

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 105

Mayo - Junio 1994

NUMERO 3



Volumen 105
Número 3
Mayo - Junio 1994

boletín geológico y minero

revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

Sumario

Geología	E. GONZALEZ-CLAVIJO, W. M. ASWIN, A. FERRER y J. FERNANDEZ-GIANOTTI: Esquema estructural de un sector de la Zona Surportuguesa al este de las minas de Río Tinto	3
	A. ARRIBAS HERRERA y J. BERNAD GARCIA: Catálogo de mamíferos pliocenos del yacimiento de Villarroja (La Rioja), en la colección del Museo Geominero	14
Minería	F. GOMEZ FERNANDEZ y A. ARRIBAS MORENO: Descripción de las mineralizaciones de Pb-Zn del sector sudeste de Picos de Europa (Norte de España). Implicaciones metalogenéticas	27
	P. GUMIEL y D. J. SANDERSON: Nota preliminar sobre la organización fractal de varios sistemas filonianos mineralizados en Au, W y Sn del Macizo Hespérico en Extremadura (España)	41
Aguas subterráneas	P. NIETO, F. BRISSAUD y V. MOTTIER: Depuración natural de ARU mediante su infiltración controlada. Un paso más. Parte II. Resultados obtenidos	50
	N. EL AMRANI PAAZA, J. BENAVENTE HERRERA y J. J. CRUZ SANJULIAN: Aplicación del análisis de componentes principales al estudio de las características físico-químicas de las aguas del delta del Adra (Almería-España)	56
Estudio de minerales y rocas	A. CASTRO, I. MORENO-VENTAS y J. D. DE LA ROSA: Rocas plutónicas híbridas y mecanismos de hibridación en el Macizo Ibérico Hercínico.	63
	F. J. ALONSO, J. L. ARECES, J. TORAÑO, R. RODRIGUEZ, C. GROSSI y R. M. ESBERT: Descripción y cuantificación de los espacios vacíos de algunas rocas detríticas carboníferas de la mina «La Camocha» (Gijón)	84
Información	Noticias	96

DIRECCION Y ADMINISTRACION
Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléf./Fax (91) 349 57 62

**INSTITUTO TECNOLOGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA**

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales

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

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

EXPLICACION DE PORTADA

Bahía Whisky en la Isla James Ross (Antártida). Panorámica del glaciar Whisky con el volcán Cónico como fondo.

Foto: F. Bellido

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 241 - 94 - 001 - 4

Imprenta Ideal, S. L. - Chile, 27 - Teléf. 359 57 55 - 28016-MADRID

Esquema estructural de un sector de la Zona Surportuguesa al este de las minas de Río Tinto.

Por E. GONZALEZ-CLAVIJO (*), W. M. ASWIN (**), A. FERRER (*)
y J. FERNANDEZ-GIANOTTI (*)

RESUMEN

Partiendo de cartografías mineras detalladas, realizadas durante la exploración minera de esta zona por Exxon Minera Española, S. A., se ha efectuado un mapa de síntesis estructural de un amplio sector situado en el extremo este de la Faja Pirítica Ibérica.

De este mapa, hay que destacar la existencia de un sólo ciclo de vulcanismo bimodal dentro del Complejo Vulcano Sedimentario, y la interpretación de las repeticiones de la serie volcánica como cabalgamientos imbricados que, junto con los pliegues asociados, permiten deducir un acortamiento N-S próximo al 50 %.

Palabras clave: Zona Surportuguesa, Extremo oriental de la Faja Pirítica, Cabalgamientos imbricados, Paleogeografía y minería.

ABSTRACT

Geological maps in small scale were made by Exxon Minera Española, S. A. during its mining exploration in this area. Our structural sketch has been made after those maps, covering a large area in the eastern part of the Iberian Pyrite Belt.

This synthesis show that there is only one volcanic bimodal cycle in this area, and the repetitions of this cycle are because there is a system of imbricate thrusts. Those thrusts and the associated folding allow us to deduce a shorten of near 50 %.

Key words: South Portuguese Zone, eastern part of Iberian Pyrite Belt, Imbricate thrusts belt, palaeogeography and economic geology.

1. ESQUEMA DE SITUACION REGIONAL

La Zona Surportuguesa es la parte más suroccidental y externa del Arco Hercínico Ibérico. Sus estructuras dominantes toman direcciones próximas a N-S en su extremo occidental, en Portugal, y N 110°-120° E en la parte española, al este.

Diversos autores han estudiado esta zona, dado su gran interés geológico y minero, llegando a diferentes interpretaciones geotectónicas (BARD, 1971; CARVALHO, 1972; BARD et al., 1973; SCHERMERHORN, 1975; VEGAS y MUÑOZ, 1976; ROUTHIER et al., 1980; BADHAM, 1982; AN-

DREWS, 1983, y MONTERO y CARVALHO, 1987).

Una reconstrucción geotectónica más actualizada, fruto de trabajos más recientes (SANTOS et al., 1987) ofrece un contexto nuevo, basándose en la existencia de una ofiolita pre-Fameniense en el límite de la Zona de Ossa-Morena (en adelante Z.O.M.) con la Zona Surportuguesa (en adelante Z.S.P.), y en la evidencia de una *suite* calcoalcalina, de edad Carbonífera Inferior, en la parte NO de la Z.O.M. Estos autores proponen una subducción y colisión y un vulcanismo con carácter intracontinental, de edad Fameniense Superior a Viseense Medio, en la Faja Pirítica Ibérica (en adelante F.P.I.). Posteriormente se superpondría una deformación transpresiva.

(*) I.T.G.E. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

(**) 29, Arthur Terrace, Red Hill, Q 4059, Australia.

Los trabajos más recientes dividen la Z.S.P., tanto desde el punto de vista estructural (SILVA et al., 1990), como desde el estratigráfico (OLIVEIRA, 1990), en cinco dominios geológicos, que estos autores han denominado: Ofiolita Beja-Acebuches, Antiforme del Pulo de Lobo, Faja Pirítica, Flysch del Bajo Alentejo y Suroeste de Portugal (Antiformes de Bordeira y Aljezur). Estos mismos autores admiten problemas aún no resueltos, principalmente estratigráficos, en todos los dominios. Igualmente admiten que se pueden establecer relaciones geológicas claras entre los tres últimos dominios.

El área aquí estudiada se sitúa geográficamente al E de las minas de Río Tinto y al N de la mina de Aznalcollar, ocupando aproximadamente la mitad S de la hoja 939 (Castillo de las Guardas) y la mitad N de la hoja 961 (Aznalcollar) del mapa nacional de escala 1:50.000. Ha sido limitada al N por los abundantes cuerpos plutónicos de Castillo de los Guardas y al S por la presencia de un amplio sector con materiales del Grupo Filítico-Cuarcítico y ausencia de materiales volcánicos (fig. 1).

Geológicamente está integrada dentro del dominio de la F.P.I. y en su extremo más oriental. OLIVEIRA (1990) y SILVA et al. (1990) han dividido este dominio en dos ramas. Una rama N que forma un cinturón alóctono, y otra rama

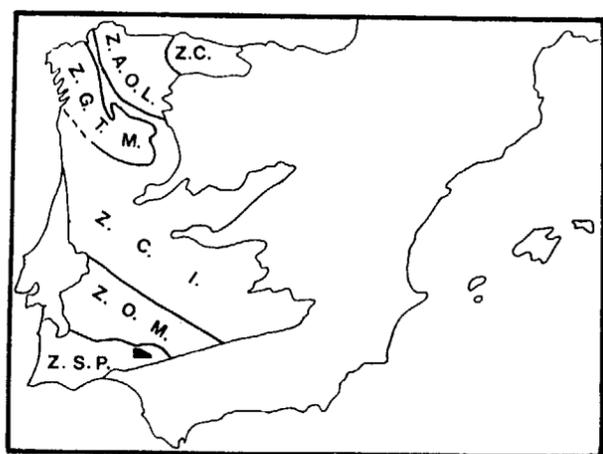


Figura 1.—Esquema de situación del sector estudiado dentro de la Zona Surportuguesa (Z.S.P.) y del Macizo Hercínico Ibérico. Z.C.: Zona Cantábrica. Z.A.O.L.: Zona Astur-occidental Leonesa. Z.G.T.M.: Zona de Galicia-Tras os Montes. Z.C.I.: Zona Centro Ibérica. Z.O.M.: Zona Ossa Morena.

S que presenta estructuras enraizadas (para autóctonos).

Según SILVA et al. (1990) la tectónica dominante en el dominio de la F.P.I. sería del tipo *thin skinned* y en su rama N, o interna, presentaría estructuras tipo *hanging wall* y tipo *foot wall*, mientras que en la rama S, o externa, únicamente estarían presentes estructuras tipo *foot wall*. En la rama N, habitualmente, el alóctono está más deformado que el autóctono, mientras que en la rama S la serie estratigráfica (Grupo Filítico-Cuarcítico, Grupo Vulcano-Sedimentario y formación turbidítica —*culm*—) se presenta en su orden sedimentario y formando pliegues de la segunda deformación hercínica.

Según este mismo autor (op. cit.) parece que el vulcanismo de la rama N esté posiblemente ligado a un *rifting* temprano que presenta un desarrollo progresivo hacia el S.

A continuación realizamos una breve descripción de los materiales y estructuras presentes en el sector estudiado.

2. ESTRATIGRAFIA

Las principales unidades estratigráficas generalmente aceptadas para la F.P.I. y que fueron definidas por STRAUSS (1965 y 1970); SCHERMERHORN (1971), y STRAUSS et al (1974), pueden ser perfectamente aplicables en todo el área investigada. No obstante, a pesar de que estas divisiones constituyen una herramienta básica muy útil, el estudio de detalle de la zona ha revelado una serie de complejidades estratigráficas y variaciones de facies particulares dentro del Complejo Vulcano-Sedimentario, que hacen necesario definir una serie de formaciones de carácter local al realizar la cartografía del área.

2.1. Grupo Filítico-Cuarcítico (PQ)

Es la unidad más antigua que se ha reconocido en la zona. Como ocurre en el resto de la F.P.I., a la base de este grupo no se observa.

En general se compone de un tramo inferior monótono con filitas oscuras (grises a negras) y un tramo superior, más variable, dentro del cual se pueden reconocer niveles y lentejones de cuar-

citados de grano fino y sedimentos ricos en cuarzo intercalados en una serie de pizarras y filitas negro-grisáceas. Suelen presentar laminaciones paralelas, granoclasificación, alguna laminación cruzada de pequeña escala y, más raramente, estructuras deslizadas.

MESEGUER PARDO et al. (1945) establecieron la edad devónica para este grupo, al encontrar *Clymenia* sp. en un afloramiento filítico con lentejones calizos a unos 3 km al sureste de Nerva. Más recientemente OSWIN (1987) establece una edad Givetiense Superior mediante mioesporas encontradas en los niveles superiores del grupo, muy cerca del contacto con el complejo vulcano-sedimentario.

De este modo, considerando las dataciones de conodontos realizadas por VAN DER BOOGAARD y SCHERMERHORN (1975) que atribuyen al Fameniense unos niveles calizos situados en una posición muy similar a la de éstos, el vulcanismo en el área de Río Tinto pudiera haber comenzado antes que en la zona del anticlinal de Puebla de Guzmán. Aunque la falta de conocimiento de la palinología de la Z.S.P. y la distancia entre secciones palinológicas bien detalladas, junto a la actual falta de conocimientos de las miosporas referentes al límite Givetiense-Frasniense, obligan a una gran precaución en este tema.

Si se confirmara, este carácter diacrónico vendría a añadirse a la polaridad tectónica, paleogeográfica y sedimentológica observada principalmente en la parte portuguesa de la Faja Pirítica (OLIVEIRA, 1993; RIBEIRO et al., 1993; SILVA, 1985).

2.2. Grupo Vulcano-Sedimentario (VS)

Este grupo aparece con una potencia media que oscila entre los 200 y 400 metros y, en este sector de la F.P.I., se compone prácticamente en su totalidad de rocas volcánicas.

2.2.1. Formación Volcánica Básica

Aparece en la base del grupo y representa la fase inicial de la actividad volcánica en todo el sector de Río Tinto. Esta formación se puede correlacionar con el Complejo Básico, descrito por GARCIA-PALOMERO (1974 y 1978), en el anti-

clinal de Río Tinto y con la Serie Vulcano-Sedimentaria Básica Inferior, descrita por RAMIREZ-COPEIRO (1978), en la zona de El Castillo de las Guardas.

Consiste en un conjunto de rocas máficas y está compuesto por cuerpos intrusivos de doleritas albiticas concordantes y semiconcordantes, lavas (a veces con estructuras almohadilladas), brechas, aglomerados y tobas. Debido a las malas condiciones de afloramiento, puede resultar bastante complicado distinguir claramente en el campo los cuerpos intrusivos de los extrusivos. No obstante, en aquellos lugares donde es posible esta distinción, hemos observado que los materiales intrusivos tienden a ocupar los niveles estratigráficos más bajos. Por ello, parece razonable interpretar estos cuerpos intrusivos como canales de alimentación de toda la pila volcánica suprayacente. Además todo el conjunto presenta unas características geoquímicas comunes, acercándose a términos andesíticos y andesítico-basálticos, en lugar de puramente basálticos, como ocurre en otros lugares de la F.P.I.

Estos materiales volcánicos aparecen alternando con sedimentos finos (pizarras negras y grises) que pueden presentar cierto grado de recalentamiento y silicificación y que alternan ocasionalmente, con algún nivel detrítico cuarzoso similar a los que aparecen en el grupo Filítico-Cuarcítico, pero con cierto componente volcánico.

El techo de esta formación básica viene marcado por un horizonte intermitente de pizarras negras con algún nivel fino de tobas máficas y lentejones de sedimentos silíceos (jaspes y niveles púrpura).

2.2.2. Formación Volcánica Ácida del Jarrama

Inmediatamente por encima de la Formación Volcánica Básica se desarrolla una secuencia volcánica félsica, que se caracteriza por presentar frecuentes cambios laterales de facies y de potencia.

Pueden diferenciarse dos episodios volcánicos separados por un período de tranquilidad eruptiva durante el cual se depositaron materiales esencialmente sedimentario-exhalativos (tufitas; pizarras púrpuras, grises y negras; jaspes y cherts). Tanto la potencia como las facies de este evento exhalativo son muy variables. Este

carácter intermitente del depósito corresponde, muy probablemente, a un control paleogeográfico primario en la cuenca de deposición (los depósitos tienden a ser más potentes en las depresiones topográficas). Asociadas a este nivel exhalativo se encuentran varias explotaciones manganesíferas de reducidas dimensiones (cierre del sinclinal de Río Tinto). En ellas se beneficiaron cuerpos lenticulares de jaspes hematítico-manganesíferos y pizarras púrpuras.

Los dos episodios volcánicos presentan depósitos muy similares: lavas félsicas, aglomerados/brechas y tobas. Las lavas félsicas aparecen como cuerpos lenticulares riolítico-dacíticos. Estos cuerpos suelen evolucionar lateralmente, pasando a aglomerados y brechas con carácter monomictico. Los aglomerados y brechas se componen de clastos de idéntica naturaleza que las lavas en una matriz clorítica de apariencia tobácea, en la cual se desarrolla bien la esquistosidad. La observación en detalle de estos depósitos evidencia la ausencia de un límite que establezca claramente el tránsito entre la matriz y el clasto, por otra parte ambos de idéntica composición. Se observa además, que hacia el techo, la matriz tobácea verdosa puede ser sustituida por una matriz pizarrosa de color púrpura, evidenciando procesos exhalativos incipientes.

Las tobas se componen esencialmente de megacristales de plagioclase (5-10 mm) y, ocasionalmente, algún cristal de cuarzo de menor tamaño (< 5 mm), aunque localmente pueden abundar, dando lugar a tobas llamadas de *ojos de cuarzo*, ya que los cristales son muy redondeados.

En las lavas riolíticas se ha observado, en la zona al SO de la aldea de El Peralejo, la existencia de texturas de flujo en cuerpos de lavas de forma tabular y gran desarrollo lateral. Lateralmente estos cuerpos se engrosan y unen, formando un gran cuerpo de lavas félsicas al SE de la aldea mencionada.

La presencia de rocas ácidas intrusivas en este último sector nos sugiere la posibilidad de interpretarlo como un centro de emisión, y los cuerpos tabulares con texturas de flujo como coladas efusivas que parten de él.

2.2.3. Formación Tobácea Superior

Esta unidad presenta depósitos muy característi-

cos y continuos, por lo que es fácilmente reconocible a la vez que constituye un importante horizonte guía en el sector cartografiado. Su sección tipo se ha establecido en la riera del Jarra-ma a su paso por la carretera que une Castillo de las Guardas y Nerva, justo en el límite provincial Sevilla-Huelva.

Está compuesta por varios ciclos turbidíticos de naturaleza tobácea y cinerítica. En cada uno de ellos se aprecian secuencias granodecrescentes, con tobas gruesas y lapilli lítico-feldespático en la base, que pasan gradualmente a tobas finas laminadas hacia el techo. Estas laminaciones suelen ser el resultado de la acumulación de finas capas (2-5 cm) de cristales de feldespato. En general, esta granoclasificación constituye un eficaz criterio de polaridad. Es frecuente que durante el tiempo que transcurre entre el depósito de dos ciclos correlativos precipiten materiales exhalativos finos (cherts, jaspes, tufitas silíceas finas y pizarras púrpuras).

Estos depósitos se formaron en condiciones de inestabilidad, como demuestra la existencia de estructuras de deslizamiento y de discordancias angulares entre los ciclos.

Las tobas se componen esencialmente de fragmentos de cuarzo y feldespato en una matriz clorítica recristalizada. Los fragmentos líticos más abundantes corresponden a restos de vulcanitas, pizarras púrpuras, cherts y jaspes.

A pesar de que esta unidad posea en sí misma una apreciable continuidad lateral, no ocurre lo mismo con los ciclos tomados individualmente. Efectivamente, las malas condiciones de afloramiento, unidas a la naturaleza lenticular de estos depósitos dificultan considerablemente el seguimiento lateral de cada uno de estos cuerpos.

2.2.4. Formación Pizarrosa Superior

El techo del Grupo Vulcano-Sedimentario viene marcado por una unidad muy característica, constituida por intercalaciones de pizarras verdes y púrpuras. Esencialmente, esta diferencia en la coloración responde a efectos diagenéticos de oxidación/reducción, tal como los describe TOMLISON (1916). Por este motivo, la utilización de este bandeado para identificar laminaciones originales podría conducir a determinaciones erróneas o, en cualquier caso, confusas.

Estas dos últimas formaciones se pueden correlacionar, en su conjunto, con la Serie de Transición definida en Riotinto por GARCÍA-PALOMERO (1974, 1978).

Esta formación puede ser usada, y con gran precaución, como nivel guía local, ya que presenta una continuidad suficiente, pero no constituye, de ningún modo, un nivel guía regional, ya que representa los eventos exhalativos finales de episodios volcánicos, que no serán contemporáneos en las diferentes áreas deposicionales de los diferentes aparatos volcánicos.

2.3. Grupo Culm

Las características generales que presenta el *Culm*, en este sector, no difieren esencialmente de las que han sido descritas en otros puntos de

la F.P.I. (WILLIAMS, 1962; RAMBAUD, 1964; STRAUSS, 1965, y MORENO, 1987).

Consiste principalmente en una secuencia monótona, de origen turbidítico, compuesta por pizarras, areniscas y grauvacas. En general presenta un contacto gradual con los niveles pizarrosos superiores de la unidad Vulcano-Sedimentaria, aunque localmente puede ser discordante.

3. ESTRUCTURA Y DEFORMACION

En general, los datos estructurales aportados por la zona objeto de este estudio, permiten establecer un estilo comparable a los descritos en otros sectores próximos de la Faja Pirítica. El esquema estructural que aquí seguimos es el deducido por OSWIN (1987) para este sector, si bien se

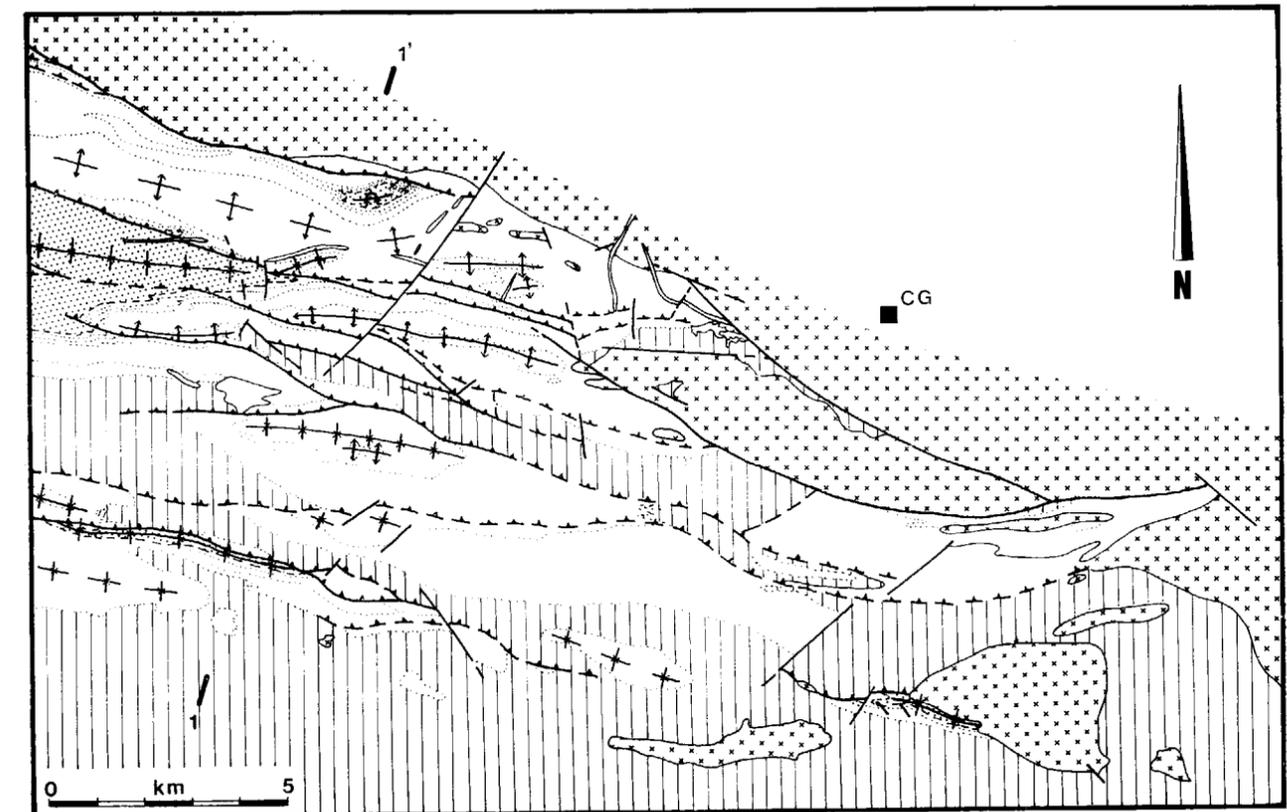


Figura 2.—Esquema estructural del sector estudiado. Se ha simplificado la estructura y las litologías. Rayado vertical el Grupo Filítico Cuarcítico. En blanco el Complejo Vulcano Sedimentario, se han mantenido los contactos que separan las diferentes formaciones para reflejar mejor la estructura. En punteado el Grupo Culm. Con cruces los cuerpos plutónicos sin diferenciar. C. G. Castillo de las Guardas. Se ha indicado la situación del Corte 1-1' de la figura 3. La barra de la escala gráfica tiene la numeración en Km.

ha modificado la nomenclatura de las fases de deformación para adaptarlo al esquema generalmente adoptado para toda la F.P.I.

3.1. Estructuras anteriores a la deformación

3.1.1. Estratificación (So)

En todo el ámbito de la F.P.I., tanto la fase de deformación principal (D1) como la fase de metamorfismo principal (M1), no llegan a obliterar totalmente la estratificación original (So).

En la zona estudiada, la alternancia de cuarcitas y sedimentos de grano fino del Grupo Filítico-Cuarcítico y las secuencias turbidíticas del *Culm*, así como las alternancias entre tobos y sedimentos tobáceos y pizarras en el Grupo Vulcano-Sedimentario, permiten una clara identificación de la So. Sin embargo, donde estas unidades están dominadas por materiales esencialmente pelíticos, la So está totalmente enmascarada por el intenso desarrollo de la foliación principal.

El carácter masivo de la mayoría de los materiales volcánicos, tanto félsicos como máficos, dificulta la identificación de la So. En estos casos, únicamente a través de la So identificada en los sedimentos intercalados, es posible deducir el carácter extrusivo o intrusivo de estos depósitos volcánicos.

3.1.2. Deformación sinsedimentaria

Es relativamente frecuente encontrar estructuras de deformación sinsedimentaria, sobre todo en los materiales del Grupo Vulcano-Sedimentario y del *Culm*. Entre ellas destacan los deslizamientos (pliegues tumbados y brechas) y la fracturación sinsedimentaria. Se presentan siempre a nivel mesoscópico, con tamaños inferiores a 1 m. Se localizan en los depósitos sedimentarios finos y tufíticos e indican inestabilidades locales de cuenca.

3.2. Deformación Principal (D1)

Unánimemente se reconoce en la F.P.I. una fase de deformación principal hercínica. Esta fase está subdividida en dos eventos, uno de mantos de corrimiento hacia el S y otro que pliega la

serie, tanto en el autóctono como en el alóctono. Las foliaciones generadas por estos eventos han sido denominadas S1a y S1b correlativamente.

S1a sólo se desarrolla en la parte basal del alóctono, próxima al plano de despegue. Ha sido obliterada en los flancos de los pliegues posteriores por la S1b, por lo que solamente es reconocible en las zonas de charnela de los pliegues de la D1. Esta foliación (S1a) no ha sido identificada en el área estudiada.

Esta D1 es la causante de las estructuras mayores que configuran la geología de la zona, tanto los pliegues como los cabalgamientos.

3.2.1. La esquistosidad regional (S1b)

Es la foliación dominante en el área estudiada, y se desarrolla, aproximadamente, al mismo tiempo que los pliegues de esta fase (F1) y que el metamorfismo regional (M1), que es de facies de esquistos verdes a facies Prenzita-Pumpellita (SCHERMERHORN, 1971a; 1975a-b; OSWIN, 1987).

Presenta una dirección constante cercana a N 110° E, siendo subparalela a la So en los flancos de los pliegues F1 y teniendo buzamientos que oscilan entre 70° N y 70° S.

Se origina predominantemente por la aparición de minerales micáceos de neoformación durante el metamorfismo (RAMIREZ-COPEIRO, 1976 y 1978), aunque también se reorientan las micas preexistentes. Aquellas litologías de menor competencia y con un elevado contenido inicial de filosilicatos (*Culm*, PQ y sedimentos del VS) son, por lo tanto, las que presentan una foliación más penetrativa. Por el contrario, en las unidades volcánicas masivas la S1b apenas se desarrolla, haciéndolo únicamente en la matriz de las rocas piroclásticas. Al ser muy abundantes las rocas masivas dentro del VS, sólo un 50 por 100 de ellas presenta S1b.

3.2.2. Los Pliegues (F1)

Los pliegues de esta fase de deformación adquieren gran desarrollo, variando el tamaño y la geometría según el tipo litológico afectado. Las mayores estructuras, con longitudes de onda de 1 a 2 km, se desarrollan principalmente sobre depósitos competentes y masivos (p. ej.: vul-

canitas máficas y félsicas). En cambio los pliegues parásitos de pequeña escala (con longitud de onda inferior a 5 m) son frecuentes en los depósitos laminados (PQ, *Culm* y tramos tufíticos del VS).

Tanto las estructuras mayores como las menores presentan una vergencia constante al S. Al disminuir de tamaño, los pliegues se hacen cada vez más apretados e incluso llegan a ser isoclinales. Existe una tendencia general a que los flancos S de los anticlinales tiendan a invertirse hasta disgregarse mediante el concurso de fallas inversas de alto ángulo.

En general este plegamiento está acompañado por la foliación regional (S1b) anteriormente descrita. Sin embargo, es posible observar cómo los pliegues son transectos, mostrando, en la mayoría de los casos, una rotación de 5°-10° en el sentido antihorario, del plano de foliación respecto del plano axial del pliegue.

3.2.3. Fracturación

Como resultado del acortamiento tectónico general que se verificó en la zona durante esta fase de deformación, muchos de los flancos inversos de los pliegues F1 se vieron afectados por fallas inversas de alto ángulo y cabalgamientos, como ya indicamos antes.

La observación en el campo de estas estructuras de deformación frágil es frecuentemente difícil debido a su escasa expresión en superficie. En la mayoría de los casos, su posición tan sólo puede llegar a sospecharse por la repetición de secuencias y por trastornos en la sucesión estratigráfica normal. La naturaleza vulcano-sedimentaria de los materiales del sector, con sus abundantes cambios laterales de facies y de espesor, dificulta la identificación de estas estructuras, y hace preferible el uso de criterios meramente tectónicos, como la identificación de rocas de falla y de foliaciones asociadas a estas estructuras.

Allí donde ha sido posible reconocer estas estructuras, hemos identificado una serie de características, como el desarrollo de bandas de rocas de falla de 1 a 2 m de potencia, con abundantes venas y lentejones de cuarzo, a veces brechificado. En el estudio microscópico de estas rocas de falla se han identificado *ribbons* de cuarzo. El clivaje estacionario identificado en estos *ribbons* indica un sentido de movimiento dextro de las estructuras (OSWIN, 1987).

3.2.4. Clivaje de crenulación (S1c)

Ocasionalmente se ha reconocido una crenulación (S1c) que afecta a la foliación principal

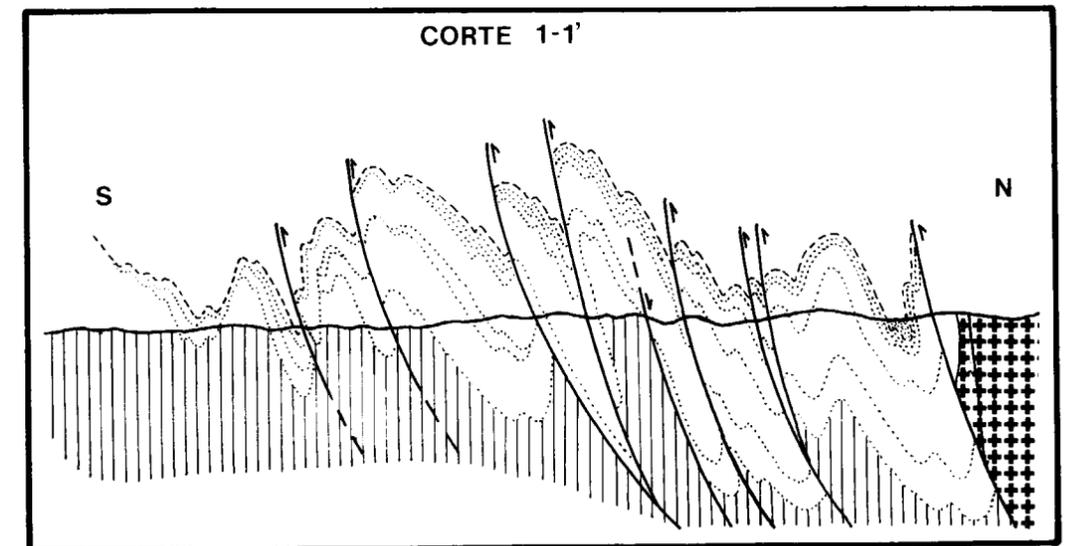


Figura 3.—Corte característico del sector estudiado. Está indicada su situación en la figura 2. En rayado vertical se ha representado el Grupo Filítico-Cuarcítico, en blanco el Complejo Vulcano Sedimentario y en punteado el Grupo *Culm*. Con trama de cruces los granitos, granodioritas y dioritas.

(S1b). Este clivaje de crenulación se hace más evidente en las unidades más pelíticas, donde la foliación regional está mejor desarrollada.

Su buzamiento es prácticamente vertical y se asocia a las fracturas antes descritas, intensificándose hacia el plano de despegue, y llegando a afectar a bandas de unos 10 m de potencia junto al mismo. La disposición geométrica que presenta respecto del plano de despegue indicaría, contrariamente a los *ribbons*, un sentido de movimiento senestro de estas estructuras (OSWIN, 1987).

3.3. Segunda Fase de Deformación (D2)

Superpuesta a la fase antes descrita (D1), aparece una segunda fase de deformación que se caracteriza por el desarrollo de clivaje de crenulación y esquistosidad de fractura, con carácter local y asociados ambos al desarrollo de bandas y pliegues tipo *kink* de pequeña escala.

En general su desarrollo es bastante errático y aparece preferentemente en las unidades pelíticas afectadas por la foliación principal (S1b), como son los materiales *culm*, las intercalaciones pelíticas del VS y los materiales del PQ. Aparecen con la misma dirección que la foliación principal, pero con un buzamiento al sur de unos 30°.

3.4. Tercera Fase de Deformación (D3)

En la F.P.I. ha sido descrita una tercera fase de plegamientos que por su dirección, casi perpendicular a la fase previa, y su plano axial verticalizado, produce una interferencia de domos y cubetas, que puede ser apreciada en nuestro mapa. Una de estas cubetas sería la que aparece en el N del mapa. Algunos autores (SIMANCAS, 1983) citan una esquistosidad de fractura asociada a estos pliegues, pero en nuestro sector no ha sido diferenciada. Sí han sido reconocidos charnelas de pliegues en *silla de montar* por interferencia de los pliegues F1 y F3.

3.5. Fracturación Tardía

Hacia el final de la deformación, y cortando a todas las estructuras descritas, se desarrolla un

sistema conjugado de fracturas y diaclasas. Las fracturas son subverticales y con gran componente de movimiento de desgarre, siendo dexas las NO-SE y senestras las NNE-SSO. La más destacada de estas estructuras es la Falla Eduardo (GARCIA-PALOMERO, 1978; SOLOMON et al., 1980) que atraviesa y desplaza en sentido dextro el anticlinal de Río Tinto.

Este sistema de fracturas es aprovechado para la intrusión de doleritas y diques ácidos, frecuentemente con carácter porfídico.

4. PLUTONISMO

Este aspecto, a pesar de su importancia y gran desarrollo en este sector y principalmente en su borde NE, no ha sido estudiado en este trabajo. Según se ha indicado anteriormente, este estudio es el fruto de una investigación minera para sulfuros complejos en los materiales vulcano-sedimentarios, por lo tanto los cuerpos intrusivos quedaban fuera del área de interés, siendo únicamente el límite nororiental del área investigada.

Solamente se pueden apuntar algunas observaciones puntuales que se pueden deducir de las relaciones espaciales presentes en la zona. Así los cuerpos tonalíticos en algunos puntos cortan a todas las estructuras, mientras que en otros puntos son afectados por las fracturas del final de la D1. Sin embargo las dioritas, granodioritas y leucogranitos, generalmente, están afectados por estas estructuras de deformación, afectando tanto a los intrusivos como a sus aureolas de metamorfismo de contacto.

5. SUMARIO

De los datos antes expuestos se puede concluir que para el sector estudiado la tectónica es del tipo *thin skinned*, presentándose un sistema de cabalgamientos y pliegues asociados imbricados y con vergencia al S (ver fig. 3).

Estructuralmente se pone de evidencia la existencia de una deformación polifásica de edad hercínica. Asumiendo la nomenclatura actualmente aceptada para la F.P.I. la primera foliación

tectónica presente en este sector sería la S1b, ya que la S1a no ha sido identificada. En otras áreas de la F.P.I. esta foliación (S1a) solamente se encuentra en las zonas de charnela (ya que en los flancos ha sido obliterada por la S1b) y en la parte más profunda del alóctono de la rama N (es decir, próximo al plano de despegue basal).

Esta ausencia de la S1a nos lleva a considerar que si este sector pertenece a la rama N (como su metamorfismo parece indicar), ha de ocupar una situación estructural más alta que el frente superior de desarrollo de la S1a, lo que quiere decir que estaríamos alejados del plano de despegue del alóctono.

El acortamiento continuaría formando pliegues vergentes al S, que están en relación con la foliación tectónica S1b, que es la más antigua identificada en el área cartografiada. Esta foliación no es de plano axial, sino transecta, en nuestro sector, siempre en el sentido antihorario, opuesta a la que SILVA et al. (1990) describe para la generalidad del dominio. No presenta el mismo sentido de desplazamiento respecto del plano axial en el sector situado algo al NE, donde SIMANCAS (1983) cita desplazamientos en ambos sentidos según el cabeceo del eje del pliegue afectado. Cuando el cabeceo del eje es hacia el oeste la transección es antihoraria, mientras que si cabecea hacia el este es horaria. Este autor interpreta esta disposición de la esquistosidad como el resultado de un *slaty cleavage*

regional y de unos pliegues asociados de charnela curva (y vergentes al sur), ya sea por aplastamiento inhomogéneo, por rotación pasiva hacia el eje X de ejes de pliegues que inicialmente se hubieran formado próximos al eje Y, o por ambos procedimientos superpuestos. Considera que no pueden ser el resultado de una deformación no coaxial por la falta de las estructuras asimétricas típicas de este tipo de deformación. En nuestro caso, la disposición transecta de la foliación, siempre en sentido antihorario, indicaría un acortamiento aproximadamente N-S de carácter transpresivo y cuya componente en dirección de sentido dextro. Hay que señalar que en el área aquí estudiada, el cabeceo de los pliegues es siempre al oeste, coincidiendo por tanto parcialmente con las observaciones de SIMANCAS (op. cit.) en su zona, que está situada muy próxima a la aquí estudiada.

Algo posteriormente los flancos inversos de los pliegues se fracturan, formando el sistema imbricado vergente al S de nuestro corte (fig. 3). SILVA et al. (1990) indican que estas fracturas afectan tanto al alóctono (como nosotros creemos observar) como al paraautóctono, según observaciones realizadas en Portugal. En nuestro sector se observa un clivaje de crenulación en relación con estas fracturas. Ya que crenula a la S1b, hemos considerado que es algo posterior a ésta, por lo cual, y para mantener la nomenclatura ya generalizada, la hemos denominado



Foto 1.—Vista de la foliación transecta (F1b) en sentido antihorario respecto del plano axial de un pliegue F1, desarrollado en materiales del Grupo Culm. La fotografía corresponde a la localidad de Nerva (Huelva), al Oeste del sector estudiado.

tectónica presente en este sector sería la S1b, ya que la S1a no ha sido identificada. En otras áreas de la F.P.I. esta foliación (S1a) solamente se encuentra en las zonas de charnela (ya que en los flancos ha sido obliterada por la S1b) y en la parte más profunda del alóctono de la rama N (es decir, próximo al plano de despegue basal).

Esta ausencia de la S1a nos lleva a considerar que si este sector pertenece a la rama N (como su metamorfismo parece indicar), ha de ocupar una situación estructural más alta que el frente superior de desarrollo de la S1a, lo que quiere decir que estaríamos alejados del plano de despegue del alóctono.

El acortamiento continuaría formando pliegues vergentes al S, que están en relación con la foliación tectónica S1b, que es la más antigua identificada en el área cartografiada. Esta foliación no es de plano axial, sino transecta, en nuestro sector, siempre en el sentido antihorario, opuesta a la que SILVA et al. (1990) describe para la generalidad del dominio. No presenta el mismo sentido de desplazamiento respecto del plano axial en el sector situado algo al NE, donde SIMANCAS (1983) cita desplazamientos en ambos sentidos según el cabeceo del eje del pliegue afectado. Cuando el cabeceo del eje es hacia el oeste la transección es antihoraria, mientras que si cabecea hacia el este es horaria. Este autor interpreta esta disposición de la esquistosidad como el resultado de un *slaty cleavage*

regional y de unos pliegues asociados de charnela curva (y vergentes al sur), ya sea por aplastamiento inhomogéneo, por rotación pasiva hacia el eje X de ejes de pliegues que inicialmente se hubieran formado próximos al eje Y, o por ambos procedimientos superpuestos. Considera que no pueden ser el resultado de una deformación no coaxial por la falta de las estructuras asimétricas típicas de este tipo de deformación. En nuestro caso, la disposición transecta de la foliación, siempre en sentido antihorario, indicaría un acortamiento aproximadamente N-S de carácter transpresivo y cuya componente en dirección sería de sentido dextro. Hay que señalar que en el área aquí estudiada, el cabeceo de los pliegues es siempre al oeste, coincidiendo por tanto parcialmente con las observaciones de SIMANCAS (op. cit.) en su zona, que está situada muy próxima a la aquí estudiada.

Algo posteriormente los flancos inversos de los pliegues se fracturan, formando el sistema imbricado vergente al S de nuestro corte (fig. 3). SILVA et al. (1990) indican que estas fracturas afectan tanto al alóctono (como nosotros creemos observar) como al paraautóctono, según observaciones realizadas en Portugal. En nuestro sector se observa un clivaje de crenulación en relación con estas fracturas. Ya que crenula a la S1b, hemos considerado que es algo posterior a ésta, por lo cual, y para mantener la nomenclatura ya generalizada, la hemos denominado



Foto 1.—Vista de la foliación transecta (F1b) en sentido antihorario respecto del plano axial de un pliegue F1, desarrollado en materiales del Grupo Culm. La fotografía corresponde a la localidad de Nerva (Huelva), al Oeste del sector estudiado.

S1c. (SIMANCAS, 1983, ha denominado a esta deformación F' 1).

Asociado a esta primera fase hercínica estaría el metamorfismo regional desarrollado en la zona. En el sector estudiado es de grado bajo, en la facies de los esquistos verdes, y solamente en algún punto situado en la parte más meridional, se ha observado que sea de la facies Prenhita-Pumpellita. Esta situación, dentro del esquema general metamórfico para la F.P.I., indicaría la pertenencia a la rama N, o interna, donde el metamorfismo es algo más alto, ya que en la rama externa no llega a la facies de esquistos verdes.

Con posterioridad al pico metamórfico tiene lugar un nuevo episodio de deformación (D2) que ocasiona clivaje de crenulación y de fractura en bandas asociadas a pliegues del tipo *kink*.

Finalmente se produciría el sistema de fracturas conjugadas, verticalizadas, que también indica un acortamiento aproximadamente N-S.

Queda fuera de los objetivos de este trabajo realizar una interpretación geotectónica de la Z.S.P., o incluso de la F.P.I. Nuestra única pretensión es colaborar a un mejor conocimiento geológico y estructural de un sector de gran importancia económica, en el cual se ha puesto claramente de manifiesto que, para una correcta exploración minera, es necesaria una cartografía detallada y un amplio conocimiento estructural del sector estudiado. Solamente con este documento base es posible localizar zonas prospectivas y realizar aproximaciones a la paleogeografía de la cuenca en la que se desarrolló el vulcanismo y los procesos exhalativos. Únicamente un profundo conocimiento de estos aspectos permitirá el adecuado apoyo geológico a los sofisticados métodos geofísicos hoy día utilizados.

En este sentido hay que indicar que, del corte realizado, se puede deducir una mayor potencia de los materiales volcánicos hacia el N del área estudiada, y su casi total desaparición hacia el S de la misma. Que las zonas de mayores potencias relativas de apilamiento volcánico funcionaron como subcuencas relativas, ya que, también en ellas, es donde se presentan mayores potencias de rocas con carácter exhalativo, que se habrían acumulado en las depresiones existentes. Como parece lógico, estas subcuencas estarían controladas por estructuras tectónicas sinsedi-

mentarias relacionadas con el vulcanismo contemporáneo.

Aunque no se hayan reflejado en el esquema estructural ni en el corte, forzosamente simplificados, es posible identificar los centros efusivos, tanto básicos como ácidos. Los cuerpos intrusivos, o parcialmente intrusivos, y de similar composición que los efusivos, permiten la localización de los mismos, abriendo interesantes caminos al estudio del paleovulcanismo de la zona.

6. AGRADECIMIENTOS

A E.M.E.S.A., sin cuya autorización para publicar esta síntesis cartográfica no hubiera sido posible este trabajo.

A M.^a Antonia Díez Balda y Gabriel Gutiérrez Alonso, del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, por su constante apoyo y sus acertadas sugerencias durante la realización de este trabajo.

A todos los amigos de Castillo de las Guardas, que durante años hicieron más agradable nuestra estancia en la comarca.

Este trabajo ha sido financiado parcialmente con el proyecto de la D.G.I.C.Y.T. núm. PB87-0737-C03-02.

REFERENCIAS

- ANDREWS, J. R. (1983): *The Iberian Pyrite Belt, an oblique-slip mobile zone*. Not. Mém. Serv. Géol. Maroc (1986). 335 pp.
- BADHAM, J. N. P. (1982): *Strike-slip orogens -an explanation for the Hercynides*. Journ. Geol. Soc. Lond., 139, pp. 493-504.
- BARD, J. P. (1971): *Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sub-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques des ces zones avec les orgènes «orthotectoniques»*. Bol. Geol. Min., 82, pp. 324-345.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1973): *Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen*. Nature, 241, pp. 50-52.
- BOOGAARD, V. D., y SCHERMERHORN, L. J. G. (1975): *Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain*. Scrip. Geol., 28, pp. 1-43.
- CARVALHO, D. (1972): *The metallogenetic consequences*

of plate tectonics and the upper paleozoic evolution of southern Portugal. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min., 20, pp. 297-320.

GARCIA PALOMERO, F. (1974): *Caracteres estratigráficos del anticlinal de Río Tinto*. Stv. Geol., 8.

GARCIA PALOMERO, F. (1978): *Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del anticlinal de Río Tinto*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.

MESEGUER PARDO, J.; PRIETO, I.; ROSO DE LUNA, y PEREZ REGODON, J. (1945): *Investigación de nuevos yacimientos de cobre en las provincias de Sevilla y Huelva*. Bol. Geol. Min., 58, pp. 229-364.

MONTEIRO, J. H., y CARVALHO, D. (1987): *Sea floor volcanism and polymetallic sulfide deposits in ancient active margins: The case of the Iberian Pyrite Belt*. In: Marine minerals. Advances in Research and Resource Assessment. Reichel. Dordrecht.

MORENO GARRIDO, C. (1987): *Las facies «Culm» del anticlinorio de Puebla de Guzmán (Huelva, España)*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada, 375 pp.

OSWIN, W. M. (1987): *Upper Devonian/Lower Carboniferous volcanism and mineralization in the area east of Río Tinto mines, Iberian Pyrite Belt*. Tesis Doctoral. Univ. de Southampton.

OLIVEIRA, J. T. (1983): *Marine carboniferous of SW Portugal a stratigraphic and sedimentological approach*. In: The carboniferous of Portugal. De Sousa, M. J. L., & Oliveira, J. T., Edts., pp. 3-37.

OLIVEIRA, J. T. (1990): *Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism. South Portuguese Zone*. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, pp. 334-347.

RAMBAUD PEREZ, F. (1964): *Prospección de piritas en Río Tinto. Nueva masa en Nerva*. Min. Met., 278 y 279.

RAMBAUD PEREZ, F. (1969): *El sinclinal carbonífero de Río Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas*. Mem. IGME LXXI.

RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1976): *Horizontes portadores de mineralización (Sulfuros y Manganeso) en la zona de El Castillo de las Guardas, en la Faja Piritica del SO de España (I y II)*. Bol. Geol. Min LXXXVII-V, pp. 28-46.

RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. (1978): *Memoria y hoja núm. 939 (El Castillo de las Guardas) del Mapa Geológico Nacional, MAGNA. I.G.M.E., Min. Ind. Ener.*

RIBEIRO, A., y SILVA, J. B. (1983): *Structure of the South Portuguese Zone*. Mem. Ser. Geol. Port., núm. 29, pp. 83-89.

ROUTHIER, P.; AYE, F.; BOYER, C.; LECOLLE, M.; MOLLIERE, P.; PICOT, P., y ROGER, G. (1980): *La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés dans sa partie espagnole*.

Tableau géologique et métallogénique. Synthèse sur le type amas sulfurés volcano-sédimentaires. Mem. Bur. Rech. Géol. Min., 94, 265 pp.

SANTOS, J. F.; MATA, J.; GONÇALVES, F., y MUNHA, J. M. (1987): *Contribuição para o conhecimento geológico-petroológico da região de Santa Suzana: o Complexo Vulcano-sedimentar de Toca da Moura*. Com. Serv. Geol. Port., 73, pp. 29-48.

SCHERMERHORN, J. L. G. (1971): *An outline stratigraphy of the Pyrite Belt*. Bol. Geol. Min., 82, pp. 239-268.

SCHERMERHORN, J. L. G. (1975a): *Spilites, regional metamorphism & subduction in the Iberian Pyrite Belt: some comments*. Geol. Min., 54, pp. 23-35.

SCHERMERHORN, J. L. G. (1975b): *Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt*. Petrologie, 1, pp. 71-86.

SILVA, J. B. (1985): *Structure of the Pyrite Belt: The Mértola traverse*. In: Carboniferous of the Iberian Peninsula, pp. 41-48.

SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T., y RIBEIRO, A. (1990): *Structural Outline. South Portuguese Zone*. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 348-362.

SIMANCAS, J. F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sud-Portuguesa*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada, 447 pp.

SOLOMON, M.; WALSH, J. L., y GARCIA PALOMERO, F. (1980): *Formation of massive sulphide deposits at Río Tinto, Spain*. Trans. I.M.M., 89, pp. 16-24.

STRAUSS, G. K. (1965): *Zur geologie SW Iberischen Kiesprontz und ihrer lagerstätten, mit besonderer Berücksichtigung der Pyritgrube Lousal/Portugal*. Tesis Doctoral. Univ. Munich, 166 p.

STRAUSS, G. K. (1970): *Sobre la geología de la provincia peritífera del suroeste de la Península Ibérica y sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)*. Ins. Geol. Min. Esp., Mem. 77, 266 pp.

STRAUSS, G. K.; MADEL, J., y FERNANDEZ ALONSO, F. (1974): *Exploration practice for the strata-bound volcano-genic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt, Geophysics and Geochemistry*. In: Time & Strata-bound ore deposits, Springer Verlag.

TOMLISON, C. W. (1916): *The origin of red beds*. Jour. Geol., 24, pp. 153-179.

VEGAS, R., y MUÑOZ, M. (1976): *El contacto entre las zonas surportuguesa y Ossa-Morena en el SO de España. Una nueva interpretación*. Com. Serv. Geol. Port., 60, pp. 31-51.

WILLIAMS, D. (1962): *Further reflections on the origins of the porphyries and ore of Río Tinto, Spain*. Trans. I.M.M. 71.

Original recibido: Enero de 1994.
Original aceptado: Marzo de 1994.

GEOLOGIA

Catálogo de mamíferos pliocenos del yacimiento de Villarroya (La Rioja), en la colección del Museo Geominero.

Por A. ARRIBAS HERRERA (*) y J. BERNAD GARCIA (*)

RESUMEN

En esta nota se presenta el catálogo actualizado de la colección histórica de fósiles de mamíferos pliocenos del yacimiento riojano de Villarroya, depositados en el Museo Geominero. Una breve revisión histórica muestra los cambios sistemáticos producidos en las diferentes listas faunísticas del yacimiento, desde su descubrimiento en la década de los años 20.

Palabras clave: Mamíferos, Plioceno Superior, Catálogo, Museo Geominero, Villarroya (La Rioja).

ABSTRACT

This note presents the update catalogue of the historical collection of Pliocene Mammal fossils from the Villarroya deposit (La Rioja), which is kept in the Geominero Museum. This short review shows the systematic changes introduced in the deposit's fauna list, since it was discovered in the early twenties.

Key words: Mammals, Upper Pliocene, Catalogue, Museo Geominero, Villarroya (La Rioja).

INTRODUCCION

Con motivo de la reestructuración de la exposición permanente de la colección de vertebrados del Museo Geominero, iniciada en diciembre de 1993, se encuentra en proceso de revisión el material paleontológico que la compone. Entre este material destacan numerosos ejemplares del yacimiento de Villarroya (La Rioja), colección histórica representativa del primer yacimiento de mamíferos continentales pliocenos descubiertos en España.

Ha sido necesario realizar una revisión y actualización tanto anatómica como taxonómica de la colección, a la vez que se han restaurado y consolidado las muestras conservadas en el Museo, con el fin de ofrecer al público una visión monográfica del yacimiento.

La importancia del mismo radica tanto en el período de la historia evolutiva de los mamíferos que representa, como en la gran riqueza paleontológica de la localidad.

(*) Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid.

EL YACIMIENTO

Antecedentes y actualización sistemática

El yacimiento de mamíferos pliocenos de Villarroya (La Rioja) fue descubierto por el Ingeniero de Minas D. Eduardo Carvajal, quien hizo público su hallazgo en el XIV Congreso Geológico Internacional celebrado en Madrid en el año 1926, en la actual sede del Museo Geominero.

Carvajal recuperó un total de 32 fósiles de mamíferos, de los que se conservan en el Museo Geominero 18 elementos, fácilmente distinguibles del resto por la coloración anaranjada del barniz utilizado para su consolidación a principios de siglo. Este autor comparó su colección paleontológica con la muestra del yacimiento Plioceno francés de Roussillon (Perpignan), descrita por M. Charles Depéret el año 1890. CARVAJAL (1926) establece una analogía completa entre el material de Villarroya y la colección francesa, publicando la siguiente asociación faunística:

- *Rinoceros leptorhinus* (CUVIER).
- *Hipparion crassum* (GERVAIS).
- *Hiena arvernensis* mutación *pirenaica* (DEPERET).
- *Cervus issiodorensis* (CROIZET)
- «*Cervus pirenaicus*».
- *Palaeoryx boodon* (GERVAIS).
- *Tragelaphus torticornio* (AYMARD).

Posteriormente visita el yacimiento en la década de los años 30 el Dr. José Royo Gómez, y realiza metódicas excavaciones por cuenta del Museo de Madrid (actual Museo Nacional de Ciencias Naturales). En esta visita recupera magníficos ejemplares depositados en la colección de dicho Museo. El buen estado de conservación de esta muestra contrasta con el material fragmentario recuperado por Carvajal.

En la década de los años 40, el paleontólogo José F. Villalta retomó el estudio del yacimiento. Este investigador realiza diversas campañas de excavación en los años 1944 y 1946, financiadas por el Instituto Geológico y Minero de España, en las que obtiene una importante colección de fósiles de mamíferos, depositando en el año 1950 en su Museo un total de 130 fósiles. Entre ellos destaca un cráneo completo de una hembra del bóvido *Leptobos elatus* POMEL, ejemplar único en España, encontrado en una torrentera próxima al yacimiento. El resto de la colección de mamíferos de Villarroya obtenida por Villalta fue adquirida por otros museos españoles (Museo del Seminario Conciliar de Barcelona e Instituto de Paleontología M. Crusafont de Sabadell). En el cuadro 1 se indican las distintas colecciones originales y su localización actual.

Es VILLALTA (1952) quien estudia las diferentes colecciones paleontológicas de Villarroya (Col. Carvajal, Col. Royo y Col. Villalta). En este trabajo, que defendió como Tesis Doctoral, analiza distintos grupos de Mamíferos: Perisodáctilos, Carnívoros, Proboscídeos y Roedores. Describe once taxones de los que tres representan a nuevas especies: *Hipparion crusafonti* VILLALTA (Holotipo depositado en el Instituto de Paleontología M. Crusafont de Sabadell), *Lutra sinerizi* VILLALTA (Holotipo depositado en el Museo Nacional de Ciencias Naturales) e *Hyaena marini* VILLALTA (Holotipo conservado en el Museo Geominero, 1763M). Por otra parte, aunque no

CUADRO 1

Museos españoles cuyos fondos contienen colecciones paleontológicas procedentes del yacimiento de Villarroya.

Col. CARVAJAL	Museo Geominero
Col. VILLALTA	Museo del Seminario Conciliar de Barcelona
	Instituto de Paleontología de Sabadell
Col. ROYO	Museo Nacional de Ciencias Naturales

estudia el grupo de los Artiodáctilos, publica una lista provisional constituida por seis taxones. A continuación se detalla la asociación determinada por Villalta:

Taxones descritos

- *Canis donnenzani* (DEPERET).
- *Vulpes alopecoides* DEL CAMPANA.
- *Nyctereutes megamastoides* (POMEL).
- *Lutra sinerizi* nova sp.
- *Hyaena marini* nova sp.
- *Sivapanthera arvernensis* (CROIZET y JOBERT).
- *Megantereon megantereon* (CROIZET y JOBERT).
- *Hystrix etruscus* (FALCONER).
- *Hipparion crusafonti* nova sp.
- *Dicerorhinus etruscus* (FALCONER).
- ? *Mastodon* sp.

Determinaciones preliminares (Artiodáctilos)

- *Cervus perrieri* (CROIZET y JOBERT).
- *Cervus ramosus* (CROIZET y JOBERT).
- *Gazellospira torticornis* (AYMARD).
- *Gazella* sp.
- *Leptobos elatus* (POMEL).
- Antílope indeterminado.

Villalta asigna al yacimiento la edad Plioceno Superior, vigente en la actualidad (NM 16, de la Biozonación de Mein), basada en la asociación faunística que caracteriza al yacimiento. Su labor investigadora es prontamente reconocida en el trabajo de Viret sobre el yacimiento Plioceno de Saint Vallier (VIRET, 1954). En dicho trabajo se

realizan las siguientes apreciaciones sobre la fauna de Villarroya:

- La mandíbula izquierda descrita por Villalta VILLALTA, 1952; lám. XII, Col. ROYO) como *Sivapanthera arvernensis* (CROIZET y JOBERT) pertenece al guepardo *Acinonyx pardinensis* (CROIZET y JOBERT).
- Desdobra al hiénido *Hyaena marini* VILLALTA en dos taxones: *Crocuta perrieri* (CROIZET y JOBERT) (913M, 1764M, 1765M, 1766M y 1767M) y *Euryboas lunensis* (DEL CAMPANA) (1763M, antiguo Holotipo de *Hyaena marini* VILLALTA).
- Un fragmento proximal de radio determinado por Villalta (VILLALTA, 1952; lám. XIV, fig. 4) como *Megantereon megantereon* (CROIZET y JOBERT), es determinado por Viret como *Homotherium crenatidens* FABRINI, el gran tigre de dientes de sable.
- *Lutra sinerizi* VILLALTA (Col. ROYO) es sinónimo posterior de *Enhydrictis cfr. ardea* BRAVARD.
- *Hystrix etrusca* (FALCONER) es sinónimo posterior de *Hystrix refossa* GERVAIS.
- Deja como provisional la determinación de *Leptobos elatus* POMEL.

HEINTZ (1970) estudia los cérvidos villafranquienes de Francia y España, trabajo en el que incluye material procedente de Villarroya. Entre sus aportaciones, mantiene el taxón «*Cervus*» *perrieri* CROIZET y JOBERT, incluye en la lista *Arvenoceros ardei* CROIZET y JOBERT y reemplaza a *Cervus ramosus* CROIZET y JOBERT por *Criozetoceros ramosus* (CROIZET y JOBERT).

ALBERDI (1974) realiza la revisión del género *Hipparion* en España. En este trabajo modifica la categoría taxonómica de *H. crusafonti* VILLALTA, pasando a ser una subespecie de *H. rocinantis* H. PACHECO. De esta forma, el équido de Villarroya tipifica la subespecie *Hipparion rocinantis crusafonti* (VILLALTA).

SORIA (1979) revisa los hiénidos fósiles de España, determinando parte del material de Villarroya como *Hyaena perrieri* CROIZET y JOBERT en lugar de *Crocuta perrieri* (CROIZET y JOBERT), y confirma la presencia de *Euryboas lunensis* (DEL CAMPANA). Esta autora especifica la doble sinonimia de *Hyaena marini* VILLALTA con *Hya-*

na perrieri CROIZET y JOBERT y *Euryboas lunensis* (DEL CAMPANA).

ALCALA et al. (1987) realizan la síntesis de los carnívoros pliocenos de las cuencas centrales españolas. En este trabajo se menciona la presencia de nuevos carnívoros en el yacimiento de Villarroya: *Ursus etruscus* CUVIER y *Felis issiodorensis* CROIZET y JOBERT. Junto con los precedentes realizan una nueva corrección taxonómica de las determinaciones previas, con la identificación de *Panthera cf. schaubi* VIRET. Estos autores presentan la siguiente lista de carnívoros:

- *Ursus etruscus* CUVIER.
- *Enhydrictis ardea* BRAVARD.
- *Hyaena perrieri* CROIZET y JOBERT.
- *Euryboas lunensis* (DEL CAMPANA).
- *Felis issiodorensis* CROIZET y JOBERT.
- *Panthera cf. schaubi* VIRET.
- *Acinonyx pardinensis* CROIZET y JOBERT.
- *Megantereon megantereon* (CROIZET y JOBERT).
- *Homotherium crenatidens* FABRINI.

En el trabajo de AZANZA et al. (1989) se expone el listado actualizado de las determinaciones específicas de la asociación de Villarroya. En el mismo revisan algunas identificaciones, y se proponen determinaciones nuevas:

1. El cánido *Canis donnezani* (DEPERET) descrito por VILLALTA pasa a ser *Canidae indet.*, al haber desaparecido el único elemento fósil asignado a esta especie, por lo que se hace aconsejable referirlo en nomenclatura abierta.
2. Los elementos fósiles del proboscídeo ? *Mastodon* sp. pertenecen a la especie *Anancus arvernensis* (CROIZET y JOBERT).
3. El bóvido *Leptobos elatus* POMEL es sustituido por *Leptobos stenometopon* RUTIMEYER.
4. *Gazella sp.* es caracterizada como *Gazella borbonica* DEPERET.
5. Se confirma la determinación de *Gazellospira torticornis* (AYMARD).
6. Se aportan las siguientes novedades taxonómicas: *Megalovis sp.*, *Hesperidoceras merlae* VILLALTA y *Crusafont y Castor plicidens* MAJOR.

A continuación se presenta la lista dada por es-

CUADRO 2

Resumen de las sucesivas identificaciones taxonómicas en la asociación paleontológica de Villarroya.

CARNIVOROS

CARVAJAL 1926	VILLALTA 1952	VIRET 1954	ALCALA et al., 1987	EL PRESENTE TRABAJO
	<i>Canis donnezani</i>		Canidae indet.	Canidae indet.
	<i>Vulpes alopecoides</i>	<i>Vulpes alopecoides</i>	<i>Vulpes alopecoides</i>	<i>Vulpes alopecoides</i>
	<i>Nyctereutes megamastoides</i>	<i>Nyctereutes megamastoides</i>	<i>Nyctereutes megamastoides</i>	<i>Nyctereutes megamastoides</i>
			<i>Ursus etruscus</i>	<i>Ursus etruscus</i>
	<i>Lutra sinerizi</i>	<i>Enhydrictis cfr. ardea</i>	<i>Enhydrictis ardea</i>	<i>Enhydrictis ardea</i>
<i>Hiena arvernensis</i>	<i>Hyaena marini</i>	<i>Crocuta perrieri</i>	<i>Hyaena perrieri</i>	<i>Hyaena perrieri</i>
		<i>Euryboas lunensis</i>	<i>Euryboas lunensis</i>	<i>Chasmaportetes lunensis</i>
			<i>Felis issiodorensis</i>	<i>Felis issiodorensis</i>
	<i>Sivapanthera arvernensis</i>	<i>Acinonyx pardinensis</i>	<i>Acinonyx pardinensis</i>	<i>Acinonyx pardinensis</i>
			<i>Panthera cf. schaubi</i>	<i>Panthera cf. schaubi</i>
<i>Megantereon megantereon</i>	<i>Megantereon megantereon</i>		<i>Megantereon megantereon</i>	<i>Megantereon cultridens</i>
		<i>Homotherium crenatidens</i>	<i>Homotherium crenatidens</i>	<i>Homotherium crenatidens</i>

ARTIODACTILOS

Bóvidos

CARVAJAL 1926	VILLALTA 1952	AZANZA et al., 1989	EL PRESENTE TRABAJO
<i>Palaeoryx boodon</i>	<i>Leptobos elatus</i>	<i>Leptobos stenometopon</i>	<i>Leptobos elatus</i>
<i>Tragelaphus torticornio</i>	<i>Gazellospira torticornis</i>	<i>Gazellospira torticornis</i>	<i>Gazellospira torticornis</i>
	<i>Gazella sp.</i>	<i>Gazella borbonica</i>	<i>Gazella borbonica</i>
		<i>Megalovis sp.</i>	<i>Megalovis sp.</i>
		<i>Hesperidoceras merlae</i>	<i>Hesperidoceras merlae</i>

Cérvidos

CARVAJAL 1926	VILLALTA 1952	HEINTZ 1970	EL PRESENTE TRABAJO
" <i>Cervus pirenaicus</i> "	<i>Cervus ramosus</i>	<i>Criozetoceros ramosus</i>	<i>Criozetoceros ramosus</i>
		<i>Arvenoceros ardei</i>	<i>Arvenoceros ardei</i>
<i>Cervus issiodorensis</i>	<i>Cervus perrieri</i>	" <i>Cervus</i> " <i>perrieri</i>	" <i>Cervus</i> " <i>perrieri</i>

PERISODACTILOS

CARVAJAL 1926	VILLALTA 1952	ALBERDI 1974	EL PRESENTE TRABAJO
<i>Hipparion crassum</i>	<i>Hipparion crusafonti</i>	<i>H. rocinantis crusafonti</i>	<i>H. rocinantis crusafonti</i>
<i>Rhinoceros leptorhinus</i>	<i>Dicerorhinus etruscus</i>		<i>Stephanorhinus etruscus</i>

OTROS

VILLALTA 1952	VIRET 1954	AZANZA et al., 1989	EL PRESENTE TRABAJO
? "Mastodon" sp.		<i>Anancus arvernensis</i>	<i>Anancus arvernensis</i>
		<i>Castor plicidens</i>	<i>Castor plicidens</i>
<i>Hystrix etrusca</i>	<i>Hystrix refossa</i>	<i>Hystrix etrusca</i>	<i>Hystrix primigenia</i>

tos autores, en la que con una raya se indican los taxones representados en la colección del Museo Geominero:

- *Anancus arvernensis* (CROIZET y JOBERT).
- *Hipparion rocinantis crusafonti* (VILLALTA).
- *Dicerorhinus struscus* (FALCONER).
- *Leptobos stenometopon* RUTIMEYER.
- *Gazellospira torticornis* (AYMARD).
- *Gazella borbonica* DEPERET.
- *Megalovis* sp.
- *Hesperidoceras merlae* VILLALTA y CRUSAFONT.
- «*Cervus*» *perrieri* CROIZET y JOBERT.
- *Arvernoceros ardei* CROIZET y JOBERT.
- *Crozetoceros ramosus* CROIZET y JOBERT.
- Canidae indet.
- *Vulpes alopecoides* DEL CAMPANA.
- *Nyctereutes megamastoides* (POMEL).
- *Ursus etruscus* CUVIER.
- *Enhydriactis ardea* BRAVARD.
- *Hyaena perrieri* CROIZET y JOBERT.
- *Euryboas lunensis* (DEL CAMPANA).
- *Felis issiodorensis* CROIZET y JOBERT.
- *Panthera* cf. *schaubi* VIRET.
- *Acinonyx pardinensis* CROIZET y JOBERT.
- *Megantereon megantereon* (CROIZET y JOBERT).
- *Homotherium crenatidens* FABRINI.
- *Castor plicidens* MAJOR.
- *Hystrix etrusca* (FALCONER).

Tras estos trabajos tan sólo creemos necesario realizar cinco nuevas apreciaciones sobre la sistemática de la asociación de Villarroya. Estos cambios son:

- a) El pequeño tigre de dientes de sable *Megantereon megantereon* (CROIZET y JOBERT) ha recibido una nueva adscripción, siendo sinónimo posterior de *Megantereon cultridens* (CUVIER) (MARTINEZ y PALMQVIST, *com. pers.*).
- b) El puercoespín *Hystrix etrusca* (FALCONER) es sinónimo posterior de la especie pliocena *Hystrix primigenia* WAGNER (MONTROYA, *com. pers.*).
- c) El rinocerótido de Villarroya descrito como *Dicerorhinus*, pertenece al grupo Plio-Pleistoceno llamado *Stephanorhinus* (GROVES, 1983).
- d) Se mantiene dentro de la lista al taxón *Leptobos elatus* POMEL.
- e) El género *Euryboas* es sinónimo posterior de *Chasmaportetes*, por lo que se ha de incluir en la lista a *Chasmaportetes lunensis* (DEL CAMPANA).

Por lo visto hasta ahora, la lista del yacimiento de Villarroya ha sufrido diversos cambios en su composición específica, de forma que todos estos datos junto con las determinaciones definitivas quedan resumidos en el cuadro 2.

LA COLECCION DEL MUSEO GEOMINERO: CATALOGO

A continuación se presenta el listado del material de la colección de Villarroya depositado en el Museo Geominero. Asimismo, se indica el material que se encuentra figurado en trabajos anteriores a la presente nota.

PERISSODACTYLA

Rhinocerotidae

Stephanorhinus etruscus (FALCONER)

- 1000M Fto. Maxilar derecho infantil (D¹-D⁴), figurado por CARVAJAL (1926: fig. I).
- 1788M Fto. distal Radio derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. XXVI, fig. 3).
- 1789M Fto. Mandíbula derecha (DP₂), figurado por VILLALTA (1952: lám. XXVII, fig. 4).
- 1790M M¹ izquierdo, figurado por VILLALTA (1952: lám. XXVII, fig. 2).
- 1791M M² izquierdo, figurado por VILLALTA (1952: lám. XXVII, fig. 3).
- 1792M Fto. Mandíbula derecha (M₃).
- 1862M Fto. distal Fémur.

Equidae

Hipparion rocinantis crusafonti (VILLALTA)

- 306M Astrágalo derecho.
- 459M Fto. distal Tibia izquierda.
- 460M Calcáneo izquierdo.
- 463M Radio derecho.
- 464M Fto. proximal Tibia izquierda.
- 468M Astrágalo derecho.
- 469M Fto. distal Metápodo.
- 860M Metatarsiano III derecho.
- 861M Molariforme inferior, figurado por CARVAJAL (1926: fig. VI).
- 863M Fto. Maxilar izquierdo (P²-P⁴), figurado por CARVAJAL (1926: fig. IV).
- 864M P² derecho, figurado por CARVAJAL (1926: fig. V).
- 922M P² izquierdo.
- 1001M Fto. Mandíbula izquierda (P₂-M₂), figurado por CARVAJAL (1926: fig. III).
- 1177M Maxilar infantil completo.
- 1774M Falange 1.^a
- 1775M Falange 2.^a
- 1776M Falange 3.^a
- 1777M Calcáneo derecho.
- 1779M Astrágalo derecho.
- 1780M Astrágalo derecho.
- 1781M Metatarsiano III izquierdo.
- 1782M Mandíbula completa (I₁, I₂, C, P₂-M₂).

- 1783M Incisivos superiores derechos infantiles.
- 1784M Fto. Maxilar derecho (P³-M¹).
- 1785M Fto. Maxilar izquierdo infantil (del cráneo de 1787M).
- 1786M Maxilar adulto completo (P²-M³).
- 1787M Fto. Maxilar derecho infantil (del cráneo de 1785M).

CARNIVORA

Felidae

Acinonyx pardinensis CROIZET y JOBERT

- 1768M Metacarpiano IV derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. XIV, fig. 1).
- 1772M Falange 1.^a, figurado por VILLALTA (1952: lám. XIV, fig. 3).

Megantereon cultridens (CUVIER)

- 1769M Canino superior derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. XV, fig. 3).
- 1771M Canino superior derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. XVI, fig. 1).
- 1793M Fto. Mandíbula derecha (M₁), figurado por VILLALTA (1952: lám. XVII, fig. 1).
- 1794M Fto. Mandíbula derecha (P₂-M₁), figurado por VILLALTA (1952: lám. XVII, fig. 2).

Canidae

Vulpes alopecoides DEL CAMPANA

- 458M Fto. Mandíbula derecha (C, P₂-M₂), figurado por VILLALTA (1952: lám. III, fig. 1).
- 1759M P¹ izquierdo, figurado por VILLALTA (1952: lám. III, fig. 4).
- 1760M Fto. Mandíbula izquierda (M₂), figurado por VILLALTA (1952: lám. III, fig. 2).

Nyctereutes megamastoides (POMEL)

- 1739M Mandíbula izquierda (C, P₁-M₂), figurado por VILLALTA (1952: lám. IV, fig. 1).
- 1740M Fto. Mandíbula izquierda (I₁-I₂, C, P₂-M₂), figurado por VILLALTA (1952: lám. VI, fig. 2).
- 1741M Fto. Mandíbula derecha (P₂-M₂), figurado por VILLALTA (1952: lám. V, fig. 1).
- 1742M Fto. Mandíbula izquierda (P₂-M₂).
- 1743M Fto. Mandíbula izquierda (P₂-M₂), figurado por VILLALTA (1952: lám. IV, fig. 2).
- 1744M Fto. Premaxilar superior derecho (I²-I³), figurado por VILLALTA (1952: lám. V, fig. 4).
- 1745M Canino superior derecho.
- 1746M Fto. Mandíbula izquierda (P₃, M₁), figurado por VILLALTA (1952: lám. V, fig. 3).
- 1747M Canino inferior derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. VI, fig. 4).
- 1748M Atlas.

- 1749M Fto. distal Húmero derecho, figurado por VILLALTA (1952: fig. texto 1).
 1750M Escafolunar derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. VII, fig. 8).
 1751M Cuboides derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. VII, fig. 6).
 1752M Tercer Cuneiforme derecho, figurado por VILLALTA 1952, lám. VII, fig. 9).
 1753M Metacarpiano IV derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. VII, fig. 7).
 1754M Metacarpiano III derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. VII, fig. 3).
 1755M Metacarpiano II derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. VII, fig. 5).
 1756M Fto. distal Fémur derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. VII, fig. 10 y fig. texto 2).
 1757M Metatarsiano II derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. VII, fig. 2).

Hyaenidae*Hyaena perrieri* (CROIZET y JOBERT)

- 913M Fto. Mandíbula derecha (P₂-M₁), figurado por CARVAJAL (1926: fig. XXIX) y figurado por VILLALTA (1952: lám. XI, fig. 1).
 1761M Fto. Mandíbula derecha (M₁).
 1764M Mandíbula izquierda (C, P₂-P₃), figurado por VILLALTA (1952: lám. IX, fig. 1).
 1765M Fto. Mandíbula derecha infantil (P₂-M₁), figurado por VILLALTA (1952: lám. X, fig. 3).
 1766M Canino inferior derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. XI, fig. 2).
 1767M DP₂ derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. XI, fig. 3).
 1795M Fto. Mandíbula izquierda infantil (DP₂-DP₃), figurado por VILLALTA (1952: lám. XVI, fig. 2).
 2167M Fto. Mandíbula derecha (P₂-M₁).

Chasmaportetes lunensis (DEL CAMPANA),

- 1763M Esplacnocráneo completo (I²-I³, P²-P⁴), figurado por VILLALTA (1952: lám. VIII, fig. 1).

Carnivora indet.

- 1770M Fto. Premolar superior.

ARTIODACTYLA

Cervidae«*Cervus*» *perrieri* CROIZET y JOBERT

- 905M Fto. Asta desmogue, figurado por CARVAJAL (1926: fig. XXVIII).
 906M Fto. Asta desmogue, figurado por CARVAJAL (1926: fig. XXVI).
 907M Fto. Asta desmogue, figurado por CARVAJAL (1926: fig. XXVII).

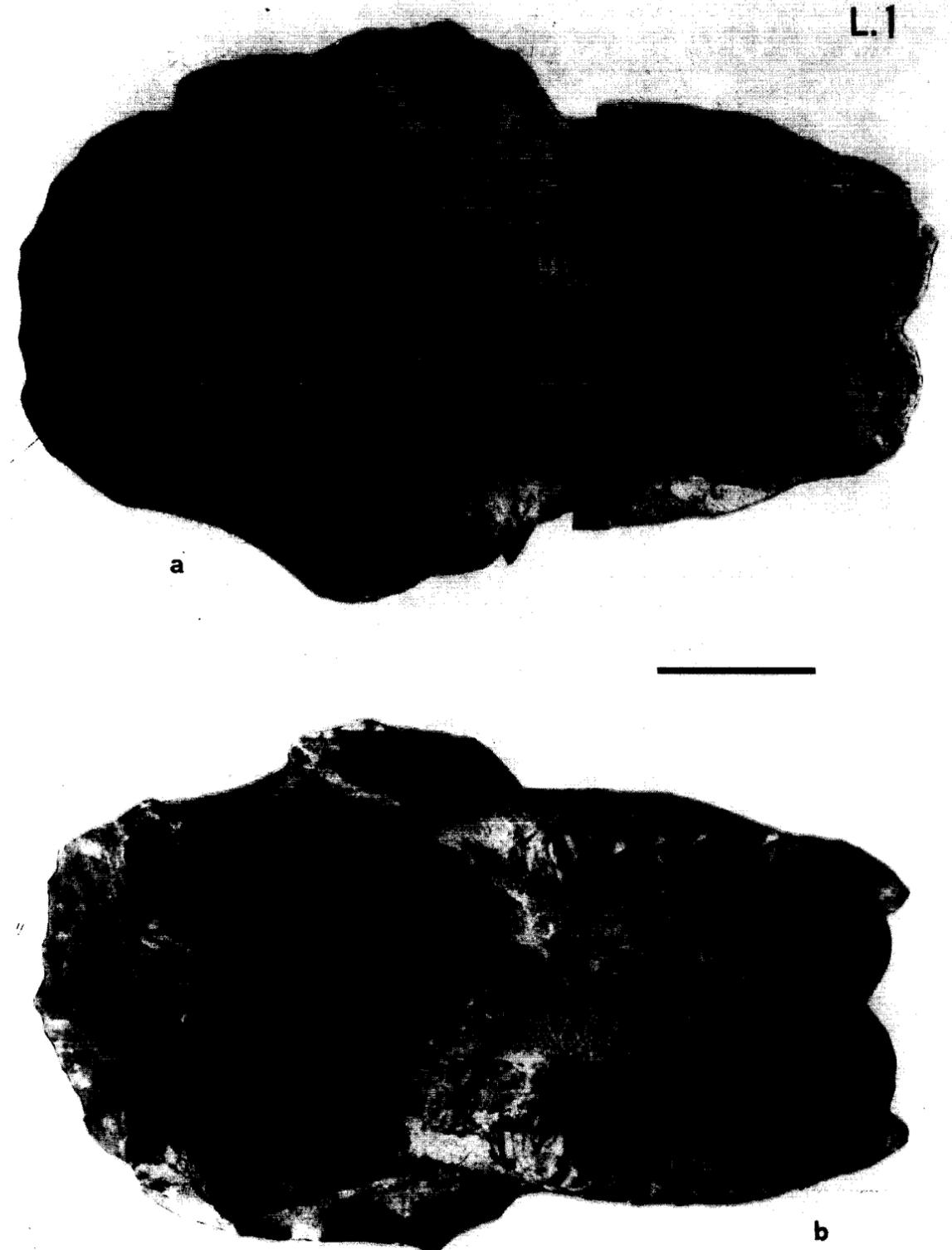
- 911M Astrágalo derecho.
 912M Fto. proximal Ulna izquierda.
 1816M Maxilar derecho (P²-M³).
 1817M Fto. Mandíbula izquierda (M₁-M₃).
 1818M Fto. Mandíbula izquierda (M₁-M₃).
 1821M Atlas.
 1853M Fto. Mandíbula derecha (P₂-P₃), figurado por CARVAJAL (1926: fig. XVI).
 1854M Fto. Mandíbula izquierda (P₂-M₁).
 1855M Fto. proximal Radio derecho.
 1856M Tibia derecha.
 1857M Metacarpiano III-IV izquierdo.
 1858M Calcáneo izquierdo.

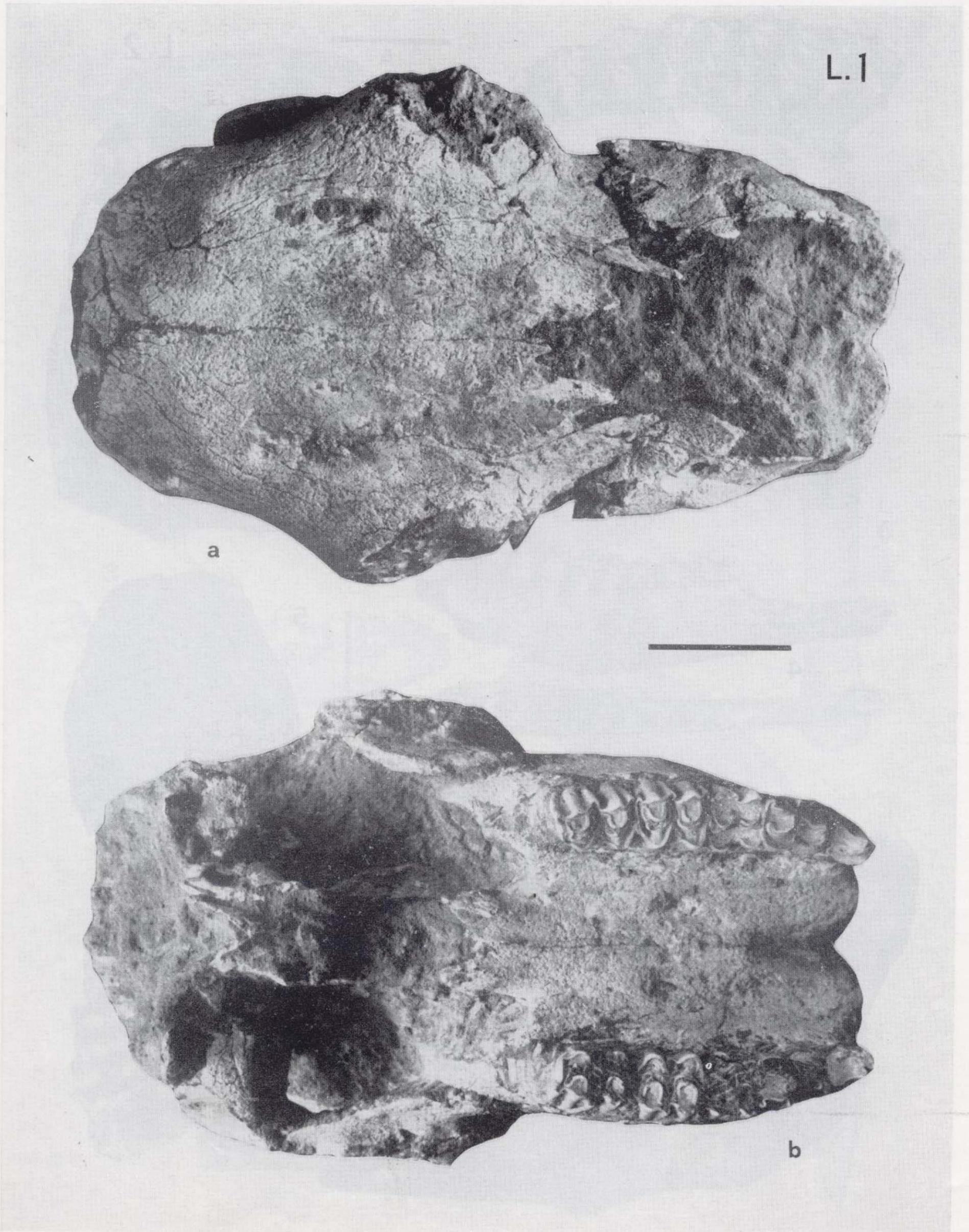
Criozetoceros ramosus (CROIZET y JOBERT)

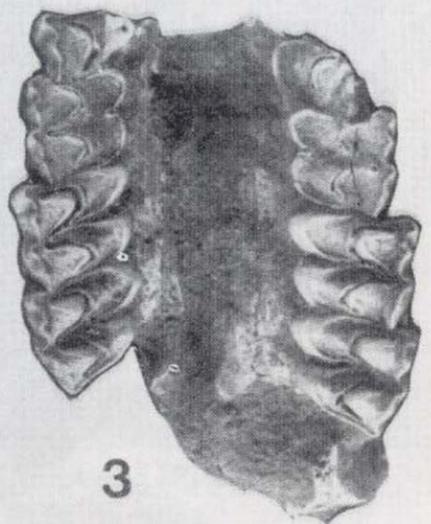
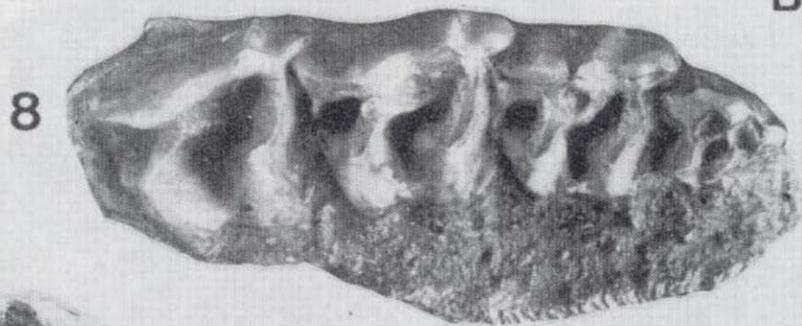
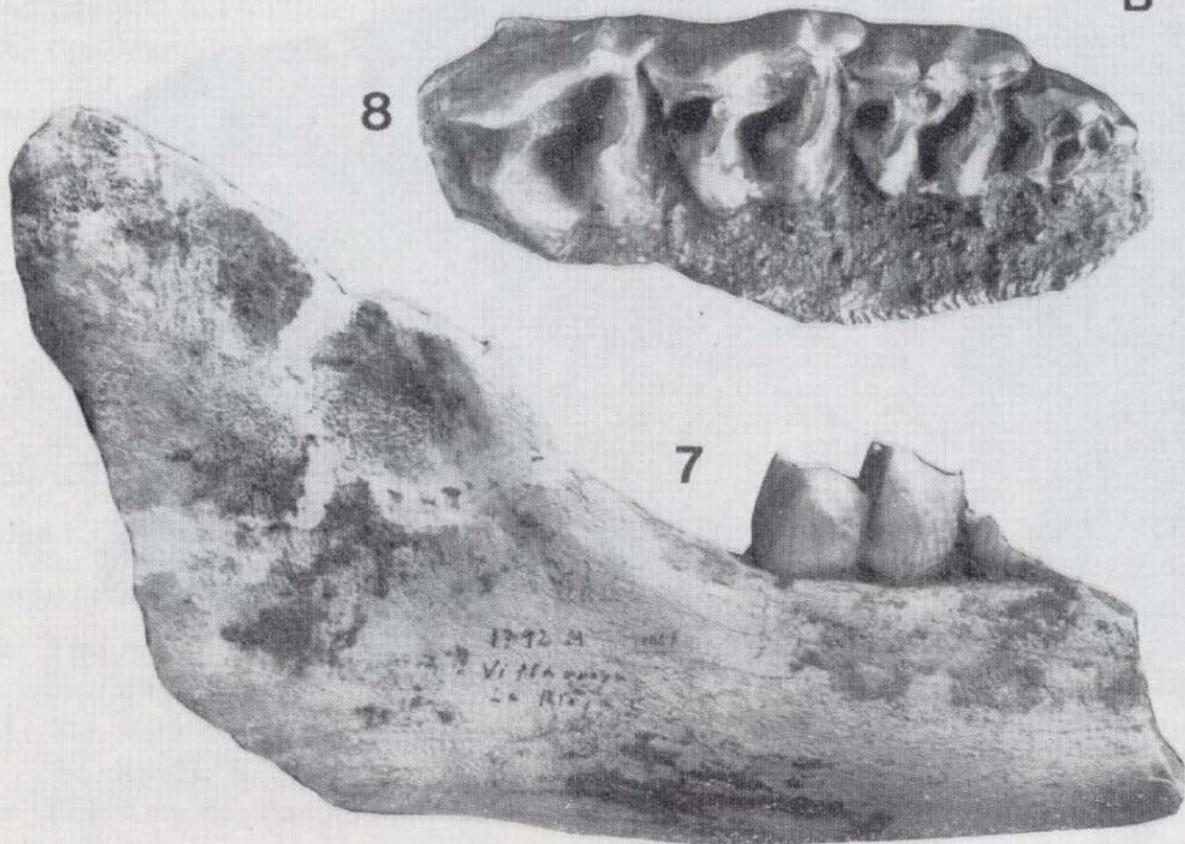
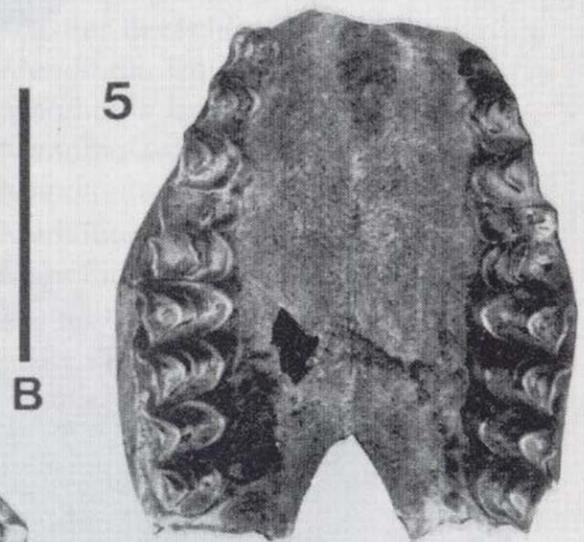
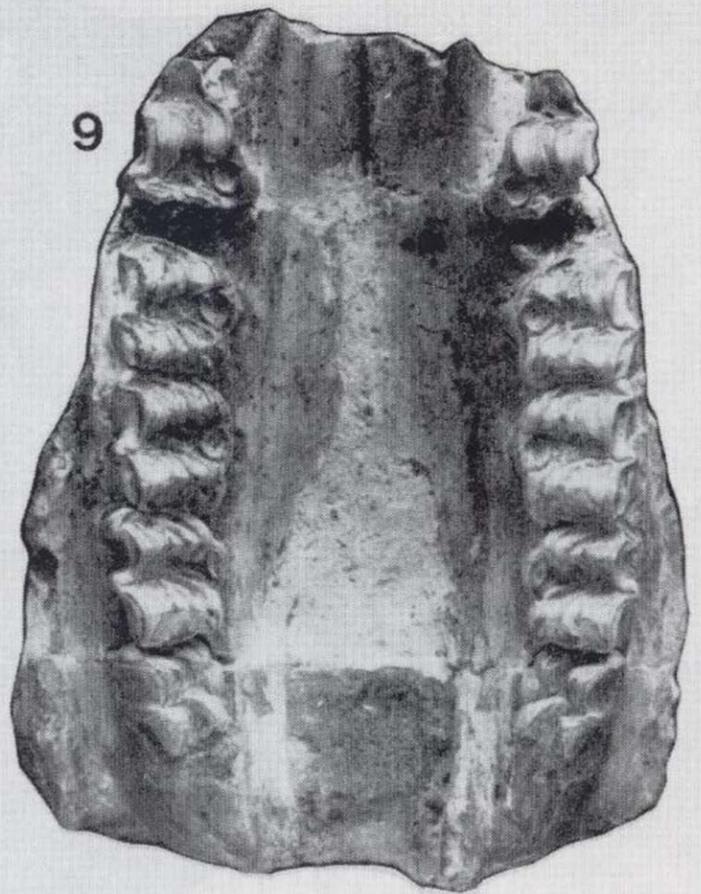
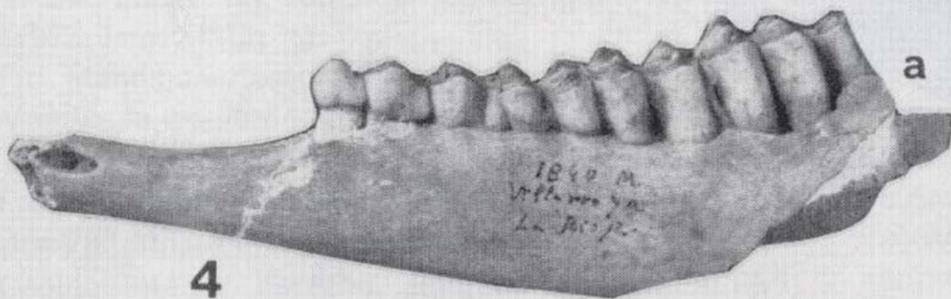
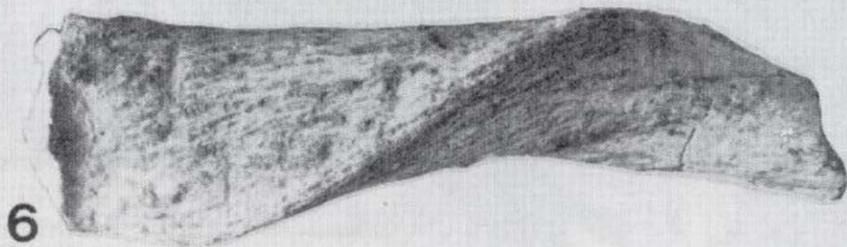
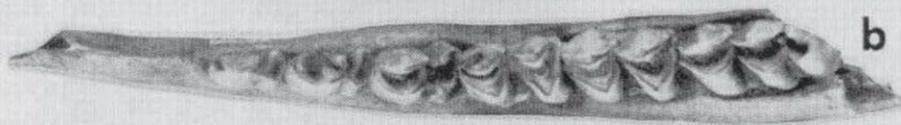
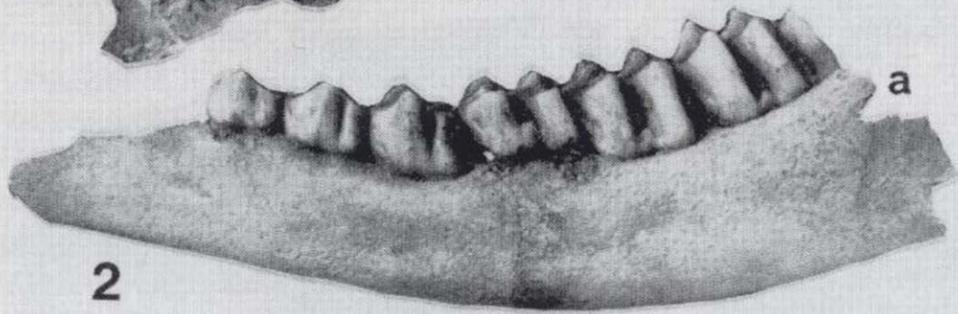
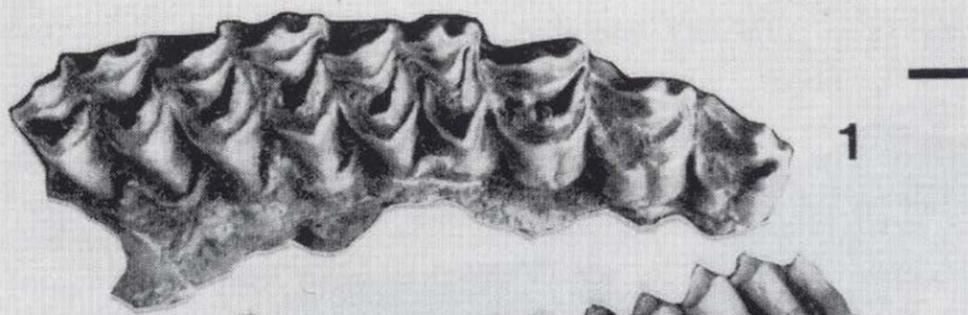
- 894M Fto. Calcáneo derecho.
 895M Fto. Mandíbula izquierda (P₂-M₁), figurado por CARVAJAL (1926: fig. XX).
 900M Fto. Metatarsiano III-IV derecho.
 901M Fto. distal de Metápodo.
 908M Fto. Pedículo y asta derecho, figurado por CARVAJAL (1926: fig. XIX).
 993M Fto. Asta desmogue.
 1796M Maxilar completo (P⁴-M³).
 1797M Fto. Maxilar izquierdo (P⁴-M³).
 1800M Maxilar derecho (P²-M³).
 1802M Fto. Maxilar derecho (M¹-M³).
 1803M Fto. Maxilar derecho (DP²-M²).
 1804M Fto. Mandíbula izquierda (P₂-M₁).
 1805M Fto. Mandíbula izquierda (P₂-M₁).
 1806M Fto. Mandíbula derecha (P₂-M₁).
 1807M Fto. Mandíbula izquierda (P₂-M₂).
 1808M Fto. Mandíbula derecha (P₂-M₂).
 1809M Fto. Mandíbula derecha (P₂-M₁).
 1811M Fto. Mandíbula derecha (P₂-M₃).
 1812M Fto. Mandíbula izquierda infantil (DP₂-M₂).
 1813M Astrágalo izquierdo.
 1814M Metacarpiano III-IV derecho.
 1815M Calcáneo derecho.
 1819M Astrágalo derecho.
 1820M Astrágalo izquierdo.
 1822M Metatarsiano III-IV derecho.

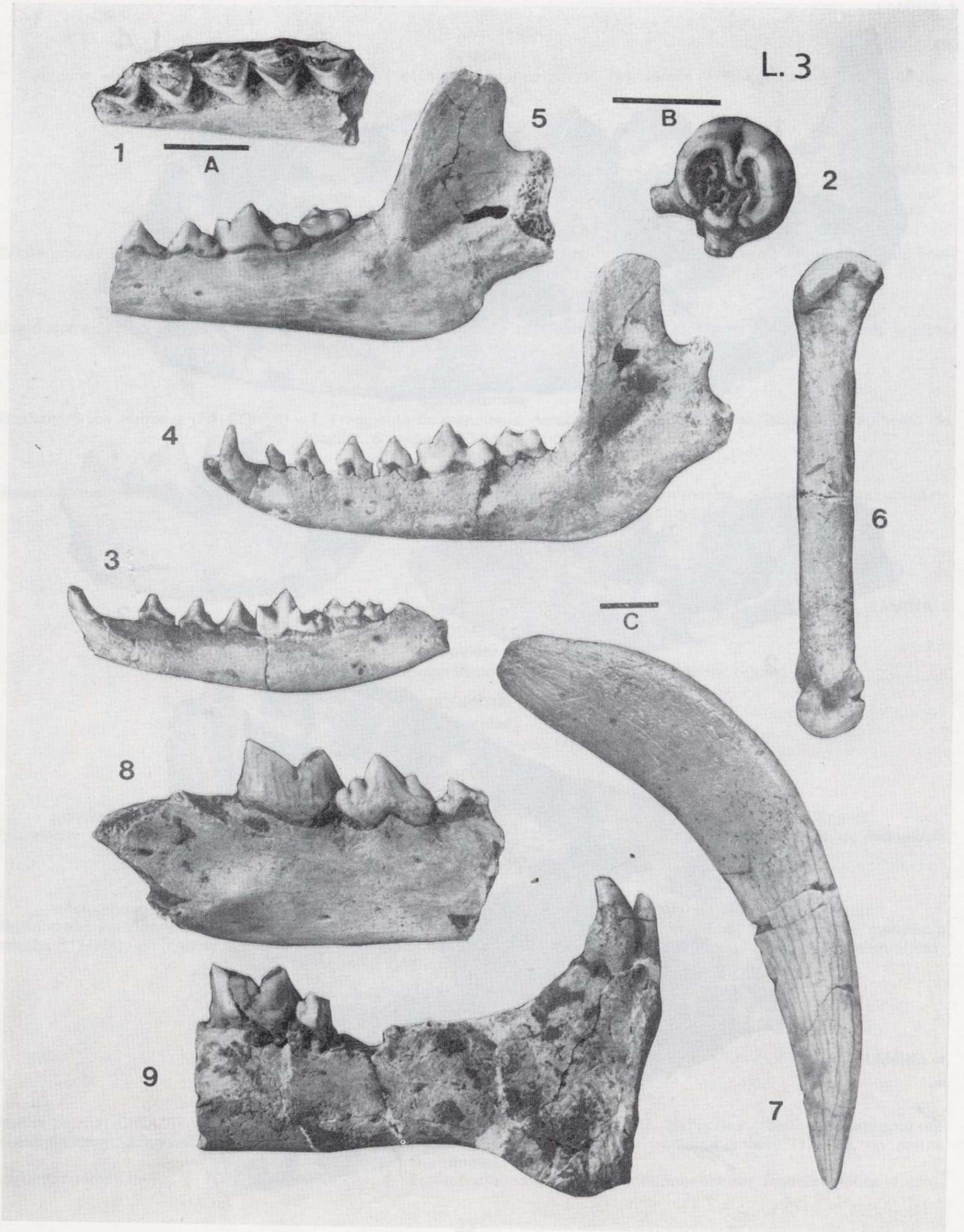
Bobidae*Leptobos elatus* POMEL

- 308M Fto. Maxilar derecho (M²-M³), figurado por CARVAJAL (1926: figs. VIII y IX).
 910M Fto. distal Metápodo.
 920M Fto. Maxilar izquierdo (M¹-M³).
 921M Fto. proximal Ulna izquierda.
 1845M Maxilar izquierdo (P²-M³).
 1846M Cráneo hembra completo.
 1847M Fto. Mandíbula izquierda infantil (DP₂-M₁).
 1848M Fto. Mandíbula derecha (P₂-M₁).
 1850M Metatarsiano III-IV derecho.
 1851M Astrágalo derecho.
 1852M Metacarpiano III-IV izquierdo.

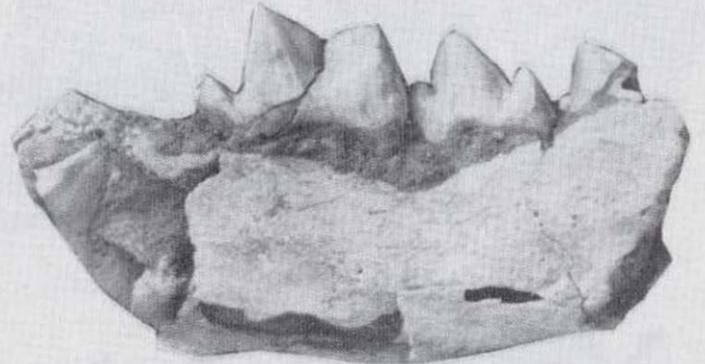
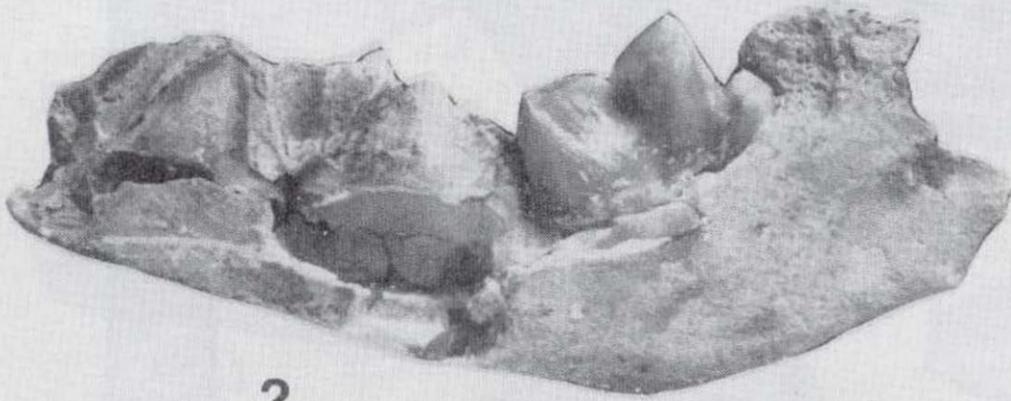
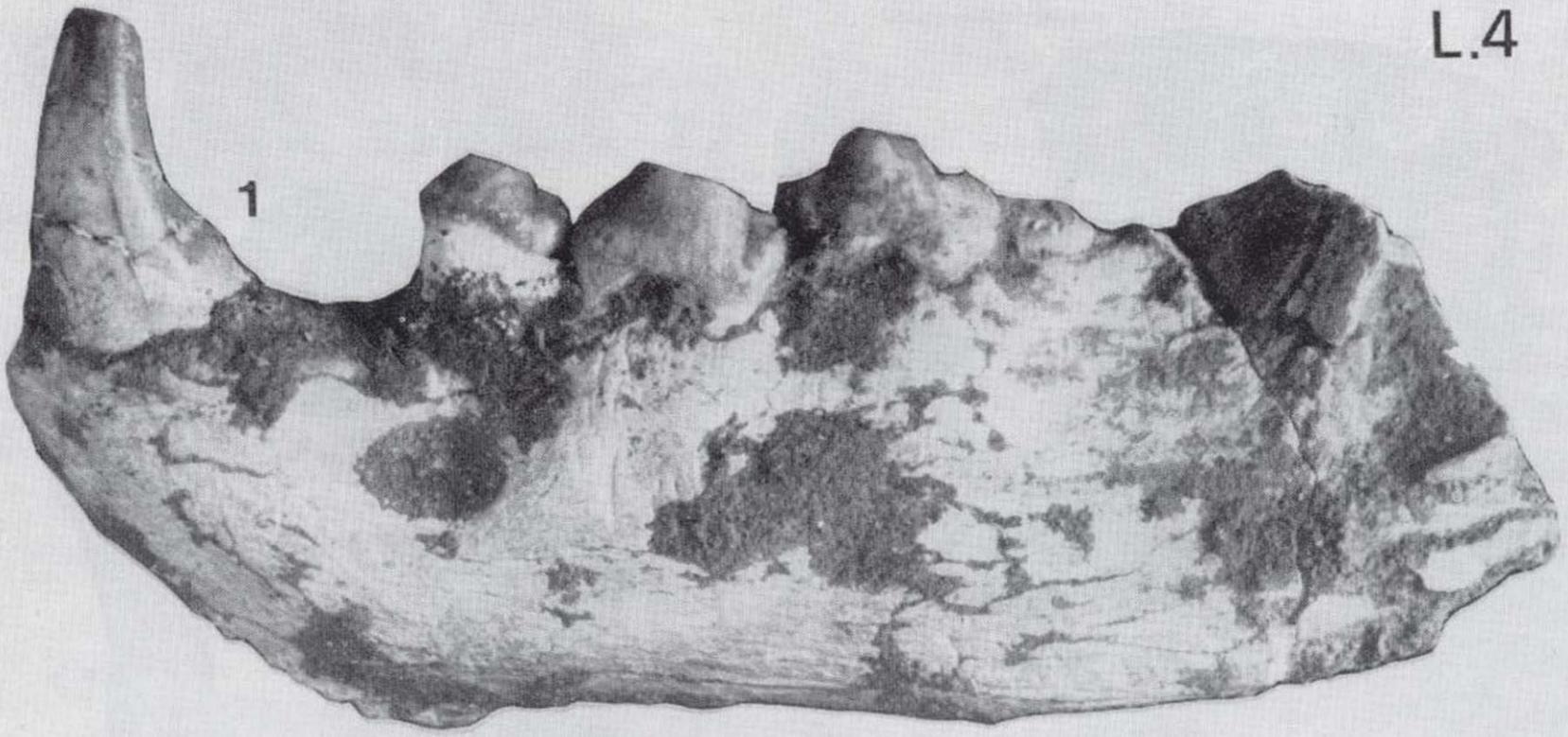


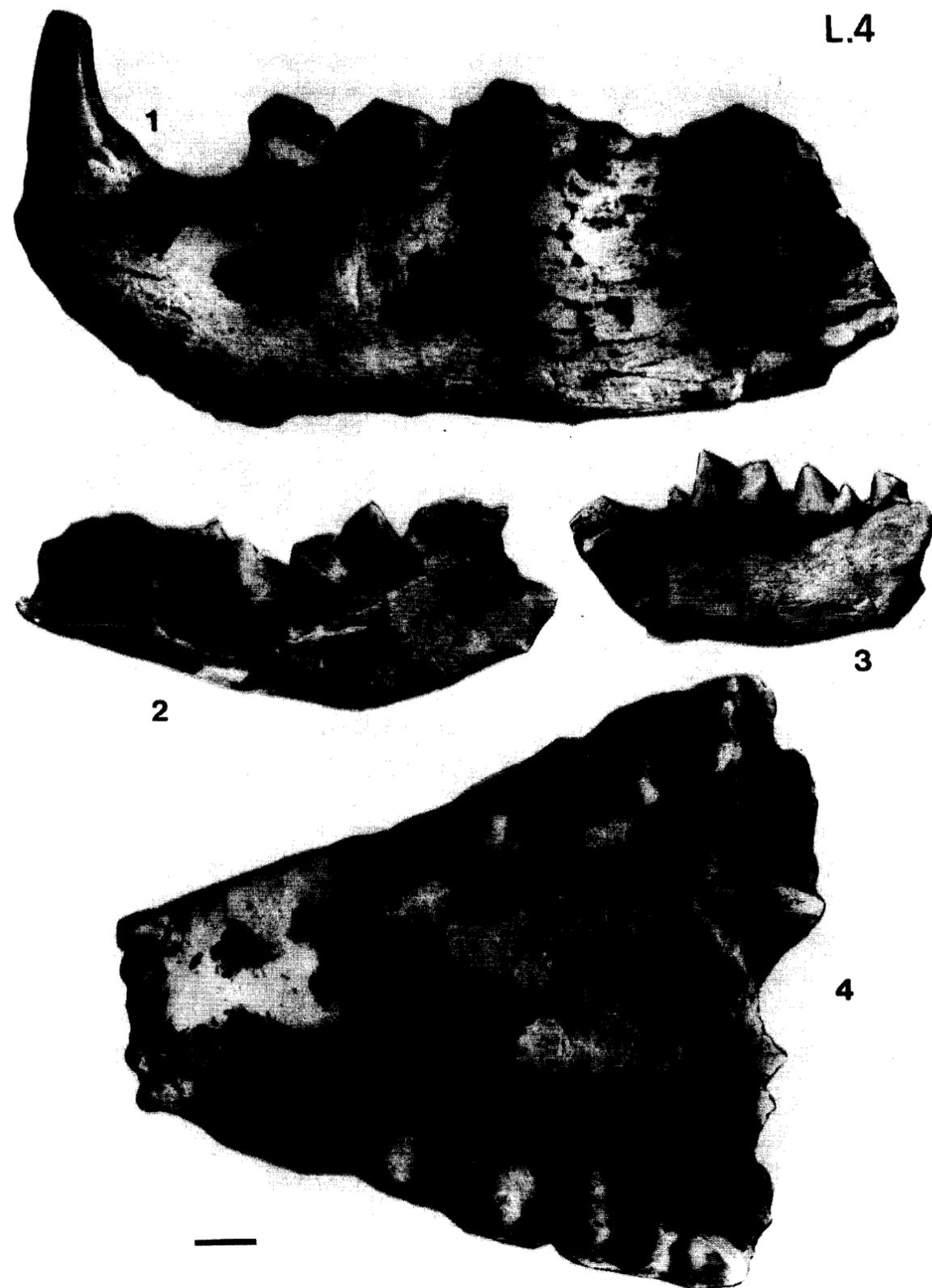






L.4





LAMINA 1

ARTIODACTYLA

Bovidae

Leptobos elatus POMEL.—Cráneo de hembra (1846M). 1a) Norma dorsal. 1b) Norma ventral (escala gráfica 5 cm).

LAMINA 2

ARTIODACTYLA

Cervidae

«*Cervus*» *perrieri* CROIZET y JOBERT.—1. Maxilar derecho (1816M), en norma oclusal.
Criozetoceros ramosus (CROIZET y JOBERT).—2. Fragmento mandíbula izquierda (1804M). a) Norma labial. b) Norma oclusal. 3. Maxilar (1796M), en norma oclusal.

Bovidae

Gazellospira torticornis (AYMARD).—4. Fragmento mandíbula izquierda (1840M). a) Norma labial. b) Norma oclusal.
5. Maxilar completo (1831M), en norma oclusal. 6. Cuerno derecho (1860M).

Rhinocerotidae

Stephanorhinus etruscus (FALCONER).—7. Fragmento de mandíbula derecha (1792M), en norma labial. 8. Fragmento de maxilar derecho (1000M), en norma oclusal.

Equidae

Hipparion rocinatis crusafonti (VILLALTA).—9. Maxilar infantil completo (1177M), en norma oclusal (escalas gráficas: A. 3 cm, figuras 1-3; B. 5 cm, figuras 4-9).

LAMINA 3

ARTIODACTYLA

Bovidae

Megalovis sp.—1. Fragmento de mandíbula izquierda (1861M), en norma oclusal.

RODENTIA

Hystricidae

Hystrix primigenia WAGNER.—2. P¹ izquierdo (1773M), en norma oclusal.

CARNIVORA

Canidae

Vulpes alopecoides DEL CAMPANA.—3. Fragmento de mandíbula derecha (458M), en norma lingual.
Nyctereutes megamastoides (POMEL).—4. mandíbula izquierda (1739M), en norma labial. 5. Fragmento de mandíbula izquierda (1743M), en norma labial.

Felidae

Acinonyx pardinensis CROIZET y JOBERT.—6. Metacarpiano IV derecho (1768M), en norma lateral interna.
Megantereon cultridens (CUVIER).—7. Canino superior derecho (1769M), en norma distal. 8. Fragmento de mandíbula derecha (1749M), en norma labial. 9. Fragmento de mandíbula derecha (1793M), en norma labial (escalas gráficas: A. 1 cm, figura 1; B. 1 cm, figura 2, y C. 1 cm, figuras 3-9).

LAMINA 4

CARNIVORA

Hyaenidae

Hyaena perrieri CROIZET y JOBERT.—1. Fragmento de mandíbula izquierda (1764M), en norma labial. 2. Fragmento de mandíbula derecha juvenil (1765M), en norma lingual. 3. Fragmento de mandíbula izquierda infantil (1795M), en norma lingual.

Chasmaportetes lunensis (DEL CAMPANA).—4. Esplacnocráneo (1763M), en norma oclusal (escala gráfica 1 cm).

Gazellospira torticornis (AYMARD)

- 327M Maxilar izquierdo (P³-M³), figurado por CARVAJAL (1926: figs. XII y XII bis).
 897M Fto. distal Metápodo.
 909M Fto. distal Metápodo.
 1008M Fto. Cráneo con cuernos, figurado por CARVAJAL (1926: fig. XI).
 1116M Fto. Maxilar derecho infantil (DP³-M¹).
 1129M Molde de neurocráneo.
 1823M Fto. proximal Metatarsiano III-IV izquierdo.
 1824M Fto. proximal Metacarpiano III-IV izquierdo.
 1825M Metacarpiano III-IV izquierdo.
 1826M Fto. Húmero/Radio-Ulna izquierdo.
 1831M Maxilar completo (P²-M³).
 1833M Maxilar izquierdo (P²-M³).
 1836M Maxilar izquierdo (P²-M³).
 1839M Mandíbula izquierda (P₂-M₃).
 1840M Fto. Mandíbula izquierda (P₂-M₃).
 1841M Mandíbula izquierda (P₂, P₃, DP₄, M₁).
 1842M Fto. Mandíbula derecha infantil (DP₂-M₂).
 1843M Fto. Mandíbula izquierda infantil (DP₂-M₁).
 1844M Fto. Mandíbula izquierda infantil (DP₂-M₁).
 1859M Astrágalo derecho.
 1860M Cuerno derecho.

Megalovis sp.

- 1861M Fto. Mandíbula izquierda (M₂-M₃).

PROBOSCIDEA

Gomphotheridae*Anancus arvernensis* (CROIZET y JOBERT)

- 1829M Hueso Magno derecho, figurado por VILLALTA (1952: lám. XXVI, fig. 1).
 1830M Metacarpiano III izquierdo, figurado por VILLALTA (1952: lám. XXVI, fig. 2).

RODENTIA

Hystriidae*Hystrix primigenia* WAGNER

- 1773M P¹ izquierdo, figurado por VILLALTA (1952: lám. XXVII, fig. 1).

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento al Dr. L. Alcalá por la revisión del manuscrito y a Uly Martín por las fotografías.

REFERENCIAS

- ALBERDI, M. T. (1974): *El género Hipparion en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva*. Trabajos Neógeno Cuaternario (C.S.I.C. Madrid), 1.
- ALCALA, L.; MORALES, J., y SORIA, D. (1987): *Síntesis y bioestratigrafía de los carnívoros pliocenos de las cuencas centrales españolas*. Geogaceta, 2: 45-47.
- AZANZA, B.; MENENDEZ, E., y ALCALA, L. (1989): *The Middle-Upper Turolian and Ruscinian Cervidae in Spain*. Bolletino della Società Paleontologica Italiana, 28 (2-3): 171-182.
- CARVAJAL, E. (1926): *Nota sobre un yacimiento de fósiles vertebrados en el Plioceno de la provincia de Logroño*. Boletín del Instituto Geológico de España, 47: 317-333.
- DEPERET, CH. (1890): *Les animaux pliocènes du Rousillon*. Mémoires de la Société Géologique de France, Paléontologie, 3: 1-199.
- GROVES, C. P. (1983): *Phylogeny of the living species of rhinoceros*. Zeitschrift für Zoologische Systematik und Evolutionsforschung, 21: 293-313.
- HEINTZ, E. (1970): *Les Cervidés villafranchiens de France et d'Espagne*. Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris, 5 (32): 1-303.
- SORIA, D. (1979): *Hiénidos fósiles de España: revisión de la familia Hyaenidae del Neógeno Superior y Pleistoceno Inferior*. Tesis Doct. Univ. Complutense, 1-303.
- VILLALTA, J. F. de (1952): *Contribución al conocimiento de la fauna de mamíferos fósiles del Plioceno de Villarroya (Logroño)*. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, 64: 1-203.
- VIRET, M. J. (1954): *Le Loess a banc durcis de Saint-Vallier (Drome) et sa faune de mammifères villafranchiens*. Nouvelles Archives du Muséum D'Histoire Naturelle de Lyon. Fascicule IV: 1-200.

Original recibido: Marzo de 1994.

Original aceptado: Mayo de 1994.

MINERIA

Descripción de las mineralizaciones de Pb-Zn del sector sudeste de Picos de Europa (Norte de España). Implicaciones metalogenéticas.

Por F. GOMEZ FERNANDEZ (*) y A. ARRIBAS MORENO (**)

RESUMEN

En el presente trabajo se describen los indicios y yacimientos de Pb-Zn del sector sudeste de Picos de Europa, presentándose una atención especial a la mina de Aliva.

En la mayor parte de los yacimientos se han encontrado mineralizaciones de dos tipos:

Tipo I: Mineralizaciones de esfalerita granuda-galena.

Tipo II: Mineralizaciones de esfalerita acaramelada-galena.

Ambos tipos representan las dos fases principales de mineralización, encontrándose en contextos geológicos similares. Las mineralizaciones del tipo II son posteriores a las del tipo I.

Por último, se hace un ensayo de interpretación metalogenética basado en criterios de campo.

Palabras clave: Yacimientos de Pb-Zn, Carbonífero, Zona Cantábrica, Picos de Europa.

ABSTRACT

In this work are described the Pb-Zn mining signs and ore deposits of Picos de Europa southeastern flank, paying special attention to Aliva mine.

In the greater part of these ore deposits, mineralization of two types has been found:

Type I: *Granuda* sphalerite and galena mineralization.

Type II: *Acaramelada* sphalerite and galena mineralization.

Both types represent the two principal phases of mineralization, which are located in similar geological contexts. Type II mineralization occurs after type I mineralization.

Finally, a metallogenetic test of interpretation has been written based on field criteria.

Key words: Pb-Zn ore deposits, Carboniferous, Cantabrian Zone, Picos de Europa.

INTRODUCCION

Existen numerosos indicios mineros y yacimientos dispersos en la zona oriental de Picos de Europa. Las sustancias que han sido objeto de beneficio en el sector son el cinc y el plomo.

(*) C/. Covadonga, 10, León.

(**) Departamento de Ingeniería Geológica, ETS Ingenieros de Minas, Madrid.

Estos metales se encuentran acompañados en pequeñas proporciones por cobre, hierro, antimonio, mercurio y flúor. La explotación de estos yacimientos tuvo su momento más álgido a finales del siglo pasado y principios del presente, cuando el cinc se obtenía a partir de óxidos y carbonatos. La explotación de los sulfuros, desarrollada con posterioridad, se realizó de forma

intermitente e itinerante. En 1989 cesó la explotación de la última mina que permanecía en activo en la zona, la mina de Aliva.

1. DESCRIPCION DEL AREA ESTUDIADA

El área estudiada se sitúa dentro de la Zona Cantábrica, en el borde SE de la región de Picos de Europa (fig. 1), lindando con la región de Pisuer-

ga-Carrión (JULIVERT, 1971) o Zona Palentina (MARTINEZ GARCIA, 1981).

Los sedimentos carboníferos preorogénicos y sinorogénicos son las rocas dominantes en la zona estudiada (fig. 2). La secuencia preorogénica está constituida por varias formaciones esencialmente calizas, que de muro a techo son las siguientes: Caliza de las Portillas, Genicera, Barcaliente, Valdeteja y Picos de Europa. Los sedimentos sinorogénicos estefanienses (Formación Lebeña)

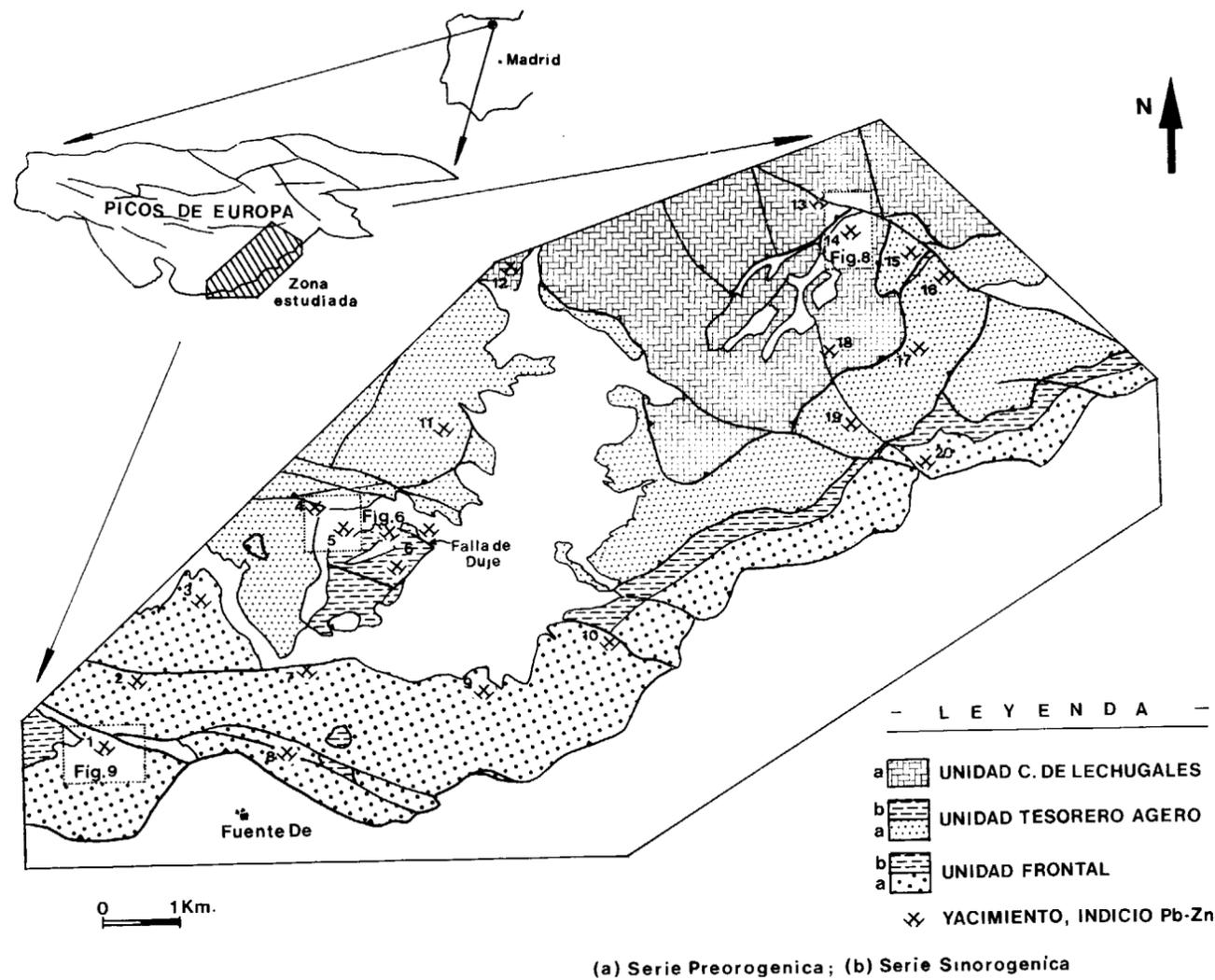


Figura 1.—Situación de la zona de estudio, esquema estructural y ubicación de los indicios y yacimientos minerales. Indicios y yacimientos minerales: 1) Liordes; 2) Canal de San Luis; 3) Las Garamas-Altaiz; 4) Canal del Vidrio; 5) Mina de Aliva; 6) Otros indicios de la zona de Aliva; 7) La Colladina; 8) Fuente De; 9) Cuesta del Queso; 10) Cámara; 11) La Marta Navarra; 12) Las Vegas de Sotres; 13) Cueto de la Ramazosa; 14) Mina Mazarrasa; 15) Minas de la Providencia; 16) Collado de San Carlos; 17) Las Arredondas; 18) El Evangelista; 19) El Mayuengo; 20) Las Ayemas.

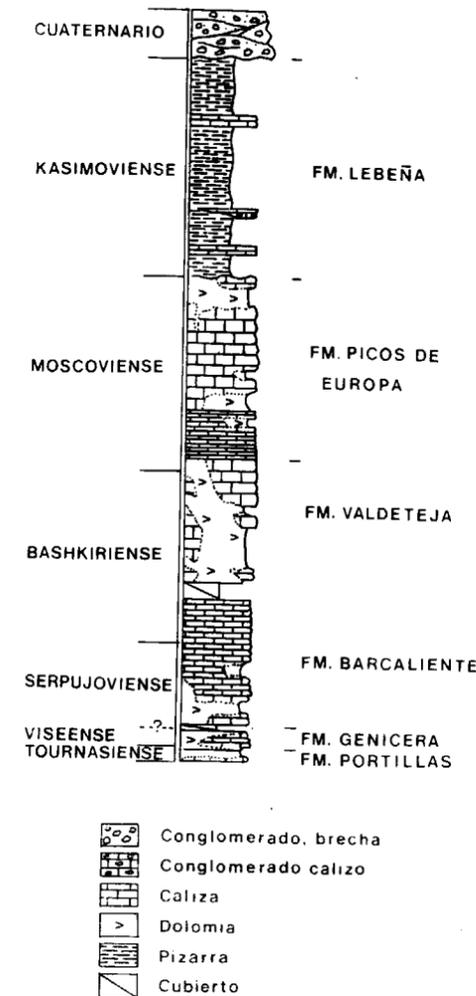


Figura 2.—Serie estratigráfica del Sector sudeste de Picos de Europa. Corte realizado desde las Portillas de Igüedri hasta el Collado de Cámara (GOMEZ FERNANDEZ, 1992).

son esencialmente detríticos (pizarras con algunas intercalaciones carbonatadas) y se encuentran descansando discordantemente sobre formaciones más antiguas. La serie estratigráfica se completa con el Cuaternario descansando directamente sobre el Carbonífero. En las formaciones de la serie preorogénica es frecuente la presencia de dolomías secundarias (GOMEZ FERNANDEZ, 1992).

La región de Picos de Europa está caracterizada por la presencia de sucesivos cabalgamientos de dirección E-O, los cuales propician la existencia

de un imbricado de mantos, en cada uno de los cuales se encuentra presente la mayor parte de la serie estratigráfica carbonífera. Como esta serie se caracteriza por el dominio de las calizas sobre otros tipos de roca, el resultado del apilamiento tectónico es la presencia de enormes acumulaciones de caliza. Otro rasgo importante en la región es la existencia de un sistema de fallas subverticales de dirección N 105-120° E, que tuvo su origen al final de la orogenia hercínica.

Desde el punto de vista tectónico, en el área de estudio están presentes tres de las unidades estructurales definidas por MARQUINEZ (1978), que de sur a norte son: Unidad Frontal de Picos de Europa, Unidad de Tesorero-Agero y Unidad Compleja de Lechugales.

2. LAS MINERALIZACIONES

Existen mineralizaciones de Pb-Zn en todas las unidades tectónicas del sector (fig. 1). Las masas minerales se sitúan en las proximidades de fallas tardihercínicas, generalmente al sur de las fallas principales, armando tanto en la Caliza de Montaña como en la Formación Picos de Europa.

La geometría de las masas mineralizadas varía de unos yacimientos a otros y está controlada tanto por la presencia de fracturas subverticales de dirección N 105-120° E como por la presencia de dolomías, presumiblemente más porosas y frágiles que las calizas adyacentes. En la mayor parte de los yacimientos e indicios, las mineralizaciones forman bolsadas dispuestas paralelamente a las fallas, en el propio plano de falla o en sus proximidades, por lo que a gran escala adquieren una geometría filoniana (filones de reemplazamiento). En otros casos, cuando la influencia del control litológico es más relevante, las mineralizaciones muestran relaciones geométricas más complejas.

2.1. Tipología de mineralizaciones

Existen dos tipos de mineralización de aspecto general, textura, paragénesis mineral y características geoquímicas diferentes, los cuales están distribuidos por todo el área de trabajo. Son los siguientes:

- Tipo I: Mineralizaciones de esfalerita granuda-galena.
- Tipo II: Mineralizaciones de esfalerita acaramelada-galena.

Todas las masas minerales que se encuentran en la zona estudiada y que pertenecen a un mismo tipo, grosso modo muestran las mismas asociaciones minerales en lo concerniente a metálicos, existiendo mayor diversidad en los carbonatos acompañantes. Por ello, existen muy pocas variaciones locales con respecto a los tipos descritos.

Los dos tipos de mineralización se encuentran en contextos geológicos similares, coexistiendo en la mayor parte de los yacimientos. Las mineralizaciones del tipo II son posteriores a las del tipo I y en ocasiones llegan a cortarlas. En los croquis de la figura 3 se observan venas de esfalerita del tipo II cortando cantos de brecha y cementos de dolomita y de mineralización del tipo I.

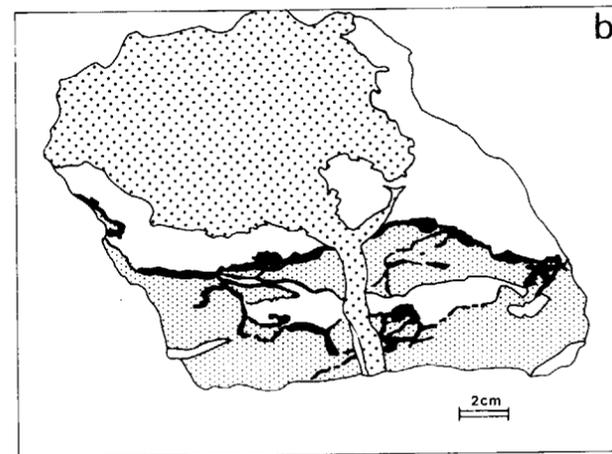
2.1.1. Mineralizaciones de esfalerita granuda-galena

Están formadas por esfalerita marrón oscuro, granuda, opaca, asociada íntimamente con galena y con cantidades menores de calcopirita, cobres grises arseniacales y pirita. La ganga está constituida por carbonatos: dolomita en silla de montar y calcita, ambas de aspecto lechoso.

De visu se observan esfalerita y galena formando mineralizaciones de textura granuda y aspecto masivo o bien con texturas coliformes, laminadas o botroidales, en las que alternan las láminas de esfalerita de tonos que varían desde marrón a amarillo.

El estudio microscópico pone de manifiesto la presencia de pequeños cristales (inferiores a 30 micras) xenomorfos de galena, calcopirita, cobres grises y pirita. La pirita aparece además rellenando fisuras o en cristales idio a hipidomorfos, de mayor tamaño. Pequeños cristales de dolomita, con secciones rómbicas reemplazan ocasionalmente a la mineralización.

Las mineralizaciones se encuentran a veces acompañadas además por materiales grafitosos con sericita y cuarzo, dispuestos en planos irregulares o en parches. Estos depósitos se interpretan como productos del ataque de las solu-



- Mineralización granuda
- Mineralización acaramelada
- Dolomita
- Cemento de dolomita

Figura 3.—Relaciones geométricas entre los tipos de mineralización I y II. A) Fisuras de esfalerita del tipo II cortando cantos y cementos de brecha. Entre los cementos se destaca la presencia de mineralizaciones del tipo I netamente cortadas por la mineralización del tipo II (mina de Aliva). B) Esfalerita del tipo II cortando estructuras anteriores, entre ellas mineralizaciones laminadas del tipo I (mina de Aliva).

ciones hidrotermales a los carbonatos encajantes de las mineralizaciones.

Aunque la mineralización puede llegar a reemplazar a la roca anfitriona, generalmente representa fases de cementación de huecos. Estas mineralizaciones que se desarrollan rellenando huecos pueden hacerlo en un ambiente tranquilo o simultáneamente a la formación de brechas.

A continuación se describen brechas parcialmente cementadas por mineralización del tipo I que ilustran muy bien la evolución de distintas fases mineralizadoras.

Brechas cementadas parcialmente por mineralización

Se han observado en distintos yacimientos de la zona de trabajo (mina de Aliva, indicios de la Canal de San Luis, mina de la Marta Navarra, etc.). Son brechas con cantos de naturaleza diversa. Generalmente son cantos de dolomía gris y de mineralización (angulosos y de tamaño variado), pero en ocasiones hay también cantos arcillosos redondeados. Han sufrido dos fases principales de cementación, la primera por esfalerita granuda-galena y la segunda, que es la volumétricamente más importante, por dolomita blanca o gris. Además puede existir una tercera fase de cementación por calcita.

La mineralización que representa la primera fase de cementación (fig. 4), la encontramos actualmente en la superficie de cantos de brecha (ocasionalmente también se encuentra en el interior de cantos, dispuesta a favor de fracturas). No llega a recubrir la superficie de todos los cantos. Así, en una misma muestra, se puede observar cómo coexisten cantos de brecha recubiertos en primera instancia por mineralización laminada y posteriormente por dolomita con cantos cementados únicamente por dolomita. También se observa cómo algunos cantos se encuentran recubiertos de mineralización por unas partes, mientras que en las otras falta ésta. En estos casos, las laminaciones que frecuentemente muestra la mineralización se interrumpen bruscamente en la superficie de contacto con el cemento de dolomita.

La disposición de los elementos que forman estas brechas revela que el proceso de brechificación continuó después de la deposición de la mineralización, ya que afectó a cantos previamente formados y a la mineralización inicialmente depositada. Los carbonatos depositados posteriormente completaron la cementación de las brechas.

Además de esto, muchas de estas brechas muestran señales de haber sido sometidas con posterioridad a su formación a procesos compresivos,

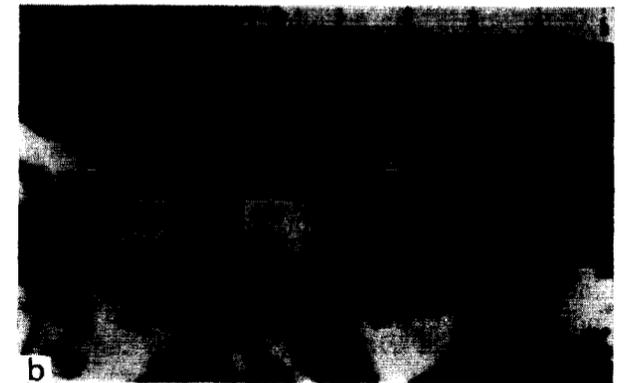


Figura 4.—Brechas parcialmente cementadas por mineralizaciones del tipo I. A) Brecha parcialmente cementada por mineralización del tipo I. Obsérvese la coexistencia de cantos completamente rodeados por una película de mineralización con cantos totalmente desprovistos de esta película y con otros cantos que la presentan únicamente en parte de su contorno. Así mismo se observan cantos formados por dolomita y algo de calcita como última fase de relleno. B) Brecha de características similares a la anterior.

desarrollándose contactos estilolíticos en límites canto-canto y canto-cemento de brecha.

2.1.2. Mineralizaciones de esfalerita acaramelada-galena

Es el tipo de mineralización dominante en la zona estudiada. Lo forman fundamentalmente esfalerita y galena. Como mineral metálico accesorio se encuentra pirita. Acompañan a la mineralización calcita y dolomita. Ocasionalmente están

A continuación se describen brechas parcialmente cementadas por mineralización del tipo I que ilustran muy bien la evolución de distintas fases mineralizadoras.

Brechas cementadas parcialmente por mineralización

Se han observado en distintos yacimientos de la zona de trabajo (mina de Aliva, indicios de la Canal de San Luis, mina de la Marta Navarra, etc.). Son brechas con cantos de naturaleza diversa. Generalmente son cantos de dolomía gris y de mineralización (angulosos y de tamaño variado), pero en ocasiones hay también cantos arcillosos redondeados. Han sufrido dos fases principales de cementación, la primera por esfalerita granuda-galena y la segunda, que es la volumétricamente más importante, por dolomita blanca o gris. Además puede existir una tercera fase de cementación por calcita.

La mineralización que representa la primera fase de cementación (fig. 4), la encontramos actualmente en la superficie de cantos de brecha (ocasionalmente también se encuentra en el interior de cantos, dispuesta a favor de fracturas). No llega a recubrir la superficie de todos los cantos. Así, en una misma muestra, se puede observar cómo coexisten cantos de brecha recubiertos en primera instancia por mineralización laminada y posteriormente por dolomita con cantos cementados únicamente por dolomita. También se observa cómo algunos cantos se encuentran recubiertos de mineralización por unas partes, mientras que en las otras falta ésta. En estos casos, las laminaciones que frecuentemente muestra la mineralización se interrumpen bruscamente en la superficie de contacto con el cemento de dolomita.

La disposición de los elementos que forman estas brechas revela que el proceso de brechificación continuó después de la deposición de la mineralización, ya que afectó a cantos previamente formados y a la mineralización inicialmente depositada. Los carbonatos depositados posteriormente completaron la cementación de las brechas.

Además de esto, muchas de estas brechas muestran señales de haber sido sometidas con posterioridad a su formación a procesos compresivos,

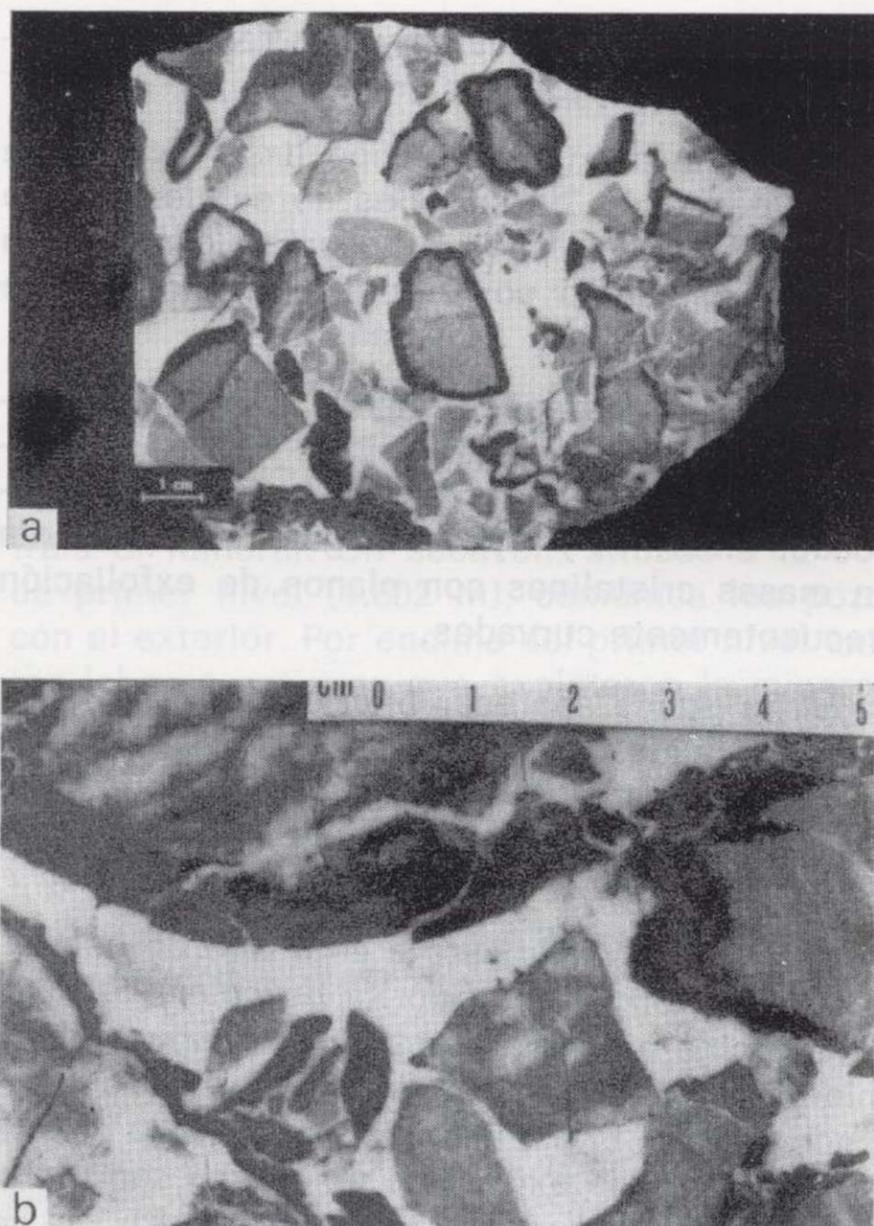


Figura 4.—Brechas parcialmente cementadas por mineralizaciones del tipo I. A) Brecha parcialmente cementada por mineralización del tipo I. Obsérvese la coexistencia de cantos completamente rodeados por una película de mineralización con cantos totalmente desprovistos de esta película y con otros cantos que la presentan únicamente en parte de su contorno. Así mismo se observan cantos formados exclusivamente por mineralización. El cemento está formado por dolomita y algo de calcita como última fase de relleno. B) Brecha de características similares a la anterior.

desarrollándose contactos estilolíticos en límites canto-canto y canto-cemento de brecha.

2.1.2. *Mineralizaciones de esfalerita acaramelada-galena*

Es el tipo de mineralización dominante en la zona estudiada. Lo forman fundamentalmente esfalerita y galena. Como mineral metálico accesorio se encuentra pirita. Acompañan a la mineralización calcita y dolomita. Ocasionalmente están

presentes fluorita y cuarzo y más rara vez aparecen calcopirita y cobres grises.

A diferencia del tipo I, el tipo II se caracteriza por el desarrollo de cristales de esfalerita y de galena, los cuales pueden llegar a alcanzar gran tamaño, así como por la menor proporción de minerales metálicos acompañantes.

La esfalerita aparece formando cristales translúcidos, generalmente de color amarillo, caramelo, rojo o verde. A veces está zonada con bandeados amarillos y rojizos. La galena se presenta en masas cristalinas con planos de exfoliación frecuentemente curvados.

La piritita puede aparecer bien como piritita xenomorfa incluida en esfalerita (este tipo de piritita es cuantitativamente muy escaso), o bien sobrepuesta a la mineralización, rellenando fisuras o en cristales idio a hipidiomorfos.

Asociada ocasionalmente a este tipo de mineralización se encuentra fluorita de color violáceo, blanquecino o verdoso. Aparece sobrepuesta a la mineralización, bien en fisuras o bien cementando huecos. El estudio microscópico ha puesto de manifiesto la existencia de cuarzo con extinción ondulante, corroído por la esfalerita.

La ausencia de minerales de cobre en esta paragénesis es casi una norma en el sector estudiado, ya que sólo de forma excepcional se ha encontrado en ella calcopirita y cobres grises (minas de Liordes e indicios de la Canal de San Carlos) con texturas similares a las descritas para el tipo I.

Las mineralizaciones a veces se encuentran acompañadas por materiales grafito-arcillosos dispuestos en planos irregulares o en parches, similares a los que acompañan a las mineralizaciones del tipo I.

Las mineralizaciones del tipo II aparecen en relaciones muy diversas con el encajante. Aunque pueden mostrar únicamente texturas de relleno pasivo, apareciendo como un cemento de brecha o cementando la porosidad de la dolomía franciscana, es frecuente que este tipo de texturas coexistan con reemplazamientos de la roca anfrictoria en los que la esfalerita puede cortar estructuras anteriores. Ocasionalmente se la encuentra inmersa en vetas de dolomita y de calcita.

La mineralización ofrece un aspecto tectonizado, con esfaleritas fracturadas y galenas con planos de exfoliación curvados y frecuentemente está limitada por superficies estilolíticas. Solamente en zonas de huecos, donde el crecimiento ha sido libre, se encuentra mineral no afectado por procesos de deformación posteriores.

2.2. Evolución del proceso mineralizador y sucesión mineral.

En la figura 5 se representa la paragénesis mineral a escala de zona de trabajo. Además de las dos fases de mineralización principales, existen otros procesos, anteriores y posteriores a ellas, que conciernen a la evolución mineral. Con anterioridad a ellas se produce una dolomitización a gran escala. Con posterioridad se depositan algunos minerales tardíos y se producen procesos de alteración supergénica.

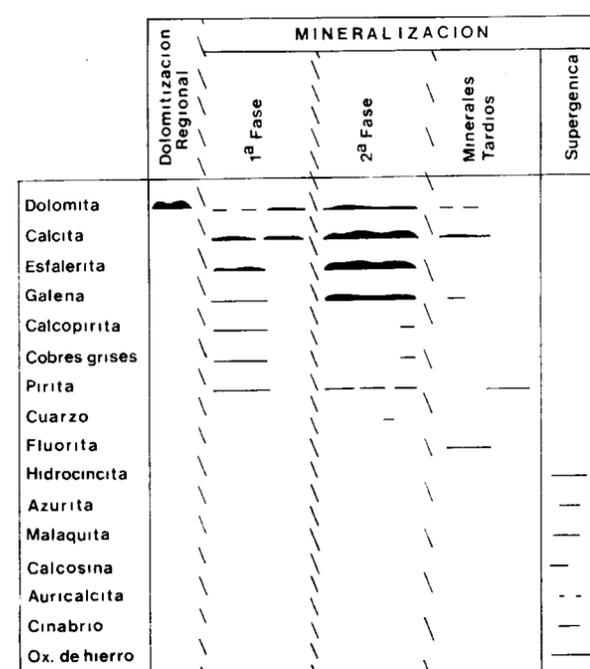


Figura 5.—Paragénesis mineral a escala de zona de trabajo.

La primera fase de mineralización provoca la deposición de la mineralización del tipo I, la cual se produce indistintamente en zonas *tranquilas*

o en lugares en los que se están desarrollando procesos de brechificación simultáneamente al depósito de la mineralización. La esfalerita, galena, calcopirita, cobres grises y piritita que forman la mineralización del tipo I, son coetáneas. En algunos puntos de la zona de trabajo, alternando con la deposición de mineralización tiene lugar la deposición de calcita. En otros se deposita dolomita posteriormente a esta mineralización y previamente a la mineralización del tipo II.

La segunda fase de mineralización origina el depósito del tipo II. Se produce la deposición de esfalerita acaramelada, galena, calcita, dolomita y pequeñas cantidades de piritita xenomorfa (excepcionalmente también calcopirita y cobres grises). El depósito de estos minerales, en términos generales, se puede considerar como simultáneo, aunque conviene hacer algunos matices con respecto a los carbonatos. Por ejemplo la calcita asociada a este tipo de mineralización generalmente es simultánea y posterior a ella, si bien en algunos yacimientos hemos observado calcita previa a ella y, además, la dolomita no está presente en todos los yacimientos.

En el apartado de minerales tardíos quedan incluidos aquellos que aparecen sobrepuestos a las mineralizaciones anteriores. Estos minerales se encuentran de forma dispersa, por lo que no siempre es posible establecer relaciones temporales entre ellos. Superpuestos a los dos tipos de mineralización se encuentran piritita y dolomita tardías, mientras que asociados únicamente con la mineralización del tipo II existen rellenos de fisuras por calcita y fluorita. La fluorita, o la asociación fluorita-calcita, donde se encuentra, son los últimos minerales que se han formado.

La evolución mineral concluye con la fase de alteración supergénica, en la que se forman calaminas (término minero que agrupa óxidos y carbonatos de cinc), cinabrio, malaquita, azurita, óxidos de hierro, auricalcita y calcosina.

3. TRABAJOS MINEROS

Las zonas en las que la minería ha alcanzado mayor importancia económica son las zonas de Aliva y de Andara, seguidas por las de Liordes y Fuente De. Además de las explotaciones localizadas en estas zonas, existen numerosos indi-

cios y pequeñas minas dispersos por todo el área de estudio (fig. 1).

3.1. Zona de Aliva

3.1.1. Mina de Aliva

La mina de Aliva o mina de las Manforas, consta de seis niveles de explotación, con una diferencia de cota entre el primero y el sexto de 135 m. Existen dos pozos interiores por los que se extraía el mineral. Un socavón, situado a la cota de primer nivel (1.602 m), comunica los pozos con el exterior. Por encima del primer nivel existen labores antiguas que explotaron la mineralización principal y otras mineralizaciones menores.

La mina está enclavada en la parte alta de la formación Picos de Europa, en una zona fracturada y dolomitizada. En el marco de la mina existen dos cuerpos mayores de caliza respetados por los procesos dolomitizadores, que se conocen como *caliza de muro* y *caliza esperanza* (figs. 6 y 7). Entre ambos hay una zona de fractura dolomitizada, desarrollada en dirección N 115° E/70° N, quedando la *caliza de muro* situada al sur de esta zona y la *caliza esperanza* al norte de ella.

El yacimiento de Aliva contó, antes de iniciarse su explotación, con 600.000 toneladas de mineral, con el 13 por 100 Zn y 2 por 100 Pb. Más del 90 por 100 de la mena se encuentra en el cuerpo mineralizado principal. Existen otras masas mineralizadas de tamaño mucho menor cuya explotación ha sido rentable por encontrarse en las proximidades de la masa principal (mineralizaciones situadas en el contacto norte de la *caliza esperanza* con la dolomía, la existente por encima del primer nivel en el ámbito sur de la mina o la emplazada en la zona sur de la *caliza esperanza* a la altura del cuarto nivel).

El cuerpo mineralizado principal

El cuerpo mineralizado principal se extiende desde la superficie hasta las cercanías del sexto nivel. Su morfología se halla condicionada por la morfología de las dolomías. Se encuentra en el contacto entre la *caliza de muro* y la dolomía. Este contacto, visto en planta, es curvo, variando

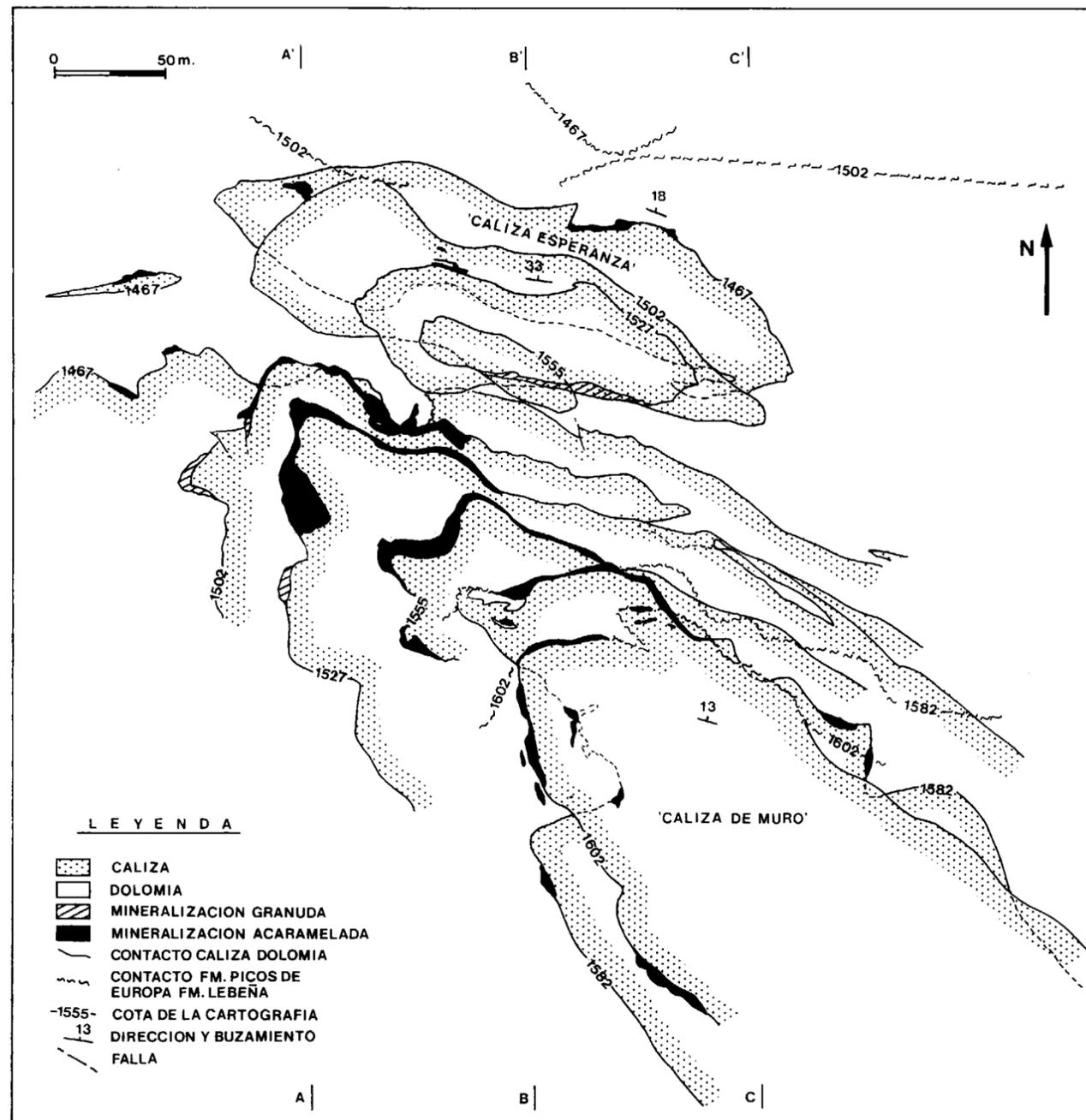


Figura 6.—Proyección en planta de la cartografía geológica de los seis niveles de explotación de la mina de Aliva.

su dirección de N 100-115° E, en el tramo situado al NE, a N 150° E en su parte SO, pasando por una zona intermedia, a la que llamamos zona central, en la que el cambio de dirección es muy brusco, por lo que la traza de la metalización recuerda a la de la charnela de una antiforma.

Vista en tres dimensiones, la forma general de la mineralización se puede comparar, a grandes rasgos con la de una teja, cuyo eje se hundiría en dirección N 305° E con 26° de inclinación. Sería una teja con el *flanco NE* más desarrollado que el *flanco SO*.

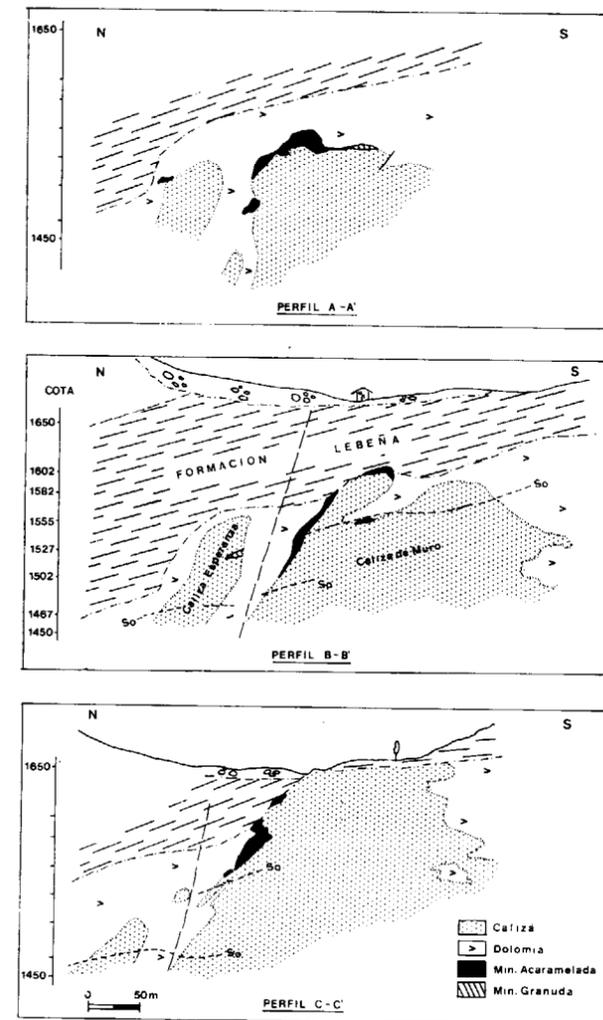


Figura 7.—Cortes geológicos indicados en la figura 6.

Las características geométricas de la masa mineral varían en función de la zona en la que nos encontraremos. Así en la zona NE, la metalización es continua, con buzamiento de 70° en dirección NNE, para pasar a sólo 26° en la zona central. En la parte central y sobre todo en la SO tanto la morfología del contacto caliza-dolomía como la de la metalización es sinuosa. En esta última zona la mineralización se presenta en bolsadas de dimensión y orientación variable. En las partes altas del yacimiento, en la zona central, la caliza entra en contacto con la Formación Lebeña y la mineralización arma en la zona de contacto entre la caliza y las pizarras de esta Formación.

Allí donde existe mineralización y en zonas próximas a ella, la tectonización del contacto caliza-dolomía es manifiesta, con desarrollo de brechas. Sin embargo, al alejarnos de las zonas mineralizadas la tectonización del contacto desaparece. Además, la superficie de contacto puede mostrar estrías de falla, según las cuales la dolomía se ha deslizado sobre la caliza en dirección aproximada N 172° E (la magnitud del salto es inferior a 1 m).

Mineralogía

Aunque la inmensa mayoría (más del 95 por 100) de la mineralización de la masa principal de la mina de Aliva es del tipo II, existen pequeñas mineralizaciones del tipo I ubicadas en el mismo contexto geológico que la mineralización del tipo II, es decir en la proximidad o en el propio contacto caliza-dolomía. En las otras masas minerales, de volumen mucho más reducido, también están presentes los dos tipos de mineralización. Las mineralizaciones del tipo I y II de la mina de Aliva se ajustan a la descripción general de los tipos.

3.1.2. Otras mineralizaciones de la zona de Aliva

En las cercanías de la mina de Aliva se encuentran numerosos indicios mineros de tonelaje muy reducido y leyes inferiores a las de ésta. La mayor parte de los trabajos se encuentran en las proximidades de la falla de Duje, bien en la Unidad Frontal de Picos de Europa (labores de Zulema, Bat, Inés, etc.) o en la Unidad Tesorero-Agero (indicios de la Canal del Vidrio).

3.2. Zona de Andara

Constituye una zona en la que las explotaciones han sido numerosas. Las minas de Mazarrasa (fig. 8) explotaron las mineralizaciones principales de la zona. Otras minas de cierta importancia son las de la Providencia y las del Collado de San Carlos. Los indicios del Cueto de la Ramazosa representan volúmenes mineralizados menores.

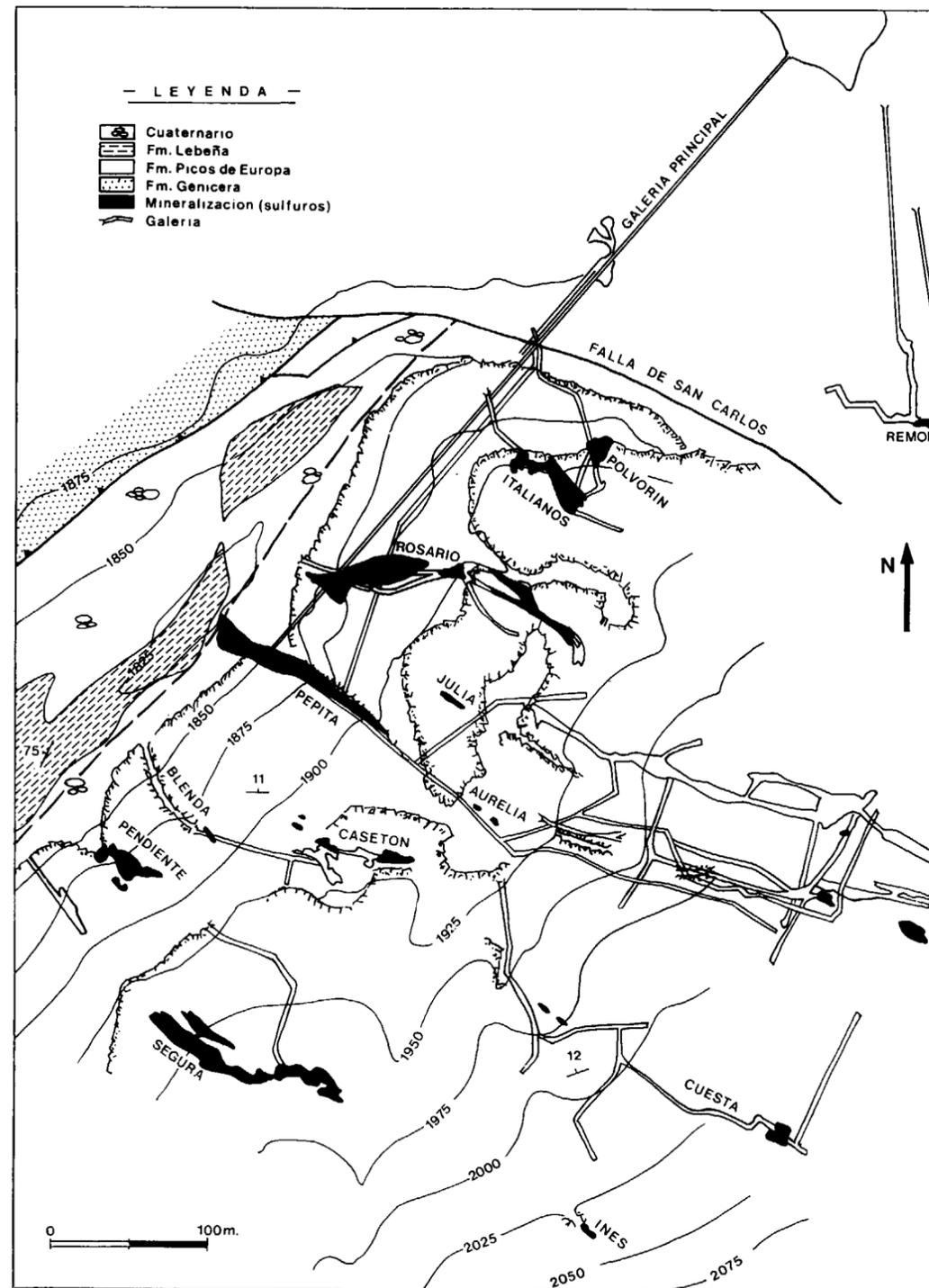


Figura 8.—Mapa geológico y proyección en planta de los trabajos mineros y mineralizaciones de la mina Mazarrasa (Andara), basado en datos de ANSART y ANSART (1973). Las galerías de la parte este de la figura no han sido reconocidas.

3.2.1. Mina Mazarrasa

La entrada principal a la mina es un socavón, que parte de la Canal de las Vacas en dirección N 222° E y se dispone perpendicularmente y a una cota inferior a la de la mayoría de las masas mineralizadas. Esta galería se utilizó para acarrear el mineral al exterior.

Se explotaron varios filones subverticales, aproximadamente paralelos entre sí y alargados en dirección N 120° E. Los filones mayores pueden alcanzar unos 200 m de corrida o más y profundidades superiores a 100 m. La potencia máxima mineralizada no excede los 20 m.

Las mineralizaciones que conforman este yacimiento arman en la Formación Picos de Europa, al sur de la Falla de San Carlos. Aparecen en bolsadas dispuestas en zonas de fractura.

Asociadas a estas fracturas pueden existir dolomías, las cuales se disponen abrazando los planos de falla o en sus proximidades, siendo su desarrollo perpendicular a las fracturas muy pequeño, del orden de metros o incluso menos.

Las mineralizaciones de la mina Mazarrasa, y en general de Andara, se encuentran muy oxidadas, por lo que son muy frecuentes los minerales supergénicos. En la mina existen mineralizaciones de los tipos I y II, siendo estas últimas mucho más frecuentes que las primeras.

3.2.2. Otras mineralizaciones

El volumen extraído en las minas de la Providencia es relativamente grande. Están formadas por varios filones, que arman en la Formación Picos de Europa y se disponen en dos direcciones oblicuas (N 80 y N 115° E). Las dimensiones de estos cuerpos mineralizados superan ampliamente los 30 m de corrida y su potencia media puede llegar a 2 m. Están formados por mineralizaciones del tipo II.

En las mineralizaciones del Collado de San Carlos dominan los minerales de hierro y de cobre sobre los de plomo y cinc, lo cual es un aspecto singular en la zona estudiada.

En el Cueto de la Ramazosa existen numerosos indicios mineros que se disponen jalonando el paso de la falla de San Carlos. En ellos la esfalerita se encuentra oxidada prácticamente en su

totalidad. En los alrededores de la traza de la falla, la caliza de la Formación Barcaliente se encuentra dolomitizada. La geometría de la dolomía es similar a la de un filón, que se desarrolla abrazando el plano de falla y que está limitado en su perímetro por las calizas de la Formación Barcaliente.

3.3. Minas de Liordes

Explotaron mineralizaciones enclavadas en el Miembro Masivo de la Formación Picos de Europa. Los trabajos mineros están formados por varios registros y algunas labores de interior. Las explotaciones principales se denominan, de norte a sur: San José, San Cristóbal y Remoña (fig. 9). Los tonelajes de estas labores son reducidos, siendo por lo general muy inferiores a 200.000 toneladas de mineral. Las leyes se mantienen por debajo del 6 por 100.

Estas labores están en relación con la existencia de venas de dolomías de geometría filoniana, alargadas en dirección N 120° E, las cuales buzan por lo general fuertemente al norte y tienen potencia variable en torno a 5 ó 10 m. Además de las labores principales existen calicatas y pequeños registros realizados también sobre venas dolomitizadas.

3.3.1. Mina San José

La mina San José consta de una explotación de superficie comunicada con una explotación interior, situada 35 m por debajo de ella, a la que se accedía desde el SSO gracias a una galería. En la actualidad los derrubios del Pico de la Padiorna rellenan en gran medida la zona explotada.

El cuerpo mineralizado principal se dispone en relación con una franja dolomitizada paralela a la falla de Liordes. Arma tanto en caliza como en dolomía, no existiendo ninguna superficie definida que separe las zonas mineralizadas de las que no lo están. Las dimensiones de esta zona mineralizada son 130 m de corrida y 20 m de potencia. Ignoramos su desarrollo en profundidad. Son mineralizaciones de baja ley (5-6 por 100 Zn), bastante oxidadas por su proximidad a la superficie.

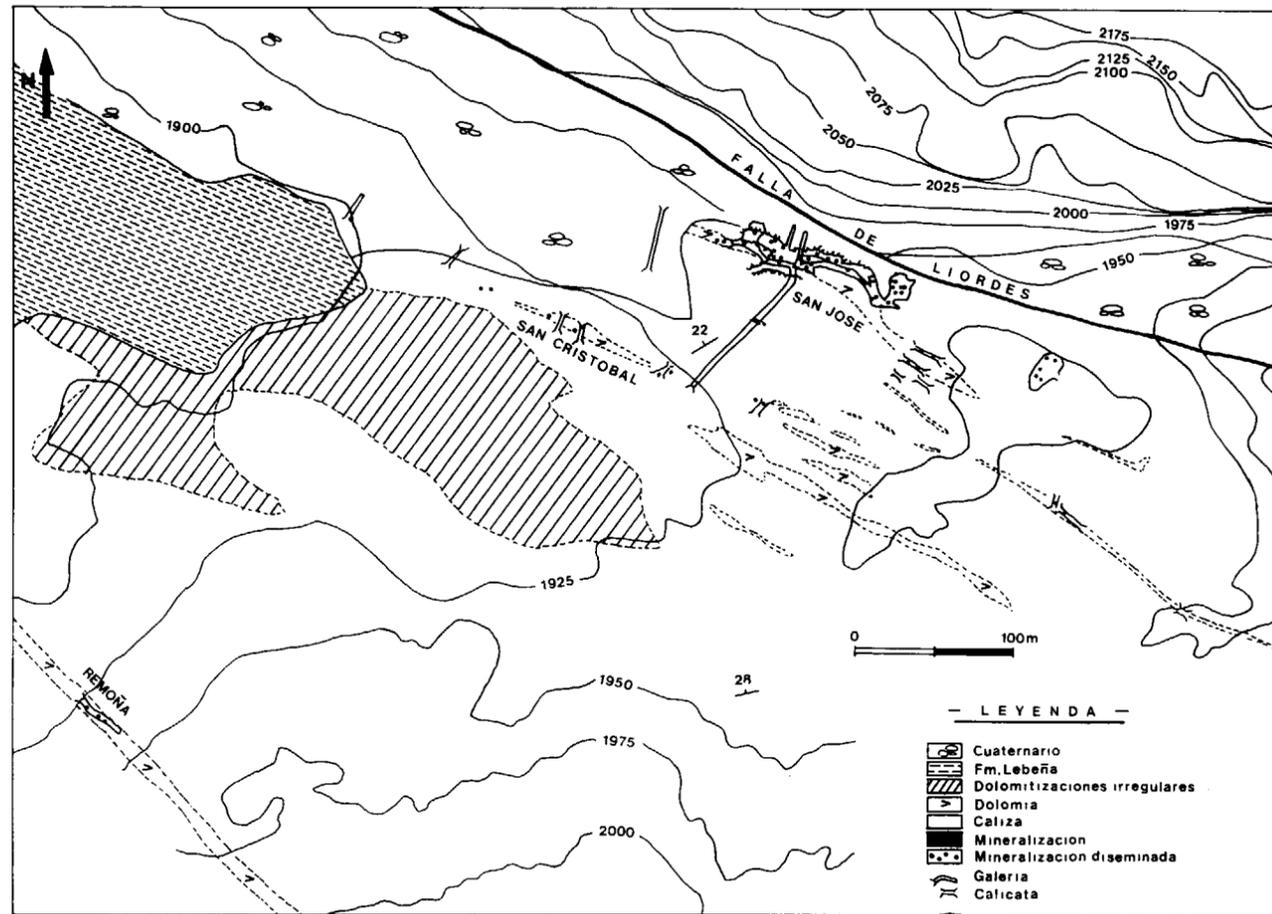


Figura 9.—Mapa geológico y proyección en planta de los trabajos mineros y mineralizaciones de la zona de Liordes.

Aunque están presentes los tipos de mineralización I y II, el segundo tipo es cuantitativamente dominante sobre el primero. Las mineralizaciones se encuentran en masas de geometría compleja. Las del tipo I muestran las características de su tipo, mientras que en las del tipo II es de destacar la presencia esporádica de cobres grises y calcopirita.

3.4. Mina de Fuente De

Se localiza en la pared del teleférico de Fuente De. La forman tres niveles de explotación entre los que hay 92 m de diferencia de cota. Los dos niveles superiores están muy próximos entre sí (10 m, aproximadamente) y constituyen la zona explotada. La mineralización no profundiza por debajo del nivel intermedio.

El mineral se dispone en una zona de fractura con frecuentes dolomitizaciones, en la que se encuentran en contacto tectónico los Miembros Tableado y Masivo de la Formación Picos de Europa. La mineralización alcanza 70 m de desarrollo horizontal en dirección N 112° E. La potencia máxima de la zona explotada es de unos 12 m.

La mineralización se presenta de forma dispersa, localizándose de forma preferente en la caliza, pero también en la dolomía. Están presentes y superpuestos los dos tipos descritos. La mineralización granuda muestra las características comunes de su tipo, mientras que la acaramelada se caracteriza por el pequeño tamaño de los cristales de esfalerita, los cuales presentan colores muy oscuros.

3.5. Otras mineralizaciones de la zona estudiada

Además de las explotaciones localizadas en estas zonas, existen numerosos indicios y pequeñas minas dispersos por todo el área de estudio. Son mineralizaciones que arman en zonas de fractura generalmente de dirección N 100 a 130° E, pero también N 60° E y 155° E.

Las minas de las Vegas de Sotres, la Marta Navarra, la Colladina, la Cuesta del Queso, el zanjón de la Canal de San Luis y los registros que se han podido visitar en las proximidades de la bocamina de las Garamas-Altaiz están caracterizados por el dominio de las mineralizaciones del tipo I sobre las del tipo II. En todas estas labores, excepto en las de las Garamas-Altaiz, son muy frecuentes brechas contemporáneas con la deposición mineral similares a las descritas en el apartado 2.1.1. Son mineralizaciones de ley < 5 por 100 Zn, con la excepción de los indicios de la Cuesta del Queso, que presentan concentraciones superiores. Todos estos trabajos se pueden considerar como indicios mineros, ya que los volúmenes explotados son muy reducidos.

En las minas de las Ayemas solamente se ha observado mineralizaciones del tipo II, mientras que en los indicios de Cámara no se ha observado mineralización. Las minas del Mayuengo, el Evangelista y las Arredondas no han sido visitadas.

4. METALOGENIA

La evidencia de campo estaría de acuerdo con un modelo en el que los fluidos mineralizadores procedieron de zonas infrayacentes (posiblemente aguas de formación de los sedimentos de la región de Pisuega-Carrión; GOMEZ FERNANDEZ, 1992). Estos fluidos se habrían movlizado en épocas distensivas, ascendiendo principalmente a lo largo de zonas de fractura originadas al final de la orogenia Hercínica y habrían llegado a la región de Picos de Europa, donde depositarían su carga en metales. Teniendo en cuenta que previamente a las mineralizaciones se ha producido una fase de dolomitización regional, podemos pensar que las zonas dolomitizadas (presu-

miblemente más permeables) han sido también zonas de flujo preferente de las soluciones.

La geometría filoniana, que muestran la mayoría de las masas minerales es el reflejo de la deposición mineral en las cercanías o en la propia zona de circulación preferente de las soluciones. La geometría del cuerpo mineralizado principal de la mina de Alivia se interpreta como producto de la deposición mineral en zonas de brecha. Serían brechas tectónicas que se habrían desarrollado exclusivamente en zonas de debilidad de un sustrato inhomogéneo (con posible comportamiento frágil de la dolomía en contacto con la caliza), y que estarían convenientemente orientadas con relación a esfuerzos. La brechificación se habría completado como consecuencia del ataque químico de los fluidos mineralizadores sobre el encajante.

La superposición espacial de procesos de disolución y de precipitación de carbonatos que se observa en los yacimientos es un exponente de la interacción entre las soluciones mineralizadoras y las rocas de caja e indica variaciones del pH de las soluciones en el transcurso del tiempo. De acuerdo con ANDERSON (1973) y SVERJENSKY (1981), el aumento en el pH de las soluciones podría haber causado la precipitación de los sulfuros en los yacimientos de la zona de trabajo.

Las mineralizaciones de Pb-Zn son posteriores a la implantación de los mantos de Picos de Europa, que tuvo lugar en el Estefaniense B Inferior (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1990). Por otra parte, las mineralizaciones han estado sometidas a episodios compresivos, como lo prueba el aspecto tectonizado de las mineralizaciones y la existencia de estilolitos que las limitan.

REFERENCIAS

- ANDERSON, G. M. (1973): *The hydrothermal transport and deposition of galena and sphalerite near 100° C.* Econ. Geol., 68, 480-492.
- ANSART, M., y ANSAT, T. (1973): *Estudio de algunas labores de la mina Mazarrasa, Andara.* Asturiana de Zinc, S. A. Informe interno.

GOMEZ FERNANDEZ, F. (1992): *Metagenia de los yacimientos de Pb-Zn del sector sudeste de Picos de Europa*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 241 pp.

JULIVERT, M. (1971): *Decollement tectonics in the hercynian Cordillera of Northwest Spain*. Am. Jour. Sci., 170, 1-29.

MARQUINEZ, J. (1978): *Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 10, 295-315.

MARTINEZ GARCIA, E. (1981): *El Paleozoico de la Zona*

Cantábrica Oriental (noroeste de España). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 11, 95-127.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., y HEREDIA, N. (1990): *Palentine Zone structure*. In: R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García (eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, 69-71.

SVERJENSKY, D. A. (1981): *The Origin of a Mississippi Valley-Type Deposit in the Viburnum Trend, Southeast Missouri*. Econ. Geol., 76, 1848-1872.

Original recibido: Junio de 1993.
Original aceptado: Enero de 1994.

Nota preliminar sobre la organización fractal de varios sistemas filonianos mineralizados en Au, W y Sn del Macizo Hespérico en Extremadura (España) ⁽¹⁾

Por P. GUMIEL (*) y D. J. SANDERSON (**)

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es el estudio de la naturaleza y geometría fractal de varios sistemas filonianos mineralizados de la Zona Centroeibérica del Macizo Hespérico en Extremadura. Se ha elegido la zona aurífera de La Codosera (Badajoz), como representante de conjuntos filonianos con mineralización de oro en rocas paleozoicas, asociados a una zona de cizalla (la zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba). Otros sistemas filonianos que han sido seleccionados, con objeto de compararlos con los de La Codosera, son: La mina de La Parrilla (Cáceres), por ser el yacimiento filoniano de scheelita más importante de Europa, con filones de dirección NE-SO, y mineralización de scheelita y casiterita en el Complejo Esquistos-Grauváquico (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior). El otro depósito es el Trasquilón (Cáceres), constituido por haces filonianos intragraníticos mineralizados en casiterita y ambligonita. Estos yacimientos tienen diferentes rocas encajantes y contextos geológicos pero tienen en común su carácter filoniano y su irregularidad.

Se ha intentado, por primera vez, caracterizar formalmente los conjuntos filonianos, estudiar su organización interna y distribución, y cuantificar el grado de irregularidad de cada uno mediante su dimensión fractal. Este parámetro, específico de cada conjunto, se ha relacionado con su contenido mineral (Au, W, Sn), con objeto de comprobar si es posible discriminar los diferentes grupos filonianos mineralizados y distinguirlos de los estériles en base a su geometría fractal. La medida sistemática de espesores de venas se introdujo en la testificación rutinaria de detalle de los sondeos que el ITGE ha realizado en el área de La Codosera (se midieron 3.700 venas). Por otra parte, se han obtenido datos de potencias de venas en transversales a los conjuntos filonianos, en afloramientos en otras áreas del Sinclinal de La Codosera y en las cortas de la mina de La Parrilla y del Trasquilón.

La dimensión fractal (D) se puede obtener a partir de la medida directa de espesores de venas, cuya distribución es fractal según la relación $N_{t_i} = Ct^{-D}$, donde N_{t_i} es la frecuencia acumulada del número de venas con espesor $>$ que t, C es una constante de proporcionalidad, t el espesor y el exponente D es la dimensión fractal, la cual se obtiene de los diagramas bilogarámticos $\log(N) - \log(t)$. En el área de La Codosera se ha observado que mayor contenido en oro se correlaciona con menor dimensión fractal. $D < 1$ en conjuntos filonianos mineralizados, variando entre 0,5 y 1,0 en aquellos sistemas filonianos con mayor contenido en oro. $D > 1$ (entre 1,20 y 1,38) en los conjuntos con menor contenido en oro. De forma similar, $D < 1$ para los conjuntos filonianos con mayor contenido en W y Sn de las minas de La Parrilla y Trasquilón respectivamente. Los pequeños valores de D que caracterizan a los conjuntos filonianos con mayores contenidos minerales, probablemente indican que ha existido una importante dilatación en las venas más potentes y que además estaban interconectadas, lo cual está de acuerdo con el modelo de percolación de fluidos.

Por último, los resultados preliminares que aquí se presentan pueden servir de referencia, y quizás en un futuro próximo, este método de discriminación, basado en la dimensión fractal, puede ser de gran utilidad en la exploración de yacimientos filonianos de características similares.

Palabras clave: Fractal, Filones, Mineralización, Macizo Hespérico, Extremadura.

(*) ITGE, Madrid (España).

(**) Southampton University (Reino Unido).

(1) Trabajo aceptado como comunicación oral en el International Congress on Applied Mineralogy (Australia, 30/5 al 4/6 1993).

ABSTRACT

The aim this work is to study the fractal geometry of several ore-bearing vein systems in the Central Iberian Zone of the Hercynian Massif in the Extremadura region of western Spain. One of the target areas is the La Codosera gold potential zone, in Badajoz, which has been worked for gold since Roman times and has been the subject of extensive exploration by ITGE. Other target deposits have been selected to compare the fractal characteristics of vein sets with different mineral paragenesis and host lithologies. One of the deposits is La Parrilla mine, in Cáceres, which is one of the largest sheelite vein type deposit in Europe. The veins are hosted in metamorphic rocks of the Schist and Graywacke Complex (CEG-Upper Precambrian-Lower Cambrian). Steeply dipping NE-SW trending veins are made up of sheelite and cassiterite, the most important economic minerals. Another selected deposit is the Trasquilón mine near Cáceres, which is a tin mineralized stockwork hosted in a late-Hercynian granitic cupola. The target deposits have in common their vein typology and their irregular distribution.

This work is an attempt to characterize the different vein sets, studying their internal organization and distribution, quantifying their irregularity through the fractal dimension of each set. This specific parameter has been related to the mineral content (Au, W, Sn) aimed to check if it is possible to discriminate the ore-bearing and barren sets on the basis of their fractal geometry.

Systematic measurement of vein thickness was introduced as part of the routine logging of the boreholes carried out in the La Codosera area (3.700 veins were measured). Vein thickness data were also obtained from traverses normal to the vein sets in outcrops in several sections of the La Codosera Syncline, and in the two open-pits of the La Parrilla and the Trasquilón mines. The data have been plotted as cumulative frequency (N_t) against vein thickness (t) on log-log plots to obtain the fractal dimension (D). Vein thicknesses generally conform to a power-law distribution of the form N_t = C t^{-D}, where N_t (cumulative frequency) is the number of veins with a thickness greater than t, t is the vein thickness, C is a constant and D is the fractal dimension.

The power-law exponent (D) is lower for higher gold grades in the La Codosera area. D < 1 for mineralized vein sets, ranging between 0.5 and 1.0 in the veins with higher gold-grades and D > 1 (between 1.20 and 1.38) for the veins with lower gold content. Similarly D < 1 for higher W and Sn grades in the La Parrilla and the Trasquilón mines. Lower D values are probably indicating that a greater proportion of dilation was taking place on larger and inter-connected veins which agrees with a percolation model. The fact that vein systems can be characterized by their fractal dimensions (D-values) and mineralized and non-mineralized vein sets distinguished may provide a new tool to aid exploration of vein-hosted mineral deposits in the Hercynian Massif of the Iberian Peninsula and elsewhere.

Key words: Fractal, Veins, Mineralization, Hercynian Massif, Extremadura.

INTRODUCCION

La naturaleza fractal de un gran número de fenómenos asociados con procesos de fracturación da como resultado distribuciones exponenciales de, por ejemplo, magnitud de terremotos (GUTENBERG y RITCHER, 1954; TURCOTTE, 1989), tamaños de partículas y fragmentación (SAMMIS et al., 1986; SAMMIS y BIEGEL, 1989) y desplazamientos de fallas (KAKIMI, 1980; SCHOLZ y COWIE, 1990, y WALSH et al., 1991). Igualmente, tonelaje y ley de algunos yacimientos minerales presentan relaciones fractales (TURCOTTE, 1986, 1989). En la actualidad, el desarrollo de técnicas para medir la dimensión fractal ha dado lugar a nuevos campos de aplicación en la industria mineral, tanto en la exploración como en la producción.

En este trabajo se presentan los resultados preliminares de un estudio sobre la naturaleza y geometría fractal de varios sistemas filonianos mineralizados de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico en Extremadura. Se ha elegido la

zona aurífera de La Codosera (Badajoz) como representante de conjuntos filonianos con mineralización de oro en rocas paleozoicas, asociados a una zona de cizalla (la zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba). El área de La Codosera ha tenido un desarrollo histórico de minería de oro desde los romanos y en ella el ITGE ha llevado a cabo varios programas de exploración. La mineralización aurífera se presenta principalmente en filones irregulares encajados en alternancias de cuarcitas y pizarras del Devónico Inferior-Medio (fig. 1-A). Los contenidos de oro generalmente no sobrepasan 10-12 g/t y las potencias de los filones suelen ser decimétricas y más raramente métricas.

CARACTERES GEOLOGICOS Y METALOGENICOS DE LOS YACIMIENTOS ESTUDIADOS

En base a su paragénesis mineral, los filones auríferos de La Codosera pertenecen a la asocia-

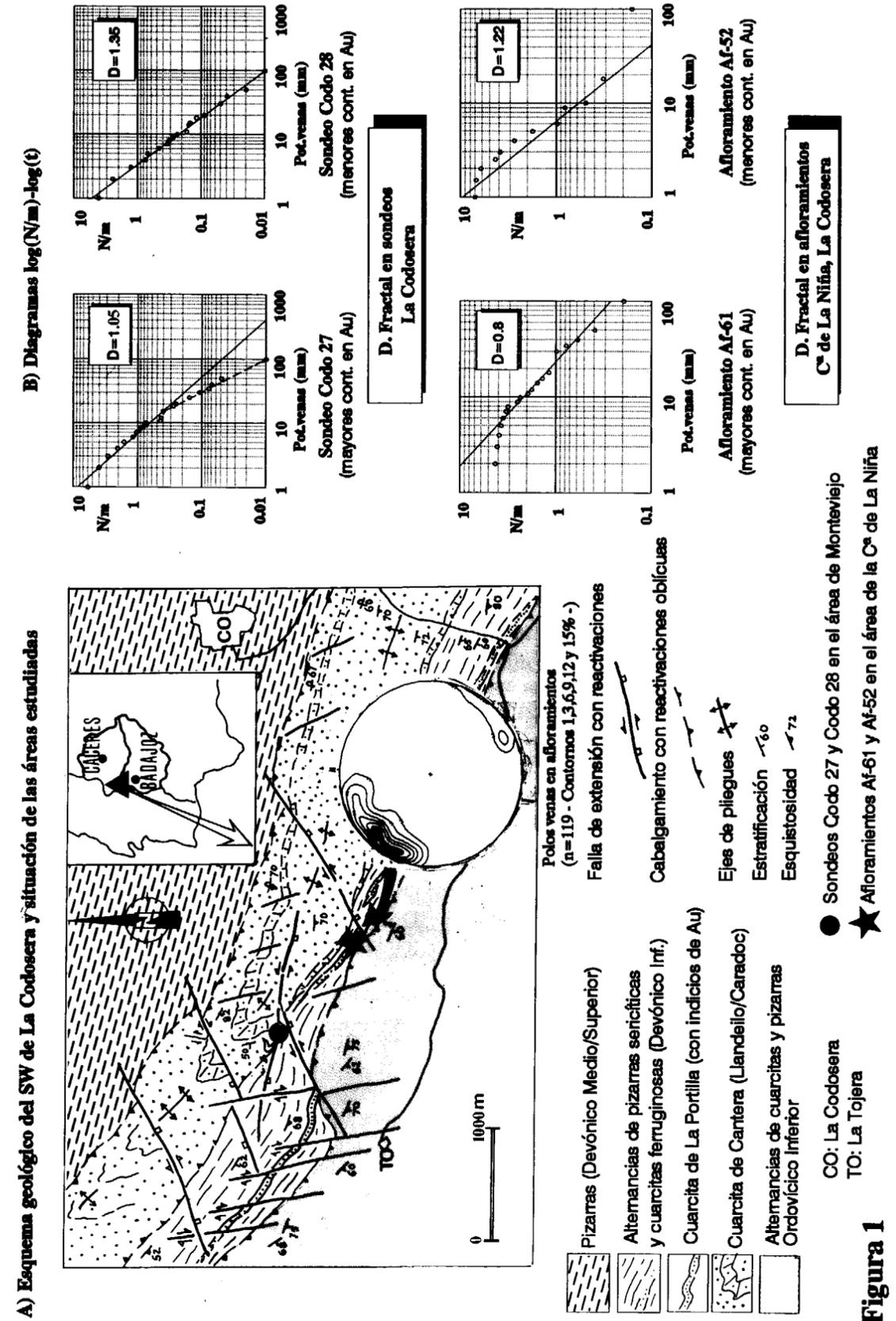


Figura 1

ción cuarzo-arsenopirita-pirita-oro, en rocas epimetamórficas. El cuarzo contiene sulfuros y sulfoarseniuros de hierro. La pirita suele estar oxidada, y los óxidos y fosfatos de hierro resultantes (goethita y kakoxeno) crecen formando agregados botroidales en los huecos de la pirita. La arsenopirita está parcialmente transformada en escorodita. El oro está asociado a arsenopirita y pirita, aunque hay también oro secundario que se encuentra como laminillas idiomorfas dentro de las concreciones de limonita. Al menos parte del oro que estaba contenido en la arsenopirita y en la pirita, en forma de inclusiones o como solución sólida, se liberó al alterarse los sulfuros y sulfoarseniuros de hierro durante los procesos de enriquecimiento supergénico.

La mayoría de las labores filonianas se sitúan en las proximidades de fallas de extensión, con fuertes buzamientos, post-fase principal de plegamiento y esquistosidad, asociadas con un régimen de deformación transpresivo a lo largo del margen de una zona de cizalla crustal (la zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba). Estas fallas tardihercínicas configuran una geometría típica en dominó (bookshelf, SANDERSON et al., 1991), y actúan como conductos, favoreciendo la circulación de fluidos ricos en CO₂ a temperaturas de 350°-400° C, probablemente de origen mesocrustal (ROBERTS et al., 1991), a través de la zona de cizalla. Estos fluidos son transportados hacia las rocas superficiales durante la fase de deformación frágil tardihercínica.

La integración de las características geoquímicas de los fluidos en un modelo estructural de fracturación tardihercínica en dominó, en un contexto transpresivo, ha sido muy útil en la exploración minera de la región. Igualmente, la tipología de los yacimientos (GUMIEL, 1991; GUMIEL et al., 1991) establecida en base a la geometría de las estructuras mineralizadas, teniendo en cuenta que éstas se concentran en áreas favorables (zonas de dilatación) en determinadas fallas de extensión, ha contribuido en la exploración minera de la zona. No obstante, la irregular, a veces errática, distribución de filones y de contenidos de oro (generalmente subeconómicos), representa un problema en la exploración del área, lo que ha motivado la aplicación de técnicas de análisis fractal al estudio de la distribución de las venas y su posible relación con la mineralización de oro.

Con objeto de comparar las características de la geometría fractal de estos conjuntos filonianos con otros de diferentes paragénesis y rocas encajantes, se han seleccionado dos yacimientos filonianos de importancia metalogénica y minera. Uno es la mina de La Parrilla (Cáceres), por ser una mineralización filoniana de scheelita en rocas epimetamórficas (CEG), y el otro es el del Trasquilón (Cáceres), por tratarse de una mineralización filoniana intragranítica de casiterita.

La mina de La Parrilla está situada cerca de Miajadas, al sur de la provincia de Cáceres, y es el yacimiento de scheelita más importante de España, aunque actualmente su explotación ha cesado temporalmente, debido a las condiciones de mercado del tungsteno. La producción era cercana a las 5.000 T de scheelita y las reservas estimadas se cifran en unos 40 millones de toneladas. La explotación, a cielo abierto, se encuentra situada en un cierre periclinal, en las facies del Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG, Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior). Los filones mineralizados se presentan en haces de dirección principal NE-SO y buzamientos entre 45° y 60° SE (fig. 2-B), con potencias que oscilan entre milimétricas y métricas. Son frecuentes las estructuras en relevo, adoptando a veces, formas sigmoidales y sin gran continuidad lateral (GUMIEL y PINEDA, 1981).

La paragénesis de los filones está constituida por scheelita y arsenopirita como minerales principales, casiterita, algo de wolframita, esfalerita, pirita, calcopirita, pirrotina, y más accesorios, marcasita, bismuto y bismutina.

El yacimiento del Trasquilón (Cáceres) pertenece al tipo albitita-greisen (GUMIEL, 1981; GONZALEZ AGUADO y GUMIEL, 1984), en el que la mineralización, principalmente de casiterita, se encuentra diseminada en facies de leucogranitos albitizados, greisenizados y caolinizados, y en una red filoniana con direcciones preferentes NNE-SSO y buzamientos subverticales (fig. 2-C). Este depósito está localizado en la parte apical de una cúpula granítica que atraviesa los materiales del CEG. La paragénesis está constituida principalmente por casiterita y columbita-tantalita que son los minerales beneficiables. Además se encuentra arsenopirita, pirita, estannina, esfalerita, calcopirita y bismutina. La ambligonita, a veces, es un mineral mayoritario en los filones, y los minerales supergénicos más caracte-

rísticos son varlamoffita, escorodita, calcosina, goethita y pirolusita.

Por primera vez se ha prestado especial atención a estas mineralizaciones, en un intento de discriminar y caracterizar formalmente el grado de irregularidad de los diferentes grupos filonianos. La cuantificación de ese grado de irregularidad se ha llevado a cabo mediante la obtención de la dimensión fractal de cada conjunto filoniano. Este parámetro específico se ha relacionado con el contenido mineral (Au, W y Sn) con objeto de comprobar si, en base a su geometría fractal, es posible discriminar entre grupos filonianos mineralizados y estériles. De ser así, supondría un avance en el conocimiento de estos yacimientos que tradicionalmente han sido considerados como erráticos o irregulares, y al mismo tiempo podría ser de gran utilidad de cara a su explotación.

METODOLOGIA DE ESTUDIO

La Codosera es un área de interés en la que el ITGE ha desarrollado una serie de Proyectos de exploración, desde el año 1984, encaminados a valorar el potencial minero que representan sus mineralizaciones auríferas. Por esta razón, se disponía de un conocimiento geológico de infraestructura, así como de un importante número de metros de sondeo (6.000 metros). Además de la información *tradicional* que los sondeos suministran, surgió la idea de querer avanzar más en el conocimiento de la organización y distribución de los diferentes sistemas filonianos que existen en el área, los cuales presentan esa característica principal común, que es su irregularidad.

Una de las formas de abordar el estudio del grado de organización de un conjunto filoniano es mediante la aplicación de técnicas de análisis fractal, cuantificando el grado de irregularidad de cada conjunto mediante su dimensión fractal. Para el cálculo de la misma, SANDERSON et al. (in litt.) establecieron una metodología basada en el estudio sistemático de los espesores de las venas en testigos de sondeos, la cual se introdujo en la testificación de rutina y arrojó unos resultados que posteriormente fueron corroborados en un estudio preliminar de afloramientos (GUMIEL et al., 1992). Se ha elegido la medida

de espesores de venas para la obtención de la dimensión fractal, porque la potencia es una dimensión lineal que se puede medir fácil y directamente, y porque refleja el gradiente de desplazamiento de las fracturas (apertura), las cuales han sido utilizadas por los fluidos mineralizadores para dar lugar a las venas.

En sondeos, el procedimiento que se siguió fue el examen detallado del testigo. Una vez cortado, una mitad fue analizada y la otra se conserva para estudios posteriores (ej., propiedades físicas de las rocas, permeabilidad, porosidad, etc.). El sondeo se dividió en intervalos de 2 m y en la cara cortada del testigo, se midieron las potencias de todas las venas intersectadas mayores de 1 mm (límite inferior o de truncación). Las venas en los testigos rara vez sobrepasan los 100 mm de espesor (límite superior o censoring) y la mayoría son menores de 10 mm. El diámetro normal del testigo oscila entre 50 y 80 mm, lo que proporciona una sección suficientemente representativa, en comparación con las potencias de las venas intersectadas.

La mayoría de los sondeos son inclinados, y cortan a los planos de estratificación con ángulos comprendidos entre 30° y 50°. Las familias de venas son intersectadas a moderados ángulos (30° y 60°) con respecto al eje del sondeo, minimizándose de esta forma, los posibles errores debidos a la orientación de los testigos. Una alternativa de muestreo es dibujar una línea en el centro del testigo y aplicar una corrección de orientación (TERZAGHI, 1965; BARTON y ZOBACK, 1990), lo cual da lugar a resultados, que aunque más rigurosos, se ha comprobado que no difieren mucho de los obtenidos sin aplicar dicha corrección, lo que además supone un ahorro de tiempo. Por otra parte, aunque existe un error debido a la anchura finita del área de muestreo en la sección del testigo (HUDSON y PRIEST, 1983), éste es muy pequeño y de la misma magnitud en todos los intervalos medidos.

El análisis de espesores de venas en afloramientos (fig. 1-B) se empezó a utilizar como un método eficaz de discriminación de sistemas filonianos auríferos en otras zonas del Sinclinal de La Codosera (GUMIEL et al., 1992). Este método consiste en la medida sistemática de todas las potencias de las venas intersectadas en una *línea o líneas transversales* a los conjuntos filonianos. Al mismo tiempo, se mide la orientación

espacial de cada vena y se tiene en cuenta cualquier característica geológica de interés, como litología, condiciones de fracturación, etc., que pueda ser útil en el estudio del afloramiento. Todos los datos obtenidos son recogidos en un estadillo de campo diseñado para este trabajo. Al mismo tiempo, en la misma línea de toma de datos, se ha realizado un muestreo mediante rozas en canal (channel sampling) para su posterior análisis químico, con objeto de conocer su contenido metálico. Posteriormente, todos los datos son informatizados en un programa especialmente preparado para este tipo de análisis fractal (SANDERSON, cont. pers.).

Los métodos de análisis de potencias de venas en afloramientos o en testigos de sondeo son unidimensionales, puesto que en ambos se analiza una línea, que se puede dibujar en el testigo, o en el afloramiento en una transversal al haz filoniano correspondiente, y de forma objetiva, se mide la potencia de todas las venas que se observen en dicha línea o sección.

En contraste con el método de análisis de venas en sondeos, la medida de espesores de venas en afloramientos tiene las siguientes ventajas; en primer lugar, se minimizan los errores debidos a la orientación, puesto que en afloramientos se conoce la orientación real de las venas. En segundo lugar, dada las características del área de muestreo, en afloramientos superficiales no es tan importante el límite superior (censoring), y el criterio adoptado en las transversales estudiadas es que se han medido todas las venas que eran intersectadas en dichas líneas de muestreo. Este método, junto con un riguroso control de espaciado intervenas, es el que se ha aplicado en los afloramientos y minas seleccionados.

DIMENSION FRACTAL Y MINERALIZACIONES

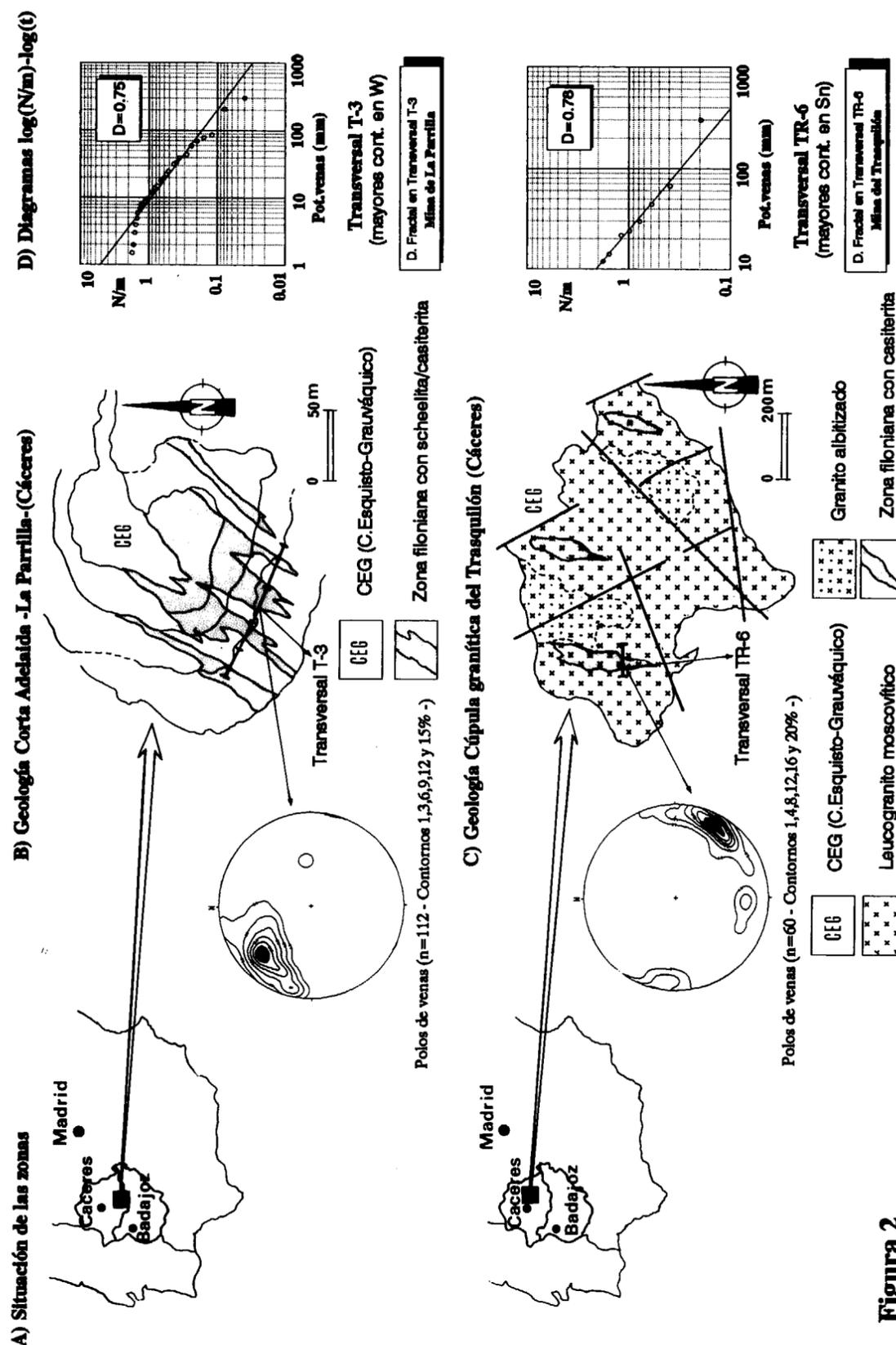
De la medida sistemática de los espesores de las venas en los testigos de sondeo, en un número que se considera suficientemente representativo (se han medido 3.700 venas), se han reconocido tres familias de venas que se han referenciado con respecto al eje del sondeo y a los planos de estratificación. Hay una paralela (codificada 60P) y dos normales a la estratificación (60N y 30N) según se dispongan a alto (60°)

o bajo ángulo (30°) con respecto al eje del sondeo. SANDERSON et al. (in litt.) comprueban que los espesores de las venas muestran distribuciones exponenciales, según la relación fractal $N(t) = Ct^{-D}$, donde $N(t)$ es la frecuencia acumulada del número de venas con espesor $>$ que t , C es una constante de proporcionalidad, t el espesor de las venas, y el exponente D es la dimensión fractal.

El análisis se realizó sistemáticamente, ordenando los distintos grupos de venas según los espesores y determinando su frecuencia acumulada. Los datos se han representado en diagramas bilogármticos $\log(N/m) - \log(t)$ (figs. 1 y 2), siendo N/m la frecuencia acumulada del número de venas por metro y t la potencia de las venas. Se han utilizado medias móviles, con objeto de obtener mayor número de venas en cada gráfico log-log (en este caso, se han agrupado venas cada cinco intervalos de dos metros). De estos diagramas bilogármticos se han obtenido las dimensiones fractales de los diferentes conjuntos filonianos intersectados, bien por tramos o para el total de venas de cada sondeo estudiado.

En el área de La Codosera se ha observado que mayor contenido en oro se correlaciona con menor dimensión fractal. $D < 1$ (oscilando entre 0,5 y 1,0) en aquellos conjuntos filonianos con mayor contenido en oro. $D = 1,05$ en el Sondeo Codo-27 y $D = 0,8$ en el afloramiento Af-61 (fig. 1-B), ambos con mayores contenidos de oro. $D > 1$ (entre 1,20 y 1,38) en los conjuntos con menor contenido en oro. $D = 1,35$ en el sondeo Codo-28 y $D = 1,22$ en el afloramiento Af-52 (fig. 1-B). De forma similar, $D < 1$ para los conjuntos filonianos con mayor contenido en W (por ejemplo, $D = 0,75$ en la transversal con filones más ricos en mineralización de scheelita de la mina de La Parrilla) (fig. 2-D), y valores similares de D ($D = 0,78$) se han obtenido en la transversal con filones con alto contenido en Sn de la mina del Trasquilón (fig. 2-D).

En general se observa que hay una relación directa entre el contenido metálico y la mayor densidad y apertura de las venas. Es decir, el parámetro C de la ecuación (1) es elevado en aquellos conjuntos filonianos con mayor contenido metálico, pero no todos los tramos o intervalos con alta densidad de venas contienen mineralización. Por consiguiente, la primera conclusión que se deduce es que: *alta densidad de venas parece*



una condición necesaria, pero no suficiente para que exista una concentración de interés económico.

Ahora surge la siguiente cuestión: ¿Dentro de aquellos tramos con alta densidad de venas pero sin mineralización, es posible identificar algún hecho que los diferencie de los que están mineralizados? En relación con esto, la dimensión fractal, como medida de la irregularidad y organización interna de cada conjunto filoniano puede contribuir a esta discriminación, y se sugiere que el parámetro D de distribución de espesores de cada conjunto filoniano puede ser otra guía a considerar en la prospección de este tipo de yacimientos. Consecuentemente, la geometría y organización fractal de cada sistema filoniano parece diferente en los tres casos. Las diferencias probablemente están en la propia evolución de las soluciones mineralizadoras, especialmente en las fases de deposición y precipitación de metales en los diferentes conjuntos filonianos (multifases de apertura y relleno). El resultado de esto probablemente va a ser un cambio de distribución desde una simple distribución exponencial con altos valores de D (mayor pendiente de la recta discontinua en los diagramas log (N/m)-log(t), fig. 1-B, Sondeo Codo-27) a más complejas distribuciones multifractales.

La disminución en los valores de D probablemente indica que ha existido una importante dilatación de las venas más potentes, y que además estaban interconectadas, lo cual está de acuerdo con el modelo de percolación de fluidos (SANDERSON et al., in litt.), en el que se contempla que un sistema filoniano se forma como fracturas de extensión, desarrolladas a partir de un sistema de microfisuras en una masa rocosa. A medida que las fisuras crecen (por aperturas sucesivas) se interconectan entre sí y se van desarrollando conductos, favoreciendo así el drenaje de fluidos, y si las condiciones físico-químicas son adecuadas se puede producir precipitación mineral. Una disminución similar a la de los valores de D en la distribución de las potencias de los filones, se ha observado que sucede en áreas próximas a fallas (SANDERSON, en prep.).

Por último, los resultados preliminares que aquí se presentan pueden servir de referencia, y quizá en un futuro próximo este método de discrimi-

nación puede ser de gran utilidad en la exploración de yacimientos filonianos de características similares.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a S. Roberts (Univ. de Southampton) y a R. Campos (CYEMAT) la colaboración prestada y discusiones. Asimismo, a la DGICYT por la aprobación del Proyecto PB92-0314 que supone la continuación de los trabajos en esta línea de investigación.

REFERENCIAS

- BARTON, C. A., y ZOBACK, M. D. (1990): *Self-similar distribution of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon Pass scientific drill-hole*. In Barton, N., and Stephansson, O. eds., *Rocks Joints*: Balkema, Rotterdam, 163-170.
- GONZALEZ AGUADO, M. T., y GUMIEL, P. (1984): *El yacimiento de estaño del Trasmorquión (Cáceres): Una mineralización asociada a una cúpula granítica*. Bol. Geol. Min., 95-4, 354-373.
- GUMIEL, P. (1981): *Essai sur la classification typologique des principaux gisements de Sn-W d'Extremadura (Espagne)*. Chron. de la Rech. Min., 463, 5-26.
- GUMIEL, P. (1991): *Gold exploration targets in Extremadura Region. International Congress on Applied Mineralogy. ICAM'91. Vol. 1 paper 20*. Pretoria (South Africa).
- GUMIEL, P., y PINEDA, A. (1981): *Estudio del yacimiento de scheelita de La Parrilla (Cáceres-Badajoz)*. Tecniterrae, 39, 16-38.
- GUMIEL, P.; ANTON-PACHECO, C., y CAMPOS, R. (Eds. (1991): *Development of new multi-disciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the Western Iberian Peninsula*. Publicaciones especiales. Bol. Geol. Min., 1-109.
- GUMIEL, P.; SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S., y CAMPOS, R. (1992): *El uso del análisis fractal como discriminación de sistemas filonianos auríferos en el área de La Codosera, Extremadura (España)*. Geogaceta, 12, 3-7.
- GUTENBERG, B., y RICHTER, C. F. (1954): *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2nd ed., Princeton University Press., 1-310.
- HUDSON, J. A., y PRIEST, S. D. (1983): *Discontinuity frequency in rock masses*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 20, 73-89.
- KAKIMI, T. (1980): *Magnitude-frequency relation for displacement of minor faults and its significance in crustal deformation*. Geol. Soc. Japan. Bull., 31, 467-487

ROBERTS, S.; SANDERSON, D. J.; GUMIEL, P., y DEE, S. (1991): *Tectonic and fluid evolution of auriferous quartz veins from the La Codosera Area, SW Spain*. Econ. Geology, 86, 1012-1022.

SAMMIS, C. G., y BIEGEL, R. L. (1989): *Fractals, fault-gauge, and friction*. Pure Appl. Geophys., 131, 255-271.

SAMMIS, C. G.; OSBORNE, R. H.; ANDERSON, J. L.; BANERDT., M., y WHITE, P. (1986): *Self-similar cataclasis in the formation of fault gouge*. Pure Appl. Geophys., 123, 53-78.

SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S.; Mc GOWAN, J. A., y GUMIEL, P. (1991): *Hercynian transpresional tectonics at the Southern margin of the Central Iberian Zone, West Spain*. Journ. Geol. Soc. London, 148, 893-898.

SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S., y GUMIEL, P. (in litt): *A fractal relationship between vein thickness and gold*

grade in drill-core from La Codosera, Spain. Econ Geology (aceptado para publicación).

SCHOLZ, C. W., y COWIE, P. A. (1990): *Determination of total strain from faulting using slip measurements*. Nature, 346, 837-839.

TERZAGHI, R. (1965): *Sources of error in joint surveys*. Geotechnique, 15, 287-304.

TURCOTTE, D. L. (1986): *A Fractal Approach to the Relationship between Ore Grade and Tonnage*. Econ. Geology., 81, 1528-1532.

TURCOTTE, D. L. (1989): *Fractals in Geology and Geophysics*. Pageoph., 131, núm. 1/2, 171-196.

WALSH, J.; WATTERSON, J., y YIELDING, G. (1991): *The importance of small-scale faulting in regional extension*. Nature, 351, 391-393.

Original recibido: Marzo de 1994.

Original aceptado: Mayo de 1994.

Depuración natural de ARU mediante su infiltración controlada. Un paso más.

Parte II. Resultados obtenidos.

Por P. NIETO (*), F. BRISSAUD (**) y V. MOTTIER (**)

RESUMEN

Se presenta en esta Parte II los resultados numéricos y conceptuales —más destacables desde una perspectiva de aplicación operativa— obtenidos en la planta piloto durante el desarrollo del proyecto.

Palabras clave: Infiltración controlada, Depuración natural, Saneamiento de núcleos pequeños, Protección de aguas subterráneas.

RESUME

Il est présenté dans cette Partie II les résultats numériques et conceptuels —les plus remarquables quant à leur application opérative— qui ont été obtenus à la station pilote le long du projet.

Mots-clé: Infiltration contrôlée, Géoépuration, Assainissement des petits villages, Protection des eaux souterraines.

INTRODUCCION

El proyecto llevado a cabo por el ITGE con la colaboración del BRGM y el apoyo de la UE —cuyos rasgos destacables en cuanto a planteamiento y desarrollo, fueron presentados en la anterior Parte I (Boletín Geológico y Minero, V. 105, N.º 1, enero-febrero 1994)— ha proporcionado un conjunto de resultados cuyos aspectos más significativos se resumen en los apartados que siguen.

Ubicadas a unos 4 km de Mazagón, (Huelva) sobre una superficie de 0,5 Ha en el cordón de dunas litoral, las instalaciones reciben las ARU de este núcleo, sin componente industrial, que reúne una población fija inferior a 1.000 habitantes. En esta planta piloto y su entorno, el terreno presenta una gran homogeneidad en los primeros 30 m de profundidad, hasta alcanzar una zona

impermeable de naturaleza margosa; el nivel de agua se sitúa a unos 7 m de profundidad, con flujo hacia el mar distante unos 300 m de pendiente topográfica suave. Regionalmente, es la unidad Almonte-Marismas con una superficie de 2.400 km² dentro del sistema acuífero 27.

Las instalaciones constan básicamente de un decantador (17 m × 5 m × 2 m) con desarenador y rejilla de desbaste, un estanque de almacenamiento cuya descarga (≈ 100 m³) se distribuye sobre dos balsas de infiltración (2 × 20 m × 10 m) de las seis existentes. Cada balsa dispone de un pozo de observación con drenajes a 30, 60, 100, 150 y 200 cm de profundidad para muestrear el percolado; en tres balsas se ha instalado un sistema para muestreo del gas intersticial, a las mismas profundidades. Se han construido tres piezómetros separados unos 50 m entre sí; su distancia a la balsa más cercana es variable: 0 m, 2 m y 15 m, aproximadamente.

(*) Aguas Subterráneas. ITGE.

(**) Hydrologie. Univ. du Languedoc.

TABLA 1
Características de la arena

	d10 [µm]	d25 [µm]	d50 [µm]	d60 [µm]	d75 [µm]
Valor medio	125.33	171.07	241.00	282.00	342.00
Desviación	21.12	19.02	18.73	12.51	14.49

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	m.o
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
Valor medio	93.88	2.04	1.17	0.65	0.59	0.02	0.49	0.00	0.36	0.01	0.78
Desviación	1.01	0.22	0.32	0.33	0.28	0.01	0.04	0.00	0.08	0.00	0.36

ACTIVIDADES REALIZADAS

El mantenimiento de las instalaciones y la medición de los parámetros han determinado la actividad en la planta, que se describe someramente a continuación.

El mantenimiento —manual— de las instalaciones ha consistido en una serie de prácticas elementales llevadas a cabo por un operario sin cualificación técnica pero con interés por su trabajo. Las principales han sido:

- En la fase de pretratamiento: limpiado de la rejilla de desbaste y eliminación de sobrenadantes en el decantador (diario); purga del desarenador (semestral) y eventualmente del decantador.
- En la fase de infiltración: limpiado del ranurado en las tuberías de descarga (diario); horizontalización y rastrillado de la superficie de la balsa, y eliminación de vegetación (según necesidades).

Las mediciones realizadas han sido numerosas, a efecto de conseguir la mejor aproximación posible al fenómeno estudiado. A grandes rasgos, se ha medido:

- In situ, antes, durante y después de las descargas: T, pH, C.E., O.D. del agua previa a la infiltración y en los efluentes de la percolación; posteriormente en laboratorio, se han determinado NH₄⁺, NO₂⁻, NO₃⁻, D.Q.O. y contenido bacteriano (coliformes totales, estreptococos fecales y, sobre todo, coliformes fecales), si bien estos últimos con menor densidad de datos.
- Sobre los efluentes se han determinado los caudales en las distintas profundidades, así como el volumen medio de las descargas y

lámina de agua alcanzada durante la infiltración, en altura y uniformidad. En una balsa, se ha seguido la evolución de la humedad residual de los primeros 50 cm mediante la observación de la resistividad eléctrica del terreno.

- En tres balsas, junto a los pozos de observación, se han tomado muestras de gases y su temperatura a las mismas profundidades que el agua, con análisis posterior de O₂, N₂ y CO₂.
- En los piezómetros, a diferentes distancias del punto de infiltración, se ha llevado un registro automático del nivel de agua con periodicidad programada, tomándose también en ellos muestras para su análisis químico y bacteriológico.

Estas actividades se han realizado de forma esporádica por diversos motivos a lo largo de una primera fase, y posteriormente de una manera continuada durante unos seis meses.

RESULTADOS OBTENIDOS

Siendo de diversa índole los resultados obtenidos, se presentan a continuación los más destacables e importantes desde una perspectiva global, agrupados de una manera conceptual. Corresponden a un ritmo de una descarga al día sobre dos balsas simultáneamente, equivalente a unos 100 m³ sobre 400 m², o sea 250 l/m² en promedio, con un breve período en que se ensayó una carga doble (500 l/m²) que resultó claramente excesiva.

En el ámbito físico, se ha constatado un funcionamiento continuado de la infiltración controlada, durante varias semanas, sin aparecer dificultades de consideración: si bien la colmatación del terreno en superficie ha ido desarrollándose lentamente, un simple rastrillado manual dos o tres veces por semana ha sido suficiente para mantener la capacidad de infiltración (tabla 2); cuando esta práctica no ha sido llevada a cabo, la permeabilidad de la balsa ha llegado prácticamente a anularse. En el interior (2 m más someros), la progresiva colmatación observada no ha alcanzado una magnitud importante durante el tiempo de experimentación, pudiéndose aceptar en principio un desplazamiento del frente de agua del tipo *pistón* (fig. 5). La respuesta del nivel piezométrico a las sucesivas descargas ha sido

TABLA 2
Evolución de la humedad residual en profundidad

Prof.	7.6.93	11.6.93	14.6.93	17.6.93	24.6.93	9.7.93
5 cm	5.5 %	7.9 %	8.5 %	9.2 %	9.4 %	12.5 %
10 cm	8.0 %	10.0 %	10.3 %	11.8 %	11.8 %	14.4 %
20 cm	8.0 %	10.0 %	9.8 %	10.5 %	10.7 %	11.7 %
30 cm	9.4 %	11.2 %	11.2 %	12.1 %	12.2 %	13.3 %
50 cm	11.9 %	13.0 %	13.0 %	14.0 %	14.0 %	16.4 %

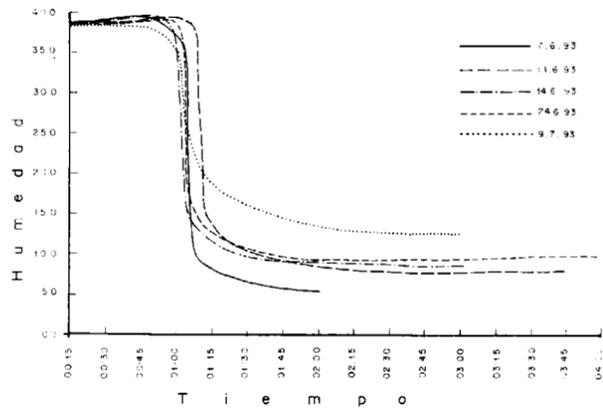


Figura 5.—Evolución de la humedad a 5 cm de profundidad.

nítida; el domo formado por el manto acuífero ha permitido siempre una potencia de aireación de unos 4 m mínimo (fig. 6).

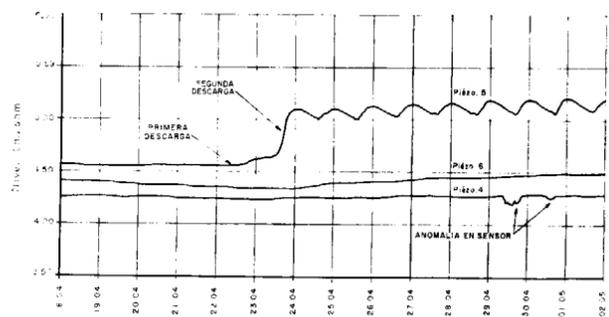
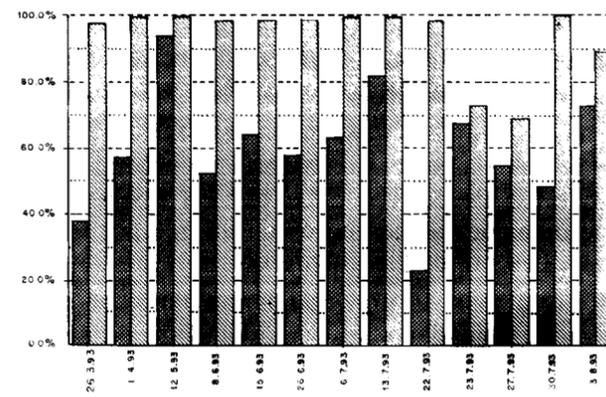


Figura 6.—Piezometría: 18 abril a 2 mayo.

En ningún momento se ha percibido el olor típico de las ARU, excepto los días de calor en el borde de los estanques y ello con una intensidad tenue; la presencia de moscas ha sido la normal en la zona, acorde con el clima.

En el ámbito químico, se ha comprobado una reducción muy alta del contenido orgánico del ARU. Los rendimientos en la eliminación de DQO aumentan con la profundidad en el muestreo del percolado —llegando hasta el 90 por 100 en el último drenaje a 2 m—, siendo la intensidad de la depuración mayor en las zonas más someras; los mismos resultados se han obtenido en el caso de la oxidación del amonio, con rendimientos en el último drenaje continuamente cercanos al 100 por 100. Estos valores han requerido un mínimo de maduración del terreno de alguna semana (figs. 7 y 8).



Eliminación de NH⁴⁺ a 0,6 m y 2 m (valores medios).

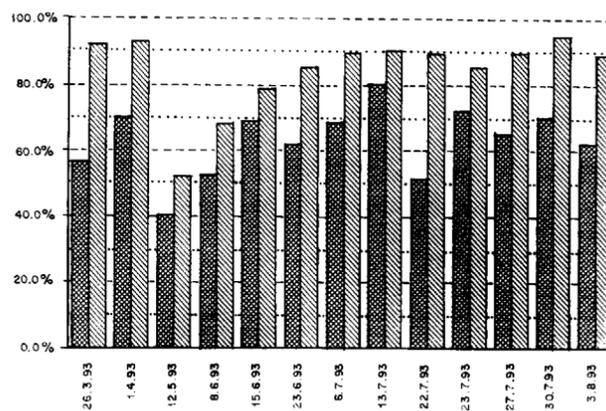


Figura 7.—Eliminación de D.Q.O. (valores medios).

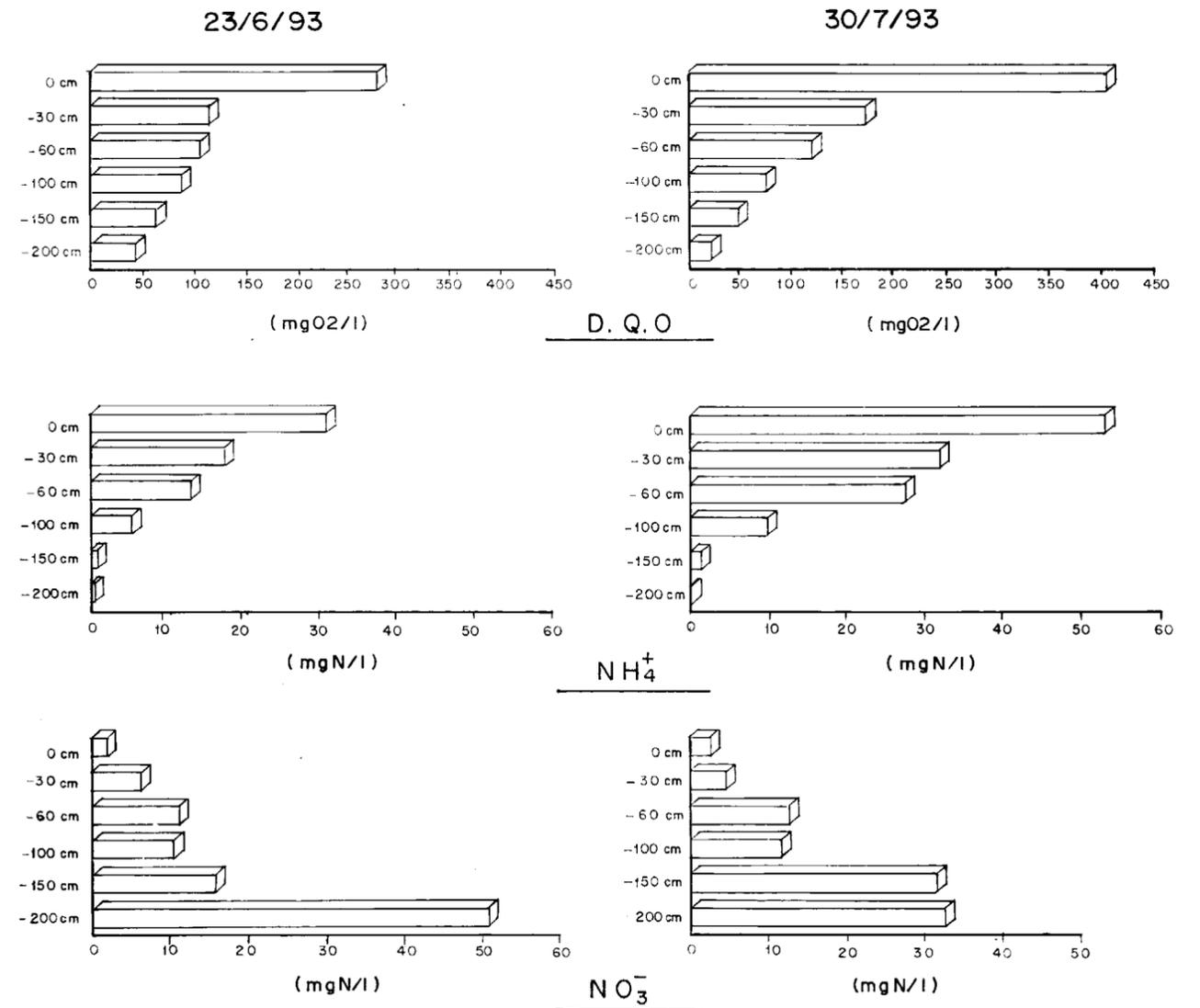


Figura 8.—Evolución de la depuración con la profundidad.

Lógicamente, la concentración de nitratos observada en el manto acuífero ha tenido un incremento importante, mientras que la variación en el resto de componentes es insustancial, excepto para el período en que se duplicó la carga de ARU infiltrada, lo cual provocó un disparo en el contenido de amonio (5,3 mg N/l) en el piezómetro colindante con las balsas de infiltración (fig. 9).

Los análisis realizados sobre las muestras de gas tomadas en las sucesivas profundidades se ajustan al fenómeno de aerobiosis, con una disminución en la concentración de O₂ después de

la descarga y su recuperación posterior, mientras que el contenido en CO₂ varía de manera inversa (fig. 10).

En el ámbito bacteriológico, el comportamiento del terreno es insuficiente, con la sistemática de trabajo utilizada. Después de 2 m de percolación, la reducción observada presenta un valor medio en unidades logarítmicas de 1,2 para el contenido en coliformes totales, de 1,1 para los coliformes fecales, y de 1,4 para los estreptococos (tabla 3). Sin embargo, las muestras tomadas en los piezómetros indican ausencia total de contaminación bacteriana, excepto nuevamente para

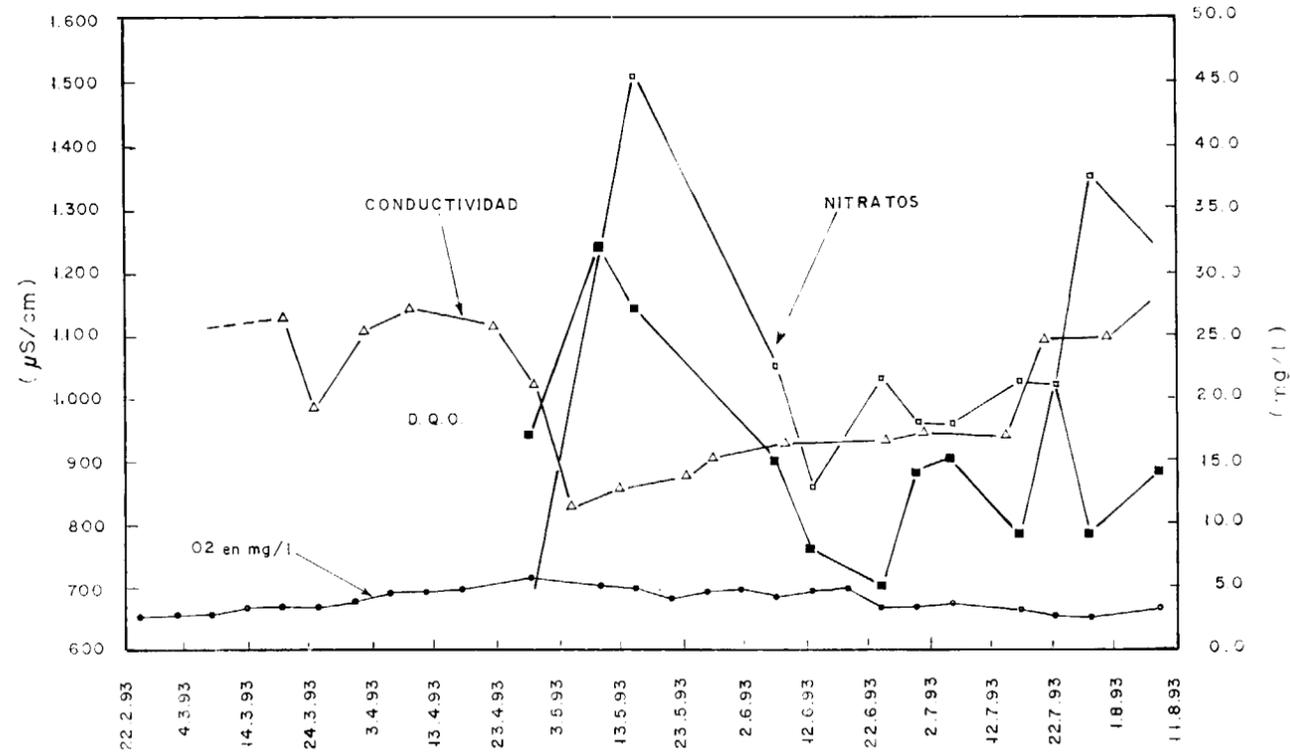


Figura 9.—Evolución de la calidad del agua subterránea en P5.

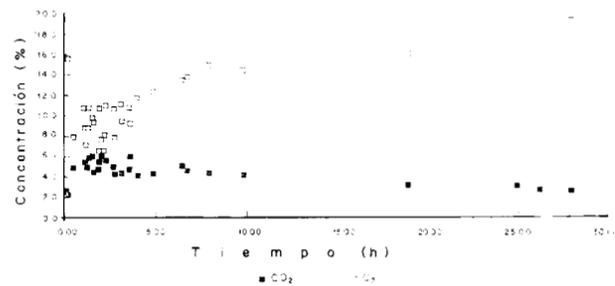


Figura 10.—Evolución de concentración de gases a 0,30 m.

el período en que se duplicó la carga hidráulica de infiltración: la contaminación entonces detectada alcanza 3,6 u log de C. fecales y 4,6 u log de C. totales, si bien únicamente en el piezómetro colindante con las balsas (P6).

Como última fase destacable, se ha utilizado un modelo numérico de flujo y transporte, sencillo, para simular algunas hipótesis de interés a partir de los datos obtenidos (fig. 11). Así, se ha determinado que para un bombeo de unos 100

TABLA 3

Disminución en usos del contenido en CF, CT y EF

	6.7.93 (D)			20.7.93 (E)			27.7.93 (F)			2.8.93 (F)			10.8.93 (D)			17.8.93 (E)			MEDIA		
	CT	CF	EF	CT	CF	EF	CT	CF	EF	CT	CF	EF	CT	CF	EF	CT	CF	EF	CT	CF	EF
-0.3 m	-	1.2	0.7	-	-	0.1	-	-	-	0.4	0.6	0.9	0.0	0.0	0.8	0.1	0.0	0.2	0.2	0.5	0.5
-0.6 m	2.1	1.3	1.0	-	0.5	0.1	0.8	0.1	0.1	0.8	0.9	1.5	-	0.5	0.6	0.6	0.7	0.6	1.1	0.7	0.7
-1.0 m	-	1.4	1.1	-	0.9	0.4	-	-	-	0.0	0.0	0.4	-	0.5	0.8	-	-	-	-	0.7	0.7
-1.5 m	-	1.4	1.6	-	-	-	1.0	0.2	0.4	0.4	0.0	0.6	0.8	0.7	1.0	0.6	1.5	0.9	0.7	0.8	0.9
-2.0 m	-	1.8	2.3	-	-	-	-	0.9	0.9	0.7	0.1	0.9	1.6	1.7	1.3	-	-	-	1.2	1.1	1.4

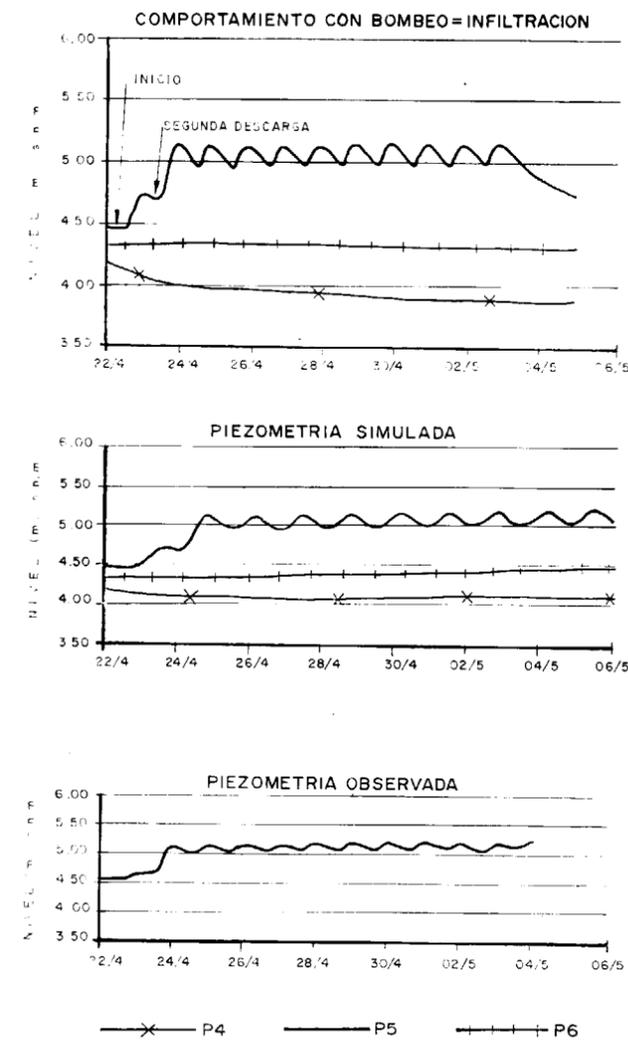


Figura 11.

m³/día —igual al volumen de agua aportada con un régimen de una descarga diaria— el tiempo de permanencia del agua infiltrada en el subsuelo es superior a 50 días cuando el punto de extracción se encuentra a más de 30 m de las balsas de infiltración. Por otro lado, se ha calculado que en las condiciones de experimentación habidas, con un aporte medio diario de 25 kg de nitrógeno al terreno, la concentración de nitratos —suponiéndoles una inercia físico-química total— adopta una distribución análoga a la de la figura adjunta, al cabo de 1.000 ó de 2.000 días de iniciarse la infiltración (fig. 12).

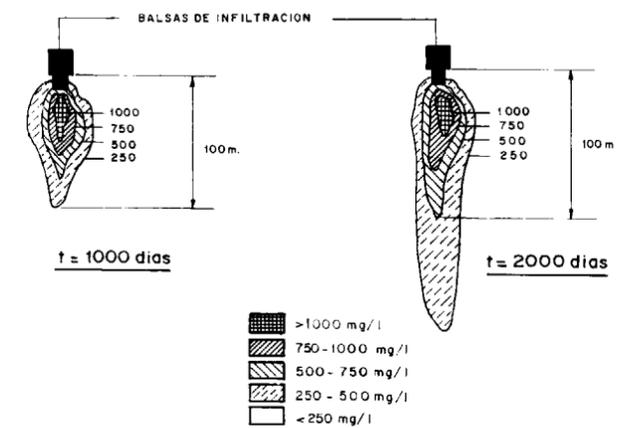


Figura 12.—Distribución de la concentración de NO₃⁻ al cabo del tiempo.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las observaciones recogidas a lo largo de esta experiencia concreta llevada a cabo en condiciones y a escala reales, permiten una aproximación a la cuantificación de la capacidad depuradora del terreno, especialmente en su zona insaturada. Si bien esos datos ofrecen un punto débil relativo —la baja disminución de la contaminación bacteriana— su estudio dentro del conjunto del proceso operativo seguido, sugiere innovaciones y modificaciones que aportarán mejoras en estos rendimientos.

En cualquier caso, esta técnica de infiltración controlada aporta —allí donde el terreno permita su implantación— una serie de ventajas en comparación con los sistemas convencionales de depuración de ARU: un funcionamiento elemental, un mantenimiento simple y un coste mínimo. Además conlleva una recuperación de este recurso, a través del medio subterráneo, para una utilización agrícola que incluso se beneficia con el aporte de los nitratos como fertilizantes. En el caso particular del litoral marítimo, representa potencialmente una contribución para frenar los frecuentes casos de intrusión marina, y al sustituir los emisarios submarinos aporta una protección con toda seguridad a la calidad para las aguas de baño.

Original recibido: Enero de 1994.
Original aceptado: Febrero de 1994.

AGUAS SUBTERRANEAS

Aplicación del análisis de componentes principales al estudio de las características físico-químicas de las aguas del delta del Adra (Almería-España).

Por N. EL AMRANI PAAZA (*), J. BENAVENTE HERRERA (*)
y J. J. CRUZ SANJULIAN (*)

RESUMEN

Se ha aplicado el análisis de componentes principales a los datos analíticos —componentes mayoritarios, minoritarios y trazas— obtenidos a partir de un muestreo realizado para la caracterización físico-química de las aguas del acuífero del delta del Adra.

Los resultados de dicho tratamiento estadístico muestran la existencia de componentes de salinidad total y de contaminación, correspondientes a los pares CP1-CP2 y CP3-CP4, respectivamente. Además, estos componentes ponen de manifiesto una zonación hidroquímica en el acuífero definida por tres grupos de muestras que corresponden a: 1) la margen derecha del río, donde es más patente la influencia de las aguas del río Adra; 2) la margen izquierda del río, donde la influencia del reciclaje de las aguas bombeadas para riego es relativamente mayor, lo que se traduce en un elevado contenido en compuestos nitrogenados, y 3) el extremo más oriental del delta, donde aparecen unas lagunas (Las Albuferas) relacionadas con la dinámica fluvio-litoral reciente y donde se localizan las aguas más salinas del acuífero.

Palabras clave: Análisis de Componentes Principales, Salinidad, Contaminación, Delta del Adra (Almería - España).

RESUMÉ

L'analyse en composantes principales a été appliquée aux données analytiques obtenues —ions majoritaires, ions mineurs et éléments-traces— à partir d'un échantillonnage réalisé pour la caractérisation physico-chimique des eaux de l'aquifère du delta de l'Adra.

Les résultats de ce traitement statistique montrent l'existence de couples de composantes principales de minéralisation et de contamination, CP1-CP2 et CP3-CP4, respectivement. En plus, ces composantes montrent, à leur tour, une zonation hydrochimique dans l'aquifère, définie par trois groupes d'échantillons qui correspondent à: 1) la rive droite de la rivière, où l'influence des eaux du río Adra est plus notable; 2) la rive gauche de la rivière, où l'influence du recyclage des eaux pompées pour l'irrigation est relativement majeure ce qui se traduit par un contenu élevé en composés azotés, et 3) l'extrême oriental du delta où se localisent des lagunes (Las Albuferas) se rattachant à la dynamique fluvio-littorale récente et où on a les eaux les plus salines de cet aquifère.

Mots-clé: Analyse en Composantes Principales, Minéralisation, Contamination, Delta de l'Adra (Almería - Espagne).

1. INTRODUCCION. ANTECEDENTES

El acuífero del delta del río Adra ocupa la parte más baja de la cuenca del río del mismo nombre, en el extremo oeste de la provincia de Almería. El sistema hidrogeológico que constituye el del-

ta está formado por una serie de depósitos detríticos postectónicos (Neógeno y Cuaternario), de origen fluvial, deltaico y marino somero, de comportamiento acuífero, que originan un sistema multicapa. Los bordes y sustrato del acuífero están constituidos por materiales metapelíticos y carbonatados del Complejo Alpujárride (Zonas internas de las Cordilleras Béticas).

(*) Instituto del Agua, Universidad de Granada. C/. Rector López Argüeta, s/n. 18071 Granada.

Los rasgos generales de la hidrogeología del acuífero están suficientemente bien establecidos a partir, sobre todo, de los trabajos del IGME (1975) y MORALES (1986). Otros trabajos posteriores, que sintetizan datos previos o inciden en aspectos hidrogeológicos más específicos, son los del IGME (1977, 1984), PULIDO (1988) y PULIDO et al. (1986, 1988). A partir de tales estudios se pone de manifiesto, entre otros aspectos, la incidencia que las aportaciones del río Adra tienen en la piezometría y en las características hidroquímicas del acuífero. En relación con esta última cuestión, se identifica una facies predominante de tipo clorosulfatada cálcico-magnésica, con una pauta general de evolución espacial hacia valores ligeramente más elevados de TSD y de la proporción de cloruros en el extremo oriental del acuífero. Precisamente en dicho sector, y como consecuencia básicamente de procesos de evolución litoral intensificados por ciertas actividades antrópicas relativamente recientes (JABALOY, 1984), existe una serie de pequeñas lagunas (Las Albuferas), donde aparecen las aguas más salinas del área (DEL RIO, 1986; MARTINEZ-VIDAL y CASTRO, 1990).

Aparte de los distintos controles hidroquímicos en el acuífero que se comentan en este estudio, en la actualidad el Instituto Tecnológico Geomínero de España y la Comisaría de Aguas del Sur de España mantienen redes de control de la calidad de las aguas subterráneas del delta.

La facies hidroquímica del río Adra —que condiciona la del acuífero del delta— viene determinada fundamentalmente por la descarga del acuífero carbonatado de Turón-Peñarrodada (Fuentes de Marbella), situado unos kilómetros aguas arriba (fig. 1A), que implica una importante modificación respecto al carácter bicarbonatado y relativamente poco salino de las aguas procedentes de la cuenca alta, en las que es patente también el efecto de la fusión nival en la vertiente meridional del macizo metapelítico de Sierra Nevada. En consecuencia, la composición química de dicha fuente de recarga al acuífero es relativamente variable en función de la proporción en que se produzca la mezcla de ambos tipos de aguas (PULIDO et al., 1986; BENAVENTE y CASTILLO, 1989).

La regulación del río Adra mediante la presa de Benínar, situada inmediatamente aguas arriba del citado acuífero de Turón-Peñarrodada y destinada

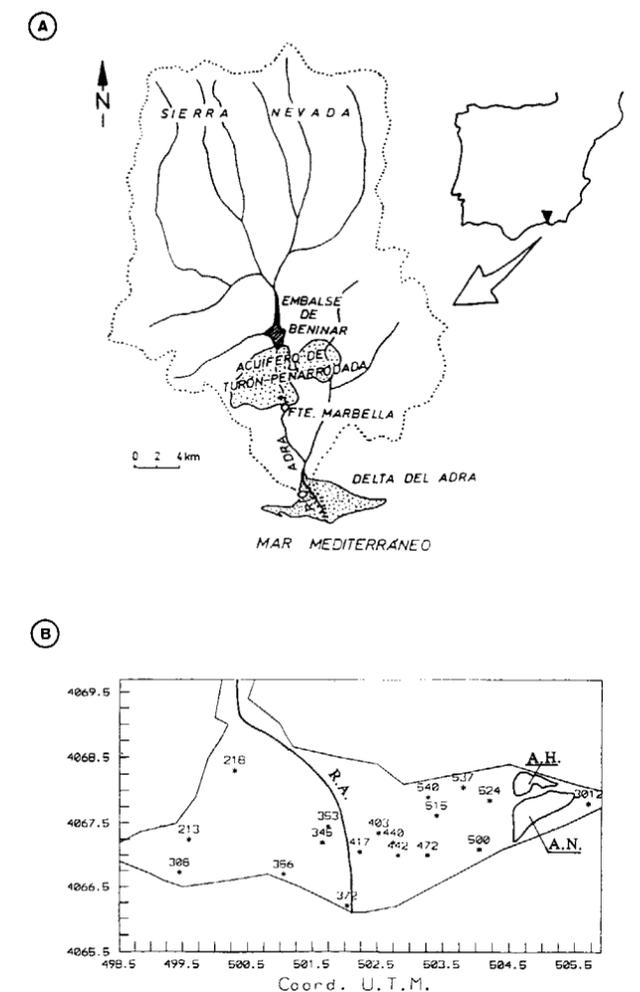


Figura 1.—Situación de la cuenca del río Adra y del acuífero del delta (A), y localización de los puntos de muestreo en dicho acuífero (B). R.A. = Río Adra. A.H. = Albufera Honda. A.N. = Albufera Nueva.

al abastecimiento de la ciudad de Almería y al complemento de las necesidades de riego del Campo de Dalías, ha supuesto una modificación en el régimen de aportaciones de dicho curso en el sector deltaico así como en el quimismo de las mismas. A partir de muestreos hidroquímicos (constituyentes mayoritarios), realizados con periodicidad aproximadamente mensual en una serie de puntos del acuífero del delta por uno de nosotros (NAMIRA EL AMRANI-PAAZA), durante el período entre octubre de 1990 y abril de 1991, se han identificado variaciones significativas en las características físico-químicas de

las aguas del acuífero. En la margen derecha, donde el riego se produce fundamentalmente con aguas del río a través de una densa red de canales y acequias, se observa una mayor homogeneidad estacional y, en general, una aproximación a la composición del agua de las Fuentes de Marbella (GARCIA-LOPEZ et al., 1991). En la margen izquierda del acuífero deltaico, donde la intensa actividad agrícola de cultivos bajo plástico se basa sobre todo en aguas subterráneas bombeadas, se aprecia un deterioro en la calidad química debido a procesos de reciclaje del agua, como se ha puesto de manifiesto tras un muestreo (noviembre de 1991) en que se han analizado, entre otros, los principales componentes nitrogenados (EL AMRANI-PAAZA et al., 1992).

En mayo de 1992 se ha realizado un muestreo hidroquímico más completo, en el que, además de los componentes mayoritarios y los nitrogenados, se han analizado numerosos elementos traza, cuyos resultados son los que se tratan en el presente trabajo. Por último, toda la información hidroquímica resultante de los controles citados ha permitido identificar, mediante la utilización de distintos modelos hidrogeoquímicos, los principales procesos que condicionan la composición de las aguas del acuífero (EL AMRANI-PAAZA, 1994).

2. METODOLOGIA

Para este estudio se han considerado los resultados del citado muestreo de mayo de 1992, realizado en 18 captaciones, el agua del río y las albuferas (fig. 1B). Cabe señalar que no existen piezómetros equipados para obtener muestras puntuales que puedan ilustrar sobre el quimismo particular de las diferentes capas que integran el acuífero. Así, con la excepción del pozo 218, de 35 m de profundidad, que capta materiales conglomeráticos pliocenos, el resto de los puntos de agua considerados se localizan en la formación superficial cuaternaria de gravas y arenas aluviales y sus profundidades no sobrepasan los 15 m. En todos los casos se trata de pozos abiertos, utilizados para el riego de invernaderos.

En el sector central del acuífero existen captaciones más profundas (pozos-sondeos), que alcanzan algo más de 80 m. Se ha comprobado, no obstante, que las características físico-químicas de sus aguas son sensiblemente similares a las

registradas en otras captaciones próximas de menor profundidad que han sido controladas (pozo 353, fig. 1B), lo que seguramente refleja el hecho de la mayor transmisividad de la formación superficial aluvial y su conexión con los aportes superficiales.

Las muestras fueron tomadas con un hidrocaptor de la marca SEBA. Los bombeos frecuentes en las captaciones seleccionadas, durante el período en que se ha efectuado el control, hacen que las muestras obtenidas puedan considerarse suficientemente representativas del acuífero. A este respecto, la comparación entre las características físico-químicas de las muestras obtenidas mediante hidrocaptor y en bombeo no indican diferencias dignas de reseñar. Para la preservación y conservación de las muestras se siguieron las normas descritas por RODIER (1981).

Se determinaron treinta variables físico-químicas de cada muestra de agua: conductividad, temperatura, pH, Eh, calcio, magnesio, sodio, potasio, silice, cloruros, sulfatos, bicarbonatos, nitratos, nitritos, amonio, fosfatos, boro, bario, cadmio, cromo, litio, níquel, cinc, hierro, aluminio, estroncio, plomo, fósforo, cobre y manganeso. Las cuatro primeras fueron medidas *in situ* mediante un conductivímetro portátil de la marca Crison (modelo T23), un termómetro digital modelo Elite de Neurtek y un pH-metro de la marca Crison (modelo 506), respectivamente.

Los análisis químicos se realizaron en el Instituto del Agua de la Universidad de Granada, salvo para los elementos traza que se realizaron en el Departamento de Mineralogía de dicha Universidad, siguiendo la metodología descrita por RODIER (1981) para la determinación de aniones, PANREAC (1989) para la determinación de nitratos y PERKIN ELMER (1982) para la determinación de cationes y elementos traza por espectrometría de absorción atómica.

A partir de los datos obtenidos se han efectuado gráficos de distribución espacial de concentraciones, diagramas hidroquímicos (PIPER y SCHOELLER-BERKALOFF) y se ha llevado a cabo un análisis estadístico preliminar de los mismos (distribuciones de frecuencias y cálculo de parámetros de centralización y dispersión muestral), cuyos resultados se discuten en el citado trabajo de EL AMRANI-PAAZA (1994). En la tabla I se presenta un resumen de los estadísticos más significativos correspondientes a dicho muestreo.

Variables	Mínimo	Máximo	Media	C.V. (%)
Conductividad	1690,00	3910,00	2613,00	21
Temperatura	20,00	22,00	21,00	3
pH	6,87	7,42	7,10	2
Eh	-300	-229	-254	6
Calcio	112,00	368,00	249,00	30
Magnesio	79,00	208,00	138,00	31
Sodio	136,00	376,00	231,50	29
Potasio	7,40	42,50	18,20	55
Cloruros	270,00	724,00	453,00	30
Bicarbonatos	282,00	572,00	413,20	23
Sulfatos	589,50	1070,50	784,00	18
Nitratos	5,14	201,40	78,50	80
Nitritos	0,01	1,30	0,14	203
Amonio	0,00	1,80	0,26	185
Fosfatos	0,00	1,89	0,17	263
Silice	9,00	16,00	11,50	17
Boro	0,216	0,705	0,373	35
Cobre	0,023	0,086	0,054	29
Cromo	0,033	0,076	0,049	21
Litio	0,134	0,574	0,337	35
Níquel	0,033	0,086	0,057	25
Cinc	0,020	0,543	0,154	99
Manganeso	0,008	2,494	0,309	181
Plomo	0,066	0,218	0,143	37
Hierro	0,078	2,171	0,465	123
Aluminio	0,035	0,613	0,118	109
Bario	0,041	0,753	0,199	136
Cadmio	0,006	0,018	0,012	28
Estroncio	3,500	10,040	6,160	26

Tabla I.—Resumen estadístico de los resultados del muestreo de mayo de 1992. C.V.: coeficiente de variación (desviación típica/media aritmética). Las concentraciones se expresan en mg/l, conductividad en microS/cm, temperatura en °C y Eh en mV.

El Análisis de Componentes Principales (ACP) es un método estadístico esencialmente descriptivo

que permite sintetizar toda la información experimental disponible acerca de ciertas variables mediante la transformación de dichas variables iniciales, más o menos correlacionadas, registradas en un número de puntos u observaciones, en otras variables cuantitativas no correlacionadas, denominadas Componentes o Ejes Principales, de manera que unas pocas de estas últimas dan cuenta de la mayor parte de la varianza contenida en los datos originales (DAVIS, 1984). Es un método ampliamente utilizado en la interpretación de datos hidroquímicos (DOMENICO y SCHWARTZ, 1993), sobre todo cuando se complementa con la utilización de otros procedimientos gráficos convencionales (ver, por ejemplo, RAZAK y DAZY, 1990, y MELLOUL y COLLIN, 1992).

En nuestro caso, el ACP se ha realizado no teniendo en cuenta la posible distribución vertical del acuífero del delta. Se trata de un tratamiento homogéneo realizado sobre el conjunto de las variables físico-químicas antes citadas, salvo el Eh. Catorce de ellas (elementos-traza) han participado como suplementarias, lo que significa que tendrán la particularidad de no contribuir a la construcción de los ejes. Los cálculos se han realizado con el programa STAT-ITCF (ITCF, 1986). En la tabla II se presenta la matriz de los coeficientes de correlación entre variables, que constituye el punto de partida para establecer el ACP.

	Cond	Ip	pH	HCO	SO4	Cl	NO3	Ca	Mg	Na	K	SiO2	NO2	NH4	PO4	B	Cu	Cr	Ba	Cd	Li	Ni	Zn	Mn	Pb	Fe	Al	Sr
Cond	1.00																											
Ip	0.36	1.00																										
pH	-0.14	-0.14	1.00																									
HCO	0.57	-0.10	-0.08	1.00																								
SO4	0.53	-0.07	-0.25	0.77	1.00																							
Cl	0.53	0.49	0.27	0.09	0.10	1.00																						
NO3	0.57	0.48	0.26	0.09	-0.01	0.36	1.00																					
Ca	0.33	-0.13	-0.53	0.69	0.62	-0.24	-0.21	1.00																				
Mg	0.71	0.13	0.12	0.75	0.74	0.39	0.58	0.41	1.00																			
Na	0.57	0.45	0.35	0.17	0.15	0.98	0.45	-0.28	0.50	1.00																		
K	0.48	0.08	0.51	0.54	0.18	0.57	0.25	-0.05	0.51	0.62	1.00																	
SiO2	0.23	0.13	0.45	0.42	0.44	0.24	0.14	0.04	0.49	0.33	0.35	1.00																
NO2	0.08	0.08	-0.13	0.40	0.33	0.08	0.04	0.24	0.09	-0.04	0.08	0.34	1.00															
NH4	0.58	0.15	-0.39	0.15	0.04	-0.19	0.32	0.28	0.08	-0.18	-0.09	-0.20	-0.02	1.00														
PO4	-0.11	-0.33	0.27	-0.03	-0.14	-0.22	-0.12	-0.06	-0.20	-0.21	0.11	-0.08	0.53	0.20	1.00													
B	0.53	0.20	0.48	0.48	0.34	0.78	0.18	-0.03	0.51	0.79	0.79	0.62	0.51	-0.18	-0.05	1.00												
Cu	0.02	-0.14	-0.44	0.06	0.09	-0.68	0.22	0.35	0.09	0.58	0.44	-0.33	0.35	0.48	0.18	-0.84	1.00											
Cr	0.28	-0.10	-0.10	0.34	0.48	-0.24	0.50	0.38	0.83	-0.12	-0.08	0.11	-0.39	0.18	0.01	-0.19	0.74	1.00										
Ba	-0.14	0.12	-0.18	-0.30	-0.18	-0.00	-0.21	-0.02	-0.35	-0.13	-0.29	-0.17	-0.10	-0.04	-0.10	-0.10	-0.20	-0.41	1.00									
Cd	-0.09	-0.49	-0.10	0.24	0.12	-0.49	0.23	0.23	0.29	-0.40	-0.09	-0.27	-0.32	0.06	0.06	-0.48	0.74	0.74	-0.39	1.00								
Li	-0.17	0.05	-0.22	-0.04	0.04	-0.21	-0.47	0.33	-0.36	-0.39	-0.13	-0.03	0.31	-0.04	-0.02	-0.08	-0.12	-0.34	0.63	-0.29	1.00							
Ni	0.23	0.08	-0.35	0.32	0.32	-0.42	0.37	0.44	0.41	-0.29	-0.24	-0.07	-0.19	0.36	0.09	-0.29	0.85	0.62	-0.32	0.65	-0.25	1.00						
Zn	-0.41	0.06	-0.18	-0.58	-0.30	-0.18	-0.36	0.14	-0.59	-0.31	-0.48	-0.21	-0.12	-0.13	0.07	-0.29	-0.17	-0.43	0.79	-0.43	0.61	-0.36	1.00					
Mn	0.26	-0.11	0.21	0.55	0.33	0.12	-0.22	0.30	0.18	0.14	0.65	0.43	0.88	0.05	0.19	0.80	-0.33	-0.18	-0.18	-0.28	0.29	-0.09	-0.29	1.00				
Pb	0.31	-0.49	-0.53	0.22	0.13	-0.42	0.22	0.23	0.28	-0.30	-0.07	-0.25	-0.09	0.18	0.25	-0.29	0.75	-0.48	0.85	-0.34	0.81	-0.48	-0.06	1.00				
Fe	-0.05	-0.01	-0.11	-0.08	0.19	0.08	-0.38	-0.17	-0.13	0.03	-0.10	-0.11	-0.08	-0.12	0.09	0.00	-0.28	0.78	0.13	-0.25	0.15	-0.41	0.24	-0.11	-0.41	1.00		
Al	-0.33	-0.29	0.24	-0.30	-0.19	-0.26	-0.28	-0.17	-0.34	-0.21	-0.13	-0.15	0.24	-0.09	0.84	-0.18	0.05	-0.11	0.45	-0.07	0.13	-0.12	0.48	-0.15	0.02	0.23	1.00	
Sr	0.57	0.13	-0.55	0.52	0.52	-0.12	-0.06	0.82	0.25	-0.19	-0.05	0.12	0.18	0.58	-0.03	0.07	0.22	0.11	0.20	-0.12	0.50	0.25	0.06	0.35	-0.07	0.17	-0.15	1.00

Tabla II.—Matriz de correlación entre variables a partir de los resultados del muestreo de mayo de 1992

Thèse 3ème Cycle, Univ. Abdelmalek Essaadi, Tétouan (inédita). 318 pp.

GARCIA-LOPEZ, S.; EL AMRANI-PAAZA, N.; BENAVENTE, J., y CRUZ-SANJULIAN, J. J. (1991): *Algunas consecuencias hidrogeológicas de la regulación del río Adra (Granada-Almería)*. Actas III Simposio sobre el Agua en Andalucía. Vol. I: 391-400.

IGME (1975): *Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur*. Informe Técnico IX: Cuenca del Adra (difusión restringida).

IGME (1977): *Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur (Almería)*. Colección Informe. Madrid. 145 pp.

IGME (1984): *Calidad de las aguas subterráneas en las cuencas del sur de España*. Ministerio de Industria y Energía. Colección Informe. 151 pp.

ITCF (1986): *STAT-ITCF: Manuel d'utilisation*. Institut Technique des Céréales et des Fourrages. París. 63 pp.

JABALOY, A (1984): *Evolución de la desembocadura del río Adra (Almería)*. I Congreso Español de Geología. Segovia. Tomo I: 523-534.

MARTINEZ-VIDAL, J. L., y CASTRO, H. (coords.) (1990): *Las Albuferas de Adra (estudio integral)*. Col. Investigación, 9 (Instituto de Estudios Almerienses). 315 pp.

MELLOUL, A., y COLLIN, M. (1992): *The principal compo-*

nents statistical method as a complementary approach to methods in water quality factor identification; application to the Coastal Plain Aquifer of Israel. Journal of Hydrology, 140: 49-73.

MORALES, G. (1986): *Contribución al conocimiento hidrogeológico del delta del río Adra*. Tesis Licenciatura. Univ. Granada (inédita). 210 pp.

PERKIN-ELMER (1982): *Analytical Methods for Atomic Absorption Spectrophotometry*. Connecticut. U.S.A.

PULIDO, A. (1988): *Síntesis hidrogeológica del delta del río Adra*. Simposio sobre Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros (Almuñécar, Granada): 145-169.

PULIDO, A.; BENAVENTE, J.; CASTILLO, A., y PADILLA, A. (1986): *Estudio hidrogeológico de la cuenca del río Adra*. Dpto. Hidrogeología, Univ. Granada. Mem. Inédita. 56 pp.

PULIDO, A.; MORALES, G., y BENAVENTE, J. (1988): *Hidrogeología del delta del río Adra*. Estudios Geológicos, 44: 429-443.

RAZAK, M., y DAZY, J. (1990): *Hydrochemical characterization of groundwater mixing in sedimentary and metamorphic reservoirs with combined use of Piper's principle and factor analysis*. Journal of Hydrology, 114: 371-393.

RODIER, J. (1981): *Análisis de las aguas*. Ed. Omega. Barcelona. 1057 pp.

Original recibido: Enero de 1994.

Original aceptado: Abril de 1994.

Rocas plutónicas híbridas y mecanismos de hibridación en el Macizo Ibérico Hercínico.

Por A. CASTRO (*), I. MORENO-VENTAS (*) y J. D. DE LA ROSA (*)

R E S U M E N

Rocas plutónicas híbridas, en las que pueden identificarse componentes corticales y mantélicos, constituyen gran parte del magmatismo Hercínico del Macizo Ibérico. Las rocas estudiadas en este trabajo proceden de tres batolitos de distintos dominios tectonoestratigráficos de la cadena Hercínica.

Distintos mecanismos de hibridación son propuestos a partir de las relaciones de campo de las rocas híbridas y zonas de interacción magmáticas que afloran en las partes más externas del macizo (Zona Surportuguesa). Se concluye que la mezcla de magma es el mecanismo más importante en la generación de rocas híbridas, más incluso que el papel de fuentes mezcladas, asimilación y contaminación. Por esta razón, la mezcla de magma se analiza en detalle, considerando los modelos experimentales existentes y supuestos empíricos. Un modelo de mezcla de magma en cámaras magmáticas es considerado como el escenario más favorable para la generación de rocas híbridas. Una cámara magmática silíceo o zona anatética es invadida en profundidad por un magma derivado mantélico. La inyección simplutónica induce convección en la cámara silíceo originando la disrupción de cuerpos máficos, en equilibrio térmico y en estado magmático, que se mezcla con el encajante silíceo. En este modelo, la mezcla de magma se desarrolla por dos mecanismos principales tal como se deduce, por un lado a partir de las características petrográficas de las rocas híbridas estudiadas, y a partir de las relaciones de campo observadas en zonas de interacción magma-magma. Estos dos mecanismos de mezcla de magma se denominan como mezcla por inyección y mezcla por convección. La mezcla por inyección tiene lugar durante la intrusión de magma básico en el interior del encajante silíceo y modifica la composición de este magma básico por captura de cristales, fragmentos de magma o gotas de líquido del encajante silíceo. La mezcla por convección se desarrolla una vez alcanzado el equilibrio térmico, al menos localmente, entre ambas magmas. Este mecanismo modifica la composición de magma silíceo, originándose un granitoide híbrido con enclaves microgranulares remanentes del proceso de mezcla.

A B S T R A C T

Hybrid plutonic rocks, in which mantle and crustal components can be identified, constitute an important part of the Hercynian magmatism in the Iberian massif. The rocks featured here are from the study of three different batholiths appearing in different tectonostratigraphic domains of the Hercynian chain. Possible hybridization mechanisms are proposed in the light of field relationships of hybrid rocks and exposed magma interaction zones outcropping in the outer parts of the massif (South Portuguese zone). It is concluded that magma mixing is the most important mechanism in producing hybrid rocks, more important than the role of mixed sources, assimilation and contamination. For this reason, magma mixing is analyzed in detail, considering available experimental models and empirical assumptions. A magma mixing model in magmatic chambers is considered the more suitable scenario for the production of mixed rocks. The starting point for this model is a silicic magma chamber, or anatectic zone, which is invaded from depth by a mantle-derived magma. Synplutonic injection induces convection in the silicic chamber leading to the disruption of mafic bodies, in thermal equilibrium and at magmatic state, that mix with the silicic host. In this model magma mixing develops by two main mechanisms as deduced, on one hand from the petrographic features of the studied hybrid rocks and, on the other hand, on the observed field relationships in magma-magma interaction zones. These two magma mixing mechanisms are called *injection mixing* and *convection mixing*. Injection mixing develops during the intrusion of basic magma into the silicic host and modifies the composition of this basic magma by capture of crystals, magma fragments or liquid droplets from the silicic host. Convection mixing develops once thermal equilibrium is reached, at least locally, between both magmas. This mechanism modifies the composition of the silicic magma that becomes a hybrid granitoid with microgranular enclaves as remnants of the mixing process.

(*) Departamento de Geología. Universidad de Huelva, 21819 La Rábida, Huelva.

1. INTRODUCCION

Los procesos de reactivación de corteza y manto con la producción de magmas riolíticos y basálticos, son reconocidos en todo el mundo y relacionados con situaciones geotectónicas específicas. Sin embargo, muchos productos magmáticos tienen composiciones intermedias entre típicamente mantélicos y típicamente corticales. La diferenciación magmática a partir de magmas primarios del manto puede producir líquidos fraccionados de composiciones intermedias. La cuestión es si tal mecanismo puede ser responsable para la gran producción de magmas dacíticos y andesíticos, y sus equivalentes plutónicos, que caracterizan los márgenes continentales activos y los cinturones batolíticos intracontinentales (PITCHER, 1982; GILL, 1981, y PITCHER et al., 1985). Recientes estudios isotópicos han mostrado que estos magmas intermedios no son producidos por un mecanismo de diferenciación magmática simple a partir de fundidos basálticos sino que en sus composiciones hay una participación substancial de la corteza continental (e.g. PANKHURST et al., 1988; DE PAOLO, 1980).

Después del Precámbrico, una vez que una fuente para producción de magmas silíceos se desarrolló en la corteza continental, una situación especial con respecto a la petrogénesis se hace crucial. Dos fuentes, corteza y manto, pueden ser reactivadas simultáneamente de tal manera que los magmas resultantes pueden hibridarse produciendo magmas de una composición intermedia entre fundidos basálticos del manto y magmas silíceos corticales. Aunque la relevancia de los así llamados, en un sentido general, procesos de hibridación es bien conocida, los mecanismos por los cuales un magma adquiere una composición híbrida no están bien restringidos. La hibridación generalmente combinada con fraccionación de cristales (procesos AFC, DE PAOLO, 1981), es un proceso importante implicado en la petrogénesis de muchas rocas plutónicas alcalinas y calcoalcalinas. La contaminación cortical, mezcla de magmas o cualquier otro tipo de hibridación ha sido argumentada para explicar variaciones isotópicas y químicas en rocas plutónicas alcalinas (e.g. VOLLMER, 1976). En rocas volcánicas los procesos de hibridación son relativamente fáciles de reconocer debido a

que las relaciones de desequilibrio líquido-cristal o cristal-cristal quedan grabadas en las rocas (e.g. GERLACH y GROVE, 1982; GEIST et al., 1988, MAZZONE y GRANT, 1988). El carácter híbrido de una roca volcánica dada puede ser evidente pero los procesos de hibridación que ocurrieron en la cámara magmática o en los conductos volcánicos permanecen desconocidos. Por otra parte, las rocas plutónicas, de posible origen híbrido, han perdido la mayor parte de sus relaciones de desequilibrio durante el enfriamiento lento. Sin embargo, la ventaja de las rocas plutónicas sobre las volcánicas es que las primeras cristalizaron en profundidad en una cámara magmática, de tal manera que los estudios detallados de las relaciones de campo pueden revelar importantes datos sobre la dinámica de los procesos implicados (e.g. CASTRO et al., 1990a).

Durante los últimos años los autores de este artículo han estudiado en detalle relaciones de campo de diferentes complejos subvolcánicos y plutónicos del Cinturón Hercínico de la Península Ibérica. Los procesos en la cámara magmática durante la mezcla de magmas pueden ser limitados o restringidos usando relaciones de campo y estudios petrográficos detallados, así como variaciones geoquímicas. Los modelos empíricos coherentes pueden ser construidos para explicar las relaciones de campo y petrográficas observadas en rocas híbridas plutónicas y en zonas de interacción magma-magma expuestas en superficie. Estos modelos pueden también ser útiles para explicar las secuencias volcánicas observadas y los desequilibrios cristal-líquido que caracterizan muchas rocas volcánicas (muchas andesitas orogénicas).

La intención de este artículo es mostrar las principales características petrológicas de rocas híbridas en un medio de reactivación corteza-manto. Estas características pueden ser usadas por una parte, para construir un modelo de mezcla de magmas empírico y por otra parte para definir una serie de criterios útiles para el reconocimiento de los mecanismos por los cuales los magmas se hibridan y modifican sus composiciones originales. Por lo tanto el artículo es una revisión, y muchas descripciones detalladas y datos geoquímicos se refieren a trabajos publicados y a investigaciones en curso.

2. DEFINICION DE TERMINOS

Los términos *hibridación*, *roca híbrida*, *magma híbrido* y *composición híbrida* no son siempre usados con el mismo significado por diferentes autores. Existe confusión sobre el significado de estos términos. El concepto de hibridación pierde cualquier relevancia en Geología si es aplicado a cualquier situación en la cual un magma tiene una composición intermedia entre cualesquiera de dos magmas diferentes. Nosotros usamos este término en relación a fuentes de magmas de composiciones extremas y naturalezas también extremas. Dos fuentes de magmas son reconocidas: manto y corteza, nosotros referiremos como *híbrido* a magmas o rocas cuya composición sea intermedia entre fundidos silíceos corticales y magmas basálticos mantélicos. En este sentido los procesos de hibridación adquieren especial importancia ya que reflejan procesos superpuestos de reactivación mantélica y cortical ocurriendo simultáneamente.

3. ROCAS HIBRIDAS PLUTONICAS DEL MACIZO IBERICO

Una descripción detallada de rocas híbridas del Macizo Ibérico está fuera del alcance de este artículo. Los estudios recientes realizados por los autores a lo largo de los últimos años y actualmente, han mostrado el papel relevante de la hibridación en la petrogénesis de estas rocas. Las descripciones generales presentadas aquí son aquellas que tienen especial relevancia en relación con los procesos de hibridación.

CAPDEVILA y FLOOR (1970) y CAPDEVILA et al. (1973) distinguieron dos series principales de granitoides en la Península Ibérica, con especial referencia a los dominios norte y central (CORRETGE, 1983): 1) la *serie alcalina* y 2) la *serie calcoalcalina*. El término *alcalino* fue aplicado en este caso para granitoides anatéticos peraluminicos en un sentido muy diferente del que generalmente se acepta para series de rocas volcánicas. Por esta razón, términos tales como *leucogranitos* o *granitos anatéticos* son preferidos por la mayoría de los autores. Las rocas definidas por CAPDEVILA y FLOOR (1970) como calcoalcalinas son verdaderos granitoides calcoalcalinos que varían en composición desde cuarzo-dioritas y tonalitas a granodioritas y monzogranitas.

Las granodioritas y monzogranitos (adameilitas) representan más del 90 por 100 de las rocas plutónicas calcoalcalinas del Macizo Ibérico. Los principales problemas al aplicar esta clasificación son: 1) el origen anatético de la mayor parte de los granitoides calcoalcalinos y 2) la presencia, conspicua en muchos casos, de granitoides transicionales con características mixtas entre las dos series antes mencionadas. Estos granitoides transicionales son granodioritas y monzogranitos con cordierita (Serie Mixta, CAPDEVILA et al., 1973; CORRETGE et al., 1977), que pueden contener algunos enclaves tonalíticos, un rasgo típico de granodioritas calcoalcalinas.

Tres batolitos principales serán brevemente referidos en este estudio (fig. 1):

- 1) El batolito del Sistema Central (BSC).
- 2) El batolito de los Pedroches (BLP).
- 3) El batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS).

Estos son representativos del plutonismo hercínico en el Macizo Ibérico ya que aparecen relacionados con diferentes dominios tectonoestratigráficos (fig. 1). Cada uno de los tres contiene rocas calcoalcalinas híbridas que serán referidas más adelante.

El batolito del Sistema Central (BSC)

Está localizado en los dominios internos de la Cadena Hercínica Ibérica (Zona Centro Ibérica) (fig. 1), representando uno de los mejores afloramientos graníticos del Cinturón Hercínico Europeo. Secciones verticales de más de un kilómetro son comunes mostrando excelentes relaciones de campo de granitoides, rocas básicas y gneises y metapelitas de alto grado. Relaciones entre rocas básicas y granitoides son especialmente interesantes ya que revelan importantes datos en relación con la mezcla de magmas a niveles profundos (10-12 km mínimo). Las descripciones detalladas de parte de este batolito (área de Gredos) serán publicadas próximamente (MORENO-VENTAS y CASTRO). Los datos de campo y petrográficos y geoquímicos indican que la mezcla de magmas a considerable escala puede haber ocurrido entre fundidos anatéticos y un magma derivado del manto posiblemente toleítico. Contactos líquido-líquido (o magma-magma, sobre la escala de milímetros a metros) entre rocas fé-

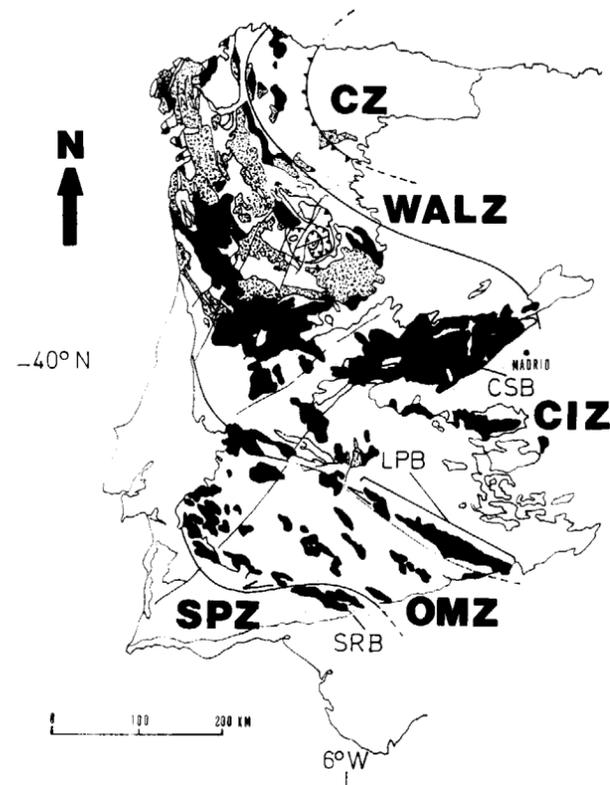


Figura 1.—Mapa esquemático de la Península Ibérica mostrando la distribución de rocas granitoides: ZC, Zona Cantábrica; ZAOL, Zona Astur-Occidental Leonesa; ZCI, Zona Centro Ibérica; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZSP, Zona Surportuguesa. Claves para los batolitos estudiados en el artículo: BSC, batolito del Sistema Central; BLP, batolito de Los Pedroches; BSNS, batolito de la Sierra Norte de Sevilla. En negro, granitoides calcoalcalinos; punteado leucogranitos aluminicos.

sicas y máficas son un fenómeno común. Estos contactos caracterizan diques compuestos y grandes cuerpos tonalíticos (mayores de 100 m). Ellos indican que el magma máfico que a su vez aparece asociado con acumulados ultramáficos, intruyó dentro de una zona anatética. La mezcla de magmas entre estos dos miembros finales contribuyó a la hibridación en zonas extensas (kilométricas) de granitoides anatéticos, los cuales se transforman en granodioritas con enclaves tonalíticos. Las granodioritas híbridas que ocasionalmente contienen hornblenda, aparecen localizadas en dominios con contactos transicionales con las granodioritas biotíticas que la rodean, caracterizadas por la presencia de enclaves tonalíticos. Los monzogranitos con cordierita que son muy abundantes en las partes externas del

batolito y en contacto con migmatitas contienen muy pocos, o ninguno, enclaves tonalíticos. Dos modelos principales han sido propuestos para explicar esta relación. En el primero, las granodioritas biotíticas se originarían en la corteza inferior y se hibridarían allí con magmas mantélicos. Posteriormente interaccionarían a niveles altos con migmatitas y asimilarían cordierita, dando lugar a los monzogranitos cordieríticos (UGIDOS, 1987; UGIDOS et al., 1989). En el segundo modelo, los monzogranitos cordieríticos son considerados como granitoides anatéticos de alto nivel relacionados con migmatitas con las cuales están en contacto, y las granodioritas biotíticas serían los mismos granitoides pero ligeramente hibridados con magmas básicos con los cuales están estrechamente relacionados. (CASTRO et al., 1990b). La muy baja abundancia, incluso la ausencia, de enclaves tonalíticos en la mayor parte de los granitoides con cordierita puede ser debida al bajo, o incluso nulo, grado de hibridación de estas rocas. Sin embargo se requiere mayor cantidad de datos químicos e isótopos radiogénicos para construir un modelo global en el cual todas las relaciones de campo puedan ser integradas.

La figura 2 muestra algunas de las relaciones de enclaves y granodioritas encajantes de este batolito en uno de los dominios híbridos. El estado magmático de los enclaves es manifestado por el hecho de que se adaptan sus formas a cristales preexistentes en el granitoide encajante. Esto indica que ambos granitos y enclave tonalítico estaban en estado magmático y en equilibrio térmico. Bajo estas condiciones, los enclaves pueden ser fácilmente disgregados y mezclados con el granitoide encajante. El carácter híbrido de la granodiorita encajante es manifestado por las relaciones químicas. Esto indica que un mínimo en torno al 17 por 100 de magma básico está presente en la composición de estas granodioritas (CASTRO et al., 1990b). El magma del enclave a su vez tiene algunos signos de hibridación como es la presencia de xenocristales derivados a partir del magma silíceo encajante. Estos xenocristales son principalmente de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los xenocristales de feldespato potásico caracterizados por una forma redondeada y ocasionalmente una aureola de plagioclasa (fig. 3a) son escasos en estos enclaves. Las plagioclasas y cuarzo son las fases xenocrísticas más comunes. Los fenocristales de

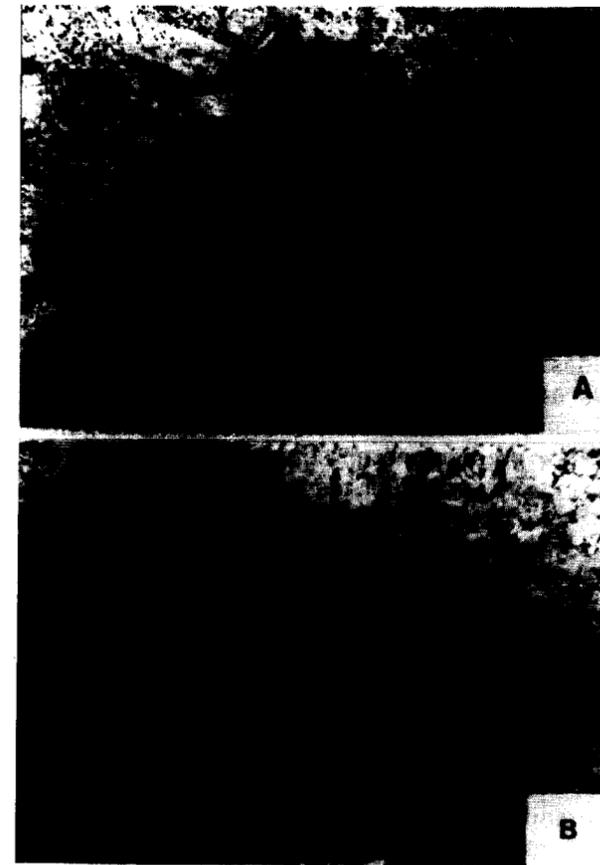


Figura 2.—Relaciones de campo entre enclaves tonalíticos y granodioritas con megacristales del batolito del Sistema Central.

plagioclasa están caracterizados por la presencia de un núcleo reabsorbido rodeado por una plagioclasa más cálcica. Estos son muy comunes en enclaves tonalíticos así como en los grandes cuerpos tonalíticos (de 1 a 5 km) asociados con los dominios híbridos. Los contactos son generalmente transicionales con las granodioritas híbridas que los rodea. Las rocas son tonalitas con biotita y hornblenda de grano fino. El rasgo más sobresaliente es la presencia de cristales de cuarzo redondeados (de 0,5 a 1 cm de diámetro) contorneados por una corona de pequeños cristales de hornblenda (fig. 3b). Estos han sido interpretados como xenocristales capturados por la tonalita, a partir de un magma félsico cuando el magma tonalítico fue inyectado dentro de la cámara magmática silícea o la zona de fusión parcial. Estas tonalitas con xenocristales y de tamaño de grano fino, que nosotros usualmente

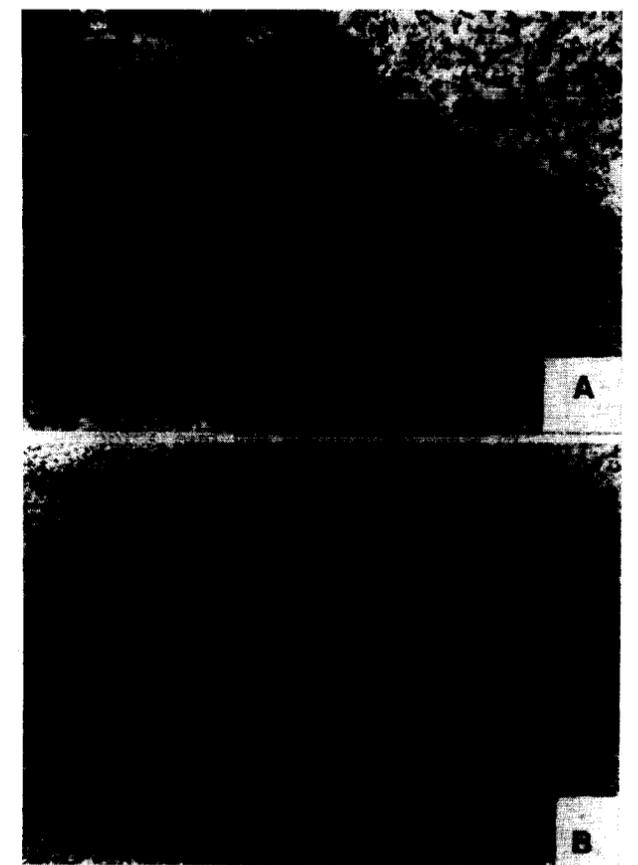


Figura 3.—Aspectos mesoscópicos de tonalitas con xenocristales del batolito del Sistema Central. a) Xenocristales redondeados de feldespato potásico dentro de un enclave tonalítico. b) Xenocristales de cuarzo mostrando un anillo máfico dentro de una tonalita máfica (gredita).

llamamos greditas (de Sierra de Gredos), están presentes en la mayor parte de los dominios híbridos del batolito del Sistema Central y también aparecen como enclaves en las granodioritas con hornblenda.

En resumen, las granodioritas y tonalitas (greditas) son las rocas híbridas más comunes del BSC. Un rasgo sobresaliente de hibridación en las greditas es la presencia de cuarzo, y ocasionalmente plagioclasa, como xenocristales. En las granodioritas, la hibridación se apoya por la presencia de enclaves tonalíticos (CASTRO et al., 1990c), así como las relaciones con rocas básicas y dominios híbridos. Esta interpretación es también apoyada por variaciones geoquímicas para elementos mayores como se ilustra en la figura 4. La tendencia presentada por estas ro-

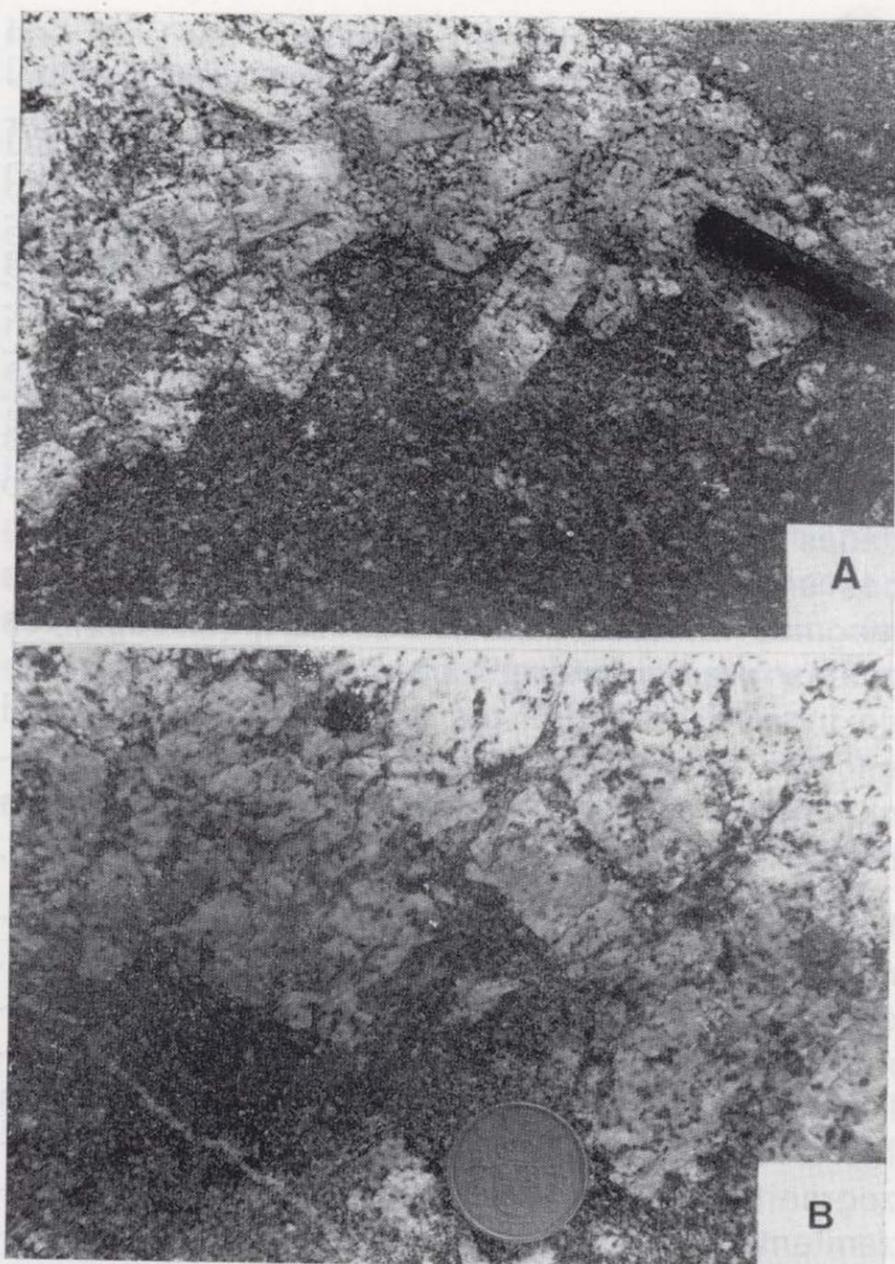


Figura 2.—Relaciones de campo entre enclaves tonalíticos y granodioritas con megacristales del batolito del Sistema Central.

plagioclasa están caracterizados por la presencia de un núcleo reabsorbido rodeado por una plagioclasa más cálcica. Estos son muy comunes en enclaves tonalíticos así como en los grandes cuerpos tonalíticos (de 1 a 5 km) asociados con los dominios híbridos. Los contactos son generalmente transicionales con las granodioritas híbridas que los rodea. Las rocas son tonalitas con biotita y hornblenda de grano fino. El rasgo más sobresaliente es la presencia de cristales de cuarzo redondeados (de 0,5 a 1 cm de diámetro) contorneados por una corona de pequeños cristales de hornblenda (fig. 3b). Estos han sido interpretados como xenocristales capturados por la tonalita, a partir de un magma félsico cuando el magma tonalítico fue inyectado dentro de la cámara magmática silicea o la zona de fusión parcial. Estas tonalitas con xenocristales y de tamaño de grano fino, que nosotros usualmente

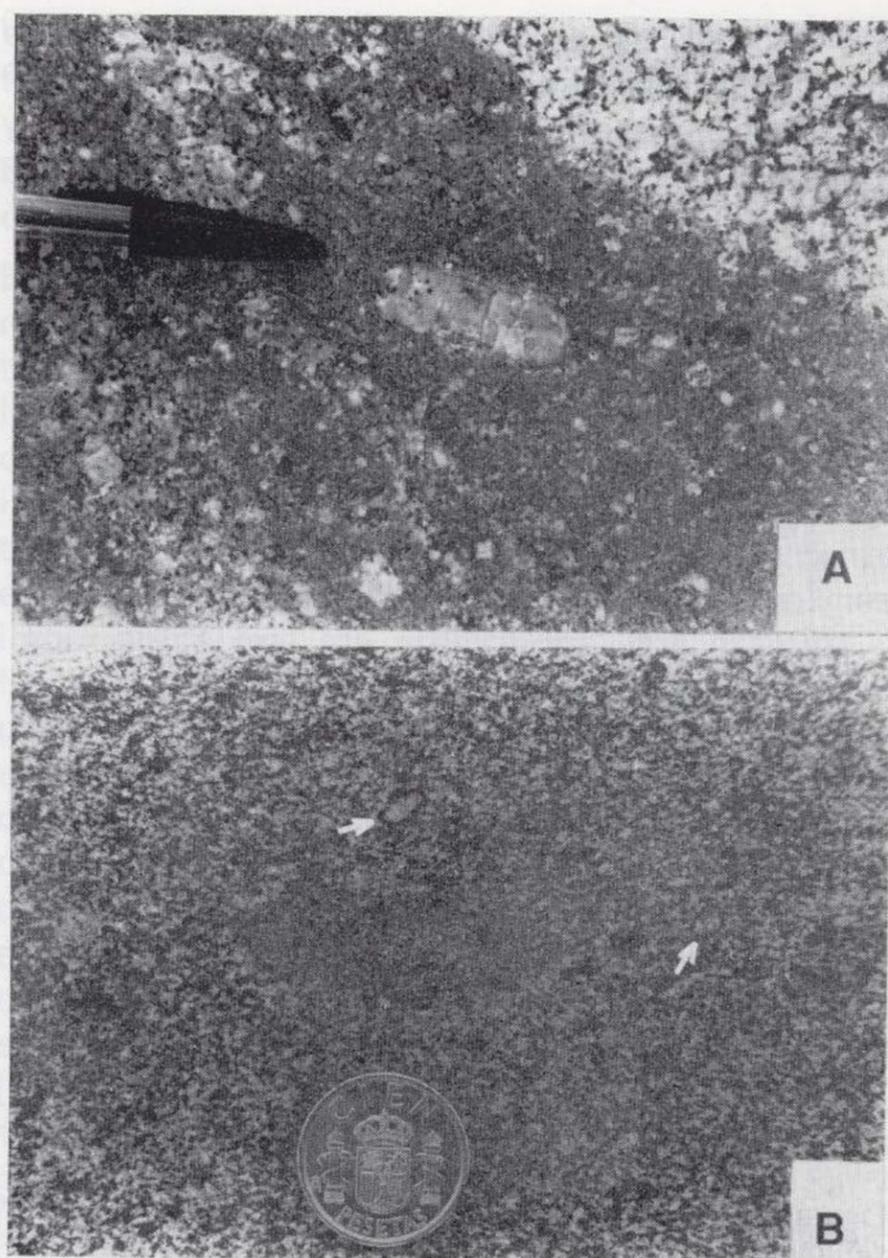


Figura 3.—Aspectos mesoscópicos de tonalitas con xenocristales del batolito del Sistema Central. a) Xenocristales redondeados de feldespato potásico dentro de un enclave tonalítico. b) Xenocristales de cuarzo mostrando un anillo máfico dentro de una tonalita máfica (gredita).

llamamos greditas (de Sierra de Gredos), están presentes en la mayor parte de los dominios híbridos del batolito del Sistema Central y también aparecen como enclaves en las granodioritas con hornblenda.

En resumen, las granodioritas y tonalitas (greditas) son las rocas híbridas más comunes del BSC. Un rasgo sobresaliente de hibridación en las greditas es la presencia de cuarzo, y ocasionalmente plagioclasa, como xenocristales. En las granodioritas, la hibridación se apoya por la presencia de enclaves tonalíticos (CASTRO et al., 1990c), así como las relaciones con rocas básicas y dominios híbridos. Esta interpretación es también apoyada por variaciones geoquímicas para elementos mayores como se ilustra en la figura 4. La tendencia presentada por estas ro-

cas del BSC se aproximan a las tendencias de mezcla teórica que se obtienen al mezclar, en todas las proporciones granitos anatécicos y rocas básicas (fig. 4, inset.).

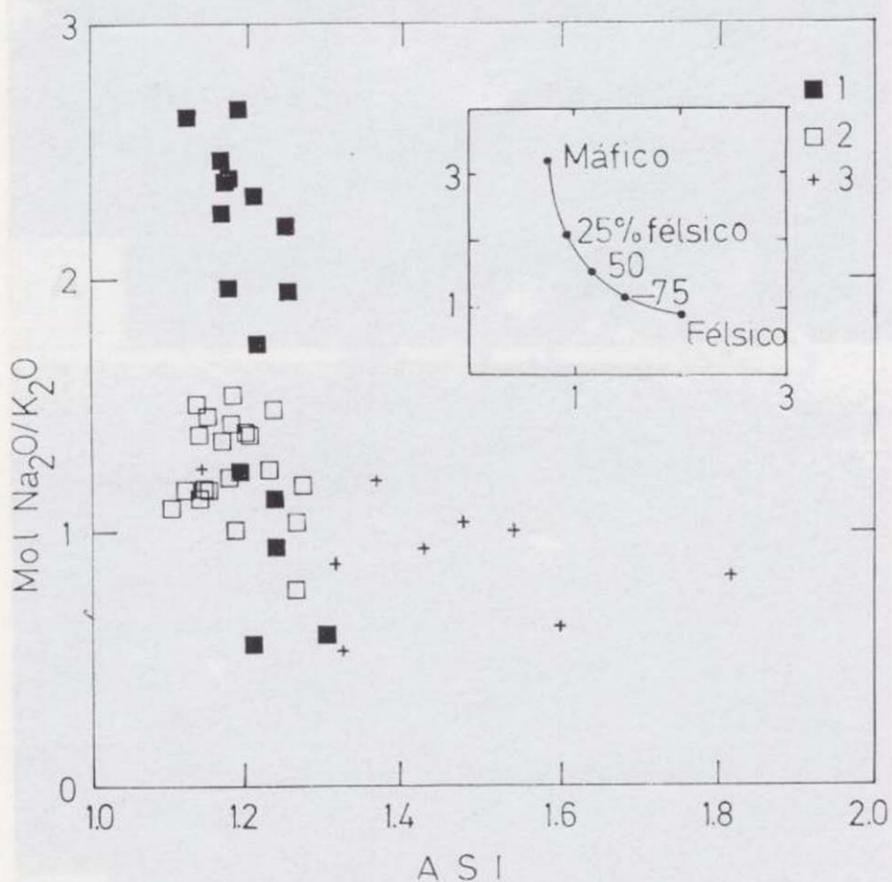


Figura 4.—Diagrama de relación de álcalis vs. índice de saturación en alúmina (ISA, Zen, 1986) representando rocas representativas del batolito del Sistema Central. 1, enclaves tonalíticos; 2, granodioritas híbridas; 3, leucogranitos anatécicos. La curva muestra la línea de mezcla ideal para este batolito (CASTRO et al., 1990b).

El batolito de los Pedroches (BLP)

Este batolito constituye un alineamiento geológico de primer orden, paralelo a las estructuras regionales y localizado cerca del borde sur de la Zona Centro Ibérica del Macizo Hercínico (fig. 1). Las rocas granitoides, que varían en composición desde granodioritas hasta granitos de feldspato alcalino fueron emplazadas en varios plutones a una profundidad de 2 a 4 km dentro de metasedimentos Paleozoicos (principalmente Carbonífero Inferior y Silúrico). Dos principales series plutónicas han sido distinguidas (GARCIA-CASCO et al., 1987) sobre la base de los diagramas multicatiónicos AB (DEBON y LE FORT, 1983). Las granodioritas con biotita \pm hornblenda muestran una tendencia aluminocafémica mientras que los monzogranitos cordieríticos presentan una tendencia aluminica típica cerca del campo de los leucogranitos. Los rasgos de hibrida-

ción están presentes en ambas series pero son más sobresalientes en las granodioritas con biotita \pm hornblenda. Los criterios para reconocer los procesos de hibridación en ambas rocas son (CASTRO, 1990): 1) La presencia de clots policristalinos de hornblenda derivados del magma máfico. 2) La presencia de enclaves microgranulares que presentan una textura multietapa inusual y que sería indicativa de un origen por destrucción de diques simplutónicos (op. cit.). Las descripciones detalladas de estas rocas han sido dadas en CASTRO (1990). Los enclaves tonalíticos son interpretados como representativos de magmas máficos fraccionados e hibridados, los cuales interaccionaron con magmas silíceos dando lugar a granodioritas híbridas. El magma del enclave también sufrió hibridación como lo demuestra la presencia de plagioclasas con núcleos reabsorbidos (fig. 5) y xenocristales de cuarzo.

La otra serie de granitoides, mencionada anteriormente, está definida por monzogranitos cordieríticos y sienogranitos relacionados con granitos aplíticos. Estas rocas son similares a aquellas que muestran transiciones con granodioritas híbridas en el BSC. En el caso del BLP los monzogranitos cordieríticos son posteriores al emplazamiento de las granodioritas. El *gap* composicional existente entre ambas series en el sector occidental del batolito (GARCIA-CASCO et al., 1987) no está necesariamente en contradicción con un modelo de mezcla de magmas relacionando ambas. Dicho *gap* puede estar ausente en determinados dominios del batolito en los que exis-

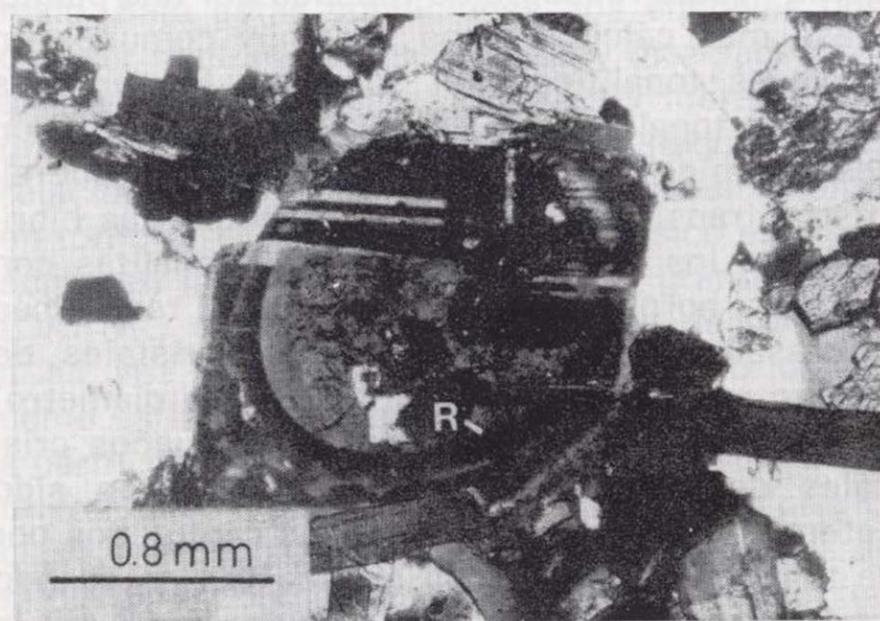


Figura 5.—Núcleo reabsorbido y redondeado en una plagioclasa de la granodiorita de Quintana (batolito de Los Pedroches).

cas del BSC se aproximan a las tendencias de mezcla teórica que se obtienen al mezclar, en todas las proporciones granitos anatócticos y rocas básicas (fig. 4, inset.).

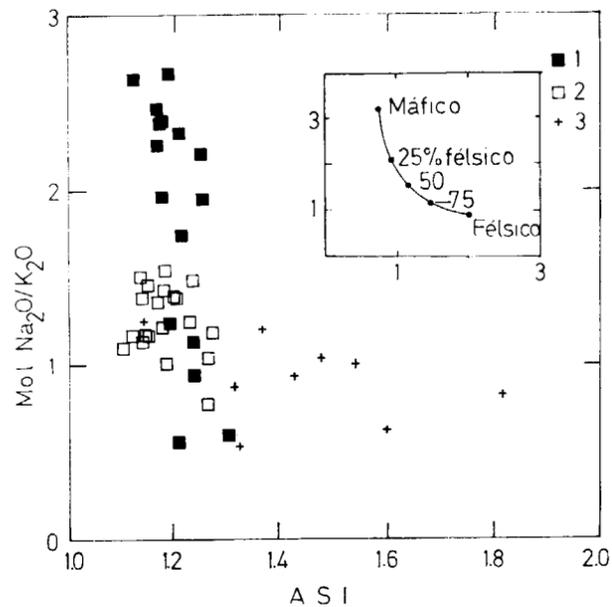


Figura 4.—Diagrama de relación de álcalis vs. índice de saturación en alúmina (ISA, Zen, 1986) representando rocas representativas del batolito del Sistema Central. 1, enclaves tonalíticos; 2, granodioritas híbridas; 3, leucogranitos anatócticos. La curva muestra la línea de mezcla ideal para este batolito (CASTRO et al., 1990b).

El batolito de los Pedroches (BLP)

Este batolito constituye un alineamiento geológico de primer orden, paralelo a las estructuras regionales y localizado cerca del borde sur de la Zona Centro Ibérica del Macizo Hercínico (fig. 1). Las rocas granitoides, que varían en composición desde granodioritas hasta granitos de feldespato alcalino fueron emplazadas en varios plutones a una profundidad de 2 a 4 km dentro de metasedimentos Paleozoicos (principalmente Carbonífero Inferior y Silúrico). Dos principales series plutónicas han sido distinguidas (GARCIA-CASCO et al., 1987) sobre la base de los diagramas multicatiónicos AB (DEBON y LE FORT, 1983). Las granodioritas con biotita ± hornblenda muestran una tendencia aluminocafémica mientras que los monzogranitos cordieríticos presentan una tendencia aluminica típica cerca del campo de los leucogranitos. Los rasgos de hibrida-

ción están presentes en ambas series pero son más sobresalientes en las granodioritas con biotita ± hornblenda. Los criterios para reconocer los procesos de hibridación en ambas rocas son (CASTRO, 1990): 1) La presencia de clots policristalinos de hornblenda derivados del magma máfico. 2) La presencia de enclaves microgranulares que presentan una textura multietapa inusual y que sería indicativa de un origen por destrucción de diques simplutónicos (op. cit.). Las descripciones detalladas de estas rocas han sido dadas en CASTRO (1990). Los enclaves tonalíticos son interpretados como representativos de magmas máficos fraccionados e hibridados, los cuales interaccionaron con magmas silíceos dando lugar a granodioritas híbridas. El magma del enclave también sufrió hibridación como lo demuestra la presencia de plagioclasas con núcleos reabsorbidos (fig. 5) y xenocristales de cuarzo.

La otra serie de granitoides, mencionada anteriormente, está definida por monzogranitos cordieríticos y sienogranitos relacionados con granitos aplíticos. Estas rocas son similares a aquellas que muestran transiciones con granodioritas híbridas en el BSC. En el caso del BLP los monzogranitos cordieríticos son posteriores al emplazamiento de las granodioritas. El *gap* composicional existente entre ambas series en el sector occidental del batolito (GARCIA-CASCO et al., 1987) no está necesariamente en contradicción con un modelo de mezcla de magmas relacionando ambas. Dicho *gap* puede estar ausente en determinados dominios del batolito en los que exis-



Figura 5.—Núcleo reabsorbido y redondeado en una plagioclasa de la granodiorita de Quintana (batolito de Los Pedroches).

te una transición completa entre ambas series (QUESADA, com. personal, 1991).

La figura 6 muestra el diagrama ASI vs relación de álcalis en el que se representan granodioritas, enclaves y monzogranitos cordieríticos del BLP. Se puede ver cómo las dos series, y los enclaves relacionados, presentan una tendencia coherente en una manera similar al BSC, en la cual ambas series son transicionales, una a la otra, en el mismo complejo plutónico.

Los monzogranitos cordieríticos también tienen enclaves microgranulares (no representados en el diagrama) y pueden tener cordierita xenocrítica, pero son muy similares en textura a aque-

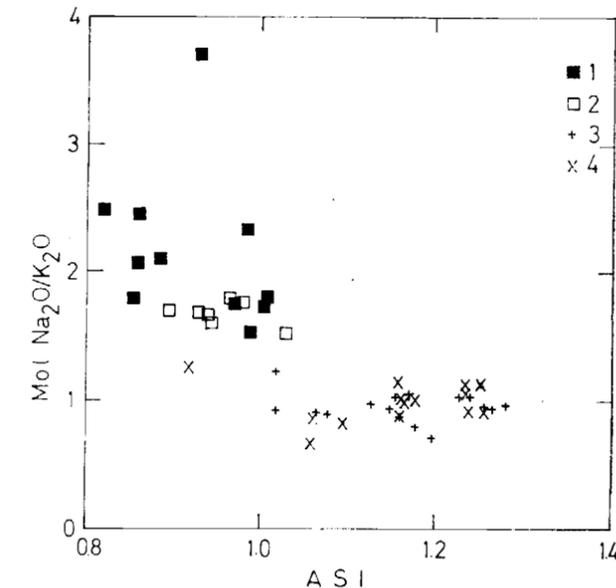


Figura 6.—Diagrama de relación de álcalis vs. índice de saturación en alúmina (ISA) de rocas del batolito de Los Pedroches. La tendencia aproximada a una línea de mezcla ideal como aquella del Sistema Central es evidente. Una línea de mezcla no puede ser calculada ya que los miembros finales máficos y félsicos son desconocidos en este batolito. 1, enclaves tonalíticos; 2, granodioritas híbridas; 3, monzogranitos; 4, granitos aplíticos.

llos descritos en otros granitoides ibéricos. Aparte de la presencia de estos enclaves, el rasgo más saliente de hibridación en estos monzogranitos es la presencia de textura de tipo rapakiwi en muchos megacristales de feldespato potásico. Sin embargo, la proporción de magma básico en estos granitoides puede ser muy baja

(o ausente en muchos casos) y por tanto difícil de detectar por tests de elementos mayores.

El batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS)

Este es un batolito somero, plutónico-subvolcánico, emplazado en niveles corticales altos dentro de metasedimentos Devono-Carboníferos de la Zona Surportuguesa (ver fig. 1), es decir una de las dos zonas más externas de la Cadena Hercínica Ibérica. Una diferencia importante entre este batolito y los referidos anteriormente es que las rocas básicas e intermedias son más importantes que los granitoides. Los granitos y las rocas básicas forman grandes bandas elongadas de 5 a 20 km de longitud, paralelas a las estructuras regionales. En los contactos entre dos bandas de composición contrastada, son muy comunes las zonas de interacción complejas y contactos magma-magma en las que los procesos de hibridación y mezcla de magmas pueden ocurrir. Una de estas zonas de interacción ha sido estudiada en detalle en el Macizo de Gerena (DE LA ROSA & CASTRO, 1990; CASTRO et al., 1990a) y los resultados pueden ser utilizados para reconocer rocas híbridas en el mismo batolito. Estas son granodioritas híbridas con enclaves máficos muy similares en composición y petrografía a aquellas que aparecen en la zona de interacción de Gerena (op. cit.). Las tonalitas de esta zona de mezcla aparecen como 1) glóbulos de magma con contactos lobulados (fig. 7a), 2) diques simplutónicos, 3) enclaves (fig. 7b), y 4) grandes fragmentos de magma con contactos crenulados muy ricos en ocelos graníticos (fig. 7c y d). Por otra parte, la presencia de fenocristales félsicos (fig. 8) muestra el carácter híbrido de estas tonalitas que interaccionaron con un magma félsico. Se debe notar que estas características relacionadas con procesos de hibridación están ausentes en dioritas y cuarzdioritas fuera de las zonas de interacción. Los ocelos graníticos están presentes también exclusivamente dentro de las zonas de interacción. Estos muestran una gran variedad de formas y tamaños sugiriendo que fueron gotas de líquido granítico atrapadas por el magma máfico durante la inyección dentro de la cámara magmática silícea (DE LA ROSA y CASTRO, 1991). Ocelos similares fueron descritos por BUSSELL (1985, 1988) y fueron interpretadas como inclusiones de líquido granítico xenógeno.

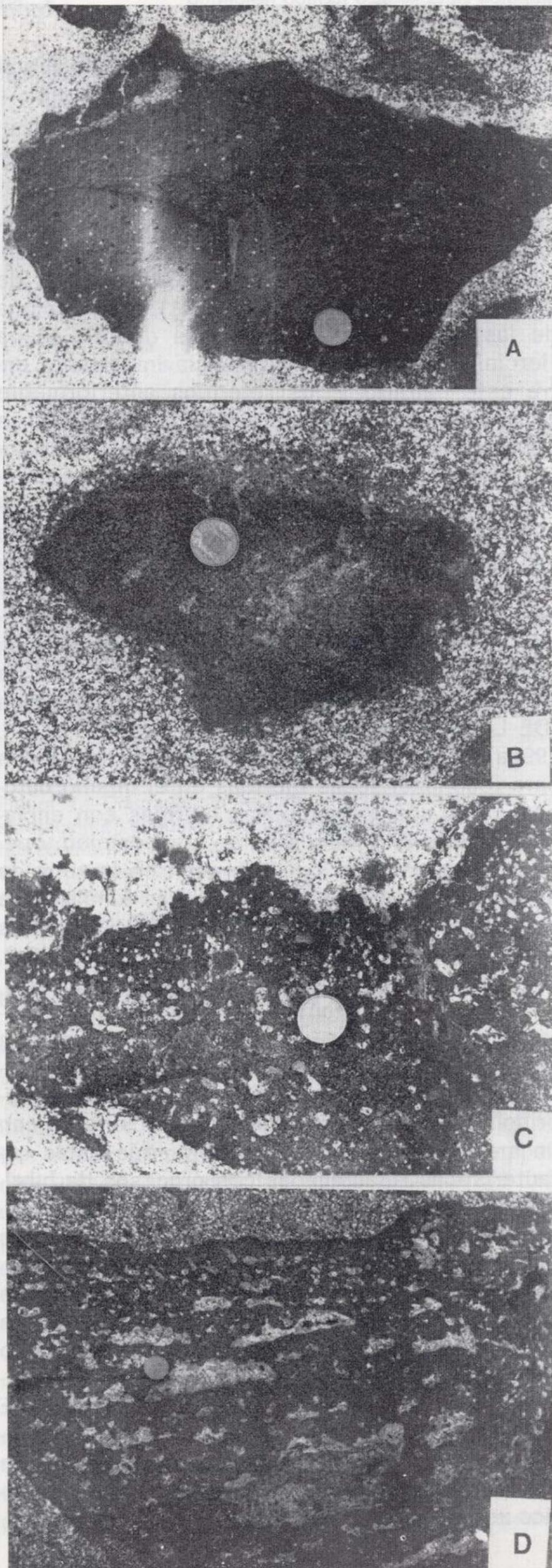


Figura 7.—Diferentes relaciones de campo de las tonalitas que aparecen en la zona de interacción de Gerena (DE LA ROSA y CASTRO, 1990; CASTRO et al., 1990a). a) Glóbulo de magma con contacto lobulados. b) Enclave con contactos graduales incluidos en una granodiorita híbrida. c) y d) Fragmentos de magma ricos en ocelos graníticos. Nótese los contactos crenulados y el borde enfriado en c).

Las rocas híbridas en las zonas de interacción magma-magma muestran diferentes facies, con diferentes grados de homogeneidad, que varían desde granodioritas muy ricas en enclaves centimétricos hasta granodioritas homogéneas y tonalitas (fig. 7). Las estructuras de flujo están siempre asociadas con estas zonas híbridas.

Finalmente, un esquema de elementos mayores del BSNS se ha hecho usando los mismos parámetros que para los otros batolitos referidos

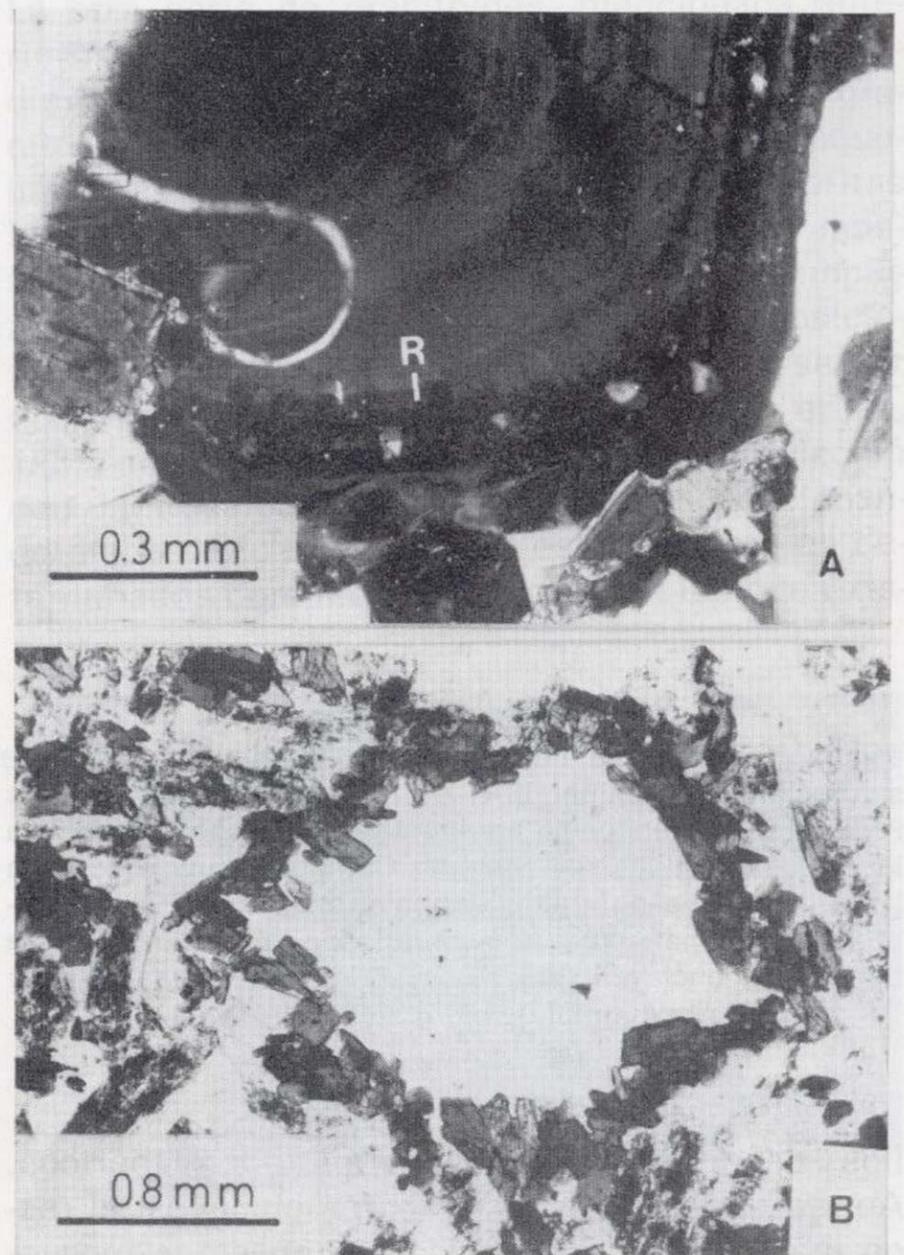


Figura 8.—Xenocristales de la zona de interacción de Gerena. a) Plagioclasa con núcleo reabsorbido (R: superficie de reabsorción). b) Cuarzo redondeado con un anillo de anfíbol de tamaño de grano fino.



Figura 7.—Diferentes relaciones de campo de las tonalitas que aparecen en la zona de interacción de Gerena (DE LA ROSA y CASTRO, 1990; CASTRO et al., 1990a). a) Glóbulo de magma con contacto lobulados. b) Enclave con contactos graduales incluidos en una granodiorita híbrida. c) y d) Fragmentos de magma ricos en ocelos graníticos. Nótese los contactos crenulados y el borde enfriado en c).

Las rocas híbridas en las zonas de interacción magma-magma muestran diferentes facies, con diferentes grados de homogeneidad, que varían desde granodioritas muy ricas en enclaves centimétricos hasta granodioritas homogéneas y tonalitas (fig. 7). Las estructuras de flujo están siempre asociadas con estas zonas híbridas.

Finalmente, un esquema de elementos mayores del BSNS se ha hecho usando los mismos parámetros que para los otros batolitos referidos

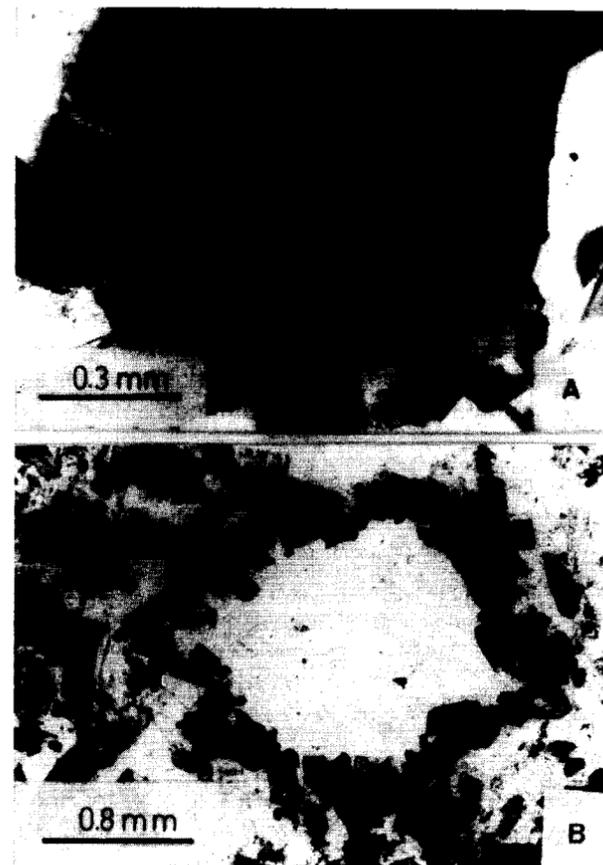


Figura 8.—Xenocristales de la zona de interacción de Gerena. a) Plagioclasa con núcleo reabsorbido (R: superficie de reabsorción). b) Cuarzo redondeado con un anillo de anfíbol de tamaño de grano fino.

anteriormente. Se puede ver que granitos, rocas básicas, enclaves y rocas híbridas muestran una tendencia coherente muy próxima a la esperada en una línea de mezcla teórica (fig. 9).

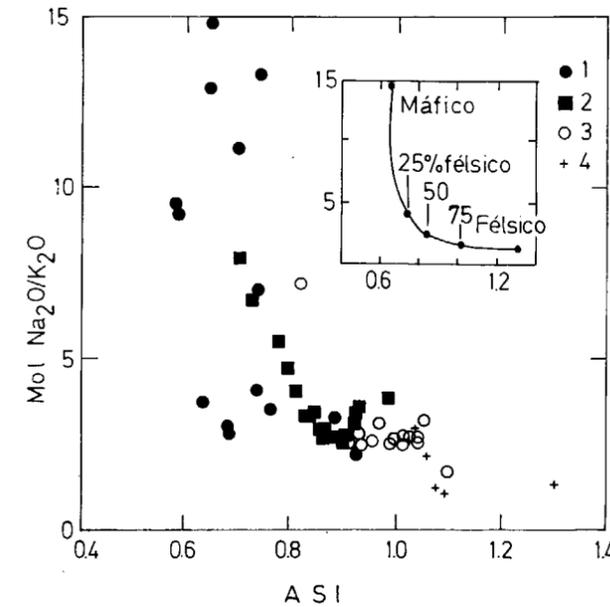


Figura 9.—Diagrama de relación de álcalis vs. índice de saturación en alúmina (ISA) de rocas representativas del batolito de la Sierra Norte de Sevilla. 1, gabros y dioritas; 2, enclaves; 3, granodioritas híbridas; 4, granófito leucocrático. La curva muestra la línea de mezcla ideal.

4. MECANISMOS DE HIBRIDACION

Como se definió al comienzo de este artículo, aplicamos el término híbrido para rocas y magmas en las cuales componentes corticales y mantélicos pueden ser reconocidos. Aunque basaltos y riolitas son las composiciones más apropiadas que pueden estar implicadas en la producción de magmas híbridos, otros magmas corticales y mantélicos pueden también estar implicados. Los mecanismos por los cuales un magma híbrido se desarrolla pueden ser diversos. Cuatro principales mecanismos pueden ser sugeridos:

1) *Fuente híbrida.*—La fuente es ya híbrida, homogénea o no, dando lugar a un magma híbrido por fusión parcial. La existencia de una fuente híbrida en la corteza inferior ha sido argumentada en el modelo restítico (CHAPPELL et al., 1987) para explicar anoma-

lias isotópicas y de otro tipo de los así llamados granitoides tipo I. Sin embargo la existencia de tal fuente intracortical aún no ha sido probada.

2) *Asimilación.*—Un magma procedente de una fuente única se puede transformar en híbrido por asimilación de material de otra fuente diferente. El caso general es el de magmas básicos derivados del manto que se hibridan con materiales corticales para producir una roca híbrida intermedia (e.g. muchas andesitas orogénicas, GILL, 1981). El concepto de asimilación no está muy claro aun cuando este término es normalmente aplicado para explicar anomalías isotópicas y geoquímicas en rocas ígneas. La cuestión es cómo un magma basáltico asimila la corteza continental cambiando su composición. Hay varias posibles interpretaciones para este proceso: i) Asimilación de volátiles de rocas corticales. ii) Asimilación de material sólido (cristales o fragmentos de roca). iii) Asimilación de un magma cortical.

En el primer caso, el proceso no puede ser identificado por el análisis textural de la roca híbrida resultante, ya que es de esperar que las paragénesis de desequilibrio hayan desaparecido. Nosotros proponemos eliminar el uso del término asimilación en este caso y utilizar el término de *contaminación*, ya que esto implica pequeñas modificaciones en la composición global pero sin efectos detectables en la mineralogía. En el tercer caso el proceso es realmente un proceso de *mezcla de magmas*, incluso cuando la proporción de magma cortical sea muy reducida y consecuentemente debe ser llamado mezcla de magmas. Muchas rocas andesíticas han sido interpretadas como cristalizadas a partir de un magma que *asimiló* material cortical (GILL, 1981). Muchas rocas andesíticas son ahora reconocidas como rocas híbridas, desarrolladas a partir de procesos de mezcla de magmas, tal como se evidencia por relaciones de desequilibrio isotópico entre cristales y matriz (GEIST et al., 1988; MAZ-ZONE y GRANT, 1988). Nosotros sugerimos utilizar el término asimilación en dos vías diferentes: 1) Asimilación s.s. para la segunda posibilidad mencionada anteriormente. Esto es, si la hibridación tiene lugar por asimilación de rocas corticales sólidas que pueden ser incorporadas dentro de un magma basáltico ascendente. La observación general establece que este proceso

tiene muy baja efectividad tal como se deduce a partir de la forma usualmente angular de los xenolitos corticales que además pueden ser muy escasos o ausentes. 2) Asimilación s.l. puede ser usado en los casos en los cuales un componente cortical es detectado en una roca dada pero de tal forma que el proceso no puede ser identificado. Este es el caso de muchos estudios isotópicos de roca total sobre rocas volcánicas de composición básica e intermedia (PANKHURST et al., 1988). En las rocas plutónicas este problema puede ser resuelto con un estudio detallado de las relaciones de campo, ya que en la mayor parte de los casos los procesos de la cámara magmática pueden ser identificados.

3) *Contaminación*.—Contaminación es un mecanismo de hibridación en el cual solamente los volátiles están implicados. Como se mencionó anteriormente, éste es un mecanismo muy limitado en la modificación de la composición de un magma dado.

4) *Mezcla de magmas*.—La mezcla de magmas es probablemente el mecanismo más efectivo en la producción de grandes volúmenes de magmas híbridos y rocas híbridas en ambientes plutónicos y volcánicos. La interacción entre fundidos basálticos derivados del manto y magmas corticales silíceos no pueden ser vista como una coincidencia. Las asociaciones de rocas a una escala regional, tanto en cinturones orogénicos recientes como antiguos, indican que las fuentes de la corteza y el manto han sido reactivadas simultáneamente. La reactivación cortical puede ser en muchos casos una respuesta a la entrada de magmas mantélicos en la corteza continental (HUPPERT y SPARKS, 1988). Las evidencias de campo petrográficas y geoquímicas soportan fuertemente la importancia de la mezcla de magmas en la petrogénesis de muchos granitoides calcoalcalinos del Macizo Ibérico como se mencionó anteriormente. Por estas razones este mecanismo de hibridación es considerado en este artículo de forma especial. Tres tópicos importantes serán considerados: primero, las limitaciones físicas de la mezcla de magmas; segundo, los procesos por los cuales dos magmas se juntan y mezclan, y en tercer lugar, los mecanismos por los cuales la mezcla puede ocurrir entre dos magmas de composición contrastada.

Limitaciones de la mezcla de magmas

Al igual que otros procesos petrogenéticos, la mezcla de magmas se desarrolla en condiciones críticas. Esto puede ser fácilmente concluido a partir del hecho de que la mayor parte de las rocas híbridas reconocidas tienen un rango composicional restringido, típicamente desde tonalitas a granodioritas en medios plutónicos. Muchos intentos han sido hechos para establecer las limitaciones físicas a la mezcla de magmas de diferentes composiciones. Aunque cualquier miembro final puede ser considerado en la mezcla de magmas, es claro que composiciones riolíticas y basálticas son especialmente interesantes ya que representan componentes corticales y mantélicos, presumiblemente implicados en la génesis de muchas rocas volcánicas y plutónicas calcoalcalinas. La cuestión de si basaltos o granitos pueden realmente mezclarse para dar lugar a un magma intermedio (magma híbrido) no tiene una respuesta simple. Una vez que las limitaciones físicas han sido establecidas (SPARKS y MARSHALL, 1986), la cuestión es: ¿en qué proporciones pueden basaltos y granitos mezclarse? En cualquier caso, esta situación es extrema y si fundidos fraccionados de un magma basáltico están implicados, las posibilidades de mezcla con granitos corticales aumentan considerablemente (EICHELBERGER, 1980).

De acuerdo con SPARKS y MARSHALL (1986) el equilibrio térmico es un requisito para la mezcla de magmas. En otras palabras, ambos magmas deben ser *fluidos* y estar a la misma temperatura para permitir la mezcla completa. La fracción de magma básico juega un importante papel (op. cit.), ya que determina si la temperatura de equilibrio está por encima o por debajo del solidus del magma básico, condicionando el estado reológico de éste. La figura 10 ilustra esquemáticamente estas limitaciones térmico-reológicas asumiendo una relación lineal entre cristalinidad y temperatura. Este supuesto no es probablemente cierto (HUPPERT y SPARKS, 1988) pero es solamente considerado aquí con una intención cualitativa. Las temperaturas de solidus y liquidus para diferentes composiciones proceden de datos experimentales citados en el pie de figura. A partir de estas curvas, es claro que un granito moscovítico solamente puede estar en equilibrio térmico con un gabro si el granito está muy cerca de su liquidus y el gabro está muy cerca de su

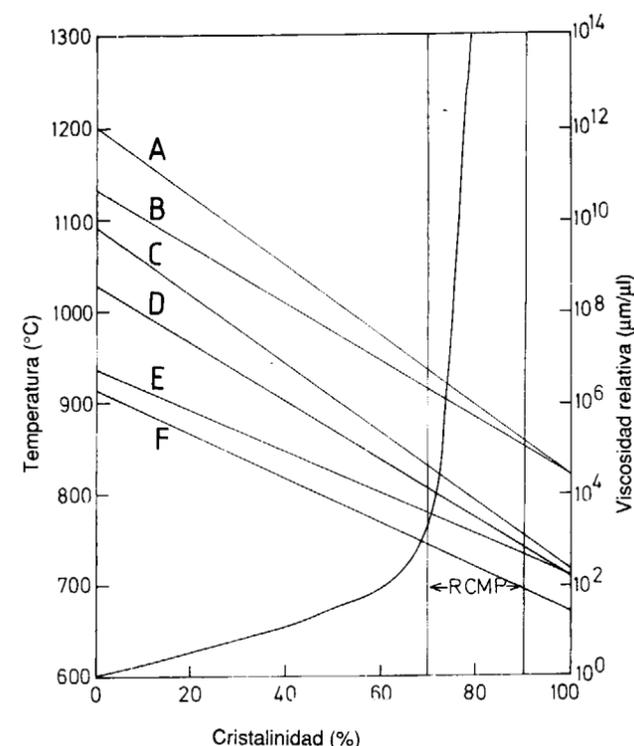


Figura 10.—Modelo de cristalinidad-temperatura suponiendo relaciones lineales para diferentes composiciones de rocas. Las temperaturas de liquidus y solidus provienen de datos experimentales de WYLLIE (1977; A, B, C, F) y MAALÖE y WYLLIE (1975; D, E). A, Gabro (2 por 100 H₂O); B, Gabro (saturado); C, Tonalita (2 por 100 H₂O); D, Granito biotítico (2 por 100 H₂O); E, Granito biotítico (4 por 100 H₂O); F, Granito moscovítico. La variación de la viscosidad relativa (viscosidad del magma / viscosidad del líquido) frente a la cristalinidad y la banda de porcentaje reológico crítico (RCMP, ARZI, 1978) también están mostradas en el diagrama.

solidus, condiciones que no favorecen la mezcla de magmas. Sin embargo el rango de posibles temperaturas de equilibrio aumenta si el contraste composicional se reduce. Consecuentemente, el rango de cristalinidades también aumenta y por tanto las condiciones para la mezcla son más favorables. Las composiciones más apropiadas son granitos y tonalitas, las cuales presentan curvas de cristalización muy próximas de tal forma que ambos magmas pueden estar en equilibrio térmico sobre un amplio rango de cristalinidades y temperaturas (fig. 10).

Aparte de la composición, otras limitaciones físicas de la mezcla son determinadas por la reología de los magmas una vez que se alcanza el

equilibrio térmico. Es claro que la cristalinidad del magma más básico es siempre mayor que la del magma silíceo a cualquier temperatura de equilibrio dada. Consecuentemente, la reología del magma básico tiene un fuerte control sobre el proceso de mezcla. La viscosidad relativa no dimensional (viscosidad del magma / viscosidad del fundido), determina el comportamiento reológico de un magma más que otros parámetros relativos a la viscosidad del fundido (ARZI, 1978; VAN DER MOLEN y PATERSON, 1979; MARSH, 1981). Esta viscosidad relativa depende del contenido en cristales del magma y tiende a aumentar rápidamente para contenidos en cristales en torno al 70 ó 90 por 100. Este hecho controla fuertemente la mezcla de magmas, ya que la temperatura de equilibrio para un sistema mixto debe ser inferior a la del liquidus del magma silíceo y superior a la temperatura a la cual el magma máfico tiene un contenido en cristales alto y se comporta como un sólido. Esta temperatura limitante puede corresponder a una banda estrecha de cristalinidades en torno al 80 por 100 (op. cit.). Si una temperatura de equilibrio determinada implica alta cristalinidad en el magma más máfico, un régimen de flujo energético es necesario en la cámara magmática para permitir la mezcla de magmas como han sugerido CASTRO et al. (1990a) para la zona de interacción de Gerena.

Modelos de mezcla de magmas

Modelos a escala para mezcla de magmas, basados en dinámica de fluidos y datos experimentales y teóricos, han intentado reproducir los procesos implicados en la génesis de magmas híbridos. También algunas limitaciones geológicas basadas en las secuencias volcánicas naturales son usadas en estos modelos. La mayor parte de los experimentos simulan los magmas usando soluciones orgánicas o inorgánicas (BLAKE y CAMPBELL, 1986; CAMPBELL y TURNER, 1985; HUPPERT y TURNER, 1981) y solamente algunos experimentos usan fundidos silicatados naturales (KOUCHI y SUNAGAWA, 1983, 1985; KOYAGUCHI, 1985, 1987).

El punto de partida de estos modelos es una cámara magmática compuesta en la cual un magma silíceo tiene una lámina de magma basáltico subyacente. Los modelos empíricos (e.g. VERNON, 1983) también consideran esta situación

como el punto de partida. La principal crítica de estos modelos es que ninguno da una especial atención a los procesos que ocurren en la cámara magmática silícea durante la recarga por un magma máfico. Por otra parte ninguna evidencia de campo se ha aportado a favor de la existencia de una cámara magmática estratificada en profundidad aun cuando muchas descripciones de campo en medios plutónicos, relacionados con zonas de interacción de magmas, han sido descritas (HILL et al., 1985; CASTRO et al., 1990a, CANTAGREL et al., 1984; REID et al., 1983; BARBARIN, 1988, 1989, y FROST y MAHOOD, 1987).

La figura 11 es una ilustración esquemática que resume los principales modelos de mezcla empíricos y experimentales propuestos en los últimos años. La cámara magmática estratificada es una situación estable, y la mezcla de magma requiere un flujo energético para desarrollar un magma híbrido homogéneo. En este sentido, EICHELBERGER (1980) y HUPPERT et al. (1982) invocan la vesiculación en el magma más máfico (fig. 11a) como un proceso violento debido a la congelación del magma básico frente a la lámina más félsica. Este proceso contribuye al desarrollo de un flujo energético dentro de la cámara, dando lugar a la mezcla de magmas y a un vulcanismo explosivo. Sin embargo, debido a que concentraciones altas de fluidos son necesarias así como una baja presión confinante, el modelo no puede ser aplicado a la mayor parte de los casos estudiados como apunta KOYAGUCHI (1985).

VERNON (1983) propuso un modelo empírico en cámaras magmáticas estratificadas (fig. 11b) para explicar las relaciones de campo y las características de los enclaves *microgranitoides* que aparecen en muchas rocas granodioríticas. De acuerdo a este modelo, los enclaves serían glóbulos de magma arrastrados, por flujo convectivo, desde la lámina subyacente de magma más máfico. De una forma similar, glóbulos de magma félsico pueden ser incorporados en la lámina máfica convectiva que por tanto se transforma en un magma híbrido. En este modelo el magma máfico se mezcla con el félsico dando lugar a un magma híbrido, pero el magma silíceo permanece no modificado, conteniendo enclaves (*glóbulos*) de magma híbrido. En otras palabras, el magma máfico puede hibridarse, pero el silíceo no (VERNON et al., 1988).

Modelos alternativos que proponen mezcla por

flujo turbulento asumen que la interacción tiene lugar dentro del conducto (fig. 11c) y no dentro de la cámara magmática estratificada (KOYAGUCHI, 1985, 1987, y BLAKE y CAMPBELL, 1986). Estos modelos consideran que la situación estática de una cámara magmática estratificada, en la cual el magma básico más denso es subyacente a un magma más silíceo, es interrumpida si un conducto se abre en la cámara. Debido a que la lámina máfica es menos viscosa ésta tendería a ascender más rápido que la lámina silícea más viscosa. La consecuencia es que los dos magmas son inyectados conjuntamente en el mismo conducto y la mezcla puede ocurrir (op. cit.). Si el conducto es exprimido durante el ascenso (KOYAGUCHI, 1987) el proceso de mezcla puede ser favorecido. La mezcla en conducto puede ser aplicada para explicar la existencia de diques compuestos y rocas volcánicas especiales, por ejemplo pumitas (BLAKE y CAMPBELL, 1986). Sin embargo, los diques compuestos son una buena evidencia de una coalescencia entre magmas máficos y silíceos y evidencian al mismo tiempo mezcla de magmas, pero no son indicativos de un proceso de *mixing* en el sentido de la producción de un magma híbrido homogéneo.

KOUCHI y SUNAGAWA (1985), usando fundidos silicatados, de composiciones dacíticas y basálticas, modelan la mezcla en conductos volcánicos (fig. 11d), concluyendo que la homogeneización del magma híbrido puede ser alcanzada con el tiempo, siendo la mezcla altamente favorecida por la presencia de fenocristales en ambos magmas.

Finalmente, CASTRO (1990) y CASTRO et al. (1990c) dan un modelo empírico para la mezcla de cámaras magmáticas (fig. 11e) basado principalmente en relaciones de campo de zonas de interacción de magmas naturales (e.g. CASTRO et al., 1990a). La principal diferencia con los modelos antes mencionados es que la interacción se desarrolla a partir del momento en el cual la cámara félsica es intruida por un magma basáltico. El primer estadio es el desarrollo de diques simplutónicos cerca del fondo de la cámara magmática. La convección es inducida en el magma félsico y al mismo tiempo la temperatura tiende a equilibrarse en torno a los diques. Si éstos están en un estado magmático, pueden ser rotos y disgregados dentro de la cámara magmática convectiva contribuyendo a la hibridación

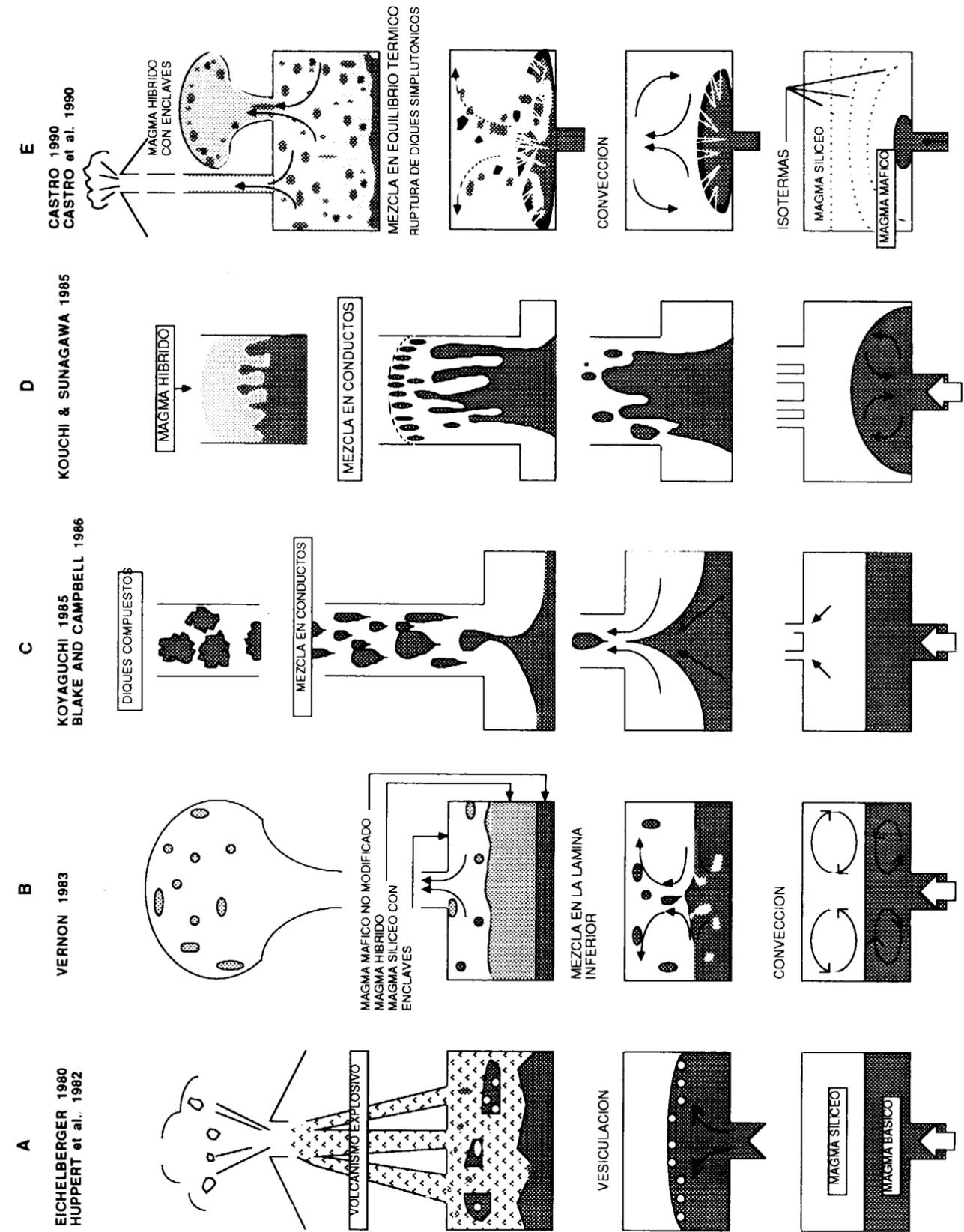


Figura 11.—Esquema mostrando diferentes modelos de mezcla (véase texto para explicaciones).

del magma félsico. El resultado final es un grani- toide híbrido homogéneo que contiene enclaves magmáticos. La mayor parte de los modelos ex- perimentales existentes concluyen que la mezcla de magmas de composición contrastada es posi- ble pero no la homogeneización completa o sola- mente a una escala reducida. Sin embargo, las relaciones composicionales, texturales y de cam- po, claramente apoyan la mezcla por homogenei- zación completa en cámaras magmáticas, pro- duciendo grandes volúmenes de rocas plutónicas híbridas. En rocas volcánicas la existencia de re- laciones de desequilibrio entre fenocristales y matriz (GERLACH y GROVE, 1982), recientemente confirmadas por estudios isotópicos (GEIST et al., 1988; MAZZONE y GRANT, 1988) también im- plica que la mezcla homogénea de magmas ocu- rrió a gran escala.

Mecanismos de mezcla de magmas

Las relaciones de campo en rocas plutónicas pue- den ofrecer una idea aproximada sobre los me- canismos por los cuales dos magmas de diferen- te composición se juntan y se mezclan. El mo- delo de mezcla de magmas que nosotros propo- nemos (basados en CASTRO, 1990) no es proba- blemente el único posible en la naturaleza, pero sí es el único deducido a partir de observaciones de campo en zonas de interacción de magma naturales. El modelo supone una situación en la cual un magma básico intruye en una cámara magmática silíceo o una zona anatéctica cortical.

Dos tipos principales de rocas híbridas han sido observados en todos los estudios de complejos plutónicos y zonas de interacción magmática:

- 1) Rocas máficas a mesocráticas de compo- sición tonalítica a cuarzdiorítica. Estas rocas pueden ser derivadas a partir de la fraccio- nación de un magma basáltico derivado del manto. Rasgos de hibridación son la presen- cia de xenocristales (cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico) y ocasionalmente inclu- siones ocelares graníticas (DE LA ROSA y CASTRO, 1991).
- 2) Granodioritas y monzogranitos (ocasional- mente tonalitas) con enclaves, derivados por la fusión de rocas corticales e híbridos con pequeñas proporciones de un magma máfico derivado del manto.

La conclusión es que la mezcla de magmas puede

ocurrir por dos mecanismos diferentes de la misma forma que dos tipos principales de rocas híbridas son reconocidos. Estos mecanismos son llamados por *mezcla por inyección* y *mezcla por convección* (CASTRO et al., 1990b). Los procesos implicados en cada uno de ellos son analizados más adelante sobre la base de las características observadas en rocas híbridas y teniendo en cuenta los modelos de mezcla de magmas menciona- dos anteriormente.

Mezcla por inyección.—Si un magma básico es inyectado en una cámara magmática félsica, como ha sido propuesto en los modelos de mez- cla, algunas porciones de magma encajante (lí- quido o cristales aislados) puede ser incorporado mecánicamente dentro del magma básico. El re- rrió a gran escala.

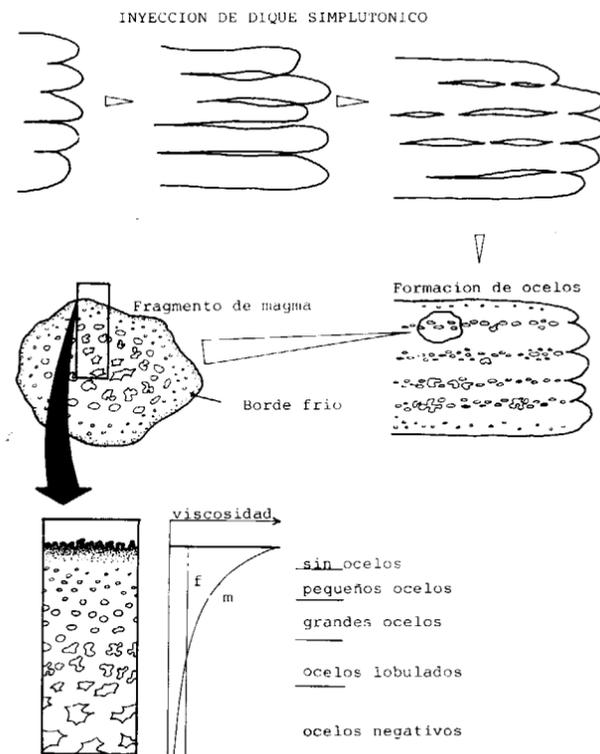


Figura 12.—Modelo idealizado sugiriendo un posible mecanismo para el desarrollo de ocelos graníticos en inyecciones simplutónicas de magma máfico. El modelo está basado en datos de campo. Los ocelos en un fragmento de magma pueden estar redistribuidos cambiando su forma y tamaño en respuesta al contraste de viscosidad variable entre el líquido del ocelo y el magma máfico. El perfil (abajo) muestra las distribuciones de ocelos y posible evolución de las viscosidades para ambos magmas félsico (f) y máfico (m) desde el contacto hasta el núcleo de un fragmento de magma.

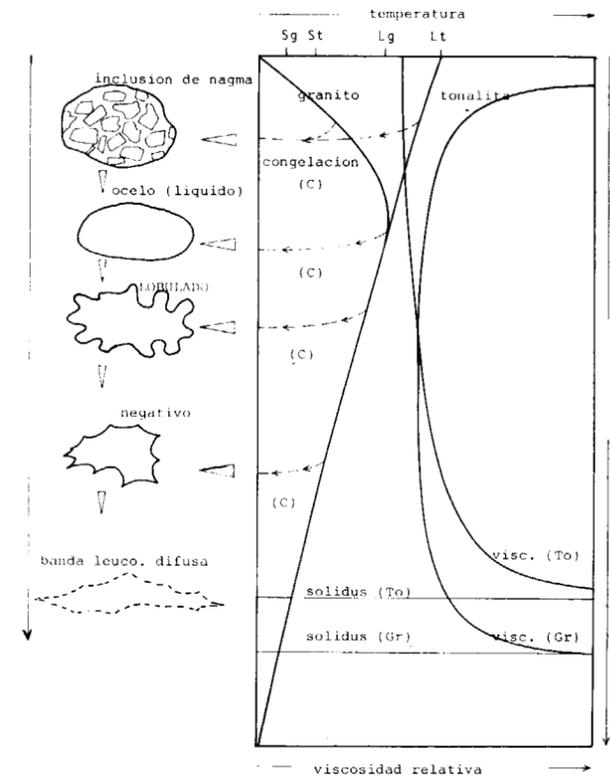


Figura 13.—Modelo idealizado mostrando la evolución con el tiempo de un glóbulo de magma félsico incluido en un magma máfico más caliente, como función del contraste de viscosidad entre ambos magmas y su variación a medida que procede la cristalización. Las temperaturas de solidus y liquidus (S, L) para ambos magmas (granito y tonalita) son aproximadas. La curva de tonalita no está afectada por la inclusión de glóbulos graníticos ya que el volumen de tonalitas es generalmente mucho mayor que el volumen de magma félsico. Los cambios en la pendiente de las curvas de viscosidad corresponden a los porcentajes reológicos críticos (ARZI, 1978). La evolución de la forma (izquierda) puede detenerse a cualquier estadio intermedio si tiene lugar la congelación de la cámara magmática en conjunto.

sultado puede ser un cambio en la composición del último que se transforma en un magma híbri- do. Los ocelos graníticos que aparecen en mu- chos enclaves tonalíticos del BSR (ver fig. 7), pueden ser interpretados como porciones o gotas de líquido silíceo capturados por el magma dior- ítico durante su inyección. De acuerdo con las relaciones de campo, tamaño y distribución dentro de los cuerpos máficos, un mecanismo de captura similar a aquel que aparece propuesto en la figura 12 puede ser sugerido. Las diferen- cias en composición entre magmas máficos y ocelos graníticos llevan a diferencias de tempe-

ratura de solidus y viscosidades que pueden evi- tar la mezcla mecánica. La mezcla completa y homogénea puede ocurrir si la tasa de enfria- miento es lo suficientemente lenta como para permitir la completa homogeneización por difu- sión iónica entre los dos magmas. Este proceso puede ser altamente favorecido por flujo mag- mático. Sin embargo, en dominios subvolcánicos estas gotas de líquido son preservadas debido a la alta tasa global de enfriamiento.

Si el magma máfico captura mecánicamente por- ciones de magma (cristales más líquido) del en- cajante silíceo, el proceso puede ser ligeramente diferente ya que los cristales pueden ser disuel- tos en las pequeñas porciones capturadas y el magma silíceo tendería a cambiar en reología como se deduce de las relaciones de contacto observadas en las inclusiones ocelares de las tonalitas de la zona de interacción de Gerena (BSNS, ver fig. 7). La evolución de una pequeña porción de magma silíceo (ocelo) incluido dentro de un magma máfico más caliente está condicio- nada por i) variaciones en las respectivas visco- sidades a medida que procede la cristalización, y ii) el hecho de que la temperatura de solidus del magma máfico es mayor que aquélla del mag- ma silíceo. Si la viscosidad del magma máfico es menor que aquélla del magma silíceo, las inclu- siones silíceas tendrán una tendencia a adoptar formas esféricas (fig. 13). A medida que la cris-

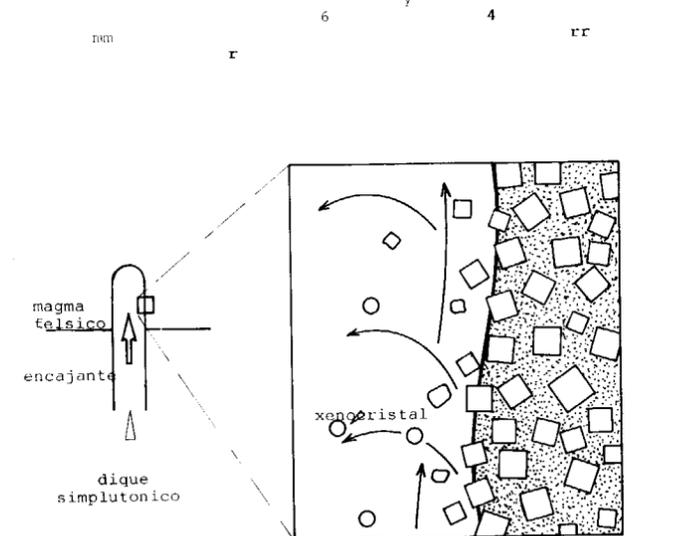


Figura 14.—Diagrama esquemático mostrando un posible mecanismo para la captura de cristales a partir de magma félsico a un magma máfico.

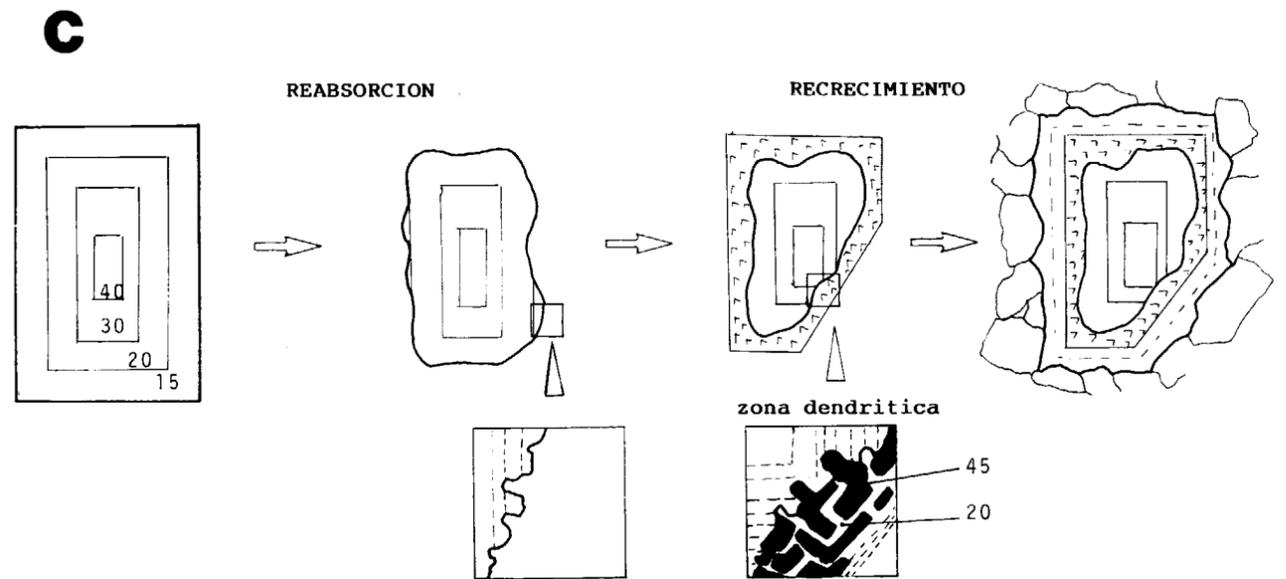
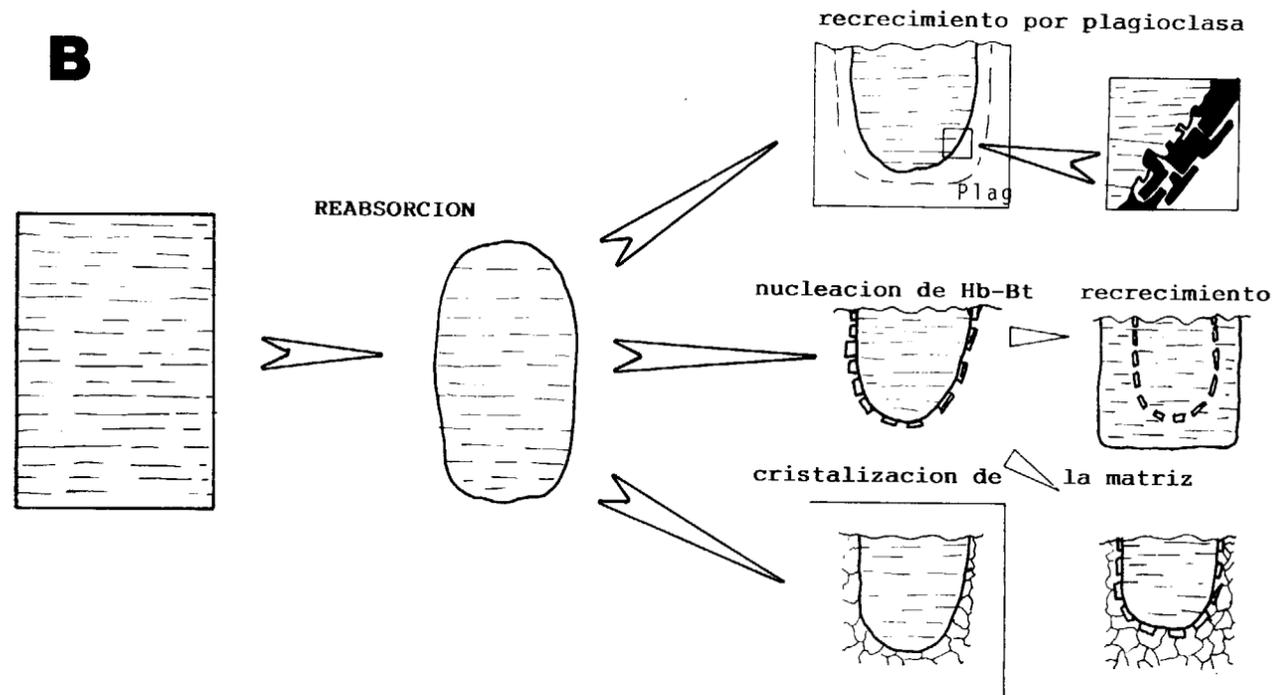
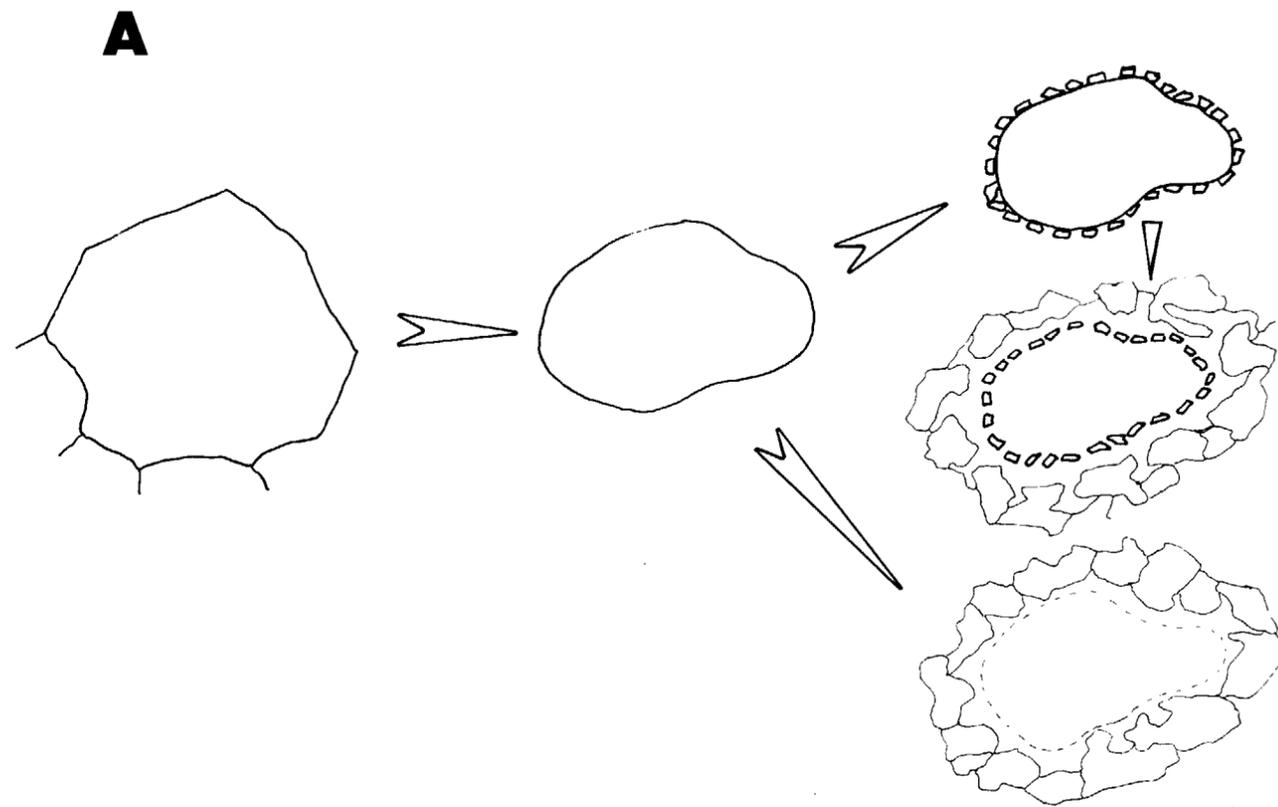


Figura 15.—a) Posible evolución de un cristal de cuarzo capturado por un líquido máfico más caliente. El anillo de hornblenda-biotita generalmente debido a una alta densidad de nucleación heterogénea sobre un cuerpo más frío más que a una reacción con el fundido. Esta corona puede estar ausente si biotita y/o hornblenda cristalizaron antes de la captura o si el contraste de temperatura entre xeno-cristal y fundido es bajo.

b) Posible evolución de un fenocristal de feldespato potásico capturado por un magma máfico más caliente. Después de la reabsorción, el recrecimiento puede tener lugar en diferentes vías. El crecimiento de un anillo de plagioclasa (textura Rapakiwi) es común en granodioritas híbridas.

c) Posible evolución de un cristal de plagioclasa incluido en un magma máfico más caliente. Los números se refieren al % molecular de anortita tomado a partir de ejemplos naturales.

talización del magma máfico procede, las relaciones de viscosidad pueden ser invertidas, pasando un punto crítico en el cual son iguales una a la otra. Si el magma más básico se hace más viscoso que el líquido silíceo, la forma de los contactos cambia para recuperar una situación de equilibrio local (fig. 13). El proceso tiende a aumentar la superficie de contacto favoreciendo la mezcla y la completa destrucción de los ocelos si la tasa de enfriamiento global es lenta. Sin embargo, etapas intermedias de este proceso pueden ser observadas en medios subvolcánicos, donde el magma básico se sobreenfrió, permitiendo observar diferentes etapas congeladas del mismo proceso.

Un tercer mecanismo es la captura de cristales individuales a partir del magma silíceo, lo cual contribuye a la hibridación del magma básico al ser inyectado dentro de una cámara magmática silícea o una zona anatéctica cortical. La captura de cristales puede ocurrir por un proceso similar a aquel que se ilustra en la figura 14. Cuando

dos magmas, silíceo y básico, se ponen en contacto mutuo, los dos líquidos respectivos pueden ser inmiscibles ya que tienen diferentes viscosidades. Sin embargo los cristales pueden pasar a través de la interfase líquido-líquido e incorporarse al magma que se inyecte, el cual se mueve sobre la cámara silícea relativamente estática. La capacidad de diferentes fases minerales para pasar a través de la interfase puede estar condicionada por la distribución de cargas cerca de las superficies de los cristales. Este factor probablemente actúe seleccionando diferentes especies minerales con diferentes composiciones. Aunque este proceso no está bien conocido y las interpretaciones pueden ser muy especulativas, puede hacerse notar que en algunas tonalitas híbridas del BSC (greditas) la fase xenocrística más abundante es cuarzo y no plagioclasa, que es la fase más abundante en la granodiorita encajante, de acuerdo con la secuencia de cristalización, en el momento de la interacción. La figura 15 muestra esquemáticamente el proceso que

puede esperarse si un cristal félsico (cuarzo, plagioclasa o feldespato potásico) es atrapado en un magma básico más caliente. Estos dibujos están inspirados en las texturas observadas en rocas intermedias híbridas que se desarrollan por este mecanismo de captura de cristales. Las descripciones de estas rocas han sido dadas en la primera parte del trabajo. No todos los xenocristales observados pasaron el proceso completo de reabsorción y recrecimiento. Las coronas de biotita-anfíbol en torno a los xenocristales de cuarzo solamente se desarrollan si estos minerales están precipitando en el fundido cuando el cristal de cuarzo es incluido, y solamente en el caso de que exista un contraste de temperatura entre el cristal incluido más frío y el magma encajante, más caliente.

Las texturas en plagioclasas son muy significativas ya que el enfriamiento lento subsolidus no reequilibra el zonado composicional adquirido durante el proceso de interacción. Técnicas especiales tales como imágenes Nomarski de secciones atacadas (NIXON y PEARCE, 1987) han sido reveladas como una herramienta poderosa para detectar zonaciones especiales y superficies de reabsorción en plagioclasas.

Mezcla por convección.—El otro mecanismo de mezcla de magmas es llamado mezcla por convección ya que ocurre dentro de la cámara magmática félsica durante la convección y flujo. El modelo de mezcla discutido en este artículo (fig. 11e), e inicialmente propuesto por CASTRO (1990) para explicar las características observadas en los enclaves y granodioritas encajantes del plutón de Quintana (BLP), supone que la inyección de magma básico, dentro de una cámara magmática silícea o una zona anatética, induce una anomalía térmica que puede provocar corrientes convectivas dentro de la cámara. Durante la convección, el magma básico debe de estar por encima de su solidus y en equilibrio térmico (al menos localmente) con el magma encajante silíceo convectivo, de acuerdo con las limitaciones térmicas y reológicas impuestas al modelo y discutidas anteriormente. El flujo energético puede ser una condición necesaria para la mezcla si el magma básico tiene un alto contenido en cristales (ver fig. 10). El magma silíceo es hibridado en dos vías. Por una parte, cristales del magma básico que se disgrega son incorporados dentro del félsico durante el flujo convectivo.

Por otra parte los respectivos fundidos son mezclados produciendo un líquido híbrido. Los dos procesos pueden actuar conjuntamente dando lugar a un magma híbrido homogéneo con cristales de ambos magmas silíceo y máfico, y también cristales de un fundido híbrido.

Idealmente, es posible encontrar en una roca híbrida desarrollada por mezcla convectiva, los tres tipos de cristales: i) cristales formados en el magma silíceo antes de la mezcla, ii) cristales formados en el magma básico antes de la mezcla y iii) cristales formados durante la consolidación del fundido híbrido. Por otra parte, en la práctica la situación es más compleja y cristales inicialmente equilibrados en el magma silíceo pueden ser parcialmente disueltos durante la mezcla y finalmente recrecidos con el nuevo fundido híbrido. Esta característica es particularmente conspicua en las plagioclasas. La reabsorción y el recrecimiento pueden ser muy similares a aquellos mencionados anteriormente para los xenocristales de plagioclasa.

Durante la mezcla por convección, el magma básico, en equilibrio térmico, es disgregado transfiriendo líquido y cristales al magma silíceo que se hibrida. Sin embargo las porciones no disgregadas pueden permanecer dentro del magma híbrido y finalmente aparecen como enclaves microgranulares. Estos pueden ser reconocidos como porciones de magma básico, como testigos del proceso de mezcla. En este sentido pueden ser utilizados como un criterio para reconocer una roca híbrida. Este tipo de enclaves es característico de granodioritas calcoalcalinas del Macizo Ibérico.

La mezcla por convección es probablemente el mecanismo más importante en la producción de rocas plutónicas híbridas de composición granodiorítica. La aplicación de tests de mezcla a granodioritas híbridas del BSC (CASTRO et al., 1990b) muestra que la proporción de magma básico es bajo, no superior al 17 por 100. Sin embargo, este porcentaje de magma derivado del manto es suficiente para explicar las variaciones composicionales observadas, la composición granodiorítica y las anomalías isotópicas observadas incluyendo los bajos valores de $\delta^{18}\text{O}$ recientemente aportados por UGIDOS et al. (1989).

5. CONCLUSIONES

El estudio de diferentes batolitos en un medio de reactivación corteza-manto da lugar a importantes conclusiones en torno a la relevancia de la hibridación como un proceso petrogenético. Las rocas plutónicas híbridas pueden ser fácilmente reconocidas usando criterios petrográficos y de campo como los sugeridos en este artículo, principalmente la presencia de plagioclasas reabsorbidas y enclaves microgranulares con texturas especiales. El origen de estos enclaves implica que su presencia puede ser usada como un criterio para interpretar los granitoides encajantes como híbridos, pero deben hacerse cuidadosas observaciones sobre las relaciones de campo y las texturas para una interpretación acertada.

Aparte de esto, la mezcla de magmas parece ser el mecanismo más importante en la producción de magmas y rocas híbridas. El modelo de mezclas propuesto, por inyección y destrucción de diques simplutónicos dentro de una cámara magmática silícea o una zona anatética cortical, implica la existencia de dos mecanismos de mezcla de magmas principales: mezcla por inyección y mezcla por convección. El primero tendería a modificar la composición del magma básico intruyente, y el segundo modificaría la composición del magma silíceo encajante.

AGRADECIMIENTOS

Los autores están agradecidos a la Universidad de St. Andrews por las facilidades mostradas para utilizar sus laboratorios durante varias estancias en 1988 (AC y JDR), 1989 (AC y IMV) y 1990 (AÇ). Ellos han sido beneficiados de interesantes discusiones con Ed Stephens sobre aspectos petrogenéticos de granitoides. El trabajo ha sido financiado con una ayuda (proyecto PS87-0125) de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica, así como de diferentes ayudas a la investigación de la Junta de Andalucía (PAI). También al Dr. Roger Bateman por la revisión crítica del manuscrito.

REFERENCIAS

ARZI, A. A. (1978): *Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks*. Tectonophysics, 44, 173-184.

BARBARIN, B. (1988): *Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and the Saint Julien-la Vetre monzogranite (Nord Forez, Massif Central, France)*. Can. J. Earth Sci., 25, 49-59.

BARBARIN, B. (1989): *Importance des différents processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, California*. Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt., 69, 303-305.

BLAKE, S., y CAMPBELL, I. H. (1986): *The dynamics of magma mixing during flow in volcanic conduits*. Contrib. Mineral. Petrol., 94, 72-81.

BUSSELL, M. A. (1985): *The centred complex of the Tio Huaura: a study of magma mixing and differentiation in high-level chambers*. In Pitcher, W. S.; Atherton, M. P.; Cobbing, E. J., y Beckinsale, R. D. (eds.), *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*, 128-155. Glasgow: Blackie.

BUSSELL, M. A. (1988): *Structure and petrogenesis of a mixed-magma ring dyke in the Peruvian Coastal Batholith: eruptions from a zoned magma chamber*. Trans R Soc Edinburgh, 79, 87-104.

CAMPBELL, I. H., y TURNER, J. S. (1985): *Turbulent mixing between fluid with different viscosities*. Nature, 313, 39-42.

CANTAGREL, J. M.; DIDIER, J., y GOURGAUD, A. (1984): *Magma mixing: origin of intermediate rock and enclaves from volcanism to plutonism*. Phys Earth Planet Inter, 35, 63-76.

CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min., 81, 215-225.

CAPDEVILA, R.; CORRETGE, L. G., y FLOOR, P. (1973): *Les granitoids varisques de la Meseta Iberique*. Bol. Soc. Geol. France, XV (3-4), 209-228.

CASTRO, A. (1990): *Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches batholith) Petrogenetic significance*. Rev. Soc. Geol. España, 3, 7-21.

CASTRO, A.; DE LA ROSA, J. D., y STEPHENS, W. E. (1990a): *Magma mixing in the subvolcanic environment. Petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain*. Contrib. Mineral. Petrol., 105, 9-26.

CASTRO, A.; MORENO-VENTAS, I., y DE LA ROSA, J. D. (1990b): *Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian belt, Spain*. W. Pitcher's Special Issue. Geol. Journal, 25, 391-404.

CASTRO, A.; MORENO-VENTAS, I., y DE LA ROSA, J. D. (1990c): *Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain). Implications in magma mixing*. Geol. Rundschau, 80, 109-120.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R., y WYBORN, D. (1987): *The importance of Residual Source Material (Restite) in granite petrogenesis*. J. Petrol., 28, 1111-1138.

- CORRETGE, L. G. (1983): *Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico*. In: Geología de España. Libro Jubilar. J. M. Ríos ed. IGME, Madrid, 569-593.
- CORRETGE, L. G.; UGIDOS, J. M., y MARTINEZ, F. J. (1977): *Les séries granitiques du secteur centre occidental Espagnol*. Coll. Intern. CRNS, 243, 453-461.
- DEBON, F., y LE FORT, P. (1983): *A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations*. Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sciences, 73, 135-149.
- DE PAOLO, D. J. (1980): *The sources of continental crust: Nd isotope evidence from the Sierra Nevada and Peninsular Ranges*. Science, 209, 684.
- DE PAOLO, D. J. (1981): *Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization*. Earth Plan. Sci. Lett., 53, 189-202.
- EICHELBERGER, J. C. (1980): *Vesiculation of mafic magma during replenishment silicic magma reservoirs*. Nature, 288, 446-450.
- FROST, T. P., y MAHOOD, G. A. (1987): *Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California*. Geol. Soc. Am. Bull., 99, 272-291.
- GARCIA-CASCO, A.; PASCUAL, E., y CASTRO, A. (1987): *La asociación magmática del batolito de Los Pedroches. Ensayo de caracterización*. Geogaceta, 2, 59-61.
- GEIST, D. J.; MYERS, J. D., y FROST, C. D. (1988): *Megacryst-bulk rock isotopic disequilibrium as an indicator of contamination processes: The Edgecumbe volcanic field, SE Alaska*. Contrib. Mineral. Petrol., 99, 105-112.
- GERLACH, D. C. y GROVE, T. L. (1982): *Petrology of Medicine Lake High Land volcanics: Characterization of end-members of magma mixing*. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 147-159.
- GILL, J. B. (1981): *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, N. York, 390 pp.
- HILL, R. I.; SILVER, L. T.; CHAPPEL, B. W., y TAYLOR, H. P. (1985): *Solidification and recharge of SiO₂-rich plutonic magma chambers*. Nature, 313, 643-646.
- HUPPERT, H. E., y TURNER, J. S. (1981): *A Laboratory model of a replenished magma chamber*. Earth Plan. Sci. Lett., 54, 144-152.
- HUPPERT, H. E., y SPARKS, R. S. J. (1988): *The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust*. J. Petrology, 29, 599-624.
- HUPPERT, H. E.; SPARKS, R. S. J., y TURNER, J. S. (1982): *Effects of volatiles on mixing in cal-alkaline magma systems*. Nature, 297, 554-557.
- HOLDEN, P.; HALLIDAY, A. N., y STEPHENS, W. E. (1987): *Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production*. Nature, 330, 53-56.
- KOUCHI, A., y SUNAGAWA, I. (1983): *Mixing basaltic and andesitic magmas by forced convection*. Nature, 304, 527-528.
- KOUCHI, A., y SUNAGAWA, I. (1985): *A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data*. Contrib. Mineral. Petrol., 89, 17-23.
- KOYAGUCHI, T. (1985): *Magma mixing in a conduit*. J. Volcan. Geoth. Res., 25, 365-369.
- KOYAGUCHI, T. (1987): *Magma mixing in an esqueezed conduit*. Earth Plan. Sci. Lett., 84, 334-339.
- MAALÖE, S., y WYLLIE, P. J. (1975): *Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions*. Contrib. Mineral. Petrol., 52, 175-191.
- MARSH, B. D. (1981): *On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma*. Contrib. Mineral. Petrol., 78, 85-98.
- MAZZONE, P., y GRANT, N. K. (1988): *Mineralogical and isotopic evidence for phenocryst-matrix disequilibrium in the Garner Mountain andesite*. Contrib. Mineral. Petrol., 99, 267-272.
- NIXON, G. T., y PEARCE, T. H. (1987): *Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuarl volcano, Mexico*. Am. Mineral, 72, 1144-1162.
- PANKHURST, R. J.; HOLE, M. J., y BROOK, M. (1988): *Isotopic evidence for the origin of Andean granites*. Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci., 79, 123-133.
- PITCHER, W. S. (1982): *Granite type and tectonic environment*. In: K. Hsu (Ed.), Mountain Building Processes. Academic Press, 19-40.
- PITCHER, W. S.; ATHERTON, M. P.; COBBING, E. J., y BECKINSALE, R. D. (1985): *A model for the Coastal batholith*. In: W. S. Pitcher et al (Eds.), Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes. Blackie, 239-240.
- REID, J. B.; EVANS, O. C., y FATES, D. G. (1983): *Magma mixing in granitic rocks of central Sierra Nevada, California*. Earth Planet Sci Lett, 66, 243-261.
- SPARKS, R. S. J., y MARSHALL, L. A. (1986): *Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas*. J. Vol. Geot. Res., 29, 99-124.
- UGIDOS, J. M. (1987): *Asimilación en los granitoides hercínicos. Aspectos básicos e implicaciones*. In: F. Bea et al. (Eds.), Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico. Ed. Rueda, Madrid. 315-320.
- UGIDOS, J. M.; FALLICK, A., y RECIO, C. (1989): $\delta^{18}O$ of granites from the Western Central Iberian Massif, Spain. Geogaceta, 6, 25-27.

- VAN DER MOLEN, I., y PATERSON, M. S. (1979): *Experimental deformation of partially melted granite*. Contrib. Mineral. Petrol., 70, 299-318.
- VERNON, R. H. (1983): *Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites*. R. Soc. New South Wales, 116, 77-103.
- VERNON, R. H.; ETHERIDGE, M. A., y WALL, V. J. (1988): *Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow*. Lithos, 22, 1-11.
- VOLLMER, R. (1976): *Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy*. Geochim Cosmochim Acta, 40, 283-295.
- WYLLIE, P. J. (1977): *Crustal anatexis: an experimental review*. Tectonophysics, 43, 41-71.
- ZEN, E.—an (1986): *Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogic and petrographic constraints*. J. Petrol., 27, 1095-1117.
- Original recibido: Abril de 1991.
Original aceptado: Septiembre de 1991.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Descripción y cuantificación de los espacios vacíos de algunas rocas detríticas carboníferas de la mina «La Camocha» (Gijón).

Por F. J. ALONSO (*), J. L. ARECES (**), J. TORAÑO (***),
R. RODRIGUEZ (***), C. GROSSI (*) y R. M. ESBERT (*)

RESUMEN

Se analizan los espacios vacíos de diferentes rocas sedimentarias detríticas (areniscas y limolitas) desde el punto de vista tanto cualitativo como cuantitativo, a la vez que se describen y clasifican petrográficamente. Las rocas estudiadas pertenecen a los estratos carboníferos de la mina La Camocha (Gijón), sobre cuya cobertera pérmica se ubica un acuífero. Entre los resultados obtenidos cabe señalar la escasa influencia que tienen las características porométricas de la *roca matriz* de cada una de las variedades estudiadas en las posibles filtraciones de agua.

ABSTRACT

The voids of different detritic sedimentary rocks (sandstones and siltstone) are qualitative and quantitative analyzed in relation to their petrographic characteristics. The rocks studied belong to the Carboniferous strata of *La Camocha* mine (Gijón, Spain). An water reservoir is located on its permic overburden. Among the results obtained it is worth pointing out the scarce influence the *rock matrix* has on possible water infiltrations.

INTRODUCCION

Con el fin de conocer la capacidad de almacenamiento y transmisión de agua de los niveles detríticos carboníferos, existentes en la mina La Camocha (Gijón), y en particular la importancia que en dichos fenómenos puede atribuirse a la *roca matriz* (es decir, un volumen de roca libre de las discontinuidades —fisuras, diaclasas— presentes a escala de macizo), se ha realizado el estudio de los espacios vacíos de diferentes muestras rocosas tomadas en dicha zona.

El trabajo guarda relación con la existencia de un acuífero multicapa ubicado sobre la cobertera pérmica, que —con disposición subhorizontal— cubre completamente los estratos carboníferos subyacentes, fuertemente plegados. Asimismo está relacionado con los fenómenos de

subsistencia de la zona, generados por la explotación de las capas de carbón.

Dichas capas de carbón aparecen interestratificadas con rocas sedimentarias detríticas, fundamentalmente areniscas y limolitas. Entre ellas, se han seleccionado cinco muestras representativas del área estudiada —cuatro areniscas y una limolita—, y en cada muestra se han caracterizado sus espacios vacíos, tanto desde el punto de vista cualitativo como cuantitativo.

En primer lugar se han documentado las muestras desde el punto de vista petrográfico, resaltando sus características mineralógicas y texturales más significativas, y se ha efectuado un análisis comparativo entre los distintos tipos rocosos. Para ello se han tenido en cuenta las observaciones realizadas a simple vista, en microscopía óptica de polarización y en microscopía electrónica de barrido.

El análisis de la porosidad incluye la descripción

de los espacios vacíos, donde también se han integrado las observaciones realizadas a distintas escalas (simple vista, microscopía óptica, microscopía electrónica), así como la cuantificación de diferentes parámetros del sistema poroso. En particular, las observaciones atienden al tamaño, forma y distribución de poros y fisuras, relacionando todas esas características con los componentes petrográficos. La determinación del volumen ocupado por el conjunto de los espacios vacíos se ha obtenido a partir de dos procedimientos diferentes: por saturación de la roca en agua y por inyección de mercurio.

Finalmente se ha llevado a cabo la caracterización del sistema poroso de cada muestra mediante porosimetría por inyección de mercurio. Dicho ensayo suministra como resultado esencial la curva de distribución del volumen ocupado por los espacios vacíos, en función de sus tamaños de acceso. Esta información puede relacionarse fácilmente con el grado de comunicación que presentan dichos espacios vacíos, y en última instancia con la permeabilidad que posee la roca.

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

Las muestras objeto de estudio corresponden a los niveles detríticos carboníferos de la mina La Camocha. Dicha mina está situada a unos 6 Km al sur de la ciudad de Gijón (Asturias), tal como puede observarse en la figura 1. En dicha figura se muestra la infraestructura general de la zona, junto con las trazas de las capas de carbón explotables a nivel de 5.ª planta (−283 m).

En la figura 2 se presenta la cartografía geológica de superficie en las inmediaciones de la mina. Como puede apreciarse solamente afloran formaciones post-carboníferas. Se trata de materiales Permotriásicos y Jurásicos correspondientes a la unidad paleogeográfica de la cuenca de Gijón-Villaviciosa, los cuales presentan un espesor variable entre 140 y 420 metros, dependiendo del grado de erosión alcanzado, y en relación con las distintas zonas estructurales presentes (horst y grábenes).

Los materiales paleozoicos, de edad Namuriense B-C y Wesfaliense A y parte baja de B (NEVES, 1964; TRUYOLS y SANCHEZ DE POSADA, 1983),

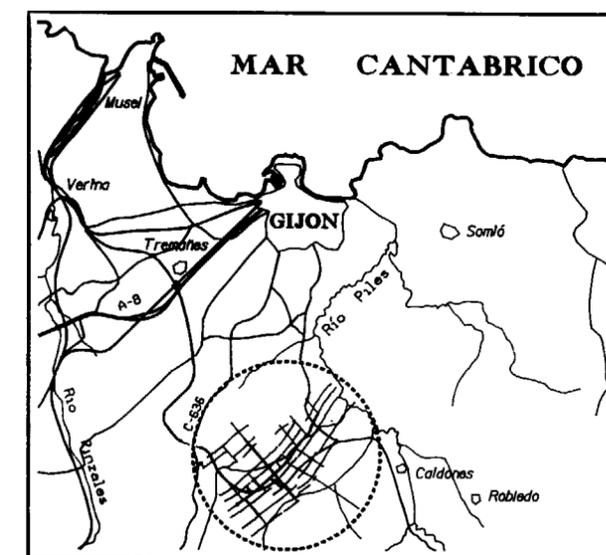


Figura 1.— Situación geográfica.

subyacentes a las formaciones previamente citadas, corresponden al extremo norte de la denominada *Región de pliegues y mantos*, situada al este del antiformal del Narcea (JULIVERT et al., 1973; GERVILLA et al., 1973). En la actual explotación —por parte de Mina La Camocha— el yacimiento carbonífero se encuentra limitado por dos fallas de estilo directo, la falla de Granda al noreste y la falla de Llantores al suroeste, generando una estructura en horst (fig. 3). El límite norte viene dado por la falla de La Matona, se trata de una falla de tipo inverso no tan bien conocida como las anteriores (fig. 4).

Dentro del horst, el carbonífero arma en un sinclinal de tipo similar, con flancos muy apretados, de dirección NE-SO y con el eje del pliegue pinchando ligeramente hacia el SO. El flanco sur que presenta buzamientos subverticales se encuentra invertido, mientras que el flanco norte tiene buzamientos de 30-35° en las inmediaciones de la charnela, verticalizándose a medida que nos alejamos de ella. En la figura 5 se muestra un perfil geológico transversal a la estructura sinclinal, con la citada disposición de los estratos carboníferos y —en clara discordancia— superpuestos los materiales pérmicos (MANN, 1992). En dicha figura puede observarse cómo el paleozoico subvertical presenta una superficie de erosión topográficamente suave, sobre la que

(*) Dpto. Geología (Petrología), Univ. Oviedo.

(**) Geólogo.

(***) Ingeniero de Minas.

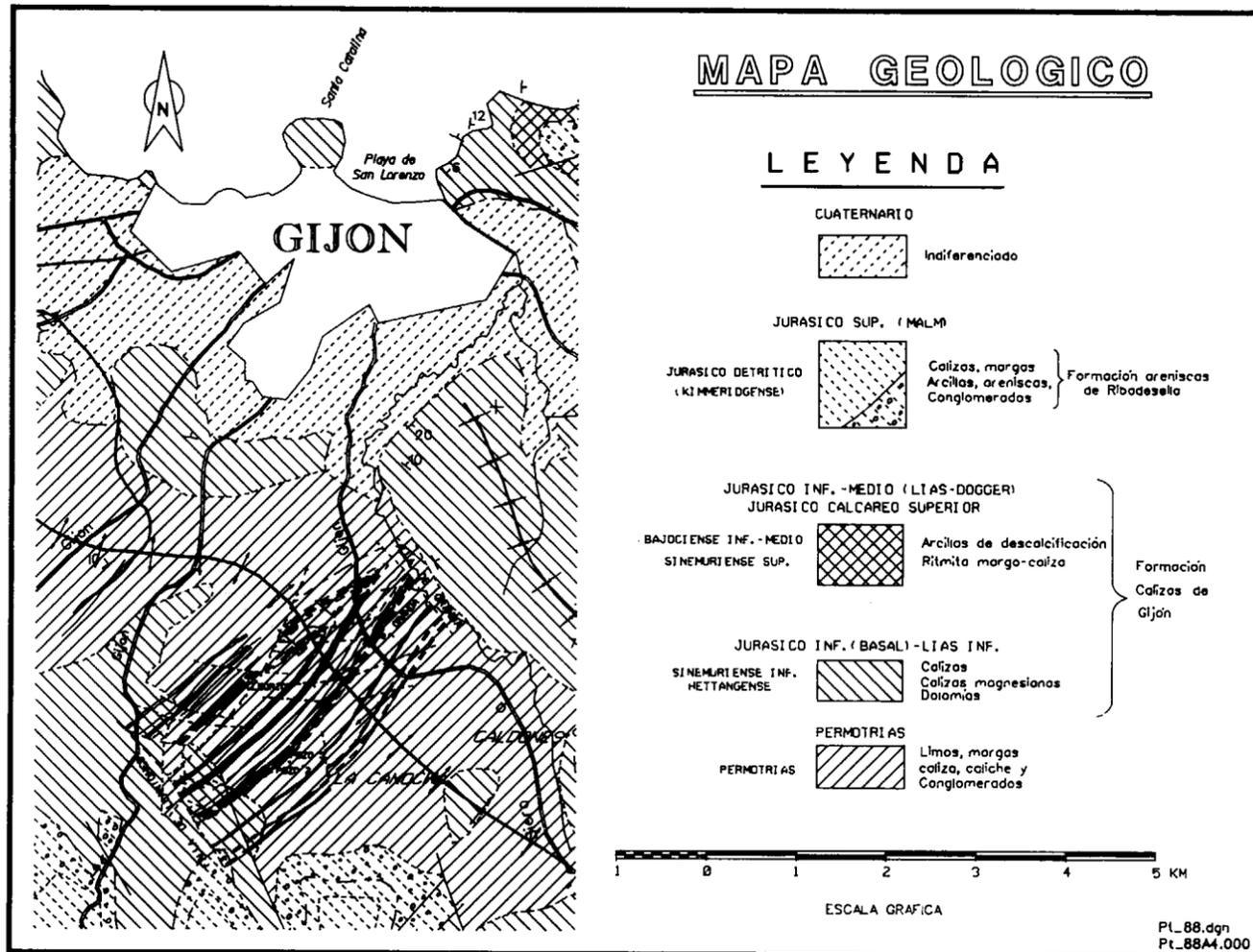


Figura 2.—Cartografía geológica de la zona, incluyendo la proyección de las capas de carbón y las fracturas, a nivel de la 5.ª planta de la mina (-283 m).

se asienta el recubrimiento pérmico subhorizontal, que comienza con una serie de alta energía, constituida por conglomerados de cantos de arenisca y cuarzo principalmente.

En dicho perfil AA' (fig. 5) se localizan las muestras objeto de estudio. Todas ellas se han tomado en el flanco sur del sinclinal, y fueron extraídas a nivel de la 6.ª planta (-343 m). En la figura 6 se muestran las trazas de las capas de carbón y las fallas presentes, a nivel de la 5.ª planta (-283 m), además de la infraestructura de la mina. Asimismo en dicha figura se sitúan de los distintos perfiles geológicos presentados en las figuras precedentes.

CARACTERIZACION MINERALOGICO-TEXTURAL

El Carbonífero de La Camocha está constituido fundamentalmente por materiales terrígenos depositados en un sistema deposicional deltaico, de claro dominio fluvial (CORRALES et al., 1985). Las rocas analizadas son areniscas de grano más o menos fino y limolitas, de características composicionales y texturales más o menos próximas entre sí. De acuerdo con dichas características petrográficas, así como con su disposición estratigráfica, las distintas muestras estudiadas pueden ser incluidas en tres grandes grupos.

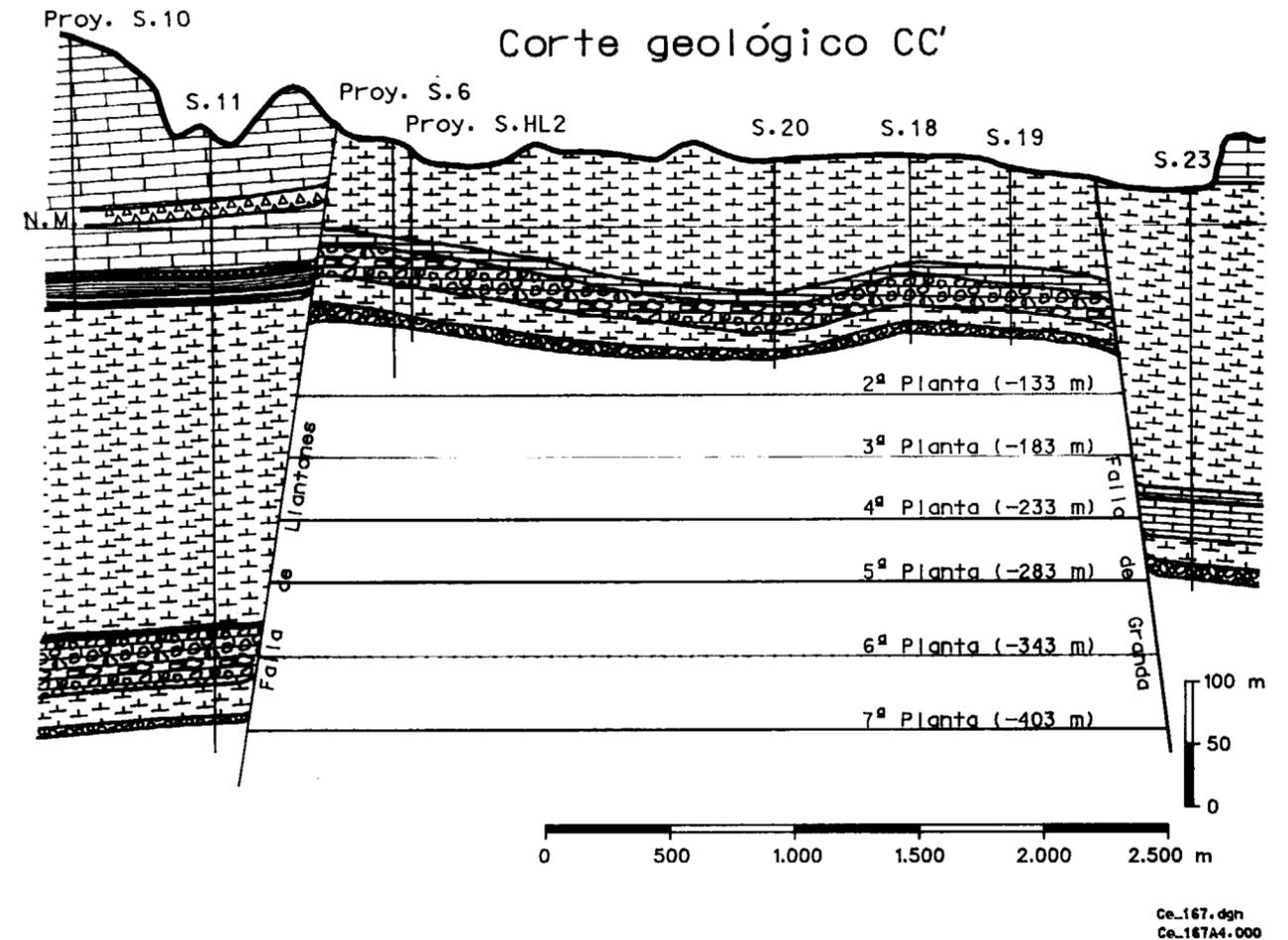


Figura 3.—Corte geológico según dirección NE-SO (longitudinal a la estructura carbonífera) relativo a la cobertera.

Grupo A: Areniscas de grano fino: Litarenitas.— Incluye las muestras 1 y 2, tomadas ambas en el nivel de areniscas subyacentes a la capa de carbón número 13 (fig. 5). La muestra 1 se sitúa estratigráficamente por debajo de la muestra 2, encontrándose por tanto esta última más próxima a las limolitas que forman la base de la citada capa de carbón.

Ambas muestras son de color gris medio más bien oscuro, de aspecto finamente granudo y presentan cierta orientación. La muestra 1 es ligeramente más clara, de aspecto más masivo y coherente y, excepcionalmente, presenta pequeñas bandas o láminas —más oscuras— marcando la estratificación. En la muestra 2 dichas láminas son mucho más abundantes, y constituyen superficies de debilidad en la roca.

Son rocas compuestas mayoritariamente por granos de cuarzo y de fragmentos de roca en parecidas proporciones, abundando algo más estos últimos en la muestra 2. Los fragmentos de rocas corresponden a areniscas, lutitas, pizarras y rocas carbonatadas. También se observan granos de calcita espática, de minerales opacos (óxidos de Fe) y de moscovitas, siendo estas últimas más abundantes en la muestra 2 (figs. 7A y 7B).

La textura deposicional es grano-soportada, presentando la roca —como consecuencia de los procesos diagenéticos— un elevado empaquetamiento, con deformación de los granos blandos (fragmentos de lutitas), por lo que el contacto entre los granos es frecuentemente completo. No es posible diferenciar la matriz arcillosa y el cemento carbonatado de los granos de compo-

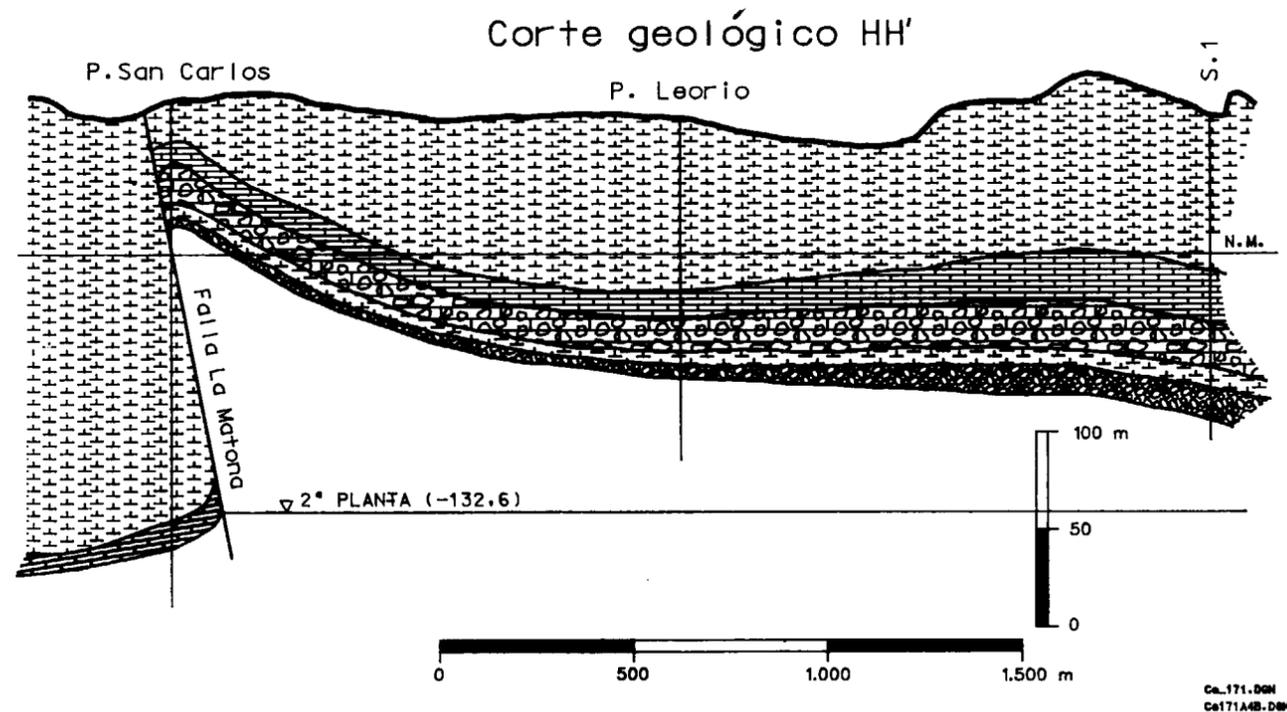


Figura 4.—Corte geológico de dirección predominante NO-SE (transversal a la estructura carbonífera) de la cobertera.

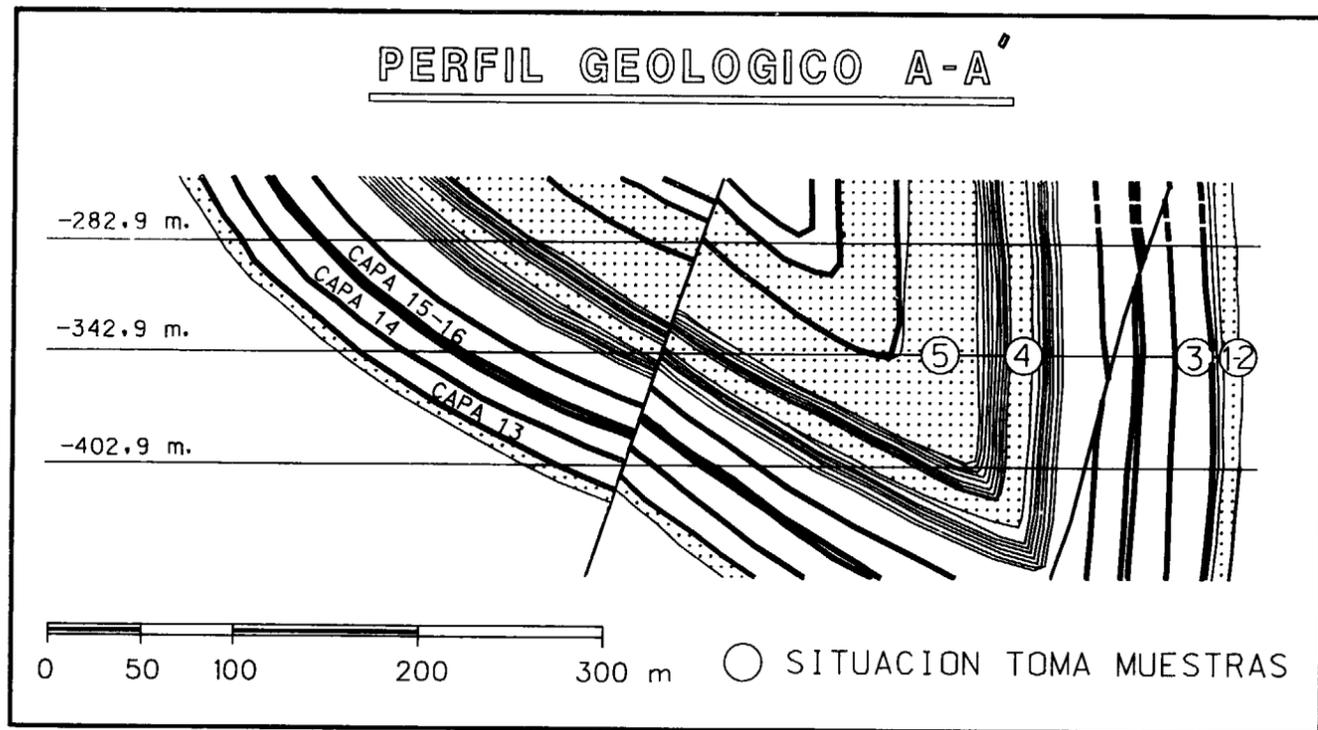


Figura 5.—Corte geológico NO-SE relativo a los niveles carboníferos, de donde se tomaron las muestras a nivel de 6.ª planta de la mina.

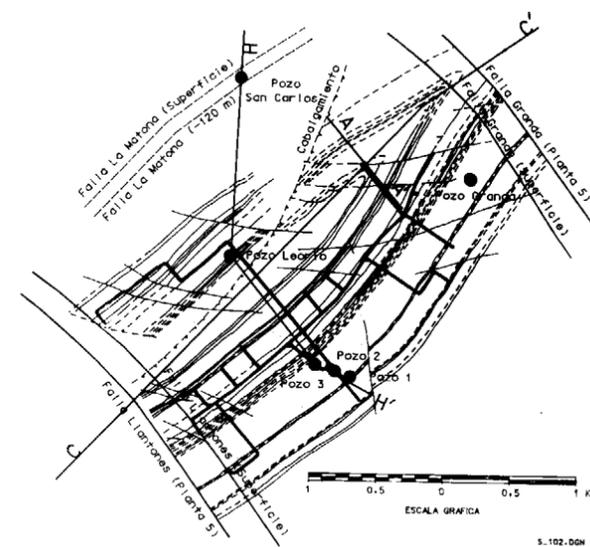


Figura 6.—Planta de mina con las trazas de las trazas de carbón y fallas existentes a nivel de 5.ª planta.

sición similar. En los bordes de algunos granos de cuarzo se observa cemento de sobrecimiento, y en otros películas de matriz arcillosa. En consecuencia, las rocas pueden clasificarse como litarenitas (PETTIJOHN et al., 1973).

El tamaño medio de grano se sitúa alrededor de 150 μm , siendo ligeramente superior en la muestra 1 que en la 2. En cuanto a la forma de los granos de cuarzo, destaca el bajo redondeamiento que presenta en ambas muestras. La orientación de los componentes de la roca está más marcada en la muestra 2, en relación con su mayor abundancia de moscovitas y las citadas lineaciones de componentes opacos.

Grupo B: *Limolita*.—Corresponde a la muestra 3, tomada en el nivel estratigráfico situado sobre la capa de carbón número 13 (fig. 5), dentro de bancos en los que se presentan alternancias de limolitas y areniscas.

Es una roca de color gris oscuro a negro, de aspecto pizarroso, bandeada, con ligeras variaciones de color entre las bandas. Presenta superficies de debilidad en relación con la estratificación, lo que la hace ser una roca menos coherente que las areniscas.

Está compuesta por minerales arcillosos, carbonatados, óxidos de Fe, materia orgánica, así como

granos de cuarzo tamaño limo (entre 15 y 30 μm), los cuales tienden a presentarse más o menos concentrados en bandas, marcando la estratificación (fig. 7C).

La textura es lodosa, es decir, está constituida por finas partículas frecuentemente orientadas, junto a componentes opacos a veces muy elongados, con intercalaciones de bandas más gruesas en las que son abundantes los granos de cuarzo tamaño limo. La roca es por tanto una limolita.

Grupo C.—*Areniscas de grano medio: litarenitas*.—A él corresponden las muestras 4 y 5, representativas de los niveles estratigráficos superiores, de mayor potencia, y más próximos al núcleo de la estructura sinclinal. En concreto, la muestra 4 se encuentra sobre la capa de carbón número 17 (fig. 5) y la 5 por encima de dicha capa, situándose dentro del paquete más potente de areniscas de la zona.

Ambas muestras son de color gris medio, algo más claro que las primeras (grupo A). Presentan un aspecto granudo —algo más grueso—, masivo, homogéneo, compacto y muy coherente.

Están compuestas, igualmente, por granos de cuarzo y fragmentos de roca —de areniscas, limolitas, pizarras y rocas carbonatadas— en parecidas proporciones, siendo ligeramente más abundante el contenido en cuarzo de la muestra 5. También se observan granos de calcita y excepcionalmente moscovitas, en porcentaje mucho menor que los componentes citados en primer lugar (figs. 7D y 7E).

La textura deposicional es grano-soportada y presenta elevado empaquetamiento. También se observa deformación de granos blandos e, igualmente, el contacto entre los granos es mayoritariamente completo, consecuencia de la importante diagénesis experimentada. Las rocas son litarenitas.

Sin duda, el tamaño de grano constituye la diferencia más significativa con el otro grupo de areniscas. Ahora el tamaño medio de los granos se sitúa alrededor de 350 μm , siendo ligeramente mayor y más homogéneo en la muestra 5. Respecto a la forma de los granos de cuarzo, coexisten granos angulosos y redondeados, predominando más los redondeados en la muestra 5

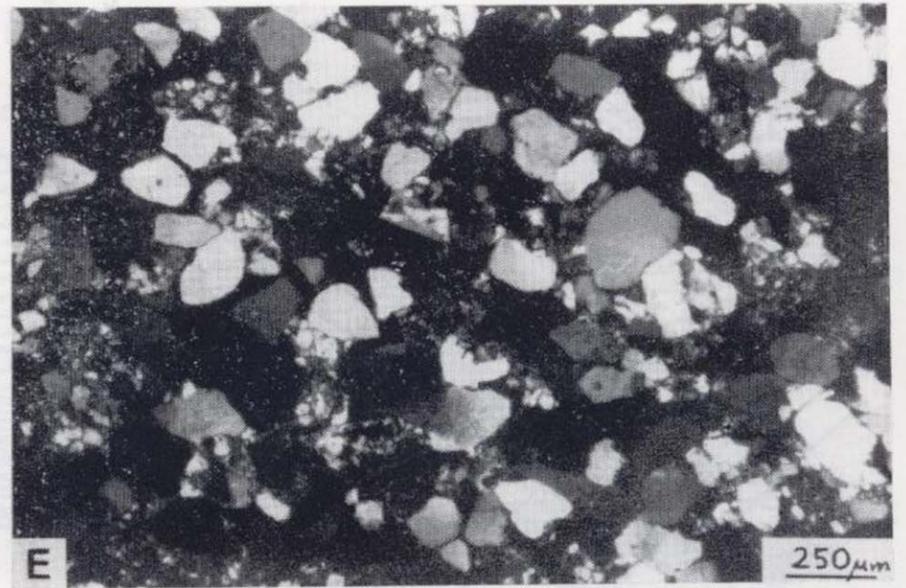
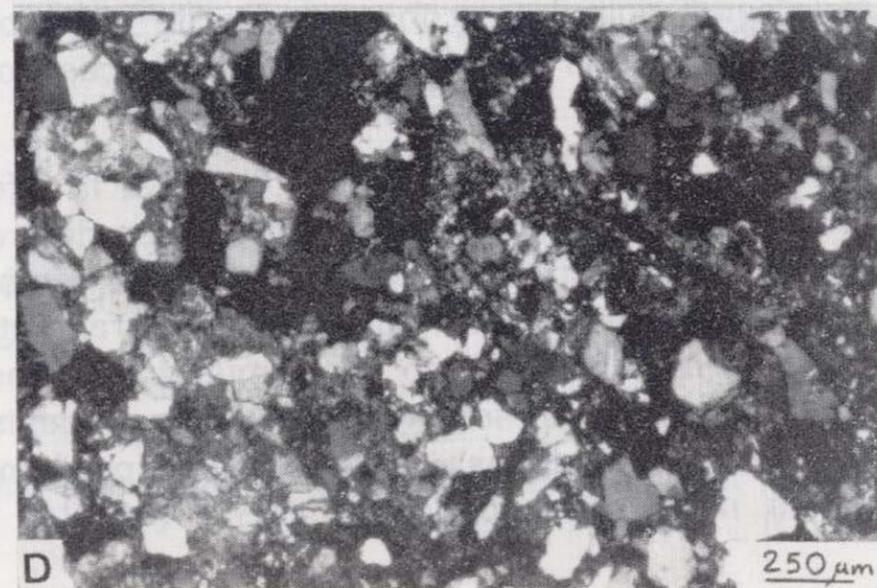
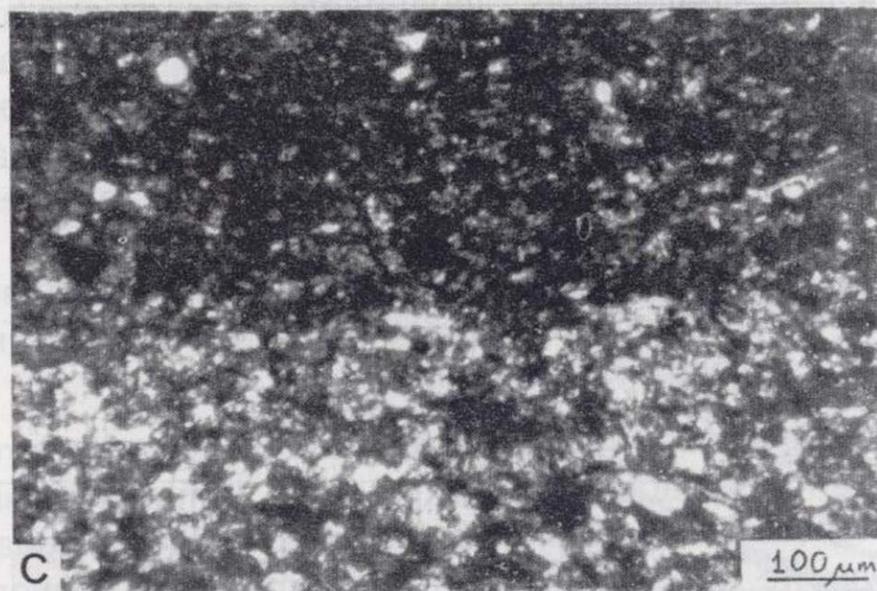
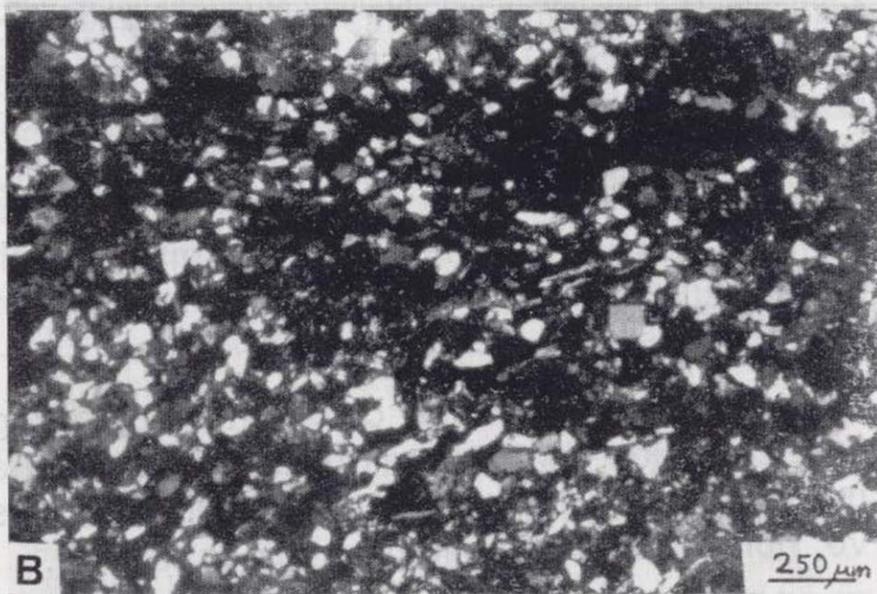
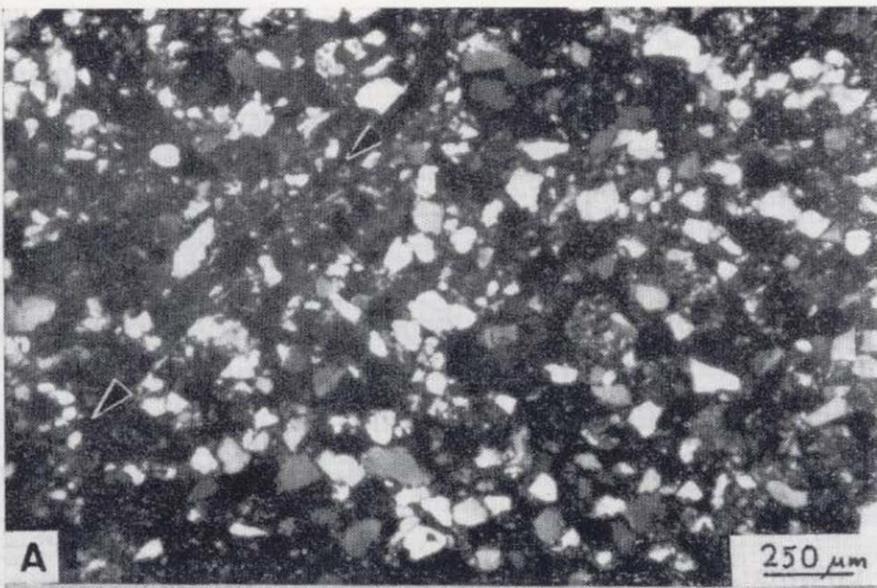


Figura 7.—Características petrográficas (MOP, NC).

A) Arenisca de grano fino (muestra 1). Destacan granos de cuarzo de color uniforme, fragmentos de roca policristalinos, y una fisura (◄) en el cuadrante superior izquierdo ($\times 32$ aumentos).

B) Arenisca de grano fino (muestra 2). Se observa el menor tamaño de grano, la presencia de láminas de moscovita marcando la estratificación, y la abundancia de minerales opacos en la parte superior ($\times 32$ aumentos).

C) Lutita (muestra 3). El tamaño de los granos es mucho menor y más variable, dando lugar al bandeado. En la parte inferior abundan los granos de cuarzo tamaño limo y óxidos de hierro deformados, marcando la estratificación ($\times 100$ aumentos).

D) Arenisca de grano medio (muestra 4). Destaca su semejanza con las muestras 1 y 2, excepto en el tamaño de grano que ahora es mayor. Pueden observarse fragmentos de rocas elongados colaborando al elevado empaquetamiento ($\times 32$ aumentos).

E) Arenisca de grano medio (muestra 5). Presenta gran semejanza con la muestra 4, si bien ahora posee algo más de cuarzo y los granos están mejor calibrados y redondeados. Destaca su elevado empaquetamiento y la ausencia de fisuración ($\times 32$ aumentos).

(fig. 7E). Ambas rocas presentan cierta orientación, estando marcada ésta fundamentalmente por la deformación de los granos blandos.

ANÁLISIS DE LOS ESPACIOS VACIOS

A partir de las observaciones realizadas a distintas escalas se describen las características morfológicas de poros y fisuras, atendiendo a su distribución en la roca y su disposición entre los componentes texturales. En concreto, los

poros por su pequeño tamaño sólo se observan en microscopía electrónica de barrido (MEB), donde se han analizado superficies pulidas orientadas perpendicularmente a la estratificación.

Paralelamente se ha cuantificado la porosidad abierta, es decir, el volumen ocupado por los espacios vacíos comunicados respecto al volumen total de roca, y se han caracterizado éstos mediante porosimetría por inyección de mercurio. Dicha técnica proporciona la distribución de tamaños de los accesos a los poros, además de otros parámetros relacionados con las características del sistema poroso (VAN BRAKEL et al., 1981; ALONSO et al., 1987).

1. Descripción de poros y fisuras

En la *muestra 1* (litarenita de grano fino), además de las mencionadas láminas paralelas a la estratificación y ricas en componentes opacos, se pueden observar fisuras oblicuas —alrededor de 35° — respecto a la estratificación (fig. 7A), que constituyen superficies de debilidad de la roca. También se observan incipientes planos de cizalla paralelos a la estratificación. En MEB los poros de mayor tamaño se presentan en los espacios intergranulares, y algunos granos blandos muestran microporos (fig. 8).

En la *muestra 2* (litarenita de grano medio) las laminaciones marcadas por los minerales opacos

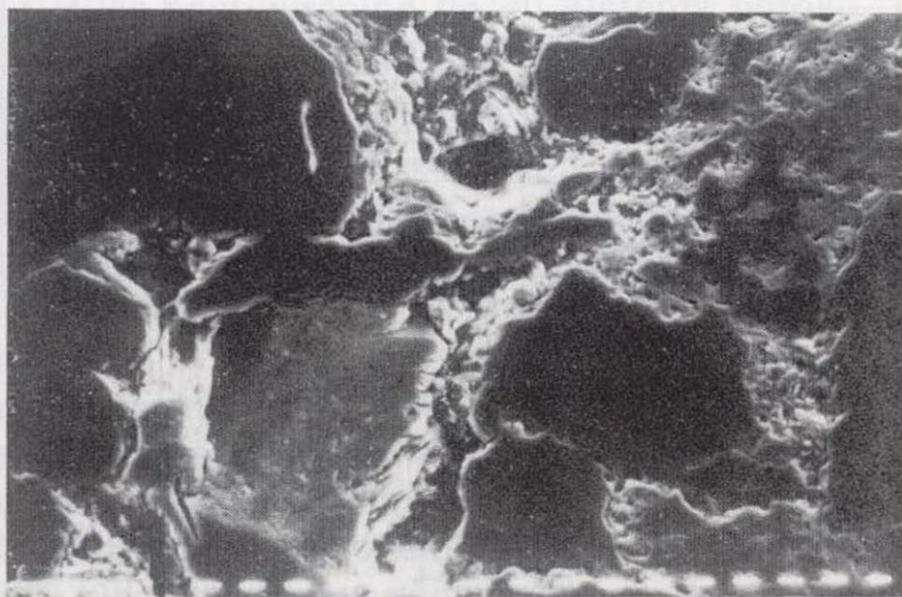


Figura 8.—Muestra 1. Se observa la ausencia de porosidad en los granos de cuarzo, pequeños poros en la matriz o en los fragmentos de roca, así como contactos abiertos entre los granos (MEB, $\times 320$, 1 marcador = $10 \mu\text{m}$).

son mucho más abundantes —espaciadas algunos mm— y penetrativas. Presentan superficies más o menos onduladas, formando a veces redes anastomosadas, con algunas láminas inclinadas respecto a la estratificación. Sobreimpuesta a dicha laminación se observa una red de fisuras subverticales, espaciadas unos 3 cm y cicatrizada por minerales opacos, que constituyen importantes superficies de debilidad de la roca. En MEB cabe destacar —junto al menor tamaño de los granos y su mayor orientación— el desarrollo de algunas fisuras siguiendo la orientación de los granos. Asimismo se observan poros intergranulares, y también porosidad intragranular en fragmentos de roca y granos de carbonatos (fig. 9).



Figura 9.—Muestra 2. Detalle de una fisura, marcada por la orientación de los filosilicatos en sus bordes, también se observan algunos granos de cuarzo, sin poros, y otros granos microporosos. (MEB, $\times 320$, 1 marcador = $10 \mu\text{m}$).

La *muestra 3* (limolita) presenta la desagregación típica de las lutitas, especialmente después del proceso de saturación de las muestras en agua. Los granos son ahora de mucho menor tamaño y presentan marcada orientación. No es fácil determinar la existencia de espacios vacíos, tan sólo se ha visto alguna fisura probablemente desarrollada durante el proceso de corte de la muestra (fig. 10).

Las *muestras 4 y 5* (litarenitas de grano medio) únicamente presentan fisuras en sus bordes, en relación con el límite de los bloques estudiados. Se trata de fisuras perpendiculares a la estrati-

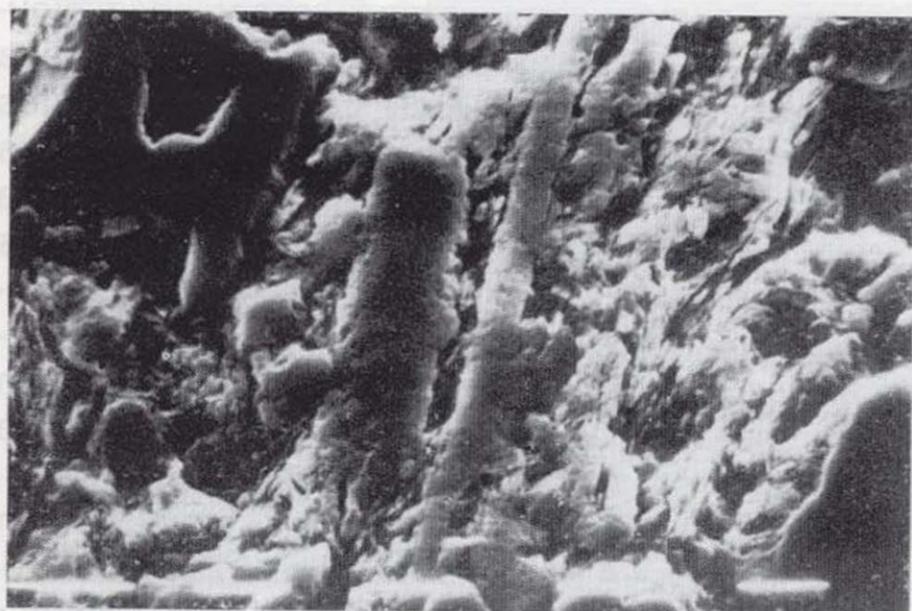


Figura 10.—Muestra 3. Se observa el pequeño tamaño de los granos, la presencia de granos elongados orientados y la abundancia de filosilicatos, favoreciendo la aparición de microfisuras. (MEB, $\times 1250$, 1 marcador = $10 \mu\text{m}$).

ficación, espaciadas unos 4 cm. En ambas muestras, los espacios vacíos de mayor tamaño (alrededor de $100 \mu\text{m}$, fig. 11) de nuevo aparecen en posiciones intergranulares, y los más pequeños en el interior de granos blandos —fragmentos de roca— y carbonatos. La apertura de los planos de exfoliación que muestran los filosilicatos, así como las fisuras de algunos granos de cuarzo, son atribuidas al proceso de corte de la muestra.

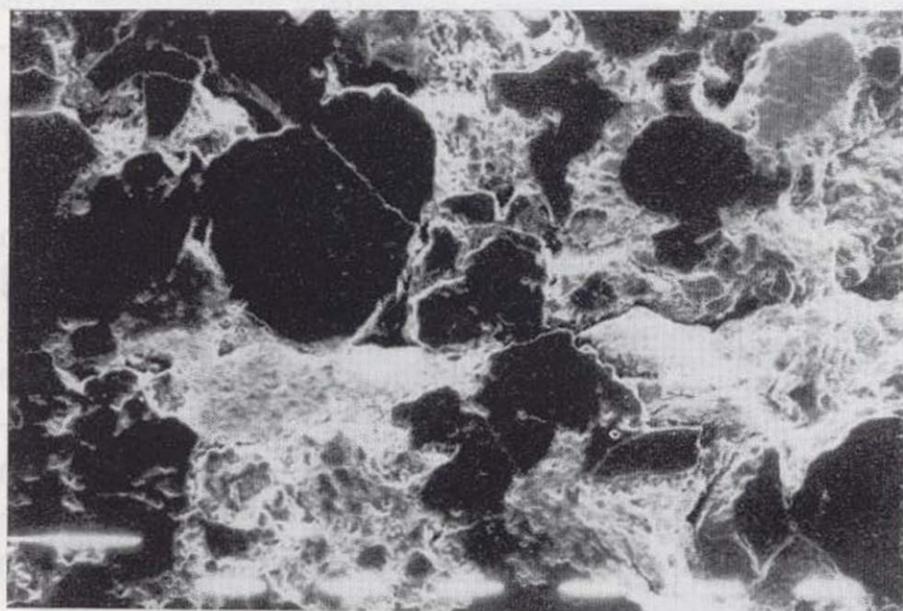


Figura 11.—Muestra 4. Destaca la orientación de algunos granos blandos que pueden favorecer la aparición de fisuras, así como la presencia de poros de mayor tamaño ocupando posiciones intergranulares (MEB, $\times 80$, 1 marcador = $100 \mu\text{m}$).

2. Cuantificación de porosidad

El volumen total ocupado por los espacios vacíos se ha determinado por dos procedimientos diferentes: por el método de la pesada hidrostática y por inyección de mercurio. En ambos casos se han seguido las recomendaciones de la RILEM (1980). Dichos ensayos permiten determinar simultáneamente la porosidad y la densidad de la roca seca (densidad aparente).

El primer método se basa en saturar los espacios vacíos con agua, y a partir de la cantidad de agua que penetra en la roca se obtiene la porosidad. Los ensayos se han realizado sobre cubos de unos 5 cm de lado. El agua se ha introducido en la roca bajo un vacío de 10^{-3} torr, que se mantuvo seis horas, y después permanecieron 10 días más sumergidas en agua.

En el segundo método se introduce mercurio a presión (2.000 kg/cm^2) en los espacios vacíos y, de manera similar, a partir del volumen de mercurio introducido en la roca se obtiene la porosidad. En este caso las determinaciones se realizaron sobre probetas cilíndricas de 1 cm de diámetro y 3 de altura.

Los resultados obtenidos se muestran en la tabla I. Los valores de porosidad determinados por inyección de mercurio son en todos los casos

TABLA I

Densidad de la roca seca y porosidad abierta

	Densidad (por saturación en agua). kg/m^3	Densidad (por inyección de mercurio). kg/m^3	Porosidad accesible al agua. %	Porosidad accesible al Hg. %
Muestra 1	2693	2670	1.8	1.15
Muestra 2	2660	2696	2.1	1.15
Muestra 3	2608	2665	4.4	1.22
Muestra 4	2635	2632	2.9	2.15
Muestra 5	2591	2577	4.0	3.3

inferiores; este hecho es normal, puesto que se trata de un líquido que no moja, constituido por moléculas de mayor tamaño, por lo que tiene menor poder de penetración que el agua. Por otra parte, la porosidad accesible al agua posiblemente está sobrevalorada, es decir, sus valores son superiores a los que corresponden a las muestras en estado seco. Ello es consecuencia del



Figura 10.—Muestra 3. Se observa el pequeño tamaño de los granos, la presencia de granos elongados orientados y la abundancia de filosilicatos, favoreciendo la aparición de microfisuras. (MEB, $\times 1250$, 1 marcador = $10 \mu\text{m}$).

ficación, espaciadas unos 4 cm. En ambas muestras, los espacios vacíos de mayor tamaño (alrededor de $100 \mu\text{m}$, fig. 11) de nuevo aparecen en posiciones intergranulares, y los más pequeños en el interior de granos blandos —fragmentos de roca— y carbonatos. La apertura de los planos de exfoliación que muestran los filosilicatos, así como las fisuras de algunos granos de cuarzo, son atribuidas al proceso de corte de la muestra.

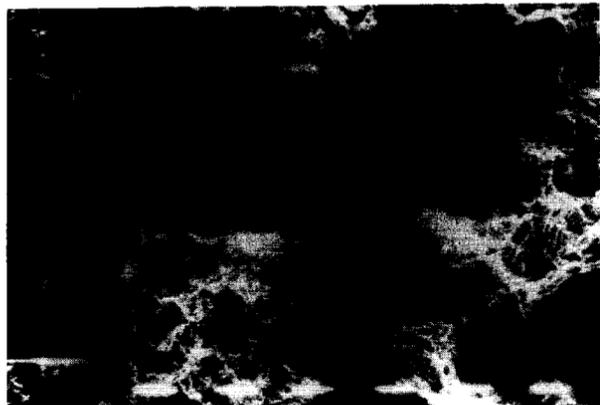


Figura 11.—Muestra 4. Destaca la orientación de algunos granos blandos que pueden favorecer la aparición de fisuras, así como la presencia de poros de mayor tamaño ocupando posiciones intergranulares (MEB, $\times 80$, 1 marcador = $100 \mu\text{m}$).

2. Cuantificación de porosidad

El volumen total ocupado por los espacios vacíos se ha determinado por dos procedimientos diferentes: por el método de la pesada hidrostática y por inyección de mercurio. En ambos casos se han seguido las recomendaciones de la RILEM (1980). Dichos ensayos permiten determinar simultáneamente la porosidad y la densidad de la roca seca (densidad aparente).

El primer método se basa en saturar los espacios vacíos con agua, y a partir de la cantidad de agua que penetra en la roca se obtiene la porosidad. Los ensayos se han realizado sobre cubos de unos 5 cm de lado. El agua se ha introducido en la roca bajo un vacío de 10^{-3} torr, que se mantuvo seis horas, y después permanecieron 10 días más sumergidas en agua.

En el segundo método se introduce mercurio a presión (2.000 kg/cm^2) en los espacios vacíos y, de manera similar, a partir del volumen de mercurio introducido en la roca se obtiene la porosidad. En este caso las determinaciones se realizaron sobre probetas cilíndricas de 1 cm de diámetro y 3 de altura.

Los resultados obtenidos se muestran en la tabla I. Los valores de porosidad determinados por inyección de mercurio son en todos los casos

TABLA I

Densidad de la roca seca y porosidad abierta

	Densidad (por saturación en agua). kg/m^3	Densidad (por inyección de mercurio). kg/m^3	Porosidad accesible al agua. %	Porosidad accesible al Hg. %
Muestra 1	2693	2670	1.8	1.15
Muestra 2	2660	2696	2.1	1.15
Muestra 3	2608	2665	4.4	1.22
Muestra 4	2635	2632	2.9	2.15
Muestra 5	2591	2577	4.0	3.3

inferiores; este hecho es normal, puesto que se trata de un líquido que no moja, constituido por moléculas de mayor tamaño, por lo que tiene menor poder de penetración que el agua. Por otra parte, la porosidad accesible al agua posiblemente está sobrevalorada, es decir, sus valores son superiores a los que corresponden a las muestras en estado seco. Ello es consecuencia del

mayor o menor hinchamiento que experimentan estas rocas al ser saturadas con agua.

En todos los casos se trata de rocas de muy baja porosidad y por tanto su densidad se sitúa muy próxima a la de su principal componente, el cuarzo (2650 kg/cm^3). Las rocas más densas y menos porosas son las areniscas de grano más fino, con valores de porosidad en torno al 1,5 por 100. En la limolita se observan notables diferencias entre los valores obtenidos por ambos métodos; sin duda es más real el obtenido por inyección de mercurio, dado el hinchamiento que experimenta esta roca cuando se satura en agua.

3. Caracterización por porosimetría de inyección de Hg

Este ensayo permite cuantificar el tamaño de los poros de una roca, suponiendo que todos sus espacios vacíos sean poros cilíndricos ideales. En general, la configuración del sistema poroso es más compleja, la penetración de mercurio afecta a todos los espacios vacíos (poros y fisuras), y el parámetro esencial determinado en dicho ensayo es el tamaño de los accesos a dichos espacios vacíos. Dicho parámetro posee mayor interés que el tamaño de los poros en el problema estudiado, ya que guarda una relación más directa con la conexión entre los poros y la capacidad de circulación de fluidos a través de la roca. Por otra parte, debe tenerse en cuenta que cuando se comparan rocas de similar petrografía —similar configuración de su sistema poroso— como ocurre en el presente caso, los resultados obtenidos adquieren mayor validez al tomarse en términos relativos.

Las muestras ensayadas son probetas cilíndricas, las mismas sobre las que se ha determinado la porosidad, mencionada en el apartado anterior. De acuerdo con la gama de presiones utilizada en el ensayo, el rango de poros analizados va de 70 a $0,0035 \mu\text{m}$. El procedimiento experimental seguido consta de una primera inyección de Hg en la roca, el retroceso y una segunda inyección; de esta manera puede diferenciarse una fracción —dentro del volumen poroso accesible al mercurio—, que se caracteriza por permanecer impregnada de mercurio después de la primera inyección, denominada *porosidad atrapada*.

En la figura 12 se presentan las curvas de distribución del volumen de los espacios vacíos que es accesible al mercurio en función del radio de acceso a los mismos, para cada una de las rocas estudiadas. En dicha figura se muestran conjuntamente las curvas de la primera inyección, de retroceso y de la segunda inyección. A partir de la primera inyección, se han obtenido el tamaño medio y el máximo relativo (con una significación del 10 por 100) de los accesos a los espacios vacíos; para ello se han tomado la mediana y el decil de las citadas curvas, respectivamente. Dichos valores, junto con los de la porosidad atrapada se indican en la tabla II.

TABLA II

Valores obtenidos por porosimetría de inyección de Hg.

	Tamaño medio de acceso de poro (mediana). μm	Tamaño máximo de acceso de poro (decil). μm	Porosidad atrapada. %
Muestra 1	0.028	0.14	70
Muestra 2	0.014	0.07	75
Muestra 3	0.009	0.20	65
Muestra 4	0.033	0.32	62
Muestra 5	0.053	0.30	62

Cabe señalar que en concordancia con la baja porosidad que presentan las rocas, el tamaño de acceso a los poros es también bajo. Puede observarse cómo las areniscas de menor tamaño de grano y menor porosidad son las que presentan menor tamaño de acceso de poro y menor dispersión de dichos tamaños, así como también mayor porcentaje de porosidad atrapada. La limolita es la roca que presenta menor tamaño medio, con acusado sesgo hacia los tamaños gruesos. En las areniscas estudiadas cabe destacar la buena correlación existente entre el tamaño de grano de las rocas, su porosidad, el tamaño de acceso de los poros y la porosidad atrapada.

De acuerdo con la relación existente entre la circulación de fluidos en el seno de los materiales rocosos y las características que éstos presentan respecto a su porosidad y sobre todo su distribución de tamaños de acceso a los poros (TURRERO, 1990), puede deducirse que la permeabilidad de estos materiales, a nivel de roca matriz, va a ser sumamente baja.

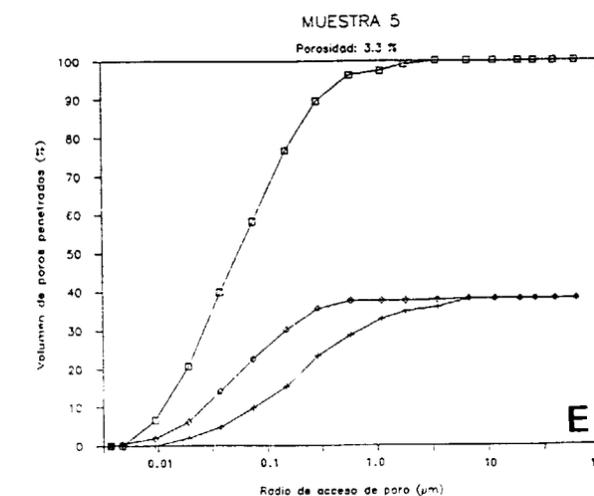
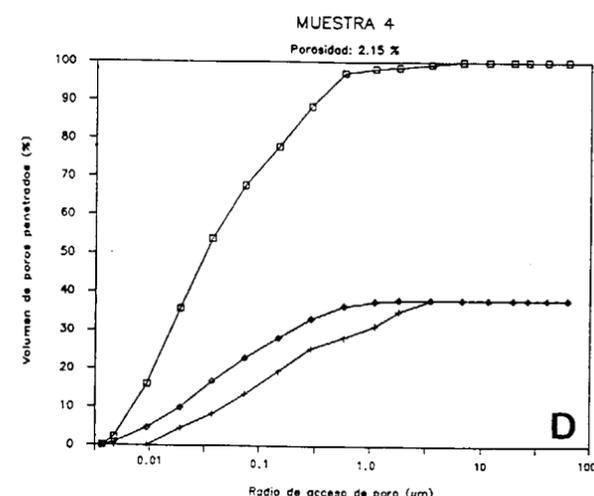
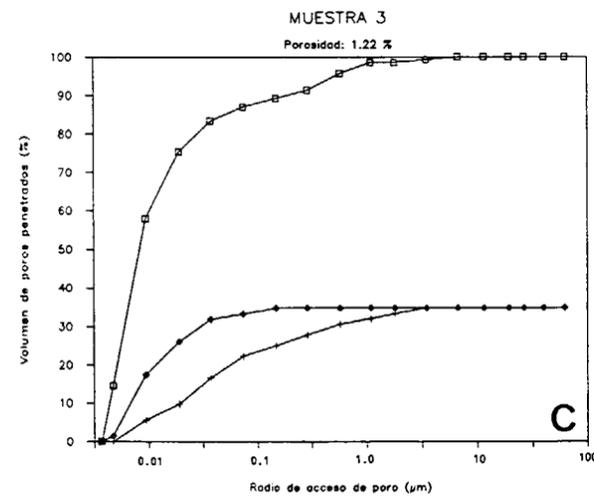
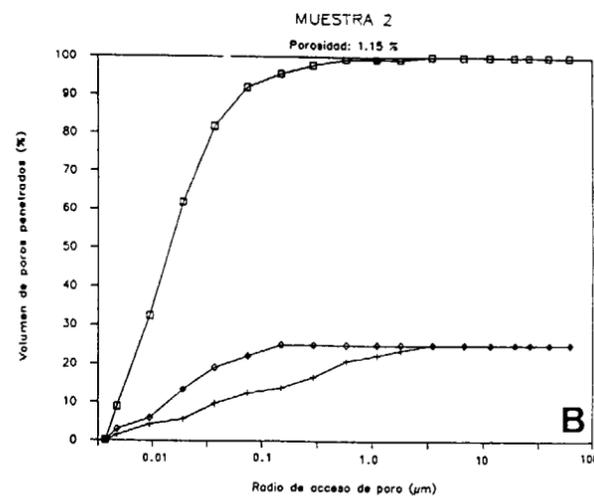
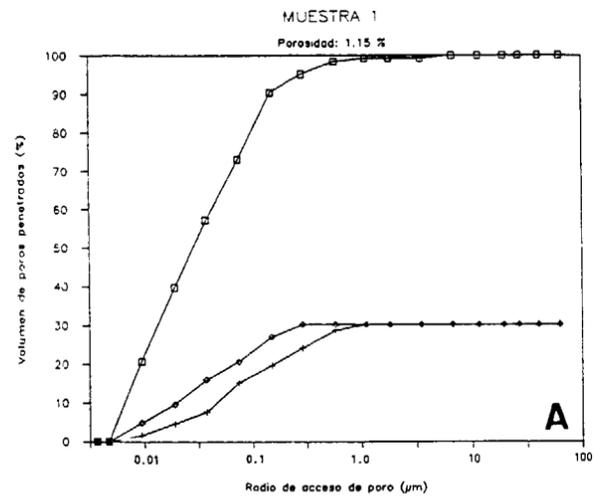


Figura 12.—Curvas porosimétricas: Distribución del volumen ocupado por los espacios vacíos en función de su radio de acceso (□ 1.ª inyección + retroceso y ◇ 2.ª inyección).

- A) Destaca el pequeño tamaño de acceso de poro y su amplio intervalo de variación.
 B) El tamaño medio y la variación de tamaños es menor.
 C) Es la muestra de menor tamaño y variación de tamaños.
 D) Presenta mayor tamaño y variación de tamaños en concordancia con el mayor tamaño de grano de la roca.
 E) El tamaño medio es ligeramente mayor que en la muestra anterior.

CONCLUSIONES

El análisis de los espacios vacíos de las distintas rocas detríticas estudiadas, correspondientes a los niveles carboníferos de la mina *La Camocha* (Gijón), permite afirmar que éstos son mayoritariamente poros, aunque también se observan algunas fisuras.

En todos los casos se trata de rocas que presentan baja porosidad (entre el 1 y el 4 por 100), con poros y fisuras de pequeño tamaño y bajo grado de comunicación entre sí. El radio medio de acceso a los poros obtenido por porosimetría de inyección de mercurio es muy pequeño (entre 0,01 y 0,05 µm).

Los poros de mayor tamaño (alrededor de 100 µm) se sitúan en los contactos entre granos—en posiciones intergranulares—, observándose también microporos (de algunas µm) en el interior de algunos fragmentos de roca ricos en componentes arcillosos y en granos carbonatados microcristalinos. Las fisuras son excepcionales a nivel de roca matriz y suelen presentarse cerradas o de anchura muy pequeña (algunas µm).

Del análisis petrográfico realizado cabe destacar que, en las areniscas, existe estrecha relación entre el tamaño de los granos, la porosidad y el radio de acceso a los poros, de manera que dichos valores crecen de forma correlativa. Respecto a las fisuras, su desarrollo (longitud y anchura) y espaciado guarda también relación con el tamaño de grano de las rocas, creciendo asimismo sus valores paralelamente. Es decir, al aumentar el tamaño de grano aumenta el tamaño de las fisuras y también aumenta su espaciado, y por tanto disminuye el número de fisuras presentes por unidad de superficie.

Por otra parte, a partir de los valores de porosidad, tamaño de poro y tamaño de sus accesos, se deduce que la capacidad de almacenar agua que poseen estas rocas es muy baja y la circulación de agua por su interior no es relevante. En consecuencia, la permeabilidad a nivel de roca matriz es muy pequeña, por lo que la circulación de agua va a tener lugar fundamentalmente a través de las diversas familias de frac-

turas existentes a escala de macizo. El estudio de dicha fracturación, cuya generación y desarrollo va a estar más o menos afectada por la explotación, debe ser objeto de un posterior y detallado análisis de campo.

REFERENCIAS

- ALONSO, F. J.; ESBERT, R. M., y ORDAZ, J. (1987): *Caracterización del sistema poroso de calizas y dolomías*. Bol. Geológico y Minero, 98-II, 226-237.
- BRAKEL, J.; VAN MODRY, S., y SVATA, M. (1981): *Mercury porosimetry: state of the art*. Power Technology, 29-1.
- CORRALES, I.; FLOR, G.; PELLO, J., y PEON, A. (1985): *Facies y secuencias sedimentarias en el Carbonífero de La Camocha (Gijón, NO de España)*. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 15, 19-27.
- GERVILLA, M.; BEROIZ, C.; PIGNATELLI, R.; BARON, A.; COMA, J. E.; FELGUEROSO, C.; RAMIREZ DEL POZO, J., y GIANNINI, G. (1973): *Memoria de la Hoja 29, Oviedo. Mapa geológico de España. 1:50.000*. Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 64 pp.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J., y GIANNINI, G. (1973): *Memoria de la Hoja 14, Gijón. Mapa geológico de España 1:50.000*. Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 48 pp.
- MANN, A. C. (1992): *An interpretation of data from the 1991 seismic survey for La Camocha, Gijón, Asturias, Northent Spain*. British Coal Corporation, Technical Services and Research Executive, Geotechnical Services Report, 13 pp., 7 figs., 1 map., Bretby.
- NEVES, R. (1964): *The stratigraphic significance of the small spore assemblages of the La Camocha Mine, N Spain*. C. R. 5eme Congr. Inter. de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere. Paris, 1963, III, 1229-1237.
- PETTIJHON, F. J.; POTTER, P. E., y SIEVER, R. (1973): *Sand and sandstone*. Springer-Verlang, 618 pp.
- R.I.L.E.M. (1980): *Essais recommandés pour mesurer l'altération des pierres et évaluer l'efficacité des méthodes de traitement*. Matériaux et Constructions (Bull. RILEM), 13 (75), 175-252.
- TRUYOLS, J., y SANCHEZ DE POSADA, L. (1983): *El Carbonífero Inferior y Medio de la región de Pliegues y Mantos*. In: C. Martínez Díaz (Ed.), Carbonífero y Pérmico de España. X Congr. Inter. Estratigrafía y Geología del Carbonífero, 39-59.
- TURRERO, M. J. (1990): *El uso de la porosimetría de mercurio en la cuantificación de los parámetros físicos de los materiales graníticos de El Berrocal, Sistema Central*. Boletín Geológico y Minero, 101-2, 293-304.

Original recibido: Febrero de 1994.
 Original aceptado: Marzo de 1994.

INFORMACION

Noticias

INVESTIGACIONES GEOLOGICAS DEL I.T.G.E. EN LA ANTARTIDA

Dos investigadores del Servicio de Geología del ITGE, han participado durante la pasada campaña, en los meses de enero y febrero en los estudios estratigráficos, sedimentológicos y geomorfológicos que se están realizando desde hace varios años en la Isla de James Ross (Antártida), invitados por el Instituto Antártico Argentino. Estos estudios han consistido fundamentalmente en la elaboración de columnas estratigráficas detalladas en las formaciones Whisky Bay e Hidden Lake, perteneciente al Grupo Gustav, definido en la Isla de James Ross y que tiene una edad Cretácica (Barremiense-Santoniense).

Los materiales estudiados, son de naturaleza esencialmente siliciclástica y corresponden a sedimentos depositados en canales submarinos entrelazados, que son posteriormente relevados por materiales asociados a un sistema deposicional de tipo fan-delta que evoluciona a un sistema marino somero en los tramos superiores de la Formación Hidden Lake. Estos trabajos de campo, y el posterior estudio sedimentológico, petrológico y geoquímico que se está realizando sobre las muestras recogidas en

la campaña, contribuirán a obtener un mejor conocimiento de la evolución de la Cuenca Larsen, situada en la trasera del arco volcánico correspondiente a la Península Antártica, cuyo funcionamiento se extendió desde el Jurásico Tardío, hasta el Terciario.

También como parte de las investigaciones de esta campaña, se realizaron una serie de estudios geomorfológicos de detalle en la zona de trabajo (Bahía Whisky) que permitirán analizar la evolución reciente de los elementos morfológicos de la Isla James Ross, y la respuesta de los depósitos y los elementos del relieve a las posibles variaciones del nivel marino determinadas por los cambios climáticos actuales.

Asimismo, como fruto de esta campaña, se está formalizando un acuerdo de cooperación entre el ITGE y el IAA en el que se contempla la realización de proyectos conjuntos de investigación geológica en la Antártida, en temas relacionados con la evolución geológica de la Antártida Occidental y en procesos geológicos cuaternarios y actuales.

JORNADAS SOBRE REDUCCION DE RIESGOS GEOLOGICOS EN ESPAÑA

Organizado por el Instituto Tecnológico Geominero de España y la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, se celebrará en Madrid, los días 16, 17 y 18 de noviembre de 1994 las **Jornadas sobre Reducción de Riesgos Geológicos en España**, que se desarrollarán según el siguiente programa:

MIÉRCOLES 16 DE NOVIEMBRE

MAÑANA

9,00 Recepción de los participantes y entrega de documentación.

9,45 **APERTURA:** Excmo. Sr. D. Angel Martín Municio, Presidente de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

1.ª SESION: RIESGO SISMICO

Presidente: Dr. Agustín Udias, Catedrático de Geofísica. Universidad Complutense de Madrid.

10,00/10,40 **Peligrosidad y Riesgo Sísmico en España.**

Ilmo. Sr. Julio Mézcua, Subdirector de Astronomía y Geofísica, IGN.

10,45/11,30 **Necesidad de reevaluar los Parámetros de Intensidad, Atenuación y Magnitud usados en la evaluación de la Peligrosidad y Riesgo Sísmico.**

Dr. Álvaro Espinosa, USGS.

11,30/12,00 Pausa. Café.

12,00/12,30 **Estudios de Microzonación de Peligrosidad y Vulnerabilidad Sísmica en Alcoy y Lorca.**

D. Joaquín Mulas de la Peña, ITGE.

12,30/13,00 **Estudios de Microzonación de Peligrosidad Sísmica en Granada.**

Dr. Emilio Carreño, Jefe del Servicio de Ingeniería Sísmica, IGN.

TARDE

2.ª SESION: RIESGO VOLCANICO

Presidente: Dr. Juan Coello Armenta, Catedrático de Petrología de la Universidad de La Laguna.

16,30/17,15 **Mitigación de Riesgos Volcánicos**

Dr. Franco Barberi, Universidad de Pisa, Presidente del Grupo Volcanológico de Italia.

17,20/18,00 **Peligrosidad y Riesgo Volcánico en Canarias.**

Dr. Juan Carlos Carracedo, CSIC.

18,00/18,30 Pausa. Café.

18,30/20,00 MESA REDONDA.

Ciencia y Tecnología en la Reducción de Riesgos Geológicos Internos.

Moderador: Excmo. Sr. José M.ª Fuster Casas, Real Academia de Ciencias.

JUEVES 17 DE NOVIEMBRE

MAÑANA

3.ª SESION: MOVIMIENTOS DE LADERA

Presidente: Excmo. Sr. José Antonio Jiménez Salas, Real Academia de Ciencias.

10,00/10,40 **Los Movimientos de Ladera en España.**

Dra. Mercedes Ferrer Gijón, ITGE.

10,45/11,30 **Nuevas Tecnologías de corrección de Movimientos de Ladera.**

Ilmo. Sr. Carlos Oteo Mazo, Director del Laboratorio de Geotecnia. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas.

11,30/12,00 Pausa. Café.

12,00/12,45 **Frecuencia y Vulnerabilidad en Movimientos de Ladera.**

Dr. Francisco Javier Ayala Carcedo, Director de Ingeniería Geoambiental, ITGE.

TARDE

4.ª SESION: EROSION DE COSTAS

Presidente: Ilmo. Sr. Felipe Martínez, Director General del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas.

16,30/17,15 **Modelos de Procesos Erosión-Sedimentación de costas españolas.**

Dr. Vicente Gabaldón, Jefe del Área de Geología General, ITGE.

17,20/18,00 **Problemas y Técnicas de prevención en dinámica litoral aplicadas en España.**

Dr. Antonio Lechuga, Laboratorio de Costas del CEEOP.

18,00/18,30 Pausa. Café.

18,30/20,00 MESA REDONDA.

Ciencia y Tecnología en la Reducción de Riesgos Geológicos Internos.

Moderador: Dr. Alfredo Pérez González, Director del Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC.

VIERNES 18 DE NOVIEMBRE

MAÑANA

5.ª SESION: RIESGOS GEOLOGICOS Y SOCIEDAD

Presidente: *Ilmo. Sr. Francisco Cruz Castro*, Director General de Protección Civil.

10,00/10,40 **Directrices y Planes de Emergencia en Riesgos Naturales.**

Ilmo. Sr. D. Carlos Dueñas, Vocal Asesor de la D. G. de Protección Civil.

10,45/11,30 **Economía y Seguros de los Riesgos de la Naturaleza en España.**

Dr. Ignacio Machetti y Bermejo, Director Técnico del Consorcio de Compensación de Seguros, Ministerio de Economía y Hacienda.

11,30/12,00 Pausa. Café.

12,00/13,30 MESA REDONDA.

Riesgos Geológicos y Sociedad.

Moderador: *Dr. Francisco Vidal Sánchez*, Director del Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos.

13,30/13,45 **CLAUSURA:** *Ilmo. Sr. D. Camilo Caride de Liñán*, Director General del Instituto Tecnológico Geominero de España.

13,45 **Copa de vino español.****Para información e inscripción:**

INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Secretaría de las Jornadas sobre Reducción de Riesgos Geológicos en España

Atención de D. JOSE LUIS ESCOBEDO

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID

Teléf. 91 - 349 57 00 - Fax: 91 - 442 62 16

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y 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 serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

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. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquén temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

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, tablas 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.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

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 diez 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 BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones deberá dirigirse a:

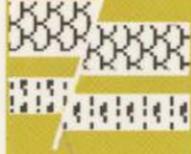
Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Finalidad:

Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería y Disciplinas conexas

GEOLOGIA Y GEOFISICA



MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOFISICA Y GEOLOGIA DEL SUBSUELO
GEOLOGIA MARINA (FONDOS MARINOS)
TELEDETECCION APLICADA

RECURSOS MINERALES



METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
YACIMIENTOS MINERALES
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS

AGUAS SUBTERRANEAS



CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS

LABORATORIOS Y ENSAYOS



ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS DE INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA Y MINERA
ENSAYOS DE BOMBEO

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS



FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES
CATASTRO MINERO
PUBLICACIONES

INGENIERIA GEOAMBIENTAL



RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
MEDIO AMBIENTE Y ORDENACION DEL TERRITORIO

DESARROLLO MINERO



PROCESOS Y TECNOLOGIAS
SEGURIDAD MINERA
NORMATIVA
ESTUDIOS DE ECONOMIA MINERA

MUSEO GEOMINERO

Sede Central:

c/ Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
Tel.: 441 65 00 – Fax: 442 62 16

Centro de Laboratorios:

c/ La Calera, 1 28760 TRES CANTOS (MADRID)
Tel.: 803 22 00



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO
SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

