categorías de inspector general, subinspector general, ingenieros de primera clase, de segunda clase, ayudantes de primera clase, de segunda clase y aspirantes de primera y segunda clase, con varias plazas sin cubrir por falta de ingenieros titulados. El cuerpo afecto al Ministerio de la Gobernación del Reino, y dependiendo de la Dirección General todos los establecimientos mineros, incluso los reservados a la Real Hacienda. La Junta Consultiva de Minas estaba integrada por el director general, inspector general, subinspector general, el profesor más antiguo de la Escuela de Ingenieros y el secretario de la Dirección General. La distribución planeada para los ingenieros primeros y segundos era: director de minas y fundiciones de Almadén; tres profesores de las cátedras de la Escuela de Minas; director de minas y fundiciones de Almadenejos; inspector del distrito de Berja, con atribuciones en las provincias de Almería y Granada; director del establecimiento de Riotinto e inspector del distrito de Sevilla; director del establecimiento de Linares con la inspección de los distritos de Jaén y Córdoba y nuevas poblaciones de Sierra Morena; en Lugo, el inspector de Galicia y Asturias; el secretario de la Dirección General y de la Junta Consultiva. Su propuesta (2 de diciembre de 1840) de establecer una Inspección de Minas en la capital del Reino con la provincia de Segovia como acumulada, mereció la aprobación (29 de octubre de 1840) de la Regencia del Reino.

En los medios carboneros, se consideraban insuficientes para una buena explotación, las dimensiones de las concesiones, opinión que compartía, y logra la correspondiente R. O. (11 de septiembre de 1836) en este sentido.

Una de las preocupaciones de Cavanilles era la estadística minera y su publicación, la inicia en 1839, en la que presenta periódicamente el movimiento completo y detallado de la industria minera, en cada una de las provincias de España. Tropezó con grandes dificultades como relata «Los españoles en general... tiene hacia ella una antipatía marcada, porque la palabra "estadística" no saben separarla de la idea de "contribución", así es que todos, los Ayuntamientos los primeros, cuando el gobierno les pide datos, los dan falsos: siempre disminuyendo la riqueza, para que no se les pida tanto y siempre cargando la mano sobre los hacendados que no viven en el pueblo»; añade, «gracias a la actividad y laboriosidad de nuestros ingenieros y principales empleados en la contabilidad del ramo, se aproxima bastante a la exactitud y servirán para formar una idea de la prosperidad y utilidad de este ramo de la industria». Anuncia que los datos serán más extensos y detallados para la estadística de 1840.

Otro de los éxitos de Cavanilles fue la promoción de la revista titulada «Anales de Minas», iniciada en 1838, suprimida en 1846 por razones de economía, de la cual se editaron cuatro tomos.

Trasladada la Escuela de Almadén a Madrid (R. D. de 23 de abril de 1835), es necesario preparar el reglamento, trabajo llevado personalmente, formado por 22 artículos y tres adicionales, propuesto (15 de diciembre de 1835) por el inspector general de Minas, que mereció la aprobación de S. M. (20 de enero de 1836), con un plan de tres cursos escolares y las disciplinas de: mineralogía, geognosia, laboreo de minas, mecánica aplicada a las minas, docimasia y preparación mecánica de minerales, metalurgia, construcción. Establece la edad mínima de ingreso los 15 años y las disciplinas necesarias para el ingreso. Terminados los estudios, como alumnos internos, practicaban durante dos años en los establecimientos mineros del Reino, finalizada toda la formación satisfactoriamente se incorporaban en el escalafón del Cuerpo de Ingenieros de Minas, con la categoría de aspirantes. Los alumnos que cursaban los estudios como externos, después de sufrir un examen perito de Minas. La inauguración de la Escuela en la calle del Florín, número 2, se celebró el 7 de enero de 1836.

Creado el Colegio Científico para preparar el estudio de las ciencias aplicadas (R. D., El Pardo, 19 de noviembre de 1835) de los futuros alumnos de las escuelas de aplicación de Ingenieros de Caminos, Minas, Geógrafos, y Montes y Plantíos, donde debían permanecer durante dos cursos. Como esta idea no prosperase, inicia la superioridad otra reiteración, ahora sólo para los alumnos de Caminos y Canales, y de Minas, designan una junta (17 de abril de 1836) para activar la puesta en marcha, y presentan una propuesta de R. O. (11 de mayo de 1836), donde se elevan a tres los cursos a seguir en el colegio, con fijación de las materias, y que los cursos en cada escuela de ingenieros, sean también tres, mencionando sus materias. También dispone esta R. O. la no admisión de alumnos que no hayan pasado por el Colegio científico.

Por razones políticas se dispone su cese (diciembre de 1840) como director general.

## 6. FERNANDO CARAVANTES (1841-1843)

Nacido en Almadén Fernando Sánchez Caravantes (1788-1850), alumno de la Real Academia de Minas de Almadén, con buenas calificaciones. Fue profesor de la Academia y director del establecimiento de Almadén. Incluido en el escalafón inicial del Real Cuerpo (R. D. de 21 de septiembre de 1833) como inspector de distrito de primera clase. Pasa a subinspector general (14 de abril de 1836), como segundo del Cuerpo, detrás de Cavanilles. Con la reorganización política (24 de enero de 1841) se dio de baja en el Cuerpo a Cavanilles y lo nombra director general de minas, presidente del Tribunal de Minería, director general de Minas y director de la Escuela de Ingenieros.

La novedad de esta reorganización es que la Dirección General de Minas pasa a ser colegiada e integrada por el inspector Caravantes, el subinspector Lorenzo Gómez Par-

do (1801-1843). Los ingenieros primeros Guillermo Schulz (1777-1800), Joaquín Ezquerro (1793-1859) y Rafael Amar de la Torre (1802-1874). Como consecuencia de esta reorganización, quedó suprimida la Junta Facultativa creada el 14 de abril de 1836 por Cavanilles. La inspección de Almagrera y Murcia, recién creada por Cavanilles (27 de noviembre de 1840), es dotada por la Regencia del Reino (25 de enero de 1841).

En el interés de atender al notable incremento de la industria minera y dado que en poco tiempo, entre registros y denuncias, presentados para plomo argentífero en Sierra Almagrera, pasan de 60, logra un incremento de 4 plazas del Cuerpo Facultativo de Minas, con la categoría de aspirantes (O. Regencia de 23 de febrero de 1841).

De acuerdo con la propuesta de la Dirección General (19 de febrero de 1841) se amplía y regulariza la Escuela Práctica de Capataces de Almadén, para dar una instrucción adecuada por lo delicado de sus faenas, a los capataces, operarios de hacha, entibadores y demás subalternos que han de participar en los trabajos subterráneos (23 de febrero de 1841). Queda aprobado (24 de febrero de 1841) el plan para la Escuela Práctica de Minería de Almadén, con una formación de tres cursos. A los aprobados en los tres cursos, se les expedía el título de «capataces examinados». En la disposición se anuncia que cuando haya suficiente número de titulados, se obligará a las empresas mineras, a tener un capataz examinado para la dirección de sus trabajos, siempre a las órdenes del ingeniero del distrito minero. También se anuncia el comienzo del nuevo plan de estudios (1 de octubre de 1841).

Pide (3 de marzo de 1840) para la inspección de La Habana, que sea de aplicación en su distrito la disposición (11 de septiembre de 1836) relativa a la ampliación de las concesiones sobre criaderos de carbón de piedra, accediendo (R. O. de 26 de febrero de 1841) a la petición.

La corporación minera en tiempo de Caravantes, está formada por: inspector general, subinspector general, tres ingenieros jefes de primera, siete de segunda, cuatro ayudantes de primera, nueve de segunda, cuatro aspirantes de primera, cuatro de segunda. Este personal atendía al Tribunal Especial de Minería, Dirección General de Minas, Escuela Especial de Ingenieros, Escuela Práctica de Minería, establecimientos reservados a la Hacienda Pública, que eran: Almadén, Almadenejos, Linares, Falset, Marbella. Las inspecciones de distrito eran: Adra con Granada y occidente de Almería; Aguilas con la parte oriental de Almería y Murcia; Almadén con Ciudad Real y parte de Extremadura; Linares con Jaén, Córdoba y parte de La Mancha; Madrid con Segovia; Marbella con Málaga; Riotinto con Sevilla y Huelva; Rivadeo con Galicia y Asturias; Tarragona con Aragón y Cataluña; Habana; Islas Filipinas.

Nuevo cambio político y como consecuencia la jubilación forzosa (23 de diciembre de 1843) de Caravantes, que se retira a vivir a Almadén.

## 7. RAFAEL CAVANILLES (1843-1849)

Por R. O. (23 de diciembre de 1843) se reorganiza la Dirección General de Minas, deja de ser colegiada, pasa

a personal, como lo había sido anteriormente. Por R. O. de la misma fecha, Cavanilles, que figuraba como cesante, lo nombran director general de Minas y restituye en su puesto número 1 del escalafón de minas.

Propone el director general de Minas (2 de enero de 1844) la actualización de las actuaciones del Tribunal Superior de Minas establecidas en el artículo 41 del R. D. de 4 de julio de 1825, y se dispone (R. O. de 8 de enero de 1844) continúe dicho Tribunal ejerciendo las atribuciones que le corresponden.

Considerando Cavanilles como indispensables la enseñanza de la química general y docimástica, establecida anteriormente en la Dirección, eleva la oportuna propuesta (4 de enero de 1844), accediendo a ello S. M. y designando titular a Luis de la Escosura, con la categoría que le correspondía de ingeniero segundo (R. O. de 14 de enero de 1844), dejando sin efecto la Orden de la Regencia (5 de septiembre de 1841) por la que había sido sancionado.

Aprobado por R. D. (13 de marzo de 1844) el uniforme y distintivos del Cuerpo de administración civil, se aprueba en Aranjuez (13 de marzo de 1844) su instrucción y establece la obligatoriedad de su uso y posesión (R. O. de 24 de abril de 1844).

El director general de Minas, insiste (marzo de 1844) en la necesidad de cumplir lo dispuesto en la instrucción provisional (28 de diciembre de 1825) de la minería en lo referente a la obligación de los inspectores de distrito, de visitar las minas y oficinas de beneficio, obligación abandonada por falta de personal técnico. Considera como un deber, y les recuerda esta obligación, de ilustrar y aconsejar a los particulares, en sus empresas mineras y metalúrgicas, sin perder de vista, lo prevenido sobre corrección de los defectos que puedan observar en las minas, cuya conservación es de especial interés para el Estado, al paso que se favorece a los mineros.

Por una Orden Circular del director general de Minas (11 de abril de 1844) se anuncia la próxima aparición (mayo de 1844) del «Boletín Oficial de Minas» y solicita de los inspectores de distrito y de los jefes políticos el envío de información y artículos que despierten ideas mineras.

Otra vez insiste Cavanilles cerca de los inspectores e ingenieros de los distritos (6 de mayo de 1844) sobre la importancia de las visitas a los centros mineros, principalmente sobre la conservación de las minas y buen orden de sus labores. Tanto sobre obras inútiles, realizadas por ignorancia o codicia, como para la mejor orientación y activado de otros trabajos, indicándoles el plan de labores que deben seguir, debiendo tener como objetivo la conservación y prosperidad de las minas, para sostenerlas en el mejor estado de producción, con el correspondiente beneficio para las empresas mineras. También reitera la necesidad de visitas a las oficinas de beneficios, para incremento del aprovechamiento y de la calidad del producto.

Llegan a Cavanilles noticias particulares de que en la isla de Cuba no se observa la ley de minería vigente en la Península. Reunido el Tribunal Superior de Minas, comunica (18 de junio de 1844) al Ministerio de Marina,



Comercio y Gobernación de Ultramar la consulta de esta duda y contestan (9 de julio de 1844) es perfecta la observancia de las órdenes del Ministerio de Hacienda (18 de marzo de 1842 y 24 de febrero de 1843).

Debido al considerable incremento experimentado por la minería de Avilés, Langreo y otros puntos de Asturias, y la disminución de la gallega, se dispone (R. O. de 28 de mayo de 1844) el traslado de la capitalidad del distrito minero de Rivadeo, donde se instaló anteriormente (R. O. de 11 de diciembre de 1983), a Oviedo, dejando destacado en Orense un ayudante del Cuerpo.

Desde tiempos de Elhuyar, se tenía interés de formar en la Dirección General colecciones, pero para una mayor eficacia dispone (R. O. de 19 de abril de 1844) que el profesor de mineralogía y geognosia forme otra colección geográfica con todos los productos de nuestras minas.

Ante algunos abusos, por parte de los demandantes de análisis gratuitos de minerales y productos mineralúrgicos, en el laboratorio docimástico de la Escuela de Ingenieros de Minas, se establecen (7 de junio de 1844) normas para su admisión.

La comisión para el fomento de la minería carbonera en Asturias, solicitó (15 de julio de 1844) un aumento de la extensión de las pertenencias de las minas de carbón de piedra, y la Dirección propuso a la superioridad que en lo sucesivo tuviesen seiscientas varas de longitud y trescientas de latitud (R. O. de 15 de septiembre de 1844). Otra propuesta de la misma comisión y fecha fue la sustitución de la cátedra de mineralogía de Gijón por una escuela práctica de minería como la de Almadén, lo que así se eleva a la superioridad, siendo aprobada la oportuna R. O. (15 de septiembre de 1844).

Logra Cavanilles completar el escalafón de ingenieros y en 1 de enero de 1845 estaba integrado por el director general, dos inspectores generales, tres ingenieros primeros, diez ingenieros segundos, cuatro ayudantes primeros, siete ayudantes segundos, dos ayudantes primeros y ocho ayudantes segundos. Además existían los distritos de las Islas Filipinas, y la de Cuba y Puerto Rico. También existían ingenieros destinados en los establecimientos del Estado en Almadén, Almadenejos y Linares.

Las inspecciones tenían por capitalidad: Adra, Almadén, Linares, Lorca, Madrid, Marbella, Oviedo, Riotinto, Tarragona, Valencia. En las provincias no cubiertas por las anteriores inspecciones, los negocios de minas estaban a cargo de los respectivos jefes políticos.

Varios propietarios de la provincia de Barcelona, se quejaron de que para captar aguas subterráneas, recurrían muchos campesinos a solicitar permisos mineros y con la apariencia de investigarlos, en sus concesiones alumbraban aguas, con perjuicio de otros usuarios. Por R. O. (9 de marzo de 1845) se dispone que esta aparente legalidad de acuerdo con la R. O. (29 de abril de 1841) vigente, que los inspectores de distrito se ocupen del correcto cumplimiento del R. D. de 4 de julio de 1825 y la instrucción provisional de 18 de diciembre de 1825.

El último número del «Boletín Oficial de Minas» tiene fecha 25 de octubre de 1845, suprimiendo su publicación por falta de consignación.

Dado el incremento de trabajo en la isla de Cuba, se dispone el incremento de la plantilla con un ingeniero ayudante en la provincia de Puerto Príncipe (R. O. de 20 de diciembre de 1845).

El director general de Minas hace una propuesta a S. M. (13 de diciembre de 1844), sobre la organización de la Escuela Práctica de Minería, creada recientemente (R. O. de 15 de septiembre de 1844). Consecuencia de este expediente es la R. O. (14 de noviembre de 1845) por la que se crea en Asturias una escuela especial teoricopráctica de minería. El programa era de dos cursos. Después de aprobados los estudios del preparatorio o primer curso con ubicación en la escuela especial establecida en Gijón, seguirán el segundo curso o práctico, con residencia en Langreo. El título otorgado al final de los dos cursos era el de «capataz o perito práctico en el laborio de los criaderos de carbón mineral». Los programas de la escuela fueron presentados a S. M. la Reina (29 de octubre de 1845) y aprobados por R. O. (7 de febrero de 1946). Los temas del segundo curso o práctico comprendían: mineralogía, geognosia, minería, ventilación, acarreo y transportes, enmaderaciones, mampostería, alumbrado, desagüe, geometría subterránea.

Con la edición de cuatro interesantes tomos se da por finalizada (abril de 1846) la publicación de los «Anales de minas» por falta de consignación.

Dispuesto por R. O. (24 de marzo de 1841) la formación de una junta, para redactar el reglamento de minas que ha de regir en las Islas Filipinas, éste queda finalizado con 56 artículos y remitido (29 de enero de 1846) para la aprobación por S. M. la Reina, quedando como definitivo por su R. O. (14 de junio de 1846).

Demostrada la necesidad de un incremento de plantillas, en el presupuesto de 1846, lo logra, pasando los ayudantes primeros de cuatro a cinco, los ayudantes segundos de siete a doce, los aspirantes primeros de dos a siete y los segundos de ocho a dieciséis, o sea un incremento tal de diecinueve plazas de ingenieros.

Consideraba otra vez Cavanilles, como en su día Elhuyar, de una importancia fundamental la formación del mapa geológico de España y, como un primer paso, da la Orden Circular (28 de julio de 1846) por la que se reglamenta el cumplimiento de la instrucción número 78 del gobierno de la minería (R. O. de 4 de julio de 1825), con el fin de formar unas colecciones, mineralógica y otra geológica, de cada distrito minero, para formar la general del Reino. Esta instrucción está desarrollada en 12 artículos y un modelo de catálogo, de cada término municipal, que reproducimos.

Los servicios de minas, que dependían del Ministerio de la Gobernación del Reino, al crearse el de Comercio, Instrucción y Obras Públicas (R. D. de 9 de diciembre de 1847) se incorporan al mismo la Dirección General de Minas con todas sus dependencias. Es necesario un cambio en la política económica, para el fomento del transporte, la minería y la industria, se logran (R. D. de 24 de febrero de 1848) las disposiciones para la institución de compañías por acciones que permitiesen la acumulación de capitales suficientes para su explotación.

### Inspeccion de Minas de....

Catálogo de la colección de minerales y rocas de este distrito para la escuela especial de ingenieros del ramo, que se remite a la Dirección general del mismo en cumplimiento de su orden de....

Provincia de.....

Término ó

jurisdicción de.....

NUMS.	
1.	Gneis con granatés. Direccion..... L. 10.º N.º. a P. 10.º S., buzamiento 35.º al N.º. 10.º P. cantera de..... a la derecha de la carretera de tal a tal pueblo.
2.	Pizarra arcillosa sobrepuesta al número anterior. Direccion.... bu- zamiento..... solana de.....
3.	Grauwaka con trilobites, sobre- puesta al núm. anterior. Direc- cion..... buzamiento..... barranco de.....
4.	Fósiles procedentes del núm. an- terior.....
5.	Granito que atraviesa los núme- ros 1 y 2. Cerro de..... a la izquier- da del rio de.....
6.	Cuarzo cristalizado, de un filon que atraviesa el núm. anterior en direccion de.....
7.	Plomo blanco cristalizado de la mina..... a las 57 varas de profun- didad, procedente de un filon de galena con ganga de barita, que atra- viesa el núm. 5 en direccion de N. E. a S. O. buzando 20.º al S. E.

Fecha y firma del Inspector.

trucción necesarios. Sería una gran ayuda para la agricultura y la selvicultura por su orientación en las plantaciones a realizar y de los abonos a emplear y para las regiones áridas por la posibilidad de salvar sus necesidades de riego, con las aguas subterráneas. Sus razonamientos convencieron al ministro de Comercio, Industria y Obras Públicas, lo propone a S. M. la Reina y queda creada por R. D. (12 de julio de 1849) la «Comisión de la carta geológica del Reino», la que todavía subsiste, con la denominación de «Instituto Geológico y Minero de España».

Por los criterios económicos de la época, queda sancionada la Ley de reorganización administrativa (11 de abril de 1849) y su reglamento (R. D. de 12 de julio de 1849) cesando Cavanilles como director General (R. D. de 9 de agosto de 1849).

### 8. EPILOGO

Durante los 24 años de duración de la Dirección General de Minas se desarrolló una inmensa labor: estableció la base de la minería e industria mineralúrgicas; creó el Cuerpo necesario para cumplir las disposiciones relacionadas con la regulación, aprovechamiento y beneficio de las materias minerales y de seguridad para sus operarios; iniciación del mapa geológico de la Península; formación de la estadística minera y metalúrgica. El apellido de su primer director general, Elhuyar, está inscrito con letras de oro en el Real Seminario de Minería de México y en el Paraninfo de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas de Madrid.

### 9. BIBLIOGRAFIA

MAFFEI, Eugenio; RUA FIGUEROA, Ramón: *Apuntes para una biblioteca española*. T. 1.º. Madrid, 1871. 530 pp. T. 2.º. Madrid, 1872. 696 pp.

MAFFEI Y RAMOS, Eugenio: *Centenario de la Escuela de Minas de España, 1777-1877*. Madrid, 1877, 300 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *La enseñanza de la minería en el mundo hispánico, noticias históricas*. Madrid, 1979, 200 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *Los hermanos Elhuyar, descubridores del volframio, 1782-1783*. Madrid, 1983, 126 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *Mineros destacados del siglo XVIII. Timoteo Alvarez de Veriña y Cardecha*. Bol. Geol. y Minero, 1985, pp. 667 y 668.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *Mineros destacados del siglo XVIII. Rafael Cavanilles y Malo (1778-1853)*. Bol. Geol. y Minero, 1985, pp. 203-205.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *Fernando Antonio de la Santísima Trinidad y Sánchez Caravantes y Menéndez (1779-1850)*. Industria Minera, núm. 228, 1983, pp. 21 y 22.

## Energía maremotriz en el Estrecho de Gibraltar Esquema de unos proyectos para su aprovechamiento

Por F. CAÑADA (\*)

### RESUMEN

En 1979 hicimos públicas (Bol. Inst. G. y M. de España. T. XC-VI) unas ideas, con las que proponíamos la utilización de las dos grandes corrientes que circulan por el Estrecho de Gibraltar con fines energéticos, mediante la construcción de un dique en el que se instalarían turbinas y compuertas. Al año siguiente, las expusimos en el Primer Coloquio Hispano-Marroquí, para la construcción de un paso permanente sobre el Estrecho, pues aunque nuestros propósitos no eran esos, si la obra que proponíamos llegaba a realizarse, el paso sobre el Estrecho quedaría construido. Con posterioridad, y con algunas variantes, hemos expuesto el tema ante diversos auditorios.

En este artículo, junto a consideraciones sobre la influencia de la marea atlántica en el Mediterráneo, sobre la energía de las corrientes de marea en el Estrecho y sobre la relación entre los volúmenes circulantes y la velocidad para una óptima producción de energía, presentamos una síntesis de nuestras ideas, con modificaciones sobre las primitivas en lo que se refiere al aprovechamiento de las corrientes actuales, y proponemos otras, con las que planteamos aumentar las posibilidades energéticas del Estrecho, incluyendo la ampliación de su caudal actual.

Advertimos que, para atribuir de 2 a 3 m. a la carrera de marea atlántica tras la construcción del dique, no tenemos otro fundamento que el ser esa carrera la que se mide actualmente en estaciones próximas. Dada la complejidad del fenómeno de la marea, estas cifras pueden variar en más o en menos. Su determinación se sale de nuestras posibilidades.

Considerando los condicionantes que la geología y la tectónica imponen sobre cualquier obra de ingeniería, tanto más, cuanto más importante sea, incluimos un capítulo donde en breve síntesis, exponemos conocimientos e hipótesis vigentes hoy sobre la geología y la tectónica del área.

### ABSTRACT

In 1979 we published (Bol. Inst. G. y M. de España. T. XC-VI) some ideas, in which we proposed the utilisation of the two large currents circulating through the Straits of Gibraltar for energy purposes, by the construction of a dike in which turbines and sluices would be installed. In the following year, we expounded them at the First Hispanic-Moroccan Symposium, for the construction of a fixed crossing over the Straits, as although our purposes were not those, if the works proposed by us did come to be completed, the crossing over the straits would be built. We have since and with some variants, given talks on the matter to various audiences.

In this article, together with considerations on the influence of the Atlantic tide in the Mediterranean, on the energy of tidal currents in the Straits, on the ratio between the volume and the rate of the outflow for optimum energy production, we present a synthesis of our ideas with modifications to the original ones with regard to the harnessing of present currents and we propose others, with which we consider increasing the energy possibilities of the Straits, including the enlargement of their present section.

We note that, to attribute 2-3 m. to the range of the Atlantic tide after the construction of the dike, we have no foundation other than the fact that it is that range which is measured at nearby stations. In view of the complexity of the phenomenon of the tide, these figures may vary up or down. Their determination is beyond our capabilities.

(\*) Doctor Ingeniero de Minas.

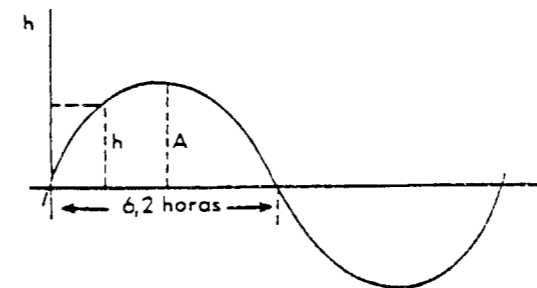
### LAS MAREAS EN EL MAR MEDITERRANEO

Las propias del Mediterráneo —salvo algunas excepcionales en el Adriático y en el Golfo de Gabes— son de unos 20 cm., que muchas veces quedan anuladas o reforzadas por la meteorología —depresiones, sobrepresiones, vientos—. En cuanto a la influencia de la marea atlántica, si consideramos que la superficie del Mediterráneo se aproxima a los  $3 \times 10^6$  km<sup>2</sup>, y tenemos en cuenta la sección del Estrecho en el umbral, de unos 3,6 km<sup>2</sup>, que es la sección mínima, así como la carrera de la marea atlántica en estaciones próximas —Cádiz, Puerto de Santa María—, observaremos la imposibilidad de que la marea atlántica se transmita apreciablemente al interior del Mediterráneo.

Por el régimen semidiurno de las mareas en la zona, entre la pleamar y la bajamar y el momento en que se alcanza el nivel medio del Atlántico, transcurren 3,1 horas, con unas diferencias de nivel entre el medio y la plea o bajamar, que oscilan a lo largo del año entre 0,80 y 1,65 metros.

En un paso controlado de las corrientes de marea —mediante un dique dotado de compuertas—, podrían conseguirse velocidades de hasta 5 m/s., según las cuales podrían circular a través del Estrecho, considerando su sección mínima, caudales que pueden llegar a  $17 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/s. en los tiempos de mayor desnivel, durante períodos de unas seis horas, tanto en la marea ascendente como en la descendente.

Sin considerar los efectos de la irregularidad del cauce, rozamientos, etc., el volumen de agua que penetraría en el Mediterráneo en el período aproximado de 6,2 horas, desde que la marea atlántica comienza a sobrepasar el nivel medio del Mediterráneo, hasta que, en el descenso, lo alcanza de nuevo:



Q=caudal en m<sup>3</sup>/s.

$$h=A \operatorname{sen} \frac{\pi}{6,2 \times 3.600} t$$

t=tiempo en seg.

A=semicarrera de m<sup>2</sup> en m.

v=(2gh)<sup>1/2</sup>, velocidad de la corriente en m/s.

S=3,6 × 10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>, sección mínima del cauce en el meridiano de Punta Malabata.

V=volumen en m<sup>3</sup> que penetra en 6.2 h. en el Mediterráneo.

$$dQ=S v dt=S (2 g A)^{1/2} \operatorname{sen}^{1/2} \frac{\pi}{22320} t dt$$

$$V=S (2 g A)^{1/2} \int_0^{22320} \operatorname{sen}^{1/2} \frac{\pi}{22320} t dt; \quad \frac{\pi}{22320} t=z$$

$$V=S (2 g A)^{1/2} \frac{22320}{\pi} \int_0^{\pi} \operatorname{sen}^{1/2} z dz=2.71 A^{1/2} \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s.}$$

para	A=1 m.	V=2.71 × 10 <sup>11</sup> m <sup>3</sup>
	A=1.25 m.	V=3.03 × 10 <sup>11</sup> m <sup>3</sup>
	A=1.50 m.	V=3.31 × 10 <sup>11</sup> m <sup>3</sup>

Este volumen, repartido por todo el Mediterráneo, haría subir su nivel unos 10 cm., lo que equivale a decir que, por efecto de la marea atlántica, puede penetrar en el Mediterráneo por el cauce actual del Estrecho, menos de la décima parte del que podría a través de un cauce suficientemente amplio.

### MEDIANTE UNA SUFICIENTE AMPLIACION DEL CAUCE DEL ESTRECHO, ¿PODRÍA GENERAR EL MEDITERRANEO MAS ENERGIA ELECTRICA DE LA QUE HOY SE CONSUME EN TODO EL MUNDO?

El fenómeno de la marea depende de las posiciones relativas de la Tierra, el Sol y la Luna y de otros muchos factores —topografía de la costa y de los fondos marinos, profundidad, etc.—, de modo que cualquier predicción deberá ser precedida de complejos estudios y ensayos. Sin embargo, es interesante considerar lo que podría suceder si, mediante una ampliación suficiente del cauce del Estrecho, la marea atlántica llegara a afectar al Mediterráneo en igual medida que, en cuanto a carrera de marea, afecta a zonas próximas al Estrecho.

Si esto sucediera, es decir, si ampliando suficientemente el cauce, el nivel del Mediterráneo experimentara subidas y bajadas de amplitud próxima a los 3 m., dispondríamos de un gigantesco vaso, cuya ENERGIA NATURAL —la energía desarrollada en su llenado y vaciado a lo largo de un año—, según la fórmula de Gibrat

$$E/\text{año}=1.97 S h^2 \text{ GWh}$$

siendo

E=energía en GWh por año —705 ciclos—

S=superficie del vaso en Km<sup>2</sup>=3 × 10<sup>6</sup> Km<sup>2</sup>

h=carrera media de marea en m=2.5 m aprox.

$$E=3.69 \times 10^7 \text{ GWh/año}$$

energía potencial que es casi cinco veces la energía eléctrica consumida hoy en todo el mundo.

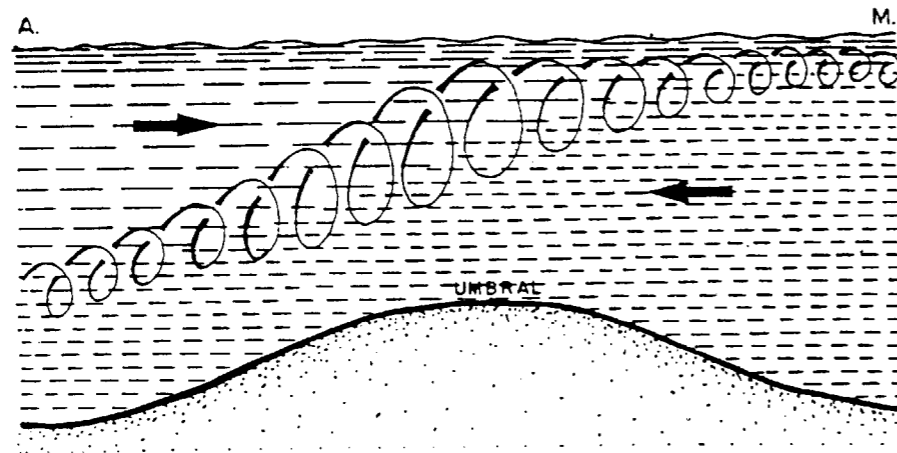
La enormidad de esta cifra merece ser tenida en cuenta, aunque las consideraciones que siguen hagan impenable el proyecto:

1. Como antes apuntábamos, dada la complejidad del fenómeno de la marea, ¿podría realmente determinarse con precisión, cómo tras la ampliación del cauce afectaría al Mediterráneo la marea atlántica?

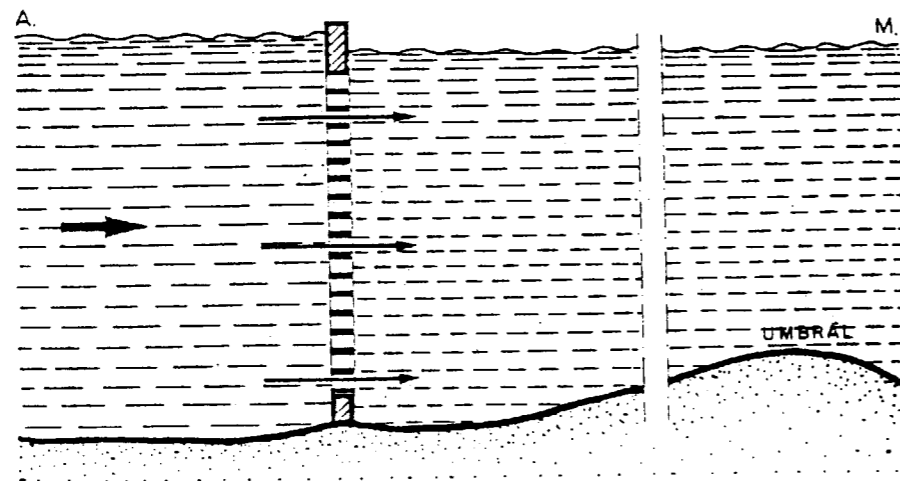
2. El cauce necesario debería tener, para una carrera media de marea de 3 m., unos 100 km<sup>2</sup> de sección. Esto



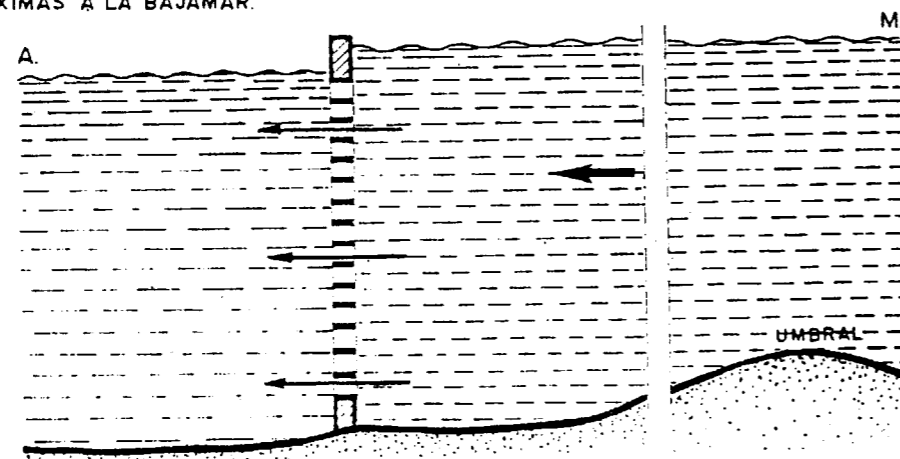
1- CIRCULACION ACTUAL EN EL UMBRAL



2- CIRCULACION TRAS LA CONSTRUCCION DEL DIQUE HORAS PROXIMAS A LA PLEAMAR.



3 - HORAS PROXIMAS A LA BAJAMAR.



obligaría a excavar hasta una profundidad de 400 m. bajo el nivel del mar, todo el sur de la provincia de Cádiz, hasta el paralelo de Jerez de la Frontera, en la parte española, y toda la parte de Marruecos por encima del paralelo de El Qsar el Kebir. Lo que equivaldría a remover y desplazar unos  $2 \times 10^{13}$  m<sup>3</sup> de rocas, inconcebible con los medios en uso, y a que desaparecieran todas las ciudades de esas áreas.

3. Para esa carrera de marea, ciertas partes de las ciudades costeras y de las instalaciones portuarias de todo el Mediterráneo, quedarían afectadas.

4. El dique necesario para esa hipotética central maremotriz, tendría más de 200 km., aunque podría construirse en tierra firme casi en su totalidad.

Por descontado que, cuanto acabamos de decir, no pasa de ser una especulación, sin otra pretensión que la de plantear la existencia de tal posible fuente de energía. A continuación hablaremos de otros proyectos más modestos, cuya realización consideramos posible, tras los necesarios estudios de viabilidad, y que serían determinantes del desarrollo y la prosperidad de la Península Ibérica y de los países del Magreb.

**UN DIQUE DOTADO DE COMPUERTAS, CONSTRUIDO SOBRE EL CAUCE DEL ESTRECHO, PUEDE AUMENTAR AMPLIAMENTE LOS FLUJOS DE CORRIENTE ENTRE EL MEDITERRANEO Y EL ATLANTICO**

Los flujos circulantes hoy entre ambos mares vienen determinados por dos factores: la evaporación en el Mediterráneo, que excede en unos 70.000 m<sup>3</sup>/s. a los aportes que recibe de su cuenca, y el incremento constante y renovado de la salinidad de este mar con respecto a la del Atlántico.

Estos dos factores dan lugar a una entrada superficial de agua atlántica y a una salida de agua mediterránea por el fondo, de mayor salinidad, más fría y más densa. Y sobre el efecto de estos dos factores hay que superponer el de la marea atlántica, que provoca alteraciones de periodicidad más o menos clara en el régimen de las corrientes, cuyo mecanismo, realmente complejo, es mal conocido hasta el momento. Y estas alteraciones observadas, no sólo dependen del tiempo de la marea, sino también de la posición en el Estrecho y de la profundidad del punto de observación.

Según E. Lacombe —tras observaciones de los flujos de ambas corrientes a lo largo de poco más de treinta mareas—, el flujo de la atlántica de entrada se cifra en una media de  $1.20 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/s., y el de la mediterránea de salida en  $1.14 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/s.

Recientemente, el profesor Luis del Cañizo, de la E. T. S. de I. de C. de Madrid, ha estudiado las corrientes del Estrecho, considerándolo como un canal por el que circulan dos corrientes superpuestas e inversas de distinta densidad, construyendo un modelo matemático con el que obtiene resultados parecidos a los de Lacombe.

Como ya hemos dicho —en contra de los que opinan que con el cauce actual no pueden incrementarse ni la velocidad ni el caudal de las corrientes—, estimamos que, construyendo un dique dotado de compuertas, el régimen actual de las corrientes podría ser modificado o anulado. Podrían entonces entrar en juego las corrientes provocadas por las diferencias de presión hidrostática a uno y otro lado del dique, que dependen, fundamentalmente de la marea atlántica, y en proporción mucho menor, de la pequeña marea y mayor salinidad mediterráneas. También habría que considerar la diferencia de niveles en la zona entre los dos mares, para cuya determinación habría que enlazar los ceros de los mareógrafos de ambos lados del Estrecho, con ayuda de la red geodésica, cosa que todavía no se ha hecho. La única diferencia de nivel conocida entre el Mediterráneo y el Atlántico, es la que existe entre Marsella y Brest —18 cm.—, determinada mediante la red geodésica de Francia.

Para disponer del máximo flujo de corrientes, el dique debería ser construido fuera de la zona de mínima sección —unos 3.6 km<sup>2</sup> en el meridiano de Punta Malabata—. En estas condiciones, siempre que en el dique la carrera de marea alcanzara los valores de estaciones próximas, es decir, entre los 2 y los 3 m., el caudal circulante oscilaría entre los 0 y los  $1.7 \times 10^7$  m<sup>3</sup>/s., durante períodos de algo más de seis horas de entrada o salida alternativas del agua. Estas cifras son notablemente superiores a las admitidas actualmente, aun considerando factores de corrección por rozamientos, cauce irregular, curvas de remanoso, etc., aunque esta suposición debe ser verificada.

**ENERGIA POTENCIAL DE LAS CORRIENTES DE MAREA CIRCULANTES A TRAVES DEL DIQUE**

La energía potencial  $E_p$  de una corriente de  $Q$  m<sup>3</sup>/s. por m<sup>2</sup> de cauce:

$$E_p = 0.5 Q v^2 \text{ kW,}$$

siendo

$$v = (2gh)^{1/2} \quad \text{y} \quad h = A \text{ sen} \frac{\pi}{6.2} t$$

La  $E_p$  en medio ciclo de marea:

$$dE_p = 0.5 v^3 dt$$

$$E_p = 0.5 (2gA)^{3/2} \int_0^{6.2} \text{sen}^{3/2} \frac{\pi}{6.2} t dt = 149.65 A^{3/2} \text{ kWh}$$

que para valores de la semicarrera de marea  $A$ , de 1, 1.25 y 1.50 m., toma los respectivos de 149.65, 209.06 y 274.91 kWh.

Si el dique se construyera en un lugar apropiado para que la suma de los pasos de las turbinas fuera igual o mayor que la sección mínima del cauce — $3.6 \times 10^6$  m<sup>2</sup>—, la  $E_p$  de las corrientes para los citados valores de  $A$ , serían respectivamente en un año —705 ciclos de marea—

$$7.59 \times 10^{11} \quad 1.06 \times 10^{12} \quad \text{y} \quad 1.39 \times 10^{12} \text{ kWh}$$

Considerando solamente la energía de las corrientes a

partir de una velocidad de 3 m/s., es decir, de un desnivel entre ambos lados del dique de 0.45 m., tendríamos, por ejemplo, para el caso de A=1.25 m.

$$\frac{\pi}{6,2} t = \text{arc sen } \frac{0,46}{A};$$

$$E_{p/\text{año}} = \int_0^{\pi} (dE) - 2 \int_0^{0,377} (dE) = 1.02 \times 10^{12} \text{ kWh}$$

que es, aproximadamente, un 4 por 100 inferior.

**RELACION APROXIMADA ENTRE EL CAUDAL CIRCULANTE POR UNA TURBINA Y LA VELOCIDAD DE SALIDA DEL AGUA PARA UNA OPTIMA PRODUCCION DE ENERGIA, CUANDO SE DISPONE DE UN CAUDAL ILIMITADO**

En una aproximación, prescindiendo de los rendimientos de la máquina, pérdidas en el difusor, etc., podemos calcular el régimen de circulación más conveniente para la corriente de marea que ha de pasar por la turbina, a efectos de producción de energía:

El caudal Q' en m³/s. que pasa por los S m² de sección de la turbina, depende de la velocidad v' de salida del agua (Q'=S v').

Q' puede alcanzar un valor límite máximo de Q'=S v', para v=(2 g h)¹/², siendo h el desnivel del agua en ambos lados del dique en un momento dado.

Por otra parte, del caudal circulante, la turbina absorberá tanta más energía cuanto menor sea v', con el límite v'=0.

La energía potencial de la corriente que pasa a través de la turbina de sección S m² trabajando en vacío Ep=0.5 Q v².

La energía absorbida por la turbina trabajando en carga, para una velocidad de salida del agua v'=α v y un caudal Q'=S v'=S α v (α<1)

$$E_{ab} = 0.5 Q' v^2 - 0.5 Q' v'^2 = 0.5 S v^3 \alpha (1 - \alpha^2)$$

$$dE_{ab}/d\alpha = k (1 - 3\alpha^2),$$

que nos da un máximo de Eab para α=0.57735.

Para este valor, la potencia absorbida en el instante t,

$$E_{ab} = 0.192 S v^3 \text{ kW.}$$

Si aplicamos esto a una turbina movida por las corrientes de marea de semicarrera A consideradas en el Estrecho, tendremos:

$$E_{ab} = 0.192 S v^3 \text{ kW} = 16.66 S A^{3/2} \text{ sen}^{3/2} \frac{\pi}{6,2} t \text{ kW,}$$

que dará una energía producida en medio ciclo de marea:

$$E_{ab} = 16.66 S A^{3/2} \int_0^{6,2} \text{sen}^{3/2} \frac{\pi}{6,2} t dt \text{ kWh} = 57.47 A^{3/2} \text{ kWh,}$$

que para los tres valores supuestos de A: 1.00, 1.25 y 1.50 m. toma los valores de 57.47 S, 112.23 S y 193.96 S kWh.

Suponiendo que la superficie total de las turbinas es igual o mayor que la sección mínima del Estrecho (3.6×10⁶ metros), las energías producidas para los tres valores de A serían por año

$$2.917 \times 10^{11}, \quad 5.697 \times 10^{11} \quad \text{y} \quad 9.895 \times 10^{11} \text{ kWh.}$$

Estas cifras deben ser afectadas por los coeficientes que reflejen rendimientos de máquinas, fugas de agua, curvas de remanso, irregularidades del cauce, etc., pero aún así las cifras son muy importantes y podrían aumentarse ampliando el cauce del Estrecho.

**CAUDALES CIRCULANTES Y POSIBILIDADES Y EFECTOS DE UNA AMPLIACION DEL CAUCE DEL ESTRECHO**

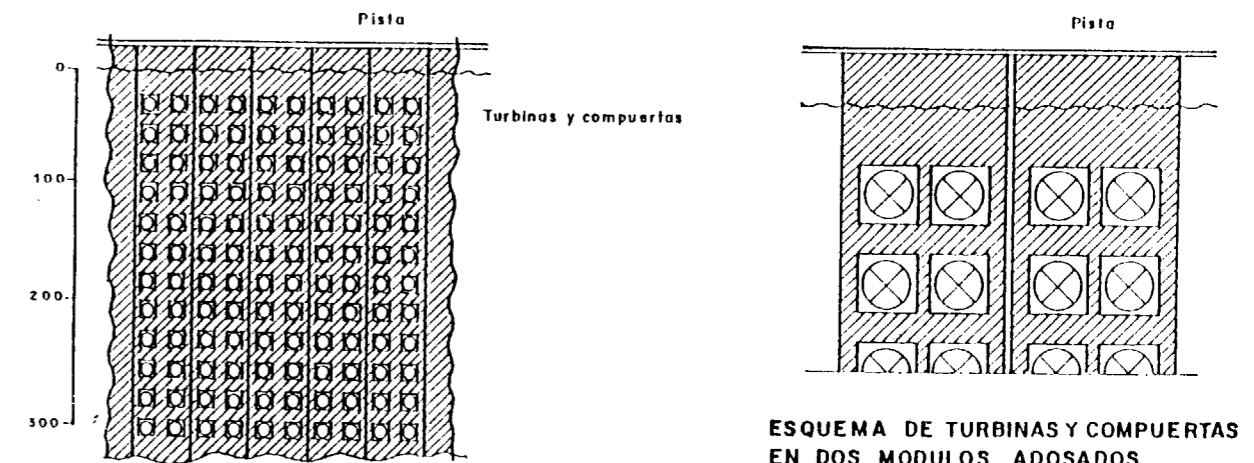
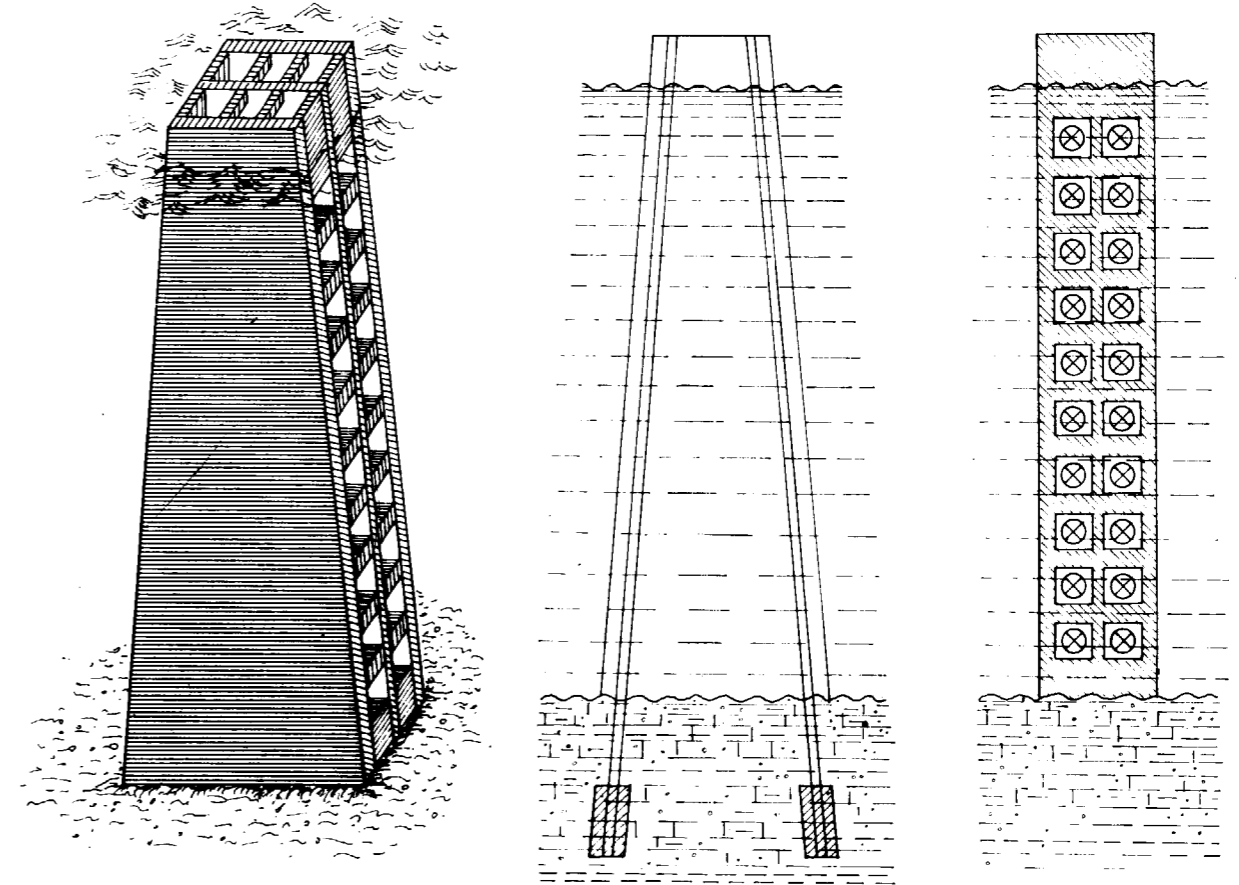
En cada semiciclo de marea con el cauce actual, es decir, construyendo el dique fuera del umbral, de modo que la luz de las compuertas fuera igual o mayor que la sección mínima actual del cauce, los caudales circulantes variarían grandemente según las turbinas trabajaran en vacío o en carga. Trabajando en vacío, los flujos medios circulantes, de acuerdo con cálculos que realizamos anteriormente, serían de 1.21, 1.35 y 1.48×10⁷ m³/s. para los distintos valores de A. Trabajando en carga, los caudales circulantes oscilarían entre los que corresponden a la velocidad mínima v'=α 3 m/s.=1.732 m/s. y a las máximas para el valor correspondiente de A: 2.556, 2.858 y 3.130 m/s. Es decir, oscilarían entre Q=6.235×10⁶ m³/s. y 9.20, 10.29 y 11.27×10⁶ m³/s.

Estos caudales son notablemente superiores a los que, se supone, circulan hoy, aún considerando los tiempos en que no hubiera corriente —mientras el desnivel entre ambos lados no alcanzara los 0.46 m.—

Existe, por otra parte, la posibilidad de ampliar el cauce del Estrecho. Hemos calculado —con amplios márgenes de error, dada la complicada topografía del fondo—, que la excavación necesaria para duplicar la sección mínima, oscilaría entre los 25 y los 35×10⁹ m³. Estas cifras son grandes, pero la poca dureza de las rocas del fondo, presumiblemente las mismas que aparecen en tierra —salvo la de las areniscas de los flysch alóctonos, algunas de dureza considerable—, y el estado actual de la tecnología en el movimiento de tierras, permiten considerar la empresa como perfectamente realizable. Habría que construir enormes excavadoras que trabajarían en el fondo manejadas desde la superficie, pero ni la magnitud de las máquinas ni su potencia son hoy un problema insoluble de construcción.

Una ampliación del cauce del Estrecho, no sólo aumentaría la energía maremotriz que pudiera obtenerse, sino que también mejoraría la ventilación del Mediterráneo, con las benéficas consecuencias de todos los órdenes que esto llevaría consigo. Recordemos que el «llenado» del Mediterráneo en 6.2 horas, hasta 1.25 m. sobre el nivel medio, por efecto de la marea atlántica, exigiría un cauce más de diez veces superior al actual. Es probable tam-

**ESQUEMAS DE UN MODULO**



SECCION ESQUEMATICA DEL DIQUE

ESQUEMA DE TURBINAS Y COMPUERTAS EN DOS MODULOS ADOSADOS.



bién, que al aumentar el caudal de agua atlántica, el clima mediterráneo sufriera alguna ligera modificación.

**ACERCA DE LA REALIZACION DEL PROYECTO:  
EL DIQUE SERIA UNA CONSTRUCCION MODULAR**

Si deseáramos un aprovechamiento total del flujo, conservando la sección mínima del cauce actual, el dique debería ser construido fuera del umbral.

El turbinar los  $6.325 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/s. a la velocidad mínima de salida del agua de 1.773 m/s., exigiría unas 12.000 turbinas de 20 m. de diámetro. Suponiendo que la luz de las turbinas respecto a la superficie del dique, pueda estar en la relación de 1/2, la sección del cauce donde el dique se construyera, debería ser como mínimo de  $7 \times 10^6$  m<sup>2</sup>. Esta sección podría obtenerse entre Cabo Espartel y Punta del Caramiñal, o, en la parte más angosta del Estrecho realizando amplias excavaciones.

La construcción del dique, según propusimos en otros artículos, podría realizarse con una serie de módulos adosados, bien de hormigón armado o, fundamentalmente metálicos, de cuya forma podrían dar idea los esquemas adjuntos. Su construcción podría llevarse a cabo por vías diversas, entre las que podrían ser válidas:

1. Construyendo previamente el encofrado de cada módulo con características tales, que le permitieran resistir tanto el transporte hasta el lugar de emplazamiento, como las posteriores operaciones de anclaje al fondo y hormigonado. Para su colocación en el punto preciso, se hundiría controladamente, ayudándose de anclajes previamente instalados.

Hay que conocer con detalle la topografía y la naturaleza geológica del fondo marino y habría que preparar, mediante excavaciones submarinas, el área de asentamiento de los módulos. Situado el encofrado, se anclaría y se hormigonaría con la mayor rapidez.

2. Construyendo los módulos progresivamente, partiendo de las orillas. Los trabajos en mar abierto serían más largos, pero la construcción sería más fácil.

Como los módulos no tienen cimientos, hay que complementar la estabilidad que les diera su peso, «cosiéndoles» a las rocas del fondo, cuya naturaleza y cuyo estado tectónico deberán conocerse previamente. Estas operaciones de «cosido», con las técnicas actuales utilizadas en sondeos, serían fáciles, seguras y rápidas.

En los módulos irían alojadas las turbinas con sus correspondientes compuertas que, dada la pequeña energía de las corrientes, habrán de ser de gran diámetro. Su número oscilaría alrededor de las 12.000, para un diámetro de 20 m., si se quisiera aprovechar la totalidad del flujo posible. Para este diámetro, en las condiciones de circulación citadas y conservando el cauce actual, la potencia de cada turbina oscilaría entre los 1635 kW para la velocidad mínima y los 5246, 7335 y 9639 para las máximas de cada valor de A. La potencia instalada oscilaría entre los 19 y los 110 GW.

**ALGUNAS CIFRAS A MANEJAR**

Como la elaboración de un presupuesto riguroso, aparte de no tener objeto, no sería posible por el momento, dada la singularidad de la obra, hablaremos simplemente de «cifras a manejar».

Las cifras que siguen, aunque obtenidas partiendo de una información responsable, no son más que una estimación.

Si se unificaran y coordinaran ideas a través de equipos cualificados, podrían obtenerse soluciones mejores, que se traducirían en los costes.

No se incluyen los gastos financieros, que van a depender del tiempo de realización y del precio del dinero.

Dejamos en blanco el capítulo de turbinas y alternadores, el más costoso, pues aparte de que sería la única parte de la obra que podría ser realizada escalonadamente, respondiendo a la demanda de energía, habría que proyectar un tipo especial de turbina y un tipo especial de alternador capaz de servir simultáneamente a varias turbinas.

	US \$
Estudios de viabilidad, oceanográficos, geológicos y geotécnicos	50 × 10 <sup>6</sup>
Hormigón armado	25.000 × 10 <sup>6</sup>
Compuertas	6.000 × 10 <sup>6</sup>
Encofrados	5.000 × 10 <sup>6</sup>
Excavaciones submarinas	10.000 × 10 <sup>6</sup>
Otras obras	5.000 × 10 <sup>6</sup>
Turbinas y alternadores	—

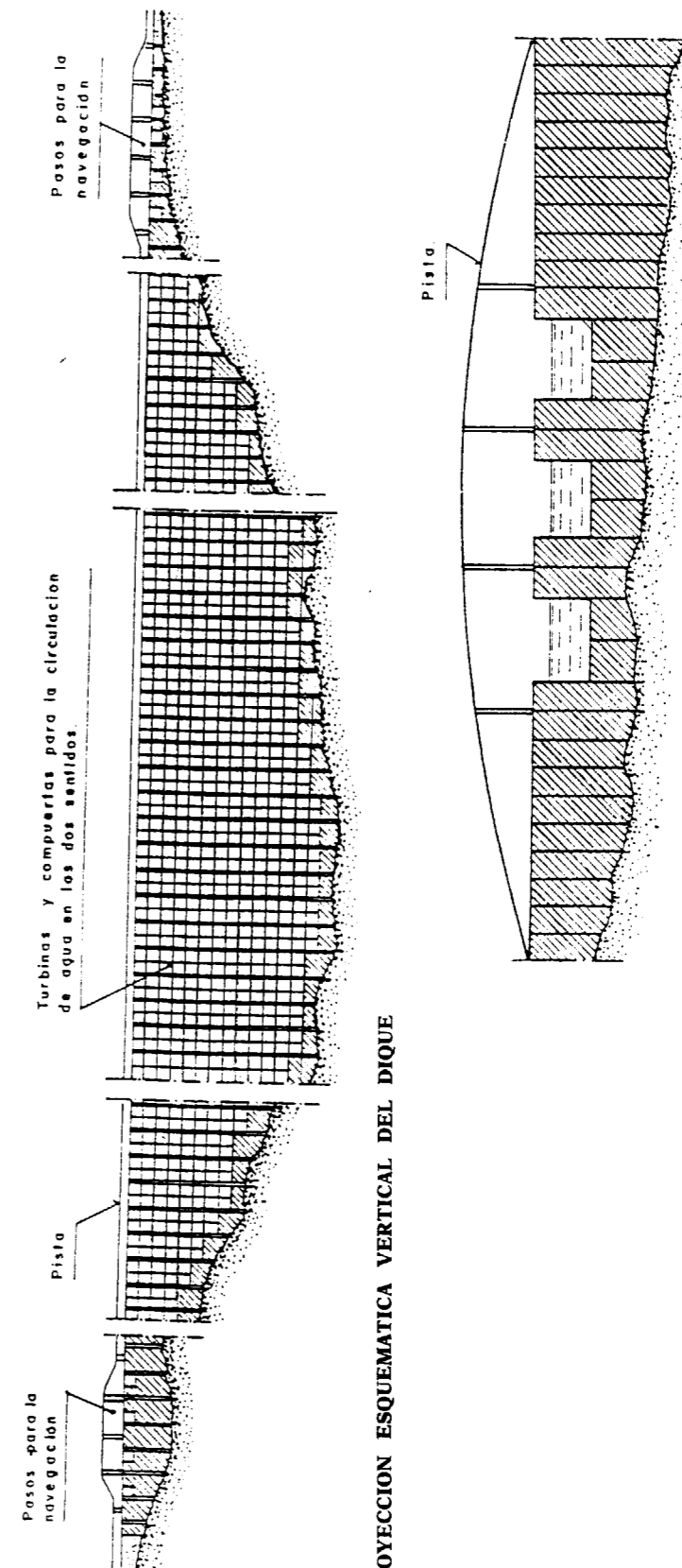
**PROBLEMAS TECNICOS**

No hay duda de que se plantearían graves problemas técnicos a la hora de realizar este proyecto. Nunca se han construido diques a tan grandes profundidades y en mar abierto. Nunca se han construido grupos de turbina-alternador capaces de trabajar con cargas tan pequeñas y variables, y en cuyo funcionamiento hay que prevenir la influencia de las sobrecargas y depresiones momentáneas provocadas por el oleaje. Hay que diseñar la forma apropiada del dique en la parte que va a recibir el embate de las olas, para que puedan pasar sin daño, etc., etc.

Estos y otros muchos problemas habrían de ser resueltos antes de decidir la realización de obra tan singular.

Pero el estado actual de la tecnología permite, tanto medir con precisión la viabilidad del proyecto, como dar solución a los problemas planteados, si se dispone de equipos idóneos, dotados de medios suficientes.

Otra circunstancia importante a considerar es, que la energía producida, al variar constantemente en cantidad con el ciclo de la marea, obligaría a buscar aplicaciones más o menos automatizadas, acordes con esos ciclos.



DETALLE DE LOS PASOS PARA LA NAVEGACION

PROYECCION ESQUEMATICA VERTICAL DEL DIQUE



**EL PASO PERMANENTE ENTRE EUROPA Y AFRICA**

Es claro que, aún sin ser esta su finalidad, la construcción del dique llevaría consigo la posibilidad de construir amplias vías de comunicación entre Europa y África, con gastos adicionales poco importantes.

**OTROS PROBLEMAS**

A los importantes problemas técnicos que hemos apuntado, acompañan otros, fuera de las fronteras de la técnica: los geopolíticos.

En un paso de la importancia del Estrecho, por el que vienen transitando libremente los navegantes de cien generaciones, difícilmente se podría admitir que, aún sin verse entorpecida, pues se habilitarían los pasos necesarios, la navegación se viera estrictamente controlada.

Cabría una administración internacional de los pasos que eliminara suspicacias, pero, en cualquier caso, problemas graves iban a surgir.

Estas perspectivas podrían, sin embargo, modificarse radicalmente, si llegaran a producirse dos hechos posibles y probables:

1. Que Europa, en toda su dimensión, llegara a ser una realidad político-económica vigorosa.
2. Que fuera también una realidad la unidad de los Países Islámicos del Mediterráneo.

Frente a una decisión tomada por esos dos bloques, igualmente interesados en la realización de tal proyecto, e indiscutiblemente dueños del Mare Nostrum, sería difícil oponer argumentos válidos.

También hay que tener en cuenta los problemas ecológicos. Es indudable que la construcción del dique podría perturbar la vida marina. No en cuanto se refiere a la vida en el interior del Mediterráneo que, incluso mejoraría, ya que iba a mejorar ampliamente su ventilación, pero sí en cuanto a la emigración de la macrofauna. No obstante, siempre podrían construirse pasos adecuados para estos fines que serían rápidamente aceptados, como lo han sido los construidos en los saltos fluviales para los salmones.

**CONCLUSIONES**

1. Las corrientes provocadas por la marea atlántica en el Estrecho de Gibraltar, pueden ser una importante e inagotable fuente de energía.
2. Conservando el cauce actual, y con la reserva que exige la verificación de algunos puntos, los caudales puestos en juego podrían oscilar entre los  $6 \times 10^6$  y los  $11 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/s., con lo que mejoraría ampliamente la ventilación del Mediterráneo.

La energía eléctrica producida, podría variar entre los 3 y los  $9 \times 10^5$  GWh/año, según los valores que alcanzara la marea atlántica tras la construcción del

dique. Es decir, en el caso considerado más desfavorable de  $A=1$  m., casi tres veces más que la producida hoy en España, de todos los orígenes, térmico, hidráulico y atómico. Y en el más favorable de  $A=1.5$  m., casi las dos terceras partes de la producida en la Europa Occidental. Y si la sección mínima del cauce actual se duplicara, también se duplicarían las cifras anteriores.

3. La construcción del dique, necesario para la instalación de las compuertas y de los elementos motrices, se considera realizable con una construcción modular.
4. El coste de la obra oscilaría alrededor de los  $5 \times 10^{10}$  US \$, sin incluir gastos financieros ni turbinas y alternadores, cuya colocación sería progresiva, de acuerdo con la demanda energética. El tiempo de ejecución podría ser de unos quince años.
5. La construcción del dique llevaría consigo la de amplias vías de comunicación entre Europa y África.
6. Las economías de la Península Ibérica, así como las de Marruecos y otros países del Norte de África, experimentarían un cambio radical, convirtiéndose en zonas de gran capacidad industrial.
7. La vida en el Mediterráneo no se vería degradada, muy al contrario, mejoraría al mejorar su ventilación. Los desplazamientos de la macrofauna exigirían la construcción de pasos adecuados.
8. Surgirían graves problemas en cuanto a la navegación se refiere, pues si bien los barcos podrían seguir pasando en cualquier número, habilitando las vías necesarias, la navegación quedaría estrictamente controlada, cosa difícil de aceptar en un paso utilizado sin restricciones desde los fenicios.

**CONSIDERACIONES GEOLOGICO-TECTONICAS SOBRE EL AREA OCCIDENTAL DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR**

El conocimiento de la Geología y la Tectónica de cualquier área en la que vaya a proyectarse una obra de ingeniería es un imperativo.

La extensión y detalle de este conocimiento deberán estar en consonancia con la magnitud y características de la obra que se proyecta.

Tanto la Geología como la Tectónica de las dos orillas del Estrecho han sido estudiadas por prestigiosos geólogos.

El primer estudio que se realiza de la zona es el del mapa geológico de la provincia de Cádiz a escala 1:100.000 de J. Gavala en 1924. En este trabajo se distinguen dos formaciones: la eocena de areniscas y margas y la oligocena, a la que Gavala denominó «Areniscas del Aljibe», considerando autóctonas las formaciones flysch.

Más tarde se descubre el carácter alóctono de estas formaciones, siendo la Tesis Doctoral de J. Didon en 1969, con una cartografía geológica al 1:50.000, el estudio más

preciso y completo del Campo de Gibraltar hasta ese momento.

Después de ese trabajo, se han sucedido una serie de estudios, cuyo conjunto ha servido para elaborar la monografía del SECEG de 1981, «Geología del Estrecho de Gibraltar», apareciendo posteriormente otros, entre los que destacan los de M. Esteras Martín, J. Didon, M. Alí Bahmed, J. M. Fontboté, A. Udías y E. Surinach. Remitimos a estos detallados estudios de los que informamos en la bibliografía.

Geográficamente, el Estrecho de Gibraltar separa dos continentes y dos orografías: las Cordilleras Béticas y el Rif.

Hasta no hace muchos años, el Estrecho de Gibraltar se consideraba un límite entre ambas cordilleras que se estimaba pertenecían a dos bloques continentales diferentes. Esto hacía difícil comprender las homologías que desde antiguo se habían observado entre las formaciones de ambos lados del Estrecho.

Durante varias décadas se venía reconociendo la continuidad entre varias unidades béticas y rifeñas, con lo que el Estrecho dejaba de ser un límite geológico y no podía ligarse a accidentes o discontinuidades excepcionales (borde de placas).

Y también se observó que, junto a la continuidad de las Cordilleras Béticas y Rifeñas, durante el Ciclo Alpino, Europa y África, aparte de separaciones y aproximaciones, habían experimentado importantes movimientos laterales de deslizamiento en dos sentidos, dando lugar a grandes traslaciones relativas de los dos bloques Euro-Asiático y Africano. Estas observaciones dieron lugar a proponer la hipótesis de que existía un elemento intermedio en las zonas externas de las Béticas y el Rif: la microplaca de Alborán.

**LA GEOLOGIA DE AMBAS ORILLAS**

Casi todas las zonas estructurales del Rif están representadas en la orilla sur del Estrecho, entre Tánger y Ceuta, en una faja de unos 20 km. de anchura: las «zonas internas» (Sébtides, Ghomárides, etc.); los «flysch alóctonos» (mantos mauritánicos de Beni-Ider, manto masiliense de Melloussa, unidades numidienses, etc.) y «zonas externas» (unidad intra-rifeña de Tánger-Almarchal).

En la orilla europea, desde Trafalgar hasta El Peñón, sólo aparece una parte de las unidades tectónicas. Las unidades «internas» (Alpujarrides y Maláguides) no afloran, y las «externas» (Penibético y Subbético) quedan bastante al norte. Sólo aparecen profusamente los «flysch alóctonos» (mantos mauritánicos de Algeciras y Los Nogales, manto masiliense de Facinas y unidades numídicas del Aljibe y Bolonia), y la unidad de Almarchal.

La unidad ALMARCHAL-TANGER, que aflora ampliamente en la zona, dando lugar a suaves relieves, es considerada como un «autóctono relativo», con sedimentos que van del Turonense al Danés. Está constituida por un flysch margo-arcilloso, con delgadas capas de calizas sublitográficas,

a veces silicificadas (porcelanitas), y niveles de sílex. Sobre ella se apilan las unidades alóctonas del Aljibe, Bolonia, Algeciras, Nogales, Argüelles, Camarote y Facinas.

La unidad «FACINAS», la más compleja y con más incógnitas, que comprende sedimentos que van del Albo-Aptense al Senonés, se consideró en un principio parte integrante de la de «Almarchal». Hoy se considera una unidad independiente formada por arcillas rojas y verdes, a veces expansivas, con niveles de areniscas cementadas por óxidos de hierro y capas discontinuas ferro-manganesíferas.

La unidad «ALGECIRAS», equivalente a la de Beni Ider, oligoceno-aquitaniense, es un potente flysch margo-areniscoso de hasta 1.200 m. de potencia, que aflora por todo el litoral del Estrecho, desde Tarifa a Punta Carnero.

La unidad «BOLONIA», oligo-aquitaniense, intermedia entre Algeciras y Aljibe, es un flysch margo-areniscoso-micáceo parecido a Algeciras, con calcarenitas y estratos competentes de calizas.

La unidad «BOLONIA», oligo-aquitaniense, intermedia entre Algeciras y Aljibe, es un flysch margo-areniscoso micáceo parecido a Algeciras, con calcarenitas y estratos competentes de calizas.

La unidad «ALJIBE», flysch de margas, pelitas, areniscas y calcarenitas, que van del Cretácico Superior al Burdigaliense, destaca por las ARENISCAS AQUITANIENSES DEL ALJIBE, ampliamente representadas en la zona y en las que se han medido potencias de hasta 2.000 m. Por su posición estructural superior y por su resistencia a la erosión, constituyen la totalidad de las grandes sierras, que van ganando altura de oeste a este, hasta llegar a los 840 m. en la Sierra de Ojén.

**GEOLOGIA DE LA PARTE SUBMARINA**

Si bien la estratigrafía y la tectónica de ambas orillas son homólogas, existen entre ellas sensibles diferencias:

- a) Para una misma unidad varían las columnas estratigráficas a uno y otro lado del Estrecho.
- b) Las estructuras no tienen una continuidad longitudinal que permita seguir las de una orilla a otra.
- c) Existen importantes anomalías estructurales en la parte española al N de Tarifa.
- d) El Estrecho es una zona de fallas de desgarre con desplazamientos de hasta 40 km.

Considerando estas circunstancias, se ve la imposibilidad de realizar interpolaciones para la zona sumergida. No obstante, se podría asegurar:

1. Que los fondos del Estrecho deben estar constituidos por los materiales de los flysch alóctonos y de la unidad Tánger-Almarchal.
2. Que las posibilidades de encontrar rocas o formaciones diferentes de las halladas en tierra son muy escasas.





- DURAND-DELGA, M. (1973): *Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar*. Bull. Soc. Geol. Fr. 15 (2):119-120.
- DURAND-DELGA, M. (1982): *Grands traits géologiques des deux rives du Détroit*. Col. Int. Madrid. Nov. 1982.
- ESTERAS MARTÍN, M. (1982): *Geología de la orilla europea del Estrecho*. Col. Int. Madrid. Nov. 1982.
- FONTBOTÉ, J. M. (1982): *Algunas consideraciones sobre la geodinámica del Estrecho*. Col. Int. Madrid. Nov. 1982.
- GIRAUD, R. (1974): *Sur la neotectonique des zones externes de l'arc de Gibraltar*. Reun. Ann. Sc. Terre. Résumé Bull. Soc. Geol. Fr., p. 206.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1961): *Origen y relieve submarino del estrecho de Gibraltar*. Bol. Inst. Esp. Ocean., número 105.
- INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA (1983): *Campañas oceanográficas de Geología Marina en el Estrecho de Gibraltar, con la colaboración de C. Palomo, J. Acosta, J. R. de Andrés, V. Díaz, P. Herranz, J. Rey, J. L. Sanz, C. San Gil, H. Jebli*.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1972): *Hojas geológicas 1:200.000 de Cádiz (86) y Algeciras (87)*.
- KULLENBER (1953): *Les échanges d'eau à travers le détroit de Gibraltar*. B. In. Centr. Oceanogr. & Et. Paris, vol. 7.
- LACOMBE, M. & LIZERAI, J. C. (1959): *Sur le régime des courants dans le détroit de Gibraltar*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 248.
- LACOMBE, H. (1971): *Le détroit de Gibraltar, Océanographie Physique*. Notes Mem. Serv. Geol. Maroc, 222 bis.
- OSUNA, A. (1978): *Mecánica de Fluidos e Hidráulica*.
- SECEGSA (1982): *J. Didon et alt. Geología del estrecho de Gibraltar*. Col. Int. Madrid. Nov. 1982.
- SERRANO, A. (1982): *Estrategia de investigación geotectónica en el Estrecho*. Col. Int. Madrid. Nov. 1982.
- TIDAL POWER (1972). Ed. by T. J. Gray and O. K. Gashus. Artículos de diversos autores.
- TIDAL POWER AND ESTUARY MANAGEMENT (1972). Colston Papers No. 30 Ed. by R. T. Severn et al.
- SEVERN BARRAGE (1981): Thomas Telford Ltd. London.
- LA HOUILLE BLANCHE. 2.3.1973. Six ans d'exploitation de l'usine maremotrice de La Rance. Artículos de diversos autores. Société Hydrotechnique de France.
- STRAMB, L. G. (1959): *Hydraulic Design Schemes for Tidal Barriers, etc.* St. Anthony Falls Hydraulic Lab. Univ. of Minnesota.

Recibido: Noviembre 1987.

## Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIII Campamento para Prácticas de Geología «Hecho 1987»

Por L. M. RIOS ARAGÜES, J. M. GALERA FERNANDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA

### 1. INTRODUCCION

Del 3 al 21 de julio de 1987, patrocinados por la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, se desarrollaron las actividades del Campamento para Prácticas de Geología, esta vez en su XXXIII edición y con base en Hecho, manteniéndose así la tradición iniciada en el año 1955 por iniciativa personal del profesor don José María Ríos.

Actuaron como instructores L. M. Ríos, J. M. Galera y D. Barettino, y como secretario Julián Vega Esteban, todos ellos del equipo de la Cátedra de Geología de dicha Escuela. Hubo quince alumnos participantes, de los cuales un extranjero, dos procedentes de las Escuelas de Ingeniería Técnica de Almadén y Belmez, respectivamente, y dos de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. De este modo se tiende a reanudar uno de los objetivos pretendidos por el fundador de los Campamentos don José María Ríos en 1955, cual era el propiciar la relación y el entendimiento entre personas procedentes de diferentes centros de enseñanza.

Queremos agradecer vivamente el apoyo que el Instituto Geológico y Minero de España sigue prestando a los Campamentos desde el punto de vista económico y también material con la cesión de un Land Rover y su conductor Antonio Lara, que con tan buen ánimo nos viene acompañando en las salidas de los últimos Campamentos.

Así, este año pudimos disponer, también como en los anteriores, de dos vehículos todo terreno, lo cual nos facilitó en buena medida el acercamiento de los equipos a los lugares de acampada y de trabajo.

Queremos también mostrar nuestro agradecimiento a las Empresas y Organismos cuyas ayudas económicas permiten que estos Campamentos puedan celebrarse cada año.

Este año la cuota de inscripción se hubo fijado en 28.500 pesetas, la cual da derecho a cada alumno participante a alojamiento, manutención y transporte en el área del Campamento. Dicha cuota, una vez cerradas las cuentas, no representa más que el 30 por 100 del coste real repartido entre los alumnos asistentes.

### 2. DESARROLLO DEL CAMPAMENTO

La temática que este año se había previsto era la estratigrafía y cartografía del Paleozoico del río Aragón Subordán, la cartografía de las estructuras de las Sierras Interiores cretáceo-paleocenas desde el macizo de Aspe hasta el valle de Ansó, y la visita a ciertos ejemplos de sedimentología y estructuras tectónicas en las cercanías de la región.

Durante el día 3 fueron recibidos los participantes en el Hostal de la Val en Hecho.

El día 4 fue jornada de aclimatación y entrenamiento recorriendo a pie la carretera desde el túnel cerca de San Pedro de Siresa hasta la Selva de Oza, recorriendo sucesivamente el flysch eoceno y sus megacapas, la cerrada de la Boca del Asno en el Cretáceo y el paisaje ya abierto del Permiano subyacente.

El día 5, el entrenamiento fue un poco más duro subiéndolo a campo través desde el fondo del barranco Hospital hasta el pequeño circo al pie del pico Alano Arralla. Ello permitió identificar las características de las unidades estratigráficas: areniscas maestrichtenses, dolomía tableada y caliza masiva del Paleoceno y calizas con sílex de la base del Ilerdense, así como contemplar algunas de las megaestructuras (pliegues falla) propias de las Sierras In-



teriores. Por la tarde hubo tiempo en el Hostal para explicar las líneas generales de la Geología de la región, formar los equipos y distribuirles el material de acampada y trabajo.

Los días 6 y 7 salimos para acampar en el nacimiento del río Aragón Subordán recorriendo antes las praderas del bonito valle de Aguas Tuertas en la serie roja del Permiano a partir de la cascada en el nivel de andesitas basales hasta las calizas basales del Carbonífero desde donde ya se divisaba el ibón de Estanés croquizando las relaciones discordantes entre ambas formaciones en el área de los alrededores del ibón. Después de acampar al NE de la Brecha de Bernera, el día 7 un grupo hizo la cartografía y el estudio de la estructura de las formaciones basales del Cretáceo de la sierra de Bernera. Otro grupo completó la cartografía del Paleozoico al pie y al N de dicha Sierra.

El día 8, día de descanso, se dio una charla sobre la evolución del ciclo alpino en el Pirineo, haciendo por la tarde la recapitulación de las salidas anteriores y trazando el plan para las siguientes.

En la salida de los dos días 9 y 10, un grupo se dedicó al estudio y cartografía de las estructuras de la falda sur de los macizos de Agüerri, Visaurín y Bernera culminando la ascensión a los cerros de la Sierra de Gabás el primer día y Sierra de la Estiva el segundo día, sierras limítrofes por el Oeste y por el Este respectivamente del valle de Aragiús del Puerto, en donde se acampó la noche intermedia.

Los componentes de otros dos grupos, capitaneados por J. M. Galera y D. Baretino, precisaron el estudio del Paleozoico del valle de Acherito y valle de Las Foyas.

El día 11, de descanso en Hecho, cada equipo o grupo expuso sucintamente aquellos aspectos de la Geología vistos en los dos días anteriores.

El día 12, aprovechando la nueva pista al N de Borau que es carrozable hasta los 2.100 m., en cuyos desmontes se observó la organización de las secuencias de ciertas capas de turbiditas y los criterios de polaridad tectónica correspondientes, se pudo tener acceso al estudio de las laderas sur del macizo de Aspé y posteriormente por la tarde descender al fondo del valle de Aisa.

El día 13 cada equipo trabajó independientemente en el levantamiento de pequeñas columnas de ciertas megacapas en el flysch al S de Hecho, y posteriormente en el levantamiento detallado de un corte continuo en el flysch plegado, en los afloramientos del borde de la carretera al N de Aragiús, durante 1 Km. de itinerario transversal a la dirección de los ejes.

Por la tarde, aún hubo tiempo de visitar la serie continental del Oligoceno de Santa Cruz de la Serós y conglomerados de San Juan de la Peña con naturalmente visita

turística a tan histórico y precioso monasterio románico. La jornada terminó con la visita al espectacular aparato sedimentario de un talud de frente de delta cerca de Atarés en las facies transicionales marino-fluviales.

El día 14, de descanso físico, se dio en el Hostal una charla sobre la sedimentología de la serie flysch turbidítica tan recorrida el día anterior. Por la tarde cada equipo construyó el corte tectónico del flysch de Aragiús y pudo contrastar el resultado obtenido con el de los otros equipos.

El día 15 la lluvia intensa y pertinaz no permitió salir del Hostal y se empleó el tiempo en dos charlas: una sobre el ciclo hercínico tal como se ve en el Pirineo, y otra divulgatoria sobre el modelo moderno de la estructura cortical del Pirineo a la luz de los primeros resultados del perfil ECORS de sismica de reflexión profunda.

El día 16 en un solo grupo, desde la Selva de Oza, se efectuó la ascensión a la plana de Tortiellas. En la parte trasera del macizo de Peña Forca. Al mediodía la lluvia, que ya no cesó en el resto del día, nos obligó a dar por terminada la jornada.

El día 17 amaneció igualmente nublado. No obstante se hizo un recorrido por la entrada del barranco de Acherito para completar algunas observaciones, pero la lluvia nos obligó a regresar antes de lo deseado. Por la tarde, ya secos, en el Hostal se proyectaron diversas diapositivas sobre ejemplos del Pirineo.

El día 18, día de descanso, los alumnos pudieron poner en limpio sus anotaciones, completar las observaciones en foto aérea, etc.

Los días 19 y 20 se pasó al valle de Tena para ver otro tipo de terrenos en rocas metamórficas y graníticas. El día 19 desde el Balneario de Panticosa se subió al ibón de Pecico viendo la naturaleza de los terrenos de metamorfismo de contacto entre el río de Azules y dicho ibón. Después de acampar al S de Los Musales encima del barranco de Sancha Collons, se recorrieron los terrenos de la cresta del Devoniano del Puy Arcol con vistas a las marmoleras de los picos del Infierno en la aureola de metamorfismo de contacto del granito de Panticosa.

El día 21 se dedicó a ordenar y recoger el material de trabajo y de acampada y por la noche se celebró la cena final de despedida.

### 3. RESULTADOS

Se ha completado la cartografía del Paleozoico del valle del Aragón Subordán, cuyo estudio será el objeto de una publicación aparte.

Se ha completado el estudio de las estructuras del Cretáceo y Terciario basal de las Sierras Interiores entre el río Aragón y el río Veral (valle de Ansó, rehaciendo y precisando sobre foto aérea 1/25.000 del I.G.N. (vuelo de septiembre de 1981) el conocimiento que sobre estas Sierras se obtuvo durante los Campamentos de 1959, 1960 y 1961. La cartografía que presentamos en esta memoria ha tenido en cuenta también los datos del trabajo de SOLER y PUIG-DE FÁBREGAS de 1970.

En la base del Terciario se distinguen las mismas formaciones que en la zona del valle de Tena y del río Ara (memoria del 31 Campamento). De abajo hacia arriba: dolomía tableada  $P^d$ , caliza masiva  $P$  de pátina blanca en el paisaje (Paleoceno), y caliza  $I_1$  con sílex (Ilerdense basal). Esta unidad hacia el oeste (Zona del río Veral) pasa lateralmente a margas calcáreas tableadas  $I_2$  que tienen una litología comparable a las suprayacentes a  $I_1$  en el valle de Aisa y de Aragiús.

En el Cretáceo Superior el conjunto constitutivo del equivalente a las areniscas de Marboré en las zonas más orientales, citadas anteriormente, aumenta de potencia e inicia el cambio a las facies más margosas de la provincia de Navarra. En la cartografía se han distinguido algunos de los tramos de morfología más dura que mantienen la facies «Marboré» y que van perdiendo potencia relativa hacia el oeste a favor de otros tramos en donde el contenido arcilloso (margas y margas calcáreas) aumenta.

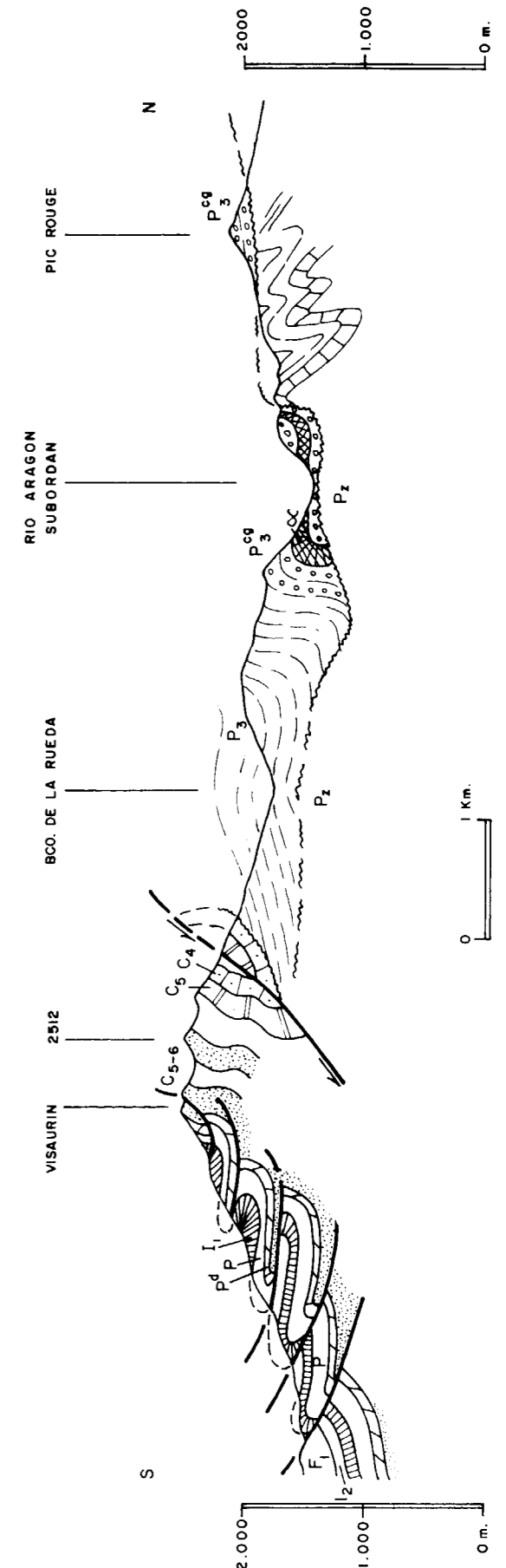
El conjunto calcáreo, de pátina gris claro, infrayacente a las areniscas de Marboré de las Hojas de Bujaruelo (memoria del 31 Campamento) y de Sallent comprende edades que van desde el Cenomanense Superior (caliza con Prealveolinas) al Campanense *pro parte*.

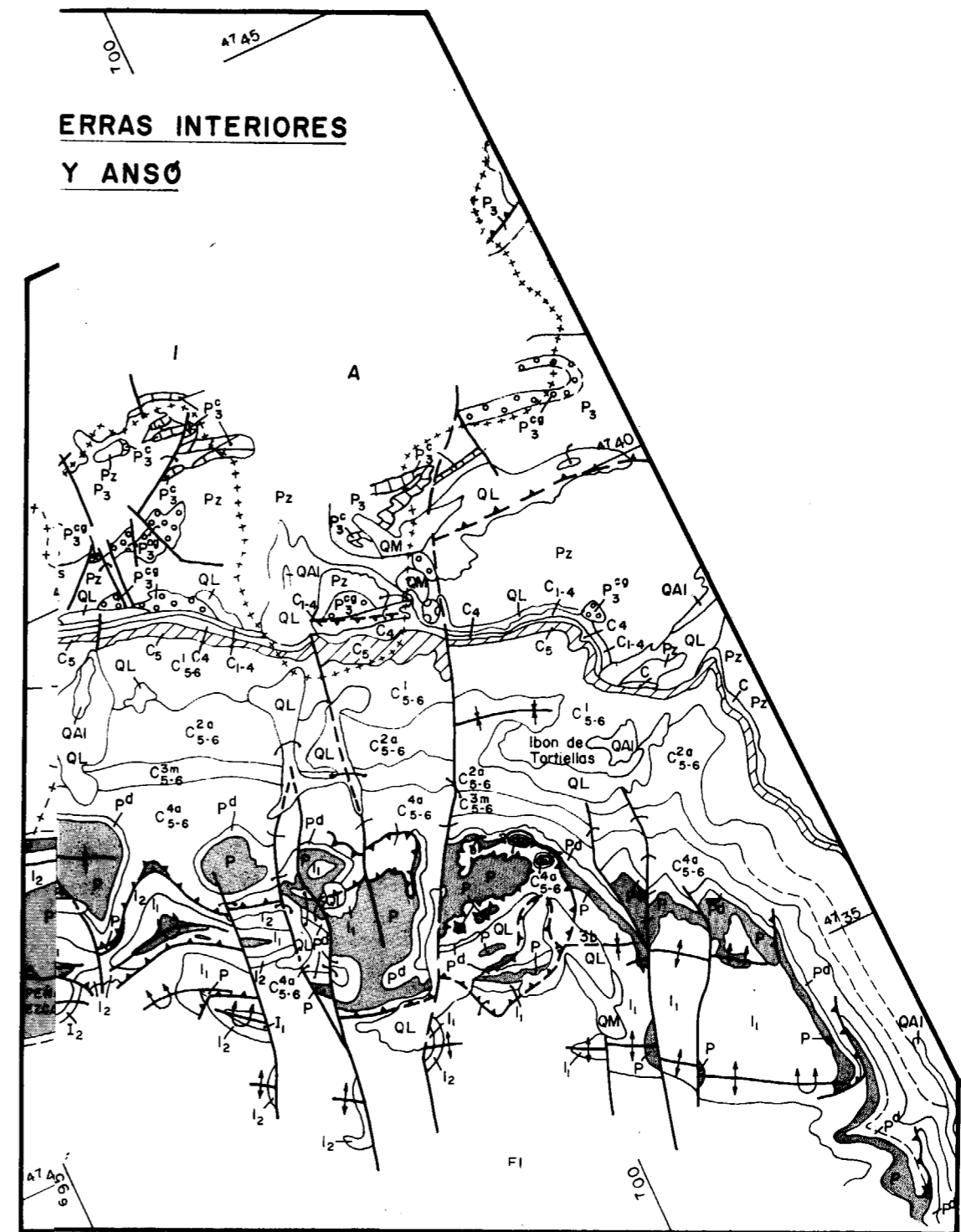
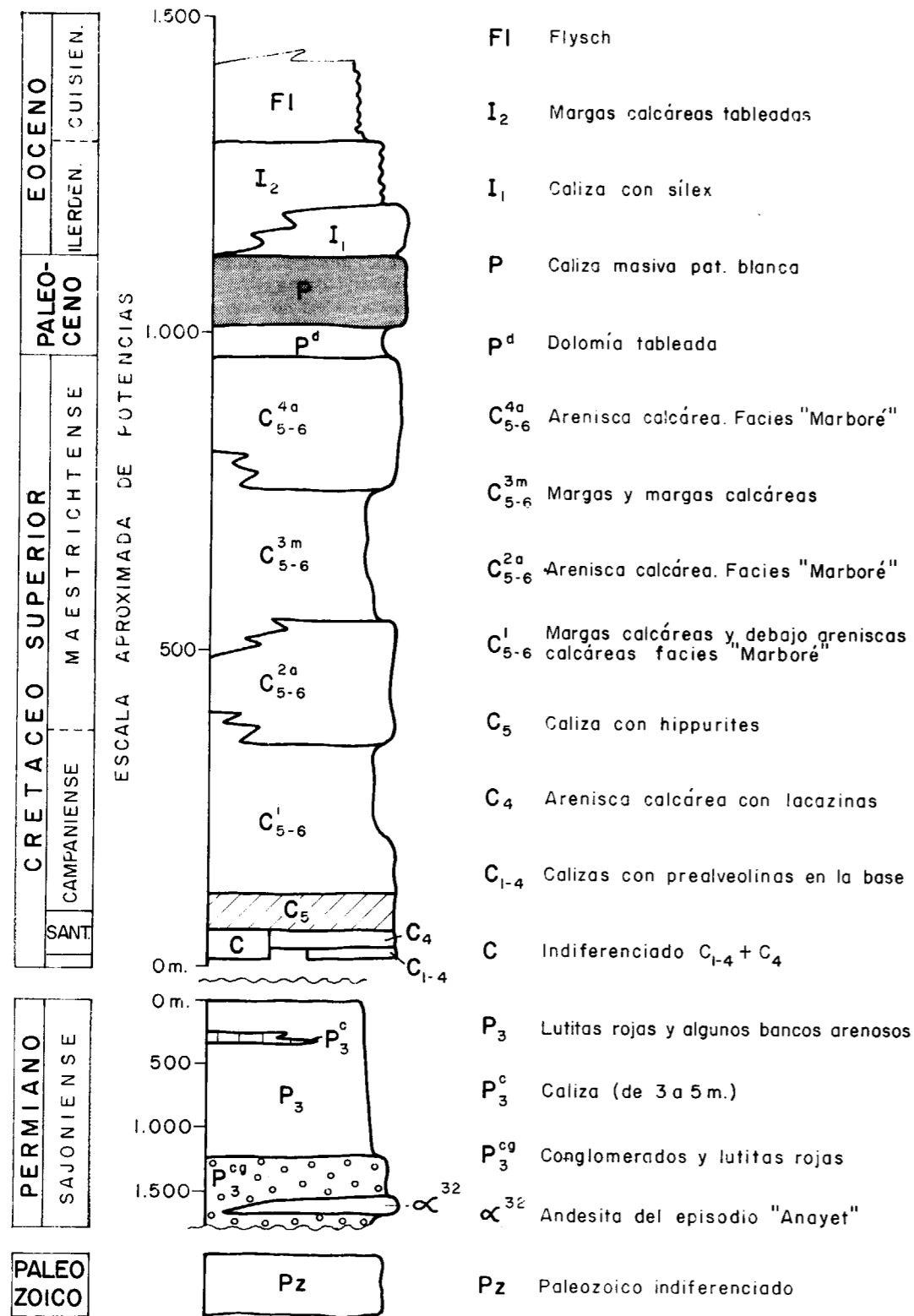
En la zona de Hecho dicho conjunto calcáreo forma la parte media e inferior de los farallones que limitan la Selva de Oza desde la Plana de Tortiellas hasta el pico Petrechema, perteneciendo la culminación de los mismos a la facies Marboré.

En dicho conjunto se mantiene la entidad e importancia del nivel  $C_5$  (caliza de hippurites, de edad a caballo entre el Santoniense y el Campanense) y hay una merma en las otras unidades definidas en Bujaruelo  $C_4$  y  $C_{1,4}$ , en cuanto a disminución de potencia de las areniscas calcáreas  $C_4$  del Santoniense y de la caliza gris  $C_{1,4}$  que puede llegar a medir solamente algunos metros e incluso estar ausente. Está demostrado (SOUQUET, 1967) que en esta zona persiste la presencia del Cenomanense Superior al menos hasta la transversal del río Aragón Subordán, pero debido a la precariedad de la sedimentación deben existir lagunas estratigráficas, según los lugares, dentro del término  $C_{1,4}$ .

Debido a estas dificultades, en la parte occidental de la cartografía hemos distinguido una unidad comprensiva de  $C_{1,4}$  y  $C_4$ .

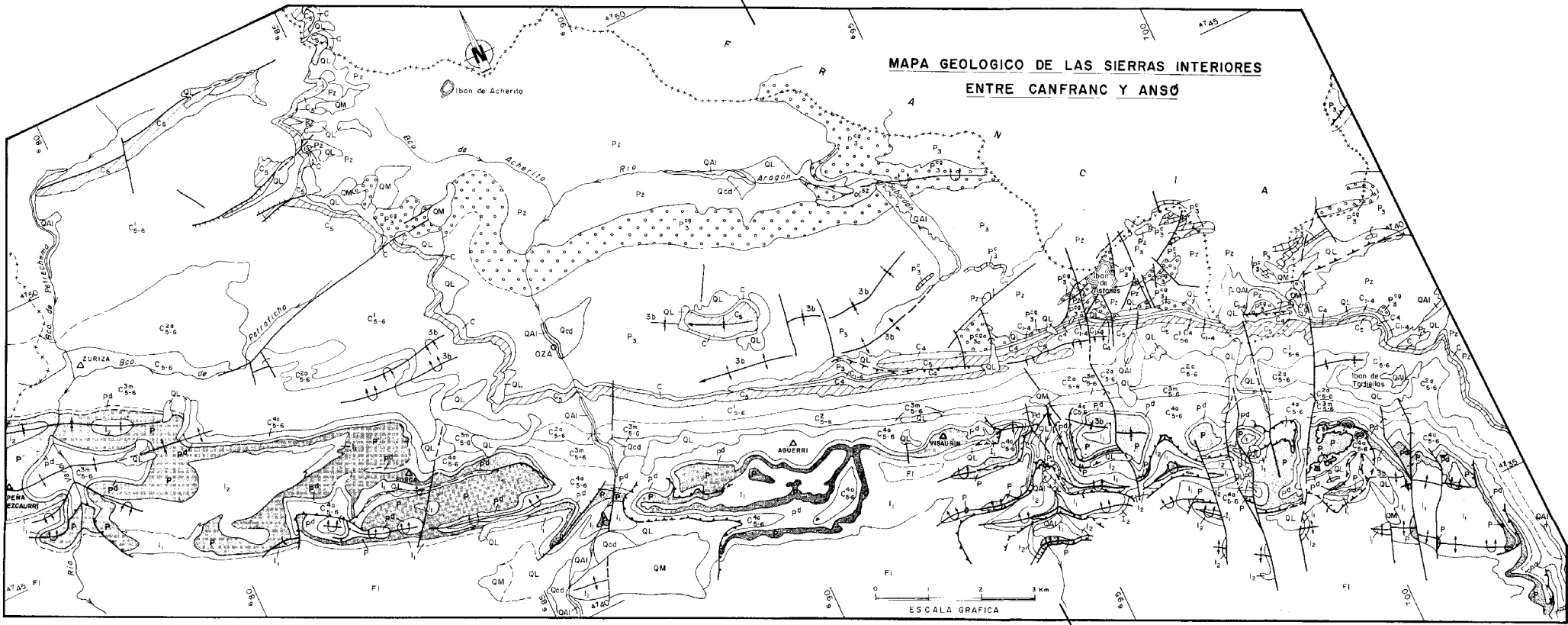
Referente a la tectónica presentamos un corte representativo de la estructura en la transversal del macizo del Visaurín construido a partir de los datos de la nueva cartografía.

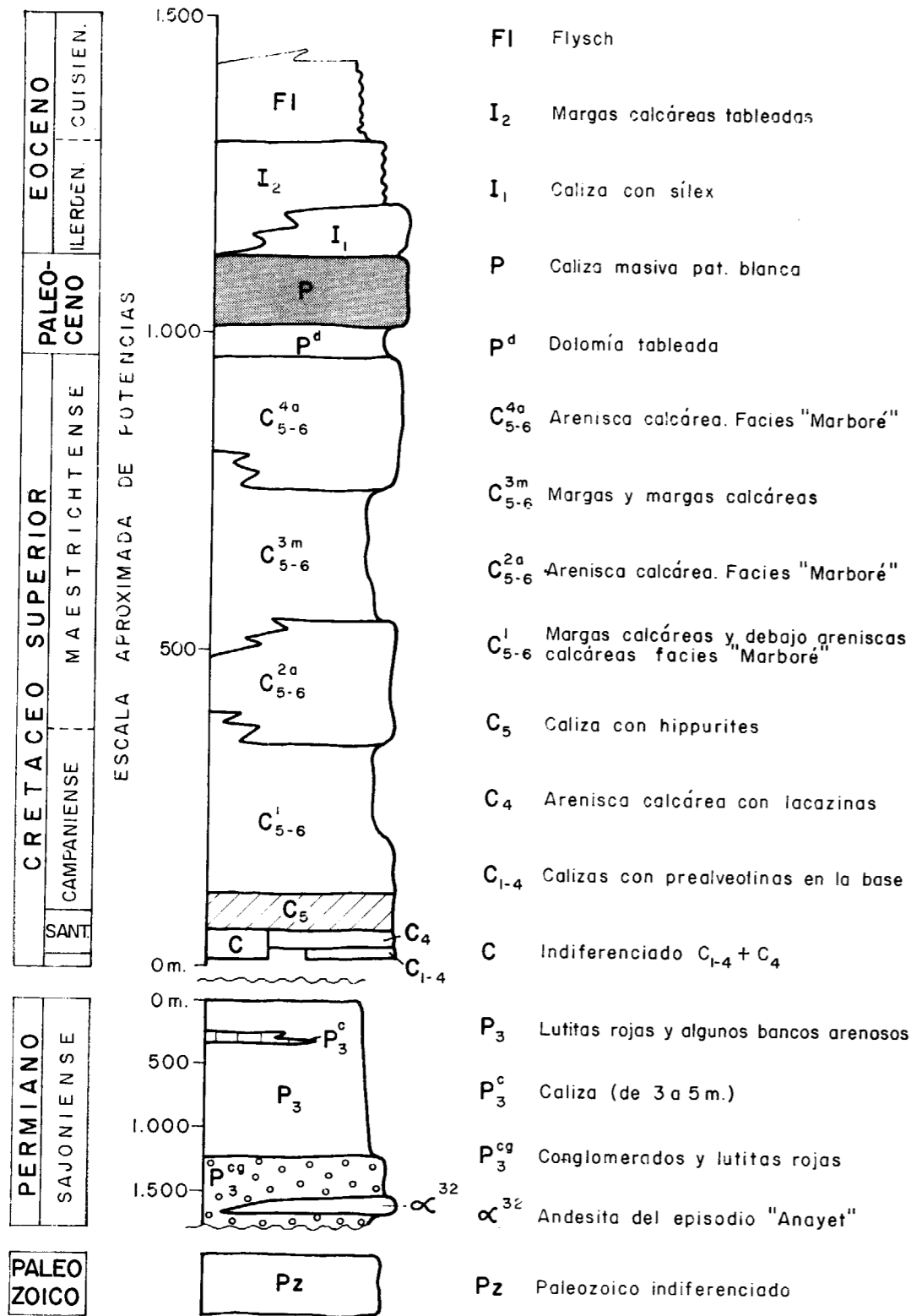






**MAPA GEOLOGICO DE LAS SIERRAS INTERIORES  
ENTRE CANFRANC Y ANSO**





## Nuevas líneas de actuación en el sector minero (\*)

Por J. J. CEREZUELA BONET

### INTEGRACION EN LA CEE

La adhesión de España a las Comunidades Europeas ha determinado no sólo el escenario sino también el horizonte en el que debe planearse la política industrial, y obviamente asimismo la minería, de cara al futuro.

Por ello, nuestra preocupación permanente y nuestros trabajos han estado dirigidos a la creación de marcos de actuación adecuados que permitan a las empresas diseñar, desarrollar y ejecutar sus estrategias de conformidad con el escenario y el horizonte que nuestra situación nos determina.

### CARACTERISTICAS DEL NEGOCIO MINERO

Las características y perfiles singulares del negocio minero, le dan un carácter propio y lo diferencian de otros negocios. En mi opinión cabe destacar: requerir de fuertes inversiones que precisan largos períodos de maduración; tener un elevado nivel de riesgo; ser, en general, intensivo en mano de obra; dar lugar a un notable impacto tanto en el entorno socio-económico como en el medio ambiente circundante; mostrar una gran inercia a la evolución y a la relatividad de los precios.

Por otra parte, la Minería no puede considerarse como una actividad aislada. La importancia de la Minería radica más en las demandas y necesidades de materias primas por parte de la industria y la agricultura, que en el negocio minero propiamente dicho. Por ello, la Minería debe ser encuadrada dentro del proceso industrial y en la base del mismo, contemplado su proyección con un concepto de integración y competitividad que no distorsione al conjunto.

### LA MINERIA EN ESPAÑA

Aunque España sea un país de gran tradición minera y ofrezca una notable variedad de recursos minerales, tiene la característica de que estos se encuentran en condiciones muy diversas en razón a la dispersión y circunstancias de los yacimientos y criaderos.

(\*) Conferencia pronunciada el pasado 26 de noviembre de 1987 por el Ilmo. Sr. D. Juan José Cerezuela Bonet, Director General de Minas, dentro del ciclo que organiza el Club Español de la Minería.

La estructura de los diferentes subsectores y sus perspectivas de evolución y desarrollo son, asimismo, variadas y heterogéneas. Junto a empresas bien organizadas para adaptarse a las circunstancias y condiciones de un mercado integrado y de competencia y estar dotadas para innovar y diversificar, coexisten otras de poca entidad, con escasos recursos técnicos y económicos.

### ESTRATEGIAS

Las condiciones derivadas de la adhesión a las Comunidades Europeas, las circunstancias de la actividad industrial receptora de los productos minerales y las características del negocio minero, junto con la consideración estructural y las perspectivas reales de los diferentes subsectores, señalan las pautas que condicionan las estrategias que puedan diseñarse para nuestra minería. A mi juicio cabe plantearse las siguientes:

- Creación de marcos de actuación empresarial estables, que permitan una planificación en horizonte de largo plazo.
- Establecimiento del diálogo con los agentes sociales y económicos implicados y actuaciones concretas mediante el análisis individualizado de los planes estratégicos de las empresas.
- Dotación, por la Administración, de líneas de ayudas por conceptos específicos, compatibles con la normativa de las Comunidades Europeas, aplicados selectivamente a la consecución de los objetivos de los planes estratégicos de cada empresa.
- Estímulos que fomenten la diversificación, en base a la demanda por parte de las industrias transformadoras, las ornamentales y de la construcción.
- Intensificación de la investigación y desarrollo, tanto en los aspectos extractivos y mineralógicos, como para crear nuevas necesidades y formas de empleo de las materias primas minerales, ampliando con ello la demanda.
- Potenciación de la integración vertical de procesos, para mejorar el valor añadido y la competitividad de los productos.
- Utilizar y promover las oportunidades derivadas de la integración en las Comunidades Europeas.



## INSTRUMENTOS DE ACTUACION

Desarrollar las estrategias citadas, requiere disponer de instrumentos de acción concretos y eficaces. A mi juicio, pueden considerarse como más adecuados los siguientes:

- Establecimiento de convenios-marco entre sectores productores y consumidores, habida cuenta de la concurrencia de intereses y la integración de la minería en el entramado industrial.
- Utilización de los planes estratégicos y auditorías de empresas como información básica para el análisis, tanto del desarrollo minero como para otorgar las ayudas.
- Establecimiento de convenios Administración-empresas, para canalizar las ayudas y el adecuado control.
- Actuaciones ante las Comunidades Europeas.

## OBJETIVOS

Ahora bien, el establecimiento de unas estrategias y la puesta en disposición de unos instrumentos de actuación, tiene que ser con la finalidad de alcanzar unos objetivos. A mi criterio, cabe proponer los siguientes:

- Adecuación racional de la oferta a la demanda, teniendo en cuenta las circunstancias y las condiciones del mercado.
- Incrementar la competitividad del sector reduciendo los costes, mediante la modernización y saneamiento de las empresas en el marco de las Comunidades Europeas.
- Hacer posible el mayor nivel de empleo estable y contribuir a mejorar el equilibrio en el desarrollo regional.
- Aprovechar el carácter deficitario de minerales, rocas industriales y ornamentales que presentan las Comunidades Europeas.
- Potenciar y diversificar el autoabastecimiento, desarrollando las fuentes autóctonas de energía, modernizando, reordenando y racionalizando las explotaciones mineras en condiciones regulares, económicamente satisfactorias y socialmente soportables.
- Intensificación de la prospección geológica y la I+D.
- Mejorar las condiciones de seguridad en la minería, consiguiendo índices de accidentalidad sensiblemente reducidos respecto a los actuales.
- Fomentar la coordinación y la integración, especialmente con la industria transformadora, con objeto de atenuar el impacto de la inestabilidad, característica de los mercados de minerales.

## POLITICA MINERA

Los trabajos que hemos venido realizando en la Dirección, desde hace poco más de un año, se han fundamen-

tado sobre las directrices anteriores y se han concretado en tres documentos que creo ya son conocidos por todos:

- Nuevo sistema de contratación del carbón termoeléctrico (diciembre de 1986).
- Plan de seguridad para la Minería (julio de 1987).
- Nuevas líneas de actuación en el sector minero (octubre de 1987).

## CARBON

Como ya he repetido en varias ocasiones, para nosotros el carbón constituye la fuente energética autóctona más importante y en el contexto de la vigente política energética, que preconiza la necesidad de continuar con la diversificación de las fuentes de energía, el carbón seguirá teniendo un papel importante.

En esta línea, quiero reiterar que el carbón nacional tendrá carácter prioritario. Lo que no se contrapone con el hecho de que como quiera que las necesidades totales de carbón en el futuro no podrán ser cubiertas sólo con carbón nacional, ya que el producible de esta sustancia es limitado, la diferencia deberá ser cubierta con carbón de importación.

Y nada de esto es contrario, sino concurrente, con el hecho de que, al encontrarse España incorporada a un mercado integrado y de competencia, es necesario seguir perseverando en la línea de modernización y racionalización de nuestra minería, con objeto de contar con explotaciones mejor organizadas, más competitivas y con una mayor productividad, de forma que sea posible disponer de un sistema energético eficiente que favorezca la competitividad de nuestra industria y servicios.

Los objetivos del nuevo sistema implican abordar decididamente el proceso de modernización de esta minería. El mecanismo establecido, junto a las ayudas programadas por la Administración, deben hacerlo posible, con corrección y transparencia.

Como todos sabemos, el subsector presenta una gran dispersión. Pero no puede decirse, como algunos intentan transmitir, que se encuentra técnica y económicamente descapitalizado en su totalidad. De todos es conocido que más de un 60 por 100 de la producción procede de empresas organizadas y saneadas, y del orden de otro 30 por 100 de la producción corresponde a empresas, que con planes adecuados y recibiendo algunas ayudas, no deberán tener graves problemas para proyectarse al futuro. En el proceso llevado a cabo, a lo largo del presente año, analizando planes estratégicos y auditorías contables de la mayoría de las empresas del subsector, esto ha podido comportarse de forma clara y manifiesta. Por ello, me parece necesario decir en público, con claridad y sin rubor, que es obligado el rechazar las opiniones vertidas con oscuros intereses y disipar las nubes de humo con que algunos pretenden obstaculizar la visión, creando una situación deformada ante la opinión pública.

La práctica de precios elevados que algunos defienden, acaso para cubrir con ello deficiencias e insuficiencias

propias, tampoco constituye una solución universal. Y tenemos la experiencia de lo ocurrido en años anteriores, cuando la crisis energética mundial se manifestaba con características agudas. Se siguió tal política y el subsector del carbón no sólo no modificó su estructura ni se modernizó, sino que incluso incrementó determinadas deficiencias estructurales, que a la vista están y que aportan al país más problemas que venturas. Con independencia de que el seguimiento de una política de precios fuera de contexto compromete a la cadena industrial en su conjunto.

A nuestro juicio, el camino más aconsejable es el determinado por las nuevas líneas de actuación y el nuevo sistema de contratación de carbón termoeléctrico. Ahora bien, hay que seguirlo con tenacidad y constancia para recoger los frutos a medio plazo, pues como he dicho antes una característica de la minería es la de su inercia de adaptación, que impide la fructificación plena a corto plazo de las acciones que se emprenden.

En cualquier caso, el funcionamiento consolidado de la Comisión de Seguimiento del Sistema garantiza la permanente posibilidad de perfeccionamiento y mejora del mismo.

## PLAN DE SEGURIDAD

Los objetivos de seguridad, como los de cualesquiera otra faceta, no se conseguirán polarizando la atención en sólo uno de sus aspectos. Es necesario actuar de forma coherente sobre todas y cada una de las variables del problema. Y, desde luego, yendo a los orígenes del mismo.

Creo que nosotros, desde el primer momento, conscientes de la importancia del tema, hemos actuado desde la posición de nuestras competencias, al respecto más absoluto a las que corresponden a otros y el acatamiento estricto a las leyes y disposiciones vigentes, atacando situaciones de fondo. Por ejemplo: exigiendo la presentación de un plan de seguridad a las empresas y el producir como mínimo 50.000 t/año, para poder acogerse al sistema de contratos a largo plazo con precio de referencia, en el caso del carbón. Y esto ya se hizo en diciembre de 1986.

Por otra parte, no se puede hablar de seguridad sin relacionar la misma a las instalaciones y equipos que se tienen en operación. Por ello, nosotros hemos exigido que los planes estratégicos contengan como parte inseparable y esencial un plan de seguridad. Y esta idea también data de 1986 y se ha desarrollado a lo largo del año. Y se ha matizado y concretado en la Orden Ministerial del 20 de octubre.

Pero además, como no se trata simplemente de exigir sin más, por primera vez nos hemos atrevido y hemos conseguido introducir un nuevo concepto en los presupuestos de la Dirección, dirigido expresamente al apoyo financiero de las mejoras en instalaciones y equipo, desde el punto de vista de la seguridad, y en base a lo establecido en los planes de seguridad de las empresas, que han de ser aprobadas. Acción que data de abril de este año.

Y yendo aún más lejos, también por primera vez, nos hemos atrevido a introducir en este material el concepto de auditoría técnica, conceptualmente en forma similar a la exigencia de la auditoría contable o a la de gestión. Auditoría que ha de servir de soporte para la confección del plan de seguridad y, posteriormente, para comprobar el grado de progreso de dichos planes. Y aseguro que aquellas empresas que no cumplan estos requisitos ni van a recibir ayudas públicas de la Administración Central ni van a poder acogerse a los beneficios de los diferentes marcos y sistemas de actuación que hemos promovido o creado. Concepto que empezó a desarrollarse en el mes de mayo.

Adicionalmente a lo anterior, se ha seguido con la confección de normas e instrucciones técnicas complementarias, publicadas en el «BOE» y que hacen de nuestro Reglamento de Normas Básicas uno de los más avanzados y completos de Europa. Se ha comenzado con la integración del mismo en base informática, de forma que cada vez sea más asequible y manejable para todos los que deben utilizarlo (Empresas, Directores Facultativos, Administraciones Autonómicas, etc.). Se ha continuado con la labor de homologación oficial de equipos. Se ha creado un Área Tecnológica de Seguridad en el Instituto Geológico y Minero de España, dependiendo directamente del Director del mismo (septiembre de 1987).

En definitiva, desde las competencias que tiene la Dirección General, que son prácticamente sólo de planificación y subsidiariamente de normativa, ya que la seguridad, la ordenación y la policía minera están transferidas a las Comunidades Autonómicas, hemos desarrollado toda una acción coherente, ligada a los procesos extractivos y a los planes de empresa, introduciendo toda una serie de conceptos tecnológicos, acordes con el tiempo en que vivimos y nuestra integración en la C.E.E. Y en esa línea vamos a continuar, metódica e intensamente. Y por supuesto, siempre abiertos a dar nuestra ayuda y apoyo y a colaborar con todos aquellos que tienen que poner en práctica a diario la seguridad (agentes socio-económicos de las empresas) y con los que tienen que ejercer su función inspectora y de control (Comunidades Autonómicas).

## NUEVAS LINEAS DE ACTUACION

Finalmente, en lo referente a las Nuevas Líneas de Actuación, cabe decir que en ellas se sintetiza una parte importante de nuestra Política Minera, configurada sobre la base de las directrices al principio comentadas, y que es coherente con la Política Industrial y con los condicionantes de nuestra integración en las Comunidades Europeas, y tiene en cuenta los cambios que se han operado tanto en los mercados como en las características del sistema productivo.

La Orden Ministerial del 20 de octubre, que es de aplicación tanto para el carbón como para el resto de los recursos minerales, encierra en sí misma de forma clara esta filosofía de actuación. Y en ella y en los mecanismos de ayuda que se explicitan a lo largo de un texto, subsyacen fórmulas de perfeccionamiento futuro que han de permitir una adecuada adaptación de nuestros subsectores

maduros y con dificultades, una estabilización y saneamiento de los que se encuentran en segmentos sostenidos y una acción de expansión en aquellos que tienen posibilidades de fomento.

El hecho de que España se encuentre en un mercado integrado y de competencia, obliga a que las políticas básicas se dirijan a la creación de marcos de actuación adecuados en los que sea posible el desarrollo de las estrategias empresariales.

La Política Minera comentada define estos marcos, al tiempo que adecúa las normas y procedimientos de ayuda y estímulos a las nuevas líneas de actuación. Adicionalmente, se dota de mayor control y eficacia a la aplicación de los recursos presupuestarios, mediante el instrumento de los Convenios entre Administración y Empresas.

De esta forma, la coherencia entre los objetivos de la planificación estratégica empresarial y los objetivos sectoriales de la Política Minera refuerzan la eficacia del gasto público que apoya el proceso de cambio y modernización de nuestra industria minera.

## FUTURO

Por todo ello, pienso que el marco de actuación para las empresas mineras está definido.

La proyección hacia el futuro del sector va a depender, no tanto de las ayudas y estímulos de la Administración, que procuraremos sean lo más importantes que se pueda, dentro de las posibilidades presupuestarias, como de la capacidad e iniciativa de los diferentes agentes socio-económicos del sector, para el desarrollo y ejecución de las estrategias adecuadas en un entorno de mercado que presenta perfiles y retos concretos, como es el Mercado Común Europeo.

Pero todo ello, insisto, siempre que la totalidad de los agentes acepten que estamos en las Comunidades Europeas y no en otro entorno, y actúen consecuentemente en base a esta circunstancia. Sólo así resultará válida y adecuadamente potenciada la ayuda y la colaboración de la Administración, que a ello está plenamente dispuesta.

## Noticias

### XXI CURSO INTERNACIONAL DE HIDROGEOLOGIA APLICADA

Del 29 de febrero al 8 de julio de 1988 se celebrará en Madrid, en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, el XXI Curso Internacional de Hidrogeología aplicada.

El Curso está patrocinado por los Ministerios de Industria y Energía (Dirección General de Minas, Instituto Geológico y Minero de España y Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A.) y el Ministerio de Educación y Ciencia (Universidad Politécnica de Madrid, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas y Consejo Superior de Colegios de Ingenieros de Minas).

Para un óptimo aprovechamiento el Curso se ha estructurado en diez áreas de la forma siguiente:

Area I. Conceptos básicos en hidrogeología (29 de febrero-8 de marzo). Director: D. Agustín Navarro Alvarogonzález.

Area II. Hidrogeología de superficie (14 al 26 de marzo). Director: D. Felipe García Berrio.

Area III. Hidrodinámica subterránea y aplicada (4 al 15 de abril). Director: D. Alfredo Iglesias López.

Area IV. Metodología de Investigación Hidrogeológica (18 al 22 de abril). Director: D. Adolfo Eraso Romero.

Area V. Planificación y Gestión de las Aguas Subterráneas (25 al 29 de abril). Director: D. Borja Martí Ballbona.

Area VI. Técnicas Geofísicas en Hidrogeología (2 al 13 de mayo). Director: D. Alfonso Maldonado Zamora.

Area VII. Métodos de captación de aguas subterráneas (16 al 27 de mayo). Director: D. José Francisco González Fernández.

Area VIII. Modelos en hidrogeología (30 de mayo a 10 de junio). Director: D. Cayetano Lucena Bonny.

Area IX. Contaminación del agua (13 al 24 de junio). Director: D. Jorge Porrás Martín.

Area X. Problemas y técnicas especiales (27 de junio al 8 de julio). Director: D. Rafael Fernández Rubio.

El Consejo de Dirección está presidido por el Director General de Minas, D. José Cerezuela Bonet, y la Comisión Organizadora y docente por el Director del Instituto Geológico y Minero, D. Emilio Llorente, siendo Director del Curso D. Rafael Fernández Rubio.

### PRIMER CURSO DE SEDIMENTOLOGIA APLICADA A LA EXPLORACION DE RECURSOS MINERALES

Dentro del Programa de Actividades de Formación Permanente del IGME para 1988 se ha celebrado del 8 al 12

de febrero el Primer Curso de Sedimentología aplicada a la exploración de recursos minerales, dirigida tanto a los profesionales del IGME como a los de las Empresas consultoras que habitualmente trabajan con el mismo.

Ha tenido como principal objetivo el estudio de los diferentes ambientes sedimentarios susceptibles de contener recursos minerales de interés económico, ligados en su origen al medio sedimentario, ya sean energéticos, metálicos o no metálicos (carbón, petróleo, sulfuros masivos, placeres, fosfatos, sales, etc.). Asimismo, se han expuesto los criterios de identificación y metodología de trabajo, generales y de detalle, de los diferentes medios sedimentarios, siempre desde el punto de vista de su aplicación práctica al trabajo de campo.

El curso ha sido organizado y dirigido por D. Vicente Gabaldón y han sido profesores del mismo, además del propio Gabaldón, los señores P. Anandori Monzón, J. J. Gómez Fernández y L. C. Pérez García.

En su desarrollo se han abordado entre otros los siguientes temas:

«Interés económico de la sedimentología en la exploración de recursos minerales».

«Metodología de trabajo en el análisis de facies».

«Facies fluviales y de abanicos aluviales. Interés económico».

«Depósitos minerales de tipo placer».

«Facies lacustres. Depósitos de sales y otros yacimientos de interés económico asociados a sedimentos lacustres».

«Yacimientos de sulfuros masivos en carbonatos. Tipos de plataformas. Yacimientos en facies de llanuras de marea».

«Yacimientos de sulfuros masivos en facies de plataforma restringida-lagoon. Yacimientos en el margen de la plataforma (arrecifes-barrera y sistemas de barras)».

«Yacimientos de carbón en medios de transición. Sistemas deltaicos».

«Yacimientos de sulfuros masivos en el talud y en la cuenca».

«Yacimientos de carbón en sistemas de Isla Barrera-lagoon».

«Llanuras de marea. Facies y yacimientos de carbón asociados».

«Facies de plataformas siliciclásticas. Yacimientos de fosfatos».

«Turbiditas. Interés económico».



### LA GEOLOGIA EN LAS GRANDES OBRAS DE INFRAESTRUCTURA FERROVIARIA

En la sede de la Fundación de los Ferrocarriles españoles, y organizado por esa Fundación y el Ilustre Colegio de Geólogos, se ha desarrollado del 22 al 26 de febrero del presente año el Seminario «La Geología en las grandes obras de infraestructura ferroviaria».

El Comité organizador lo han formado D. Luis E. Suárez Ordóñez y D. Pedro Pérez del Campo (RENFE), D. José Luis Ordóñez Fernández (Ilustre Colegio Oficial de Geólogos) y D. Antonio Fernández-Zúñiga (Fundación de los Ferrocarriles Españoles).

Los temas desarrollados en las 7 Areas y los ponentes correspondientes han sido los siguientes:

### LA GEOLOGIA EN LOS PROYECTOS DE MEJORA Y MODERNIZACION DEL FERROCARRIL

Moderador: *Miguel Angel Barrantes Romero*, Jefe de Infraestructura, Dirección de Ingeniería Civil (RENFE).

#### Estudios geotécnicos de terraplenes

*José Antonio Jiménez Salas*, Catedrático de Geotecnia.

#### Reconocimiento y caracterización de macizos rocosos para obras viarias

*Jordi Corominas Dulcet* (Universidad Politécnica de Cataluña).

#### Aspectos metodológicos del estudio de laderas y taludes

*Carlos López Carreras* (EUROPROJECT).

#### Aspectos geotécnicos para la construcción de túneles

*Samuel Estefanía* (INTECSA).

#### Aspectos metodológicos para el estudio geotécnico de túneles en servicio.

*Alfredo Asensio* (EPTISA).

#### Problemas geotécnicos de las obras de fábrica

*José María Rodríguez Ortiz* (Universidad Politécnica de Valencia).

#### RIESGOS GEOLOGICOS Y FERROCARRIL

Moderador: *Jorge Murtra Ferré*, Director de Protección Civil (RENFE).

#### Importancia socioeconómica de los riesgos geológicos

*Francisco Ayala Carcedo* (Instituto Geológico y Minero de España).

#### Los riesgos geológicos en la infraestructura ferroviaria

*Pedro Pérez del Campo* (Jefatura de Geología y Geotecnia, Dirección de Ingeniería Civil, RENFE).

#### Riesgo sísmico y ferrocarril

*Luis González de Vallejo* (Universidad Complutense de Madrid).

#### CANTERAS Y BALASTO

Mesa redonda: «**Canteras y balasto: situación actual y su adecuación para el Ferrocarril de Alta Velocidad**».

Moderador: *Francisco Martín Gálvez*, Jefe de Vía, Dirección de Ingeniería Civil (RENFE).

#### Ponentes:

*Jesús Soriano Carrillo* (CEDEX).

*Luis E. Suárez Ordóñez* (Jefatura de Geología y Geotecnia, Dirección de Ingeniería Civil, RENFE).

*Rafael Cabrera Pedrajas* (ARICOSA).

*José Julián Mendoza Fernández*, Jefe de Investigación y Desarrollo, Dirección de Ingeniería Civil (RENFE).

*Andrés Tardajo Rodríguez*, Jefe de Renovación y Dobles Vías, Dirección de Ingeniería Civil (RENFE).

### LA GEOLOGIA EN LAS NUEVAS INFRAESTRUCTURAS FERROVIARIAS

Moderador: *Rafael López González*, Director de Coordinación de Inversiones (RENFE).

#### La Geología en los diseños de Ferrocarriles de Alta Velocidad

*Eliás García González* (INECO).

#### Parámetros geotécnicos para la infraestructura ferroviaria de Alta Velocidad

*Andrés López Pita* (Universidad Politécnica de Cataluña).

#### La geología en el Nuevo Enlace ferroviario Vizcaya-Meseta

*Jorge López-Prado Teixeira* (Estudios de Geología Aplicada).

#### La Geología en el Nuevo Eje ferroviario Norte-Sur (Valladolid-Madrid-Córdoba-Sevilla)

*Dirección General de Infraestructura del Transporte*, Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicaciones.

### MEDIO AMBIENTE Y FERROCARRIL

Moderador: *Ernesto Martínez Barón* (Dirección General de Infraestructura del Transporte, Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicaciones).

#### Incidencia sobre el Medio Ambiente del Ferrocarril y su infraestructura

*Santiago Hernández Fernández* (RENFE).

#### Consideraciones metodológicas sobre estudios de impacto ambiental de líneas ferroviarias

*Pedro Pérez del Campo* (Jefatura de Geología y Geotecnia, Dirección de Ingeniería Civil, RENFE).

#### Restauración del medio natural afectado por la infraestructura ferroviaria

*Rafael Ceballos* (CEDEX).

#### Legislación de Medio Ambiente

*Antolín Aldonza Moreno* (OCISA).

### LA GEOLOGIA EN LAS INFRAESTRUCTURAS FERROVIARIAS EUROPEAS

Moderador: *Alfonso García-Pozuelo Asins*, Director de Ingeniería Civil (RENFE).

#### La ingeniería geológica y las grandes obras

*Pierre Dufaut* (Ecole Nationale de Ponts et Chaussées, París).

### El encuadre geológico del túnel ferroviario bajo el Canal de la Mancha

*Jean-Luc Dessenne* (Bureau de Recherches Géologiques et Minières).

### Los estudios geológicos en el T. G. V. Atlántico

*Société Nationale de Chemins de Fer Français* (SNCF).

### Estudios geológicos para las Nuevas Líneas alemanas de Alta Velocidad

*Deutsche Bundesbahn* (DB).

### NUEVAS TECNOLOGIAS GEOLOGICAS EN EL CAMPO FERROVIARIO Y EN GRANDES OBRAS DE INFRAESTRUCTURA

Moderador: *Juan Carlos Barrón Benavente*, Director de Ingeniería (INECO).

#### Nuevas tecnologías aplicadas a materiales geológicos

*Salvador Ordóñez Delgado* (Universidad Complutense de Madrid).

#### La Inteligencia Artificial: aplicaciones geológicas

*Luis Ruiz de Gopegui*, Director de Estaciones Espaciales (INTA).

#### Nuevas técnicas geofísicas

*Andrés Carbó Gorosabel* (Universidad Complutense de Madrid).

#### Bancos de Datos geológicos-geotécnicos

*Lucila Candela* (Universidad Politécnica de Cataluña).

#### Investigaciones geológicas para el enlace fiijo de Gibraltar

*Manuel Esteras* (SEGEGSA).

#### La teledetección: ideas básicas y sus aplicaciones geológicas

*Carmen Antón Pacheco* (Instituto Geológico y Minero de España).

#### El satélite francés SPOT: sus prestaciones geológicas

*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.

#### La teledetección aplicada al Ferrocarril: la variante Madrid-Valladolid

*Luis E. Suárez Ordóñez* (Jefatura de Geología y Geotecnia, Dirección de Ingeniería Civil, RENFE).

### CLAUSURA DEL CURSO

*Julián García Valverde*, Presidente de RENFE y de la Fundación de los Ferrocarriles Españoles.

*Antolín Aldonza Moreno*, Presidente del Ilustre Colegio Oficial de Geólogos.

### PREMIOS A LA INVESTIGACION DE LA REAL ACADEMIA DE DOCTORES BASES GENERALES PARA EL CONCURSO CIENTIFICO 1988

**BASES GENERALES**

1.ª Podrán tomar parte en el Concurso los Doctores españoles, portugueses, iberoamericanos, filipinos y guineanos. Quedan excluidos los que pertenezcan como Doctores Académicos Numerarios a esta Real Corporación.

2.ª El plazo de admisión de las tesis doctorales, por triplicado, en español, finalizará el 15 de noviembre de 1988, a las 20 horas, período durante el cual se admitirán en la Secretaría (San Bernardo, 49), de seis a ocho de la tarde.

3.ª Las tesis deberán haber alcanzado la calificación de apto «cum laude», desde enero de 1987 a octubre de 1988. Se justificará documentalmente, con visado del Cónsul de España, caso de haberse verificado la colación en universidad extranjera, la fecha de colación y la calificación unificada.

4.ª Caso de declararse desierto algún premio, éste será prorrogado en Cursos sucesivos, hasta su adjudicación, o asignado expresamente a la tesis de tema más análogo.

5.ª Cada concursante indicará al premio que se presenta.

6.ª Los trabajos premiados quedan en propiedad de esta Real Academia de Doctores. Los no premiados se podrán retirar de la Secretaría de la Corporación, durante el primer trimestre de 1989.

7.ª El resultado de este Concurso se hará público y entregados los Premios y Diplomas en Sesión Solemne.

### PREMIO DE LA REAL ACADEMIA (1988)

Disciplina Ciencias  
Tema: Libre.  
Distinción honorífica de Doctor Académico correspondiente.

PREMIO JUAN MANUEL LOPEZ DE AZCONA (1988)  
Tema: Efecto del estado físico-químico sobre los espectros ópticos de emisión.  
Dotación: Cien mil pesetas.

PREMIO FUNDACION GOMEZ PARDO (1988)  
Tema: Libre en las áreas de Ciencias de la Tierra, Minería, Metalurgia y Energía, preferentemente con una orientación industrial.  
Dotación: Cien mil pesetas.

PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA (1988)  
Tema: Tecnología del carbón en cualquiera de sus aspectos.  
Dotación: Cien mil pesetas.

PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA (1988)  
Tema: Aplicación de la informática a la minería.  
Dotación: Cien mil pesetas.

PREMIO DE LA ASOCIACION CATALANA DE PROPIEDAD BALNEARIA (1983)  
Tema: Eficacia y actualidad de las aguas termales.  
Dotación: Sesenta mil pesetas.

PREMIO CLUB ESPAÑOL DE LA MINERIA (1987)  
Tema: Aplicación de las técnicas de teledetección a la exploración minera.  
Dotación: Cien mil pesetas.

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA GENERAL

871412. **Cartographic applications of digital techniques.** SIJMONS, K.

*Cienc. Geogr.* (1987), núm. 1, 50-53, ing., bibl. IGME.

\* Cartografía automática, Instrumentación, Metodología.

871444. **Aplicaciones de cartografía automática.** CAS-TELLVI, L. M., y SANZ, L.

*Mundo electrón. (Barcelona)* (1987), núm. 172, 71-82, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Cartografía automática, Toma de datos, Tratamiento datos, Instrumentación, Ordenador.

871449. **Prospectiva en Ciencias de la Tierra.**

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 194 pp., esp., bibl. IGME.

\* Geología, Histórico, Prospektiva, España.

871450. **Análisis crítico sobre las Ciencias de la Tierra en España.** VERA, J. A.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 7-15, esp., bibl. IGME.

\* Geología, Perspectiva, España.

871466. **Cuantificación en Geología.** MARTIN ESCORZA, C.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 157-163, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geología, Tratamiento dato, Método estadístico, Modelo matemático, Histórico, Perspectiva.

871467. **Estado actual de la Teledetección.** SOLE SUGRANES, L.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 165-173, esp., bibl. IGME.

\* Teledetección, Fotografía aérea, Histórico, Perspectiva, España.

871468. **Estudio comparado de las revistas españolas de Geología.** ORTEGA, C., y VAZQUEZ, M.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 175-185, esp., bibl. IGME.

\* Geología, Bibliografía, Estudio crítico, España.

871475. **Sobre la conservación del patrimonio geológico.** Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 29-31, esp., bibl. IGME.

\* Curiosidad morfológica, Conservación, España.

### GEOLOGIA REGIONAL

871152. **Puntos de interés geológico. Ruta de Babia (León).** GONZALEZ DOMINGO, J. C.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 22, 44-45, 1 ref., esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Geología divulgación, Curiosidad morfológica, Cámbrico, Infracámbrico, Discordancia, Ordovícico, Corte geológico, Carbonífero, Provincia León.

### ESTRATIGRAFIA

871136. **El Terciario de la depresión de Arnedo.** ORTEGA, A.; PEREZ-LORENTE, F.

*Berceo*, núm. 2, 99-113, 6 ref., esp., bibl. IGME.

\* Oligoceno, Mioceno, Arenisca, Conglomerado, Yeso, Sedimentación continental, Medio fluvial, Medio lacustre, Paleoclima, Cuenca Ebro, Provincia Logroño.

871141. **Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides, Provincia de Tarragona, España.** COLOMBO, F.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 55-115, 31 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Unidad estratigráfica, Paleógeno, Sedimentación continental, Medio lacustre, Medio fluvial, Medio pantanoso, Abanicos fluviales, Evaporita, Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía, Tectónica sinsedimentaria, Provincia Tarragona, Cadena Costero Catalana.

871143. **Características sedimentológicas secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria y norte de Palencia.** GARCIA-MONDEJAR, J.; PUJALTE, V., y ROBLES, S.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 151-172, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Medio lacustre, Sedimentación marina, Medio agua poco profunda, Tectónica sinsedimentaria, Falla, Discordancia, Provincias Santander, Palencia, Región Cantábrica.

871159. **Nuevos datos sobre la estratigrafía y la evolución sedimentaria del Mesozoico de la unidad de Sierra Harana (Subbético interno, Cordillera Bética).** PEREZ LOPEZ, D.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 397-405, 26 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Plataforma carbonatada, Fondo somero, Subsistencia, Jurásico, Cretácico, Paleogeografía, Zona Bética, Zona Subbética.

871460. **Bioestratigrafía.** RIVAS, P., y MORALES, J.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 99-117, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Bioestratigrafía, Histórico, Perspectiva, España.

### GEOMORFOLOGIA

871163. **Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España): El control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas.** GOY, J. L.; ZAZO, C.; BARDAJI, T., y SOMOZA, L.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 439-443, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Terraza marina, Control tectónico, Neotectónica, Tiriense, Holoceno, Provincias Murcia, Almería.

871186. **Diversos factores condicionan la regresión de las costas. Sin arena no hay playa.** COLMENAR, E.

*Rev. MOPU* (1987), núm. 343, 34-40, esp., bibl. IGME.

\* Medio litoral, Línea costa, Playa, Erosión, Acción hombre, Protección medio ambiente, Duna costera.

871282. **Contribución al estudio de las terrazas del Tajo entre Albarreal y Talavera de la Reina (Toledo).** TELLO, B., y ASENSIO, I.

*Bol. R. Soc. Geogr. (Madrid)*, vol. 109, núm. 1-2, 69-88, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Terraza, Aluvión, Textura, Morfoscopía, Grano, Granulometría, Río Tajo, Provincia Toledo.

871414. **Llanos, montañas y piedemontes.** ROSELLO, V. M.

*El Campo* (1986), núm. 103, 9-11, esp., bibl. IGME.

\* Geología física, Morfología, Relieve estructural, Región Valencia.

871451. **Tendencias actuales de la geomorfología.** PEREZ GONZALEZ, A.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 17-27, 18 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geomorfología, Perspectiva, Histórico, Síntesis bibliográfica, Estudio crítico, España.

### CUATERNARIO

871280. **Las formaciones cuaternarias del torrente de Cala Blava en la Bahía de Palma, Baleares.** CUERDA, J.; ANTICH, S., y SOLER, A.

*Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, vol. 29, 75-86, 9 ref., esp., res. cat., bibl. IGME.

\* Terraza marina, Pleistoceno Sup., Holoceno, Flandriense, Duna, Fauna moluscos, Baleares, Isla Mallorca.

### GEOLOGIA MARINA

871455. **La Geología Marina en España.** MALDONADO, A.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 57-65, esp., bibl. IGME.

\* Geología marina, Oceanografía, Histórico, Perspectiva, Programa, España.

### GEOLOGIA EXTRATERRESTRE

871153. **Planetología (2): La Luna, nuestra compañera de viaje.** JIMENEZ-ONTIVEROS, P.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 22, 56-58, esp., bibl. IGME.

\* Planeta luna, Corteza luna, Manto lunar, Densidad, Relieve lunar.

871174. **Urano.** INGERSOLL, A. P.

*Invest. Cienc.* (1987), núm. 126, 20-28, esp., bibl. IGME.

\* Planeta Urano, Método satélite, Atmósfera, Gas metano, Hidrógeno, Viento, Comparación planeta, Comparación Tierra.

871179. **Los satélites de Urano.** JOHSON, T. V.; BROWN, R. H., y SODERBLOM, L. A.

*Invest. Cienc.* (1987), núm. 129, 30-43, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Satélite, Planeta Urano.

871424. **Meteoritos: mensajeros del espacio.** FERNANDEZ, J.

*Estratos* (1987), núm. 4, 24-25, esp., bibl. IGME.

\* Meteorito, Geología-divulgación, Histórico.

### GEOLOGIA DEL INGENIERO

871137. **Influencia del conocimiento de los explosivos en el resultado de las voladuras subterráneas.** RIOS, J., y FUENTES, J. M.



*Cant. explot.* (1987), núm. 242, 97-103, 6 ref., esp., bibl. IGME.

\* Voladura, Roca, Fragmentación, Onda choque, Ensayo in situ.

871149. **Los estudios de riesgos geológicos en la CEE y en Japón.** PEREZ DEL CAMPO, P.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 22, 24-26, 11 ref., esp., bibl. IGME.

\* Vía férrea, Deslizamiento terreno, Previsión, Papel del geólogo, CEE, Japón.

871150. **La Geología en las infraestructuras de los ferrocarriles de vía estrecha.** BUSTURIA, I.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 22, 29-31, esp., bibl. IGME.

\* Vía férrea, Túnel, Obra pública, Papel del geólogo, España.

871154. **Los ferrocarriles de alta velocidad. La Geología en el TGV atlántico.** SUAREZ, L. E.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 22, 61-66, esp., bibl. IGME.

\* Vía férrea, Mecánica suelo, Mapa geotectónico, Obra pública, Programa, Papel del geólogo, Francia.

871181. **Petróleo contra el mar.** DAMBORENEA, J.

*Mar* (1987), núm. 252, 72-74, esp., bibl. IGME.

\* Océano, Ecosistema, Contaminación, Petróleo, Protección medio ambiente, Cooperación internacional, Legislación.

871185. **Cuarto programa de acción comunitaria en medio ambiente.** BURDALO, S., y DELGADO, C.

*Rev. MOPU* (1987), núm. 343, 16-21, esp., bibl. IGME.

\* Protección medio ambiente, Programa, Cooperación internacional, Legislación, CEE.

871187. **Programa general de seguridad y explotación de las presas del Estado.** MILLA RIERA, A.

*Rev. Obras Públicas* (1987), núm. 3254, 3-13, esp., bibl. IGME.

\* Programa, Política Estado, Previsión, Crecida río, Presa, España.

871188. **Impacto de obras de defensa de costas empleando un modelo de evolución costera.** SANCHEZ-ARCILLA, A., y VIDAOR, A.

*Rev. Obras Públicas* (1987), núm. 3255, 73-83, 14 ref., esp., bibl. IGME.

\* Modelo, Ecuación matemática, Línea costa, Estudio impacto medio, Instalación marina, Provincia Barcelona.

871189. **Influencia del entorno geológico en los problemas de carreteras.** ARTEAGA, R., y ALBEROLA, J.

*Rev. Obras Públicas* (1987), núm. 3255, 85-90, esp., bibl. IGME.

\* Carretera, Humedad suelo, Régimen hidrológico suelo, Drenaje terreno, Provincia Castellón.

871191. **Geotecnología del avance mecanizado de galerías, túneles y pozos.** AYALA, F. J., Coord.

*IGME* (1987), 302 pp., esp., bibl. IGME.

\* Mecánica roca, Tensión cizallamiento, Resistencia cizallamiento, Perforación, Túnel, Ensayo cizallamiento, Ensayo laboratorio, Propiedad geotécnica.

871192. **Introducción a los usos industriales y urbanos del espacio subterráneo y su tecnología.** AYALA, F. J.; LAIN, R., y PERIANES, E.

*IGME* (1986), 346 pp., esp., bibl. IGME.

\* Tecnología, Espacio subterráneo, Obra subterránea, Almacén subterráneo, Sostenimiento, Túnel, Metro.

871291. **La desertificación del litoral mediterráneo español.** RUBIO, J. L., y HERRERO, J. J.

*Quercus* (1987), núm. 25, 8-11, 10 ref., esp., bibl. IGME.

\* Desertificación, Medio litoral, Región mediterránea, Acción climática, Acción hombre, España.

## PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

871180. **La radiación de la vida animal.** MC MENAMIN, M. A. S.

*Invest. Cienc.* (1987), núm. 129, 72-80, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Paleoecología, Origen vida, Fauna, Antecámbrico, Cámbrico, Paleogeografía.

871474. **Los fósiles: Un patrimonio a proteger.** SANCHEZ DE POSADA, L. C.

Jornadas sobre la conservación de la naturaleza en España. Oviedo (1986).

*Caja de Ahorros de Asturias* (1987), 25-28, esp., bibl. IGME.

\* Yacimiento fosilífero, Conservación, Colección, España.

## PALEONTOLOGIA DE LOS VERTEBRADOS

871166. **Los fósiles humanos de Ibeas. Sierra de Atapuerca, Burgos. Inventarlo y determinación del número mínimo de individuos.** AGUIRRE, E.; ARSUAGA, J. L.; BERMUDEZ DE CASTRO, J. M.; MARTINEZ, I., y ROSAS, A.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 511-519, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Preneandertaliense, Cráneo, Mandíbula, Diente, Pleistoceno Medio, Provincia Burgos.

871167. **Mamíferos del Turolense Medio en la Rambla de Valdecebro. Teruel.** ADROVER, R.; ALCALA, L.; MEIN, P.; MOISSENET, E., y ORRIOS, J.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 495-509, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Múridos, Cricétidos, Glíridos, Miomorfa, Ursidos, Equidos, Hiparion, Fisipedia, Hipomorfa, Anatomía locomoción, Mandíbula, Diente, Mioceno Sup., Turolense, Provincia Teruel.

871168. **Hippidion Owen 1869, Mammalia, Perissodactyla en sedimentos del Pleistoceno tardío de la localidad Barro**

**Negro, Jujuy, Argentina.** ALBERDI, M. T.; FERNANDEZ, J.; MENEGAZ, A., y PRADO, J. L.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 487-493, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Hipomorfa, Mandíbula, Diente, Biometría, Pleistoceno Sup., Andes argentinos.

871170. **Las aves fósiles de La Cueva, Asturias.** SANCHEZ MARCO, A.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 475-487, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Aves, Anatomía locomoción, Biometría, Pleistoceno Sup., Magdaleniense, Asturias.

871171. **Revisión taxonómica de Alytes Grandis Brunner, Amphibia, Anura.** SANCHIZ, B., y SCHELEICH, H. H.

*Estud. Geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 471-473, 12 ref., esp., res. ing., al., bibl. IGME.

\* Taxinómia, Revisión, Osamenta, Anuromorfa, Pleistoceno, Alemania R. F.

## PALEONTOLOGIA DE LOS INVERTEBRADOS

871165. **Note complementaire sur le echinodermes ordoviciens de Sierra Morena.** CHAUVEL, J., y MELENDEZ, B.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 451-460, 19 ref., fr., res. esp., ing., bibl. IGME.

\* Cistoidea, Ordovícico, Provincia Ciudad Real, Sierra Morena, Hercínico Sur.

871172. **Ophiomorpha isabeli; nov. icnoesp. plioceno marino en el sector suroccidental del Valle del Guadalquivir, Palos de la Frontera, Huelva, España.** MAYORAL, E.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 461-470, 76 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Taxón nuevo, Ichnitas, Decápodos, Ofiomorfa isabeli, Medio litoral, Plioceno Inf., Provincia Huelva, Cuenca Guadalquivir.

## TECTONICA

871160. **Sobre las deformaciones del Paleozoico en el macizo del Desierto de Las Palmas (Castellón).** SIMON GOMEZ, J. L.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 407-414, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Deformación polifásica, Carbonífero, Pliegue, Esquistosidad flujo, Provincia Castellón.

871161. **Caracteres tectónicos de los metasedimentos del oeste de la provincia de Salamanca.** MARTIN-IZARD, A.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 415-432, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Roca metasedimentaria, Orogenia hercínica, Deformación polifásica, Pliegue, Orientación, Esquistosidad flujo, Provincia Salamanca.

871194. **La cuenca Neógena Inferior del Mijares, Provincia Teruel-Castellón. Modelo tectosedimentario y evolución estructural.** PARICIO, J.

*Tesis lic. geol. Zaragoza* (1986), 116 pp., 67 ref., esp., bibl. IGME.

\* Tesis, Mioceno, Sedimentación continental, Medio fluvial, Medio pantanoso, Paleocorriente, Discordancia, Fauna, Tectónica sinsedimentaria, Compresión tectónica, Falla desgarrar, Geometría, Microtectónica, Mapa geológico, Macizo Ibérico, Provincias Teruel, Castellón.

871283. **Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas).** MARTINEZ MARTINEZ, J. M.

*Cuad. Geol.-Univ. Granada*, núm. 13, 194 pp., 223 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Tesis, Orogenia alpina, Roca metamórfica, Manto, Falla, Cabalgamiento, Deformación polifásica, Foliación, Lineación, Pliegue, Imbricación, Metamorfismo, Asociación mineral, Zona Bética.

871461. **La Geodinámica interna.** CAPOTE, R.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 119-125, esp., bibl. IGME.

\* Geodinámica, Histórico, Perspectiva, España.

## HIDROGEOLOGIA

871164. **Hidrogeología de la unidad de Santa Eufemia-Ereñozar, Vizcaya; el sistema kárstico de Olalde.** MORALES, T., y CRUZ-SANJULIAN, J. J.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 445-450, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Acuífero, Karst, Caliza, Manantial, Recurso agua, Recarga acuífero, Alimentación artificial, Provincia Vizcaya.

871176. **Las aguas subterráneas en el paisaje.** BERNALDEZ, F. G.; HERRERA, P.; LEVASSOR, C., y SASTRE, A.

*Invest. Cienc.* (1987), núm. 127, 8-15, esp., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Ecosistema, Manto libre, Hidrodinámica, Paisaje, Provincia Madrid.

871281. **Aportación al conocimiento de la mineralización de las aguas de la Albufera de Alcudia, Mallorca. Intento de clasificación.** MARTINEZ TABERNER, A.; MOYA, G., y RAMON, G.

*Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, vol. 29, 87-108, 38 ref., esp., res. ing., cat., bibl. IGME.

\* Hidroquímica, Agua superficie, Medio lagunar, Calcio, Magnesio, Sodio, Potasio, Cloruro, Ión, Variación espacial,

Alcalinidad, pH, Conductividad eléctrica, Baleares, Isla Mallorca.

871294. **Métodos geotermométricos en la determinación de la temperatura de base en aguas termales.** AUQUE, L. F.; SANCHEZ CELA, J., y FERNANDEZ, J.

*Rev. Acad. Cienc. Exactas Fis. Quím. Nat. Zaragoza* (1986), vol. 41, 161-183, 54 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Agua termal, Temperatura, Geotermometría, Sílice, Teoría, Solubilidad, pH.

871302. **Métodos existentes para cuantificar la interacción entre aguas superficiales y subterráneas.** SAHUQUILLO, A.

*Rev. geofís.* (1986), vol. 42, núm. 2, 227-238, 62 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Modelo matemático, Acuífero, Agua subterránea, Agua superficial, Recarga manto, Escorrentía, Valor propio.

871304. **Hidrogeología del emplazamiento de la central nuclear de Ascó.** GARCIA PAREDES, I.

*Tecniberia* (1987), núm. 8, 35-40, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Hidrogeología, Piezometría, Permeabilidad, Infiltración, Calidad agua, Pozos agua, Central nuclear, Ensayo in situ, Ensayo laboratorio, Provincia Tarragona.

871305. **Avances en modelado estocástico de series hidrológicas.** SALAS, J. D.

*II Seminario de análisis numérico. Esc. Téc. Sup. Ing. Minas Madrid*, 33 pp., esp., bibl. IGME.

\* Hidrología, Método matemático, Proceso estocástico, Teoría.

871306. **Análisis de la calidad de aguas, 1985-1986.**

*Deción Gral. Obras Hidráulicas. MOPU*, 505 pp., esp., bibl. IGME.

\* Hidroquímica, Agua superficie, Río, Calidad agua, España.

871410. **Determinación de la distancia de barreras hidrogeológicas de un pozo bombeado.** STRANSBERG, S. I.

*Cienc. Geogr.* (1987), núm. 1, 3-4, esp., bibl. IGME.

\* Simulación, Acuífero, Ensayo caudal, Transmisividad, Barrera hidrogeológica, Pozo imagen, Teoría.

871417. **El agua: Un bien escaso.** MORALES, A.

*El Campo* (1986), núm. 103, 31-36, esp., bibl. IGME.

\* Agua superficie, Agua subterránea, Gestión recursos agua, Histórico, Acuífero, Alimentación natural, Explotación, Región Valencia.

## MINERALOGIA. GENERALIDADES

871151. **Fundamentos de la microscopía electrónica de barrido.** ABALLE, M.

*El Geólogo* (1987), vol. 5, núm. 22, 40-43, esp., bibl. IGME.

\* Método MEB, Teoría, Instrumentación, Tratamiento dato, Metodología.

871464. **La Mineralogía en España.** RODRIGUEZ GALLEGÓ, M.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 139-146, esp., bibl. IGME.

\* Mineralogía, Histórico, Perspectiva, España.

## SILICATOS

871155. **Evaluación termoquímica sobre la formación de Prehnita en las doleritas triásicas de Estopiñán (Huesca, España).** FERRER VIDAL, V., y SOLANS, X.

*Est. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 365-367, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Dolerita, Alteración hidrotermal, Sorosilicato, Prehnita, Termodinámica, Diagrama equilibrio, Triás, Provincia Huesca.

871156. **Nuevos datos sobre mineralizaciones de Vermiculita asociadas a rocas ultrabásicas de la provincia de Málaga: Carratraca.** LUQUE, F. J.; RODAS, M., y JUSTO, A.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 369-375, 25 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ultrabásita, Alteración meteórica, Serpentinización, Filosilicato, Vermiculita, Asociación mineral, Difracción RX, Análisis mayores, Análisis térmico diferencial, Provincia Málaga.

## PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

871138. **Sedimentación continental española.** INSTITUTO GEOLOGIA ECONOMICA.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 334 pp., esp., bibl. IGME.

\* Sedimentación continental, Medio continental, España.

871139. **Sandstone-body structure and river process in the Ebro Basin of Aragon, Spain.** FRIEND, P. F.; HIRST, J. P. P., y NICHOLS, G. J.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 9-30, 20 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

\* Cuerpo sedimentario, Arenisca, Morfología, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Mioceno, Cuenca del Ebro, Aragón.

871140. **Depósitos de ríos trenzados conglomeráticos Plio-Pleistocénicos de la Depresión de Granada.** DABRIO, C. J., y FERNANDEZ, J.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 31-53, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Conglomerado, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Li-

tofacies, Plioceno, Pleistoceno, Depresión Granada, Provincia Granada.

871142. **Estudio sedimentológico del Saxoniense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín, Cordillera Ibérica.** PEREZ-ARLUCEA, M., y SOPENA, A.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 117-150, 35 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Roca clástica, Conglomerado, Arenisca, Lutita, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Abanicos fluviales, Estructura sedimentaria, Paleocorriente, Saxoniense, Buntsandstein, Horts, Macizo Ibérico.

871144. **Evolución del estilo aluvial en el triásico de Alcaraz (Albacete).** DABRIO, C. J., y FERNANDEZ, J.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 173-206, 43 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Aluvión, Sedimentación continental, Transgresión, Variación nivel, Ciclo sedimentario, Corte geológico, Estructura sedimentaria, Triás, Provincia Albacete.

871145. **Secuencias fluvio-eólicas en el Buntsandstein del macizo de Garraf (Provincia de Barcelona).** MARZO, M.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 207-233, 52 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Planicie aluvial, Sedimentación fluvial, Sedimentación eólica, Medio semiárido, Superficie erosión, Arenisca, Estructura sedimentaria, Paleocorriente, Provincia Barcelona.

871146. **La sedimentación salina actual en las lagunas de La Mancha. Una síntesis.** PEÑA, J. A. de la, y MARFIL, R.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 235-270, 34 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Lago salado, Hidrodinámica, Precipitación, Crecimiento cristalino, Salmuera, Agua intersticial, Mineralogía arcilla, Estructura diagenética, Castilla la Nueva, Provincia Albacete.

871147. **Las facies lacustres del Oligoceno de Campins (Vallés Oriental, Provincia de Barcelona).** ANADON, P.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 271-294, 34 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Roca clástica, Roca carbonatada, Control tectónico, Falla, Oligoceno, Provincia Barcelona.

871148. **Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la cuenca terciaria del Tajo (Provincia de Guadalajara).** ARRIBAS, M. F.

*Cuad. Geol. Ibér.* (1986), vol. 10, 295-334, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Roca carbonatada, Sedimento, Caliza, Textura, Estructura sedimentaria, Sedimentación lacustre, Sedimentación fluvial, Medio continental, Paleógeno, Provincia Guadalajara, Cuenca Tajo.

871458. **Análisis crítico de la petrología sedimentaria.** ORTI CABO, F.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 81-89, esp., bibl. IGME.

\* Petrología rocas sedimentarias, Histórico, Perspectiva, España.

871459. **Sedimentología y análisis de cuencas.** ROSELL, J., y VILLENA, J.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 91-98, esp., bibl. IGME.

\* Sedimentología, Cuenca sedimentaria, Histórico, Perspectiva, Metodología.

## PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

871162. **Orientación óptica del cuarzo en relación con la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central español).** GONZALEZ CASADO, J. M.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 433-438, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sílice, Cuarzo, Propiedad óptica, Petrofábrica, Deformación, Zona cizalla, Provincia Segovia.

871292. **Procesos térmicos asociados a la dinámica de fracturas. Factores condicionantes.** AUQUE, L. F., y SANCHEZ CELA, V.

*Rev. Acad. Cienc. Exactas, Fis. Quím. Nat. Zaragoza* (1986), vol. 41, 131-146, 29 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Zona cizallamiento, Fractura, Falla, Metamorfismo térmico, Reología, Reomorfismo, Entalpía, Teoría.

871293. **Procesos petrológicos asociados a fenómenos de «Shear heating».** SANCHEZ CELA, V., y AUQUE, L. F.

*Rev. Acad. Cienc. Exactas, Fis. Quím. Nat. Zaragoza* (1986), vol. 41, 147-160, 55 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Falla, Falla inversa, Cabalgamiento, Falla transcurren-te, Zona cizallamiento, Zona Benioff, Gradiente geotérmico, Metamorfismo térmico, Aureola metamorfismo, Granitización, Teoría.

871456. **Tendencias actuales en petrología de rocas ígneas y metamórficas.** CORRETGE, L. G.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 67-79, 9 ref., esp., bibl. IGME.

\* Roca ígnea, Roca metamórfica, Petrología, Perspectiva, España.

## YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

871438. **La prospección minera en la antigüedad.** GEA, R.

*Ind. min.* (1987), vol. 29, núm. 269, 19-32, 16 ref., esp., bibl. IGME.

\* Prospección minera, Histórico, Síntesis bibliográfica, España.

871465. **Los yacimientos minerales.** VAZQUEZ, F.

*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 147-154, esp., bibl. IGME.

\* Yacimentología, Prospección minera, Histórico, Perspectiva, España.



## SUELOS

871193. **Principales suelos agrícolas de la Provincia de Guadalajara. Su fertilidad y posibilidades de mejora.** GONZALEZ PONCE, R.; RODRIGUEZ SENAI, J., y SERRANO, F.

*Inst. edafol. biol. veg. Madrid* (1987), 45 pp., 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Zonografía suelo, Suelo, Planosol, Luvisol, Vertisol, Suelo pardo, Suelo poco desarrollado, Suelo de aluviones, Perfil suelo, Fertilización, Enmienda suelo, Provincia Guadalajara.

871276. **El yacimiento calcálico de «Los Cortinales» en Villafranca de los Barros (Badajoz).** GIL MASCARELL, M., y RODRIGUEZ DIAZ, A.

*Arch. prehist. levant.* (1987), vol. 17, 123-145, 48 ref., esp., bibl. IGME.

\* Holoceno, Actual, Suelo, Suelo calizo, Perfil suelo, Industria, Cerámica, Provincia Badajoz.

871396. **Descripción de un simulador de lluvia para estudios de erodabilidad del suelo y estabilidad de los agregados al agua.** BENITO RUEDA, E.; GOMEZ ULLA, A., y DIAZ FIERROS, F.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1115-1126, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Precipitación atmosférica, Simulación, Instrumentación, Suelo, Erodabilidad, Metodología.

871397. **Comparación de métodos para la determinación de carbono orgánico en suelos.** MIGLIERINA, A. M.; ROSELL, R. A., y ANDRIULO, A. E.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1137-1142, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Carbono orgánico, Análisis cuantitativo, Estudio crítico, Metodología.

871398. **Aplicación de métodos quimiográficos al estudio de los suelos hidromorfos.** BATLLE, J.; BARTOLOME, L., y GUERRA, A.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1143-1162, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Suelo hidromorfo, Gley, Pseudogley, Hierro ferroso, Ensayo in situ, Metodología.

871400. **Contribución al estudio de los suelos y sedimentos de montaña de Galicia y su cronología por análisis polínico. I. Sierra del Caurel (Lugo).** AIRA, M. J., y GUITIAN, F.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1189-1202, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Perfil suelo, Palinomorfía, Análisis polínico, Paleoclima, Holoceno, Provincia Lugo.

871401. **Contribución al estudio de los suelos y sedimentos de montaña de Galicia y su cronología por análisis polínico. II. Perfiles de la penillanura de Cumbres de la Sierra de Queixa (Orense).** AIRA, M. J., y GUITIAN, F.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1203-1218, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Turbera, Palinomorfía, Análisis polínico, Paleoclima, Holoceno, Provincia Orense.

871402. **Estudio edáfico del Karst El Torcal de Antequera (Málaga).** BARCELO, G.; PARRAGA, J.; GUARDIOLA, J. L., y DELGADO, R.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1219-1238, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Caliza, Karst, Jurásico, Morfología disolución, Suelo, Cambisol, Perfil suelo, Estructura suelo, Suelo pardo, Provincia Málaga.

871403. **Estudio edáfico del Karst El Torcal de Antequera (Málaga). II. Propiedades y clasificación de suelos.** PARRAGA, J.; BARCELO, G.; GUARDIOLA, J. L., y DELGADO, R.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1239-1256, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Suelo pardo, Cambisol, Roca madre suelo, Caliza, Karst, Materia orgánica, Perfil suelo, Estructura suelo, Pedogénesis, Provincia Málaga.

871404. **Suelos con caracteres turbosos del Sistema Central. Problemática de su clasificación.** JIMENEZ BALLESTA, R., e IBÁÑEZ, J. J.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1257-1269, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Turbera, Clasificación, Perfil suelo, Materia orgánica, pH, Carbono orgánico, Provincias Madrid, Avila.

## GEOQUIMICA

871157. **Distribución de Uranio y Torio en la apófisis adamellítica de Logrosán (Cáceres, España).** GUIJARRO, J.; MORENO GUTIERREZ, A.; GUTIERREZ MAROTO, A., y ASTUDILLO, J.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 377-386, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Granito, Adamellita, Composición alcalina, Greisenización, Uranio, Torio, Informe químico, Análisis cuantitativo, Análisis elemento traza, Provincia Cáceres.

871158. **Estudio geoquímico de los yesos miocenos de la zona este de la Cuenca de Madrid.** BUSTILLO, M., y FORT, R.

*Estud. geol. (Madrid)* (1986), vol. 42, núm. 6, 387-395, 25 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sulfato, Yeso, Textura, Análisis elemento traza, Diagnénesis, Estroncio, Magnesio, Informe químico, Análisis multivariable, Neógeno, Cuenca Tajo, Provincia Madrid.

871399. **Meteorización de las anfíbolitas del macizo «Santiago-Ponte Villa».** GARCIA PAZ, C.; SILVA, B.; GARCIA RODEJA, E., y MACIAS, F.

*An. edafol. agrobiol.* (1986), vol. 45, núm. 9-10, 1163-1188, 28 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Anfíbolita, Alteración meteórica, Perfil suelo, Textura, Difracción RX, Análisis térmico diferencial, Informe químico, Análisis mayores, Galicia.

871457. **La geoquímica.** LOPEZ RUIZ, J.  
*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 75-79, 9 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geoquímica, Histórico, Perspectiva, España.

## GEOFISICA

871295. **Curvas patrón del ángulo de rotación del campo para un dispositivo bipolo-dipolo en un medio de dos capas horizontales.** ALDAZ, R.

*Rev. geofis.*, vol. 42, núm. 2, 131-141, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Método eléctrico, Normalización, Representación gráfica, Rotación, Campo eléctrico, Modelo dos capas, Medio estratificado, Resistividad eléctrica, Espesor.

871298. **Reflexión acústica de ondas planas en incidencia normal sobre una capa inhomogénea con perfiles arbitrarios de velocidad de sonido y densidad.** COBO, P.; RANZ, C., y CARBO, R.

*Rev. geofis.* (1986), vol. 42, núm. 2, 185-192, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ecuación matemática, Algoritmo, Reflexión onda, Onda acústica, Medio heterogéneo, Medio estratificado, Fondo marino, Problema directo.

871300. **Estudios eléctrico y magnético realizados en los yacimientos arqueológicos de Fosos de Bayona y de La Hinojosa.** HERNANDEZ, M. C., y CAMARA, M. E.

*Rev. geofis.* (1986), vol. 42, núm. 2, 207-216, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Método eléctrico, Método magnético, Sondeo eléctrico, Resistividad eléctrica, Anomalía eléctrica, Anomalía magnética, Yacimiento arqueológico, Provincia Cuenca.

871411. **Mediciones lineales de las resistividades aparentes y sondeos eléctricos simultáneos en la prospección de aguas subterráneas. Interpretación mediante el ábaco de curvas de dos capas.** VILLUENDAS, E.

*Cienc. Geogr.* (1987), núm. 1, 18-47, esp., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Sondeo eléctrico, Medio heterogéneo, Resistividad eléctrica, Precisión medida, Anomalía eléctrica, Abaco, Teoría.

871462. **La Geofísica en España.** MEZCUA, J.  
*Cons. Sup. Inv. Cient.* (1987), 127-131, esp., bibl. IGME.

\* Geofísica, Histórico, Perspectiva, España.

## ENERGIA

871175. **Energía extraída del mar.** PENNEY, T. R., y BHARATHAN, D.

*Invest. Cienc.* (1987), núm. 126, 58-65, esp., bibl. IGME.

\* Agua mar, Temperatura, Gradiente vertical, Energía, Metodología.

871277. **Boletín estadístico Carbuñión.**

*Bol. estad. Carbuñión*, núm. 45, 44 pp., esp., bibl. IGME.

\* Dato, Estadística, Carbón, Antracita, Lignito, Producción, Productividad, Mano de obra, Importación, Coste, España, Provincias León, Palencia, Teruel, La Coruña, Asturias.

871286. **La nueva política de la OPEP tampoco aleja la incertidumbre.**

*Econ. ind.*, núm. 251, 23-24, esp., bibl. IGME.

\* Petróleo, Precio, Cooperación internacional. OPEP.

871287. **Memoria 1986.**

*S. A. Hullera Vasco-Leonesa*, 59 pp., esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Sociedad, Informe actividad, Producción.

871288. **Excelente ejercicio económico del Grupo INH en 1986.**

*Oilgas* (1987), núm. 231, 25-28, esp., bibl. IGME.

\* Hidrocarburo, Producción, Valor producción, Investigación, Exportación, Sociedad estatal, España.

871289. **Fuerte descenso de la actividad de investigación de hidrocarburos en España en 1986.**

*Oilgas* (1987), vol. 20, núm. 233, 26-35, esp., bibl. IGME.

\* Hidrocarburo, Prospección, Sondeo, Inventario, Producción, España.

871290. **La crisis del petróleo y sus soluciones a corto plazo.** CUBILLO, J.

*Oilgas* (1987), vol. 20, núm. 233, 39-43, esp., bibl. IGME.

\* Petróleo, Mercado, Precio, Consumo, Cooperación internacional, Política Estado.

871409. **OCICARBON y su papel en la investigación tecnológica del carbón.** CARIDE, C.; GUINEA, E., y TEJERA, J. L.

*Cant. explot.* (1987), núm. 243, 88-99, esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Investigación científica, Política Estado, Institución, Programa, España.

871443. **Memoria HISPANOIL 1986.**

*Hispanica de Petróleos, S. A.*, 48 pp., esp., bibl. IGME.

\* Informe actividad, Informe anual, Sociedad estatal, Petróleo, España.

871497. **La minería del carbón en España.** ARROYO, M.  
*I Jornadas de reflexión y estudio de la minería española.*

\* Carbón, Reserva, Producción, Política Estado, España.

# 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.

## TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

— Año 1988 —

### Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

### DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid, España

### ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía

Doctor Fleming, 7, 2.º

Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid

Suscripción anual (6 números)

España: 3.600 ptas. (IVA incluido)

Demás países: 3.600 ptas.+gastos de envío

Número suelto: 800 ptas.+IVA+gastos de envío

Nombre, Organismo o Empresa .....

Profesión .....

Dirección ..... Teléfono .....

Ciudad (provincia) ..... D. P. ....

País ..... FIRMA

Fecha .....

## BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

### ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO  
WE HAVE RECEIVED  
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA  
WE ARE IN WANT OF  
IL NOUS MANQUE

FECHA ..... FIRMA .....  
DATE ..... SIGNATURE .....

NOMBRE .....  
NAME .....  
NOM .....

DIRECCION .....  
ADDRESS .....  
ADRESSE .....

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

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