

Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

**boletín**

**geológico**

**y minero**

VOLUMEN 106

Septiembre - Octubre 1995

NUMERO 5



Volumen 106  
Número 5  
Septiembre-Octubre 1995

# boletín geológico y minero

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

- 3 ABR 1996

## Sumario

<b>Geología</b>	V. M. ORTUÑO y A. ARILLO: La entomofauna del Mioceno Superior de la de presión ceretana (Lleida, NE de España). Coleópteros I ... ..	3
<b>Minería</b>	A. FERNANDEZ FERNANDEZ, J. M. MONTERO GOMEZ y M. C. MORO BENITO: Los hierros sedimentarios ordovícicos del sinforme de Alcañices (Prov. de Zamora, España) ... ..	11
<b>Aguas subterráneas</b>	A. TAHIRI y A. PULIDO-BOSCH: Hidrogeoquímica del acuífero de Temara (Rabat, Marruecos) ... ..	25
<b>Rocas industriales y ornamentales</b>	M. A. RODRIGUEZ, F. RUBIO, J. RUBIO, M. J. LISO y J. L. OTEO: Caracterización estructural y comportamiento térmico de una muestra de pizarra empleada como material para la edificación ... ..	33
<b>Estudio de minerales y rocas</b>	A. APARICIO, J. M. BRELL y R. GARCIA: El metamorfismo de bajo grado de la Cordillera Bética ... ..	42
	A. APARICIO y R. GARCIA: El volcanismo de las Islas Columbretes (Mediterráneo Occidental). Quimismo y mineralogía ... ..	64
<b>Información</b>	L. F. MAZADIEGO y O. PUCHE: Mitos, Genios, Duendes y Supersticiones en las Minas ... ..	85

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

INSTITUTO TECNOLÓGICO  
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

Panorámica de la corta de la mina de Cala  
(Huelva, España)

Foto: Susana Cuervo

Depósito legal: M. 3.279 - 1958  
ISSN 0366-0176  
NIPO 241-95-003-X

Gráficas Chile, S.A.L. - Chile, 27 - Teléf. 359 57 55 - 28016 -MADRID

## La entomofauna del Mioceno Superior de la depresión ceretana (Lleida, NE de España). Coleópteros I.

Por V. M. ORTUÑO (\*) y A. ARILLO (\*)

### RESUMEN

En el presente trabajo se aborda la descripción de tres nuevos ejemplares del Mioceno Superior de la depresión ceretana (Lleida) pertenecientes a las familias Staphylinidae, Tenebrionidae y Coccinellidae.

*Palabras clave:* Coleópteros, Paleontología, Mioceno, Cerdanya, España.

### ABSTRACT

Three Coleoptera from Upper Miocene of the Cerdanya Basin (Spain, Lleida) are studied. They belong to families Staphylinidae, Tenebrionidae and Coccinellidae.

*Key words:* Coleoptera, Paleontology, Miocene, Cerdanya, Spain.

### INTRODUCCION

La depresión ceretana se encuentra localizada en los Pirineos Orientales y constituye una llanura alargada en sentido NE-SO con una altitud media de 1100 m, atravesada en su parte norte por el río Segre. Se encuentra flanqueada, tanto al norte como al sur, por sendos cinturones montañosos que sobrepasan en algunos puntos los 2900 m.

Los sedimentos que abundan en los alrededores de la localidad de Bellver de Cerdanya (Lleida) están datados como Mioceno Superior, concretamente como Vallesiense-Turoliense (ALVA-

REZ RAMIS & GOLPE-POSSE, 1981). La mayor acumulación de sedimentos neógenos en la cuenca se produjo cuando ésta se transformó en un lago originado como consecuencia de movimientos tectónicos producidos por la falla de la Tet, que ocasionó el embalsamiento natural del río Segre.

Algunos tramos sedimentarios, formados fundamentalmente por diatomitas y calizas de tipo mudstone (ANADON et al. 1989), son especialmente ricos en fósiles de vegetales e insectos. La presencia de estos últimos ha sido mencionada en los trabajos de VILLALTA & CRUSAFONT (1945), VILLALTA (1957, 1962), NEL (1990, 1991, 1993), NEL & PAICHELER (1993), NEL et al. (1994), ARILLO & BREMOND (1992a, 1992b) y ARILLO et al. (1992).

(\*) Departamento de Biología Animal I (Entomología). Facultad de Biología. Universidad Complutense. 28040 MADRID

## ANTECEDENTES

Los coleópteros son poco conocidos en el registro fósil de la Península Ibérica. Los hallazgos más antiguos corresponden al Cretácico Inferior de la Sierra del Montsech (Lleida), donde se han identificado ejemplares asignables a las familias Scaraboidea, Buprestidae y Cupedidae, y del Cretácico Inferior de Las Hoyas (Cuenca), donde están representadas las familias Scarabeidae, Staphylinidae, Cupedidae y ?Ademosynidae (MARTINEZ-DELCLOS & RUIZ, 1993).

En materiales cenozoicos españoles, se conocen algunos coleópteros fósiles en los yacimientos miocenos de Libros (Teruel) (familia Curculionidae) (FERNANDEZ MARRON, 1972); Rubielos de Mora (Teruel) (familias Staphylinidae y Curculionidae) (MARTINEZ-DELCLOS et al. 1991) y Bellver de Cerdanya (Lleida) (familias Carabidae y Buprestidae) (VILLALTA, 1962). En Ribesalbes (Castellón) GIL-COLLADO (1926) señala la existencia de un coleóptero de familia indeterminada.

## ESTUDIO PALEONTOLOGICO

Las alas de los insectos ofrecen caracteres que, habitualmente, resultan claves en la sistemática de los diferentes órdenes. Esto, unido a que dichos apéndices torácicos aparecen en la depresión ceretana en un estado aceptablemente bueno de conservación, ha promovido el estudio, en este yacimiento, de insectos alados pertenecientes a los órdenes Odonata, Isoptera, Heteroptera, Trichoptera, Raphidioptera, Hymenoptera y Diptera como ya se ha visto en la Introducción.

Sin embargo en el Orden Coleoptera las alas no poseen normalmente caracteres diagnósticos relevantes para su clasificación con rango supraespecífico. Los élitros o alas mesotorácicas, muestran caracteres convergentes en diversas familias, peculiaridad que invalida su utilización en sistemática filogenética de grandes grupos. Aunque CROWSON (1955) incluye, en la clave de subórdenes de Coleoptera, ciertas características de las alas metatorácicas, estos apéndices tampoco deben utilizarse con fines taxonómicos, debido a dos factores: el primero es que en distintas familias multitud de especies son ápteras, micrópteras, braquípteras o presentan di-

morfismo alar; el segundo está relacionado con la venación alar que resulta muy heterogénea especialmente en el suborden Polyphaga, mostrando varias tendencias regresivas a partir de un modelo generalizado (PAULIAN, 1988).

La sistemática de Coleoptera está basada fundamentalmente en manifestaciones de caracteres ventrales, relativos a la configuración del abdomen y tórax, así como de la fórmula tarsal y antenal. Estas estructuras plantean grandes dificultades de conservación en los sedimentos, ya que las patas y antenas suelen perderse, y aquellas partes más voluminosas del tórax y abdomen, se ven sometidas a procesos tafonómicos de interpretación dudosa. Todo ello, ha contribuido a que estos yacimientos, pese a ser ricos en coleópteros, hayan dado muy poco rendimiento desde el punto de vista de la investigación. Por ello las descripciones de Coleoptera son particularmente escasas (VILLALTA, 1962). En estos casos, para poder realizar una aproximación taxonómica, es necesario que los ejemplares fosilicen sin sufrir desmembramiento, mostrando gran calidad de conservación, como sucede con el holotipo de *Chalcophora espanoli* VILLALTA, 1962. Otra posibilidad, es que los restos fósiles, aunque fragmentarios, sean muy característicos de un grupo taxonómico, como sucede con los élitros que muestran una estriación típica de la tribu Calosomini (JEANNEL, 1925) y que sirvieron a VILLALTA (*op. cit.*) para identificar *Campalita deplanatum* Heer, 1860.

Debido a las mencionadas limitaciones, en el presente trabajo se realiza una aproximación a un rango taxonómico de familia o subfamilia, y en algunos casos se plantean posibles similitudes con géneros actuales del nuevo material que describimos a continuación.

**Suborden: Polyphaga**

**Familia: Staphylinidae**

**Subfamilia: Staphylininae ?**

Staphylininae? gen. et sp. indet.

(Lám., 1 fig. 1; Fig. texto 1)

### Material:

Se ha estudiado un ejemplar depositado en el Museo Geominero de Madrid con el número de

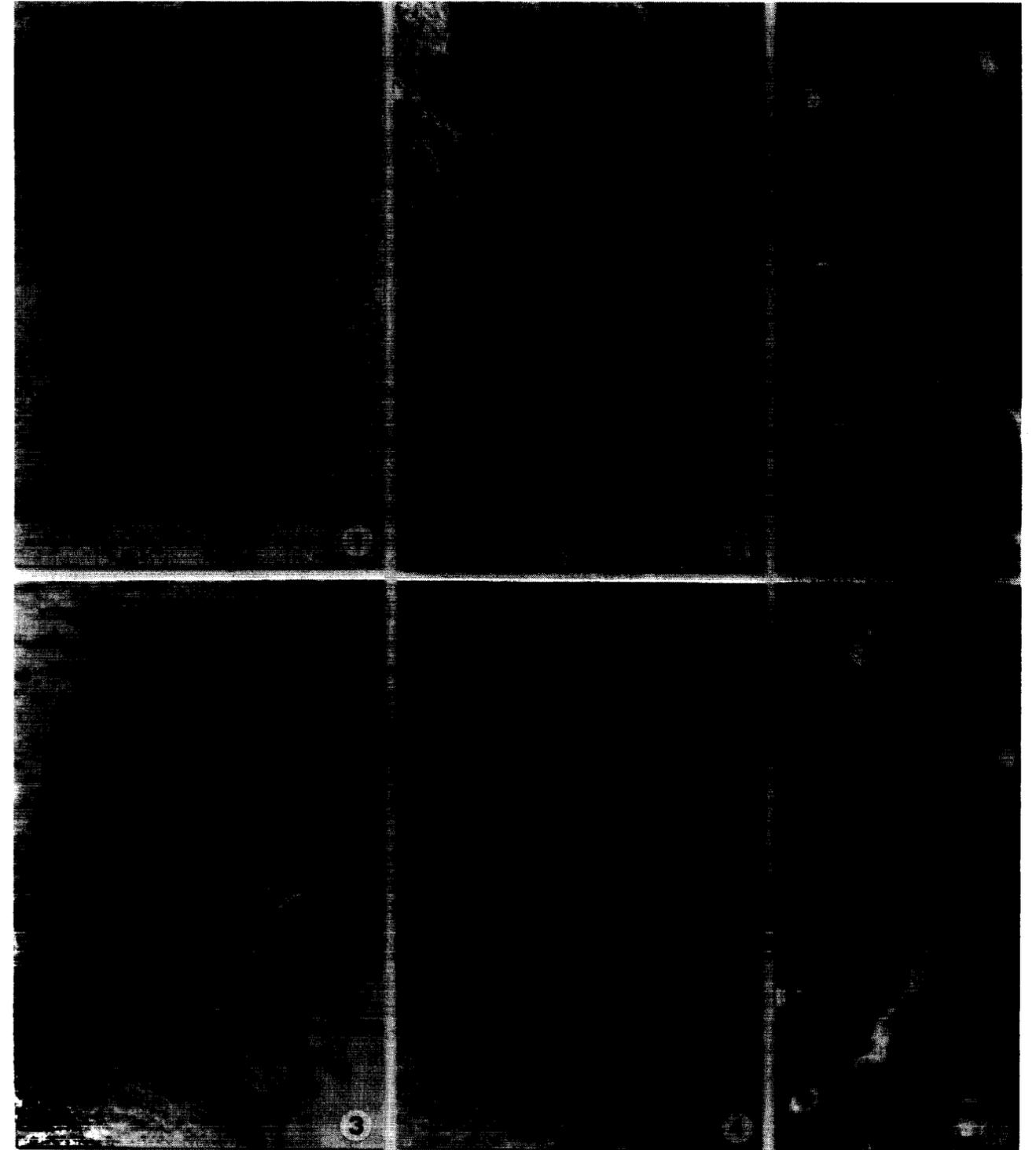


Lámina 1. Staphylininae? gen. et sp. indet. MGM-1445 M. 2. Tenebrionidae gen. et sp. indet. CML-003. 3-6. Scymninae gen. et sp. indet. MCNA-5167. 3-4. Parte y contraparte. 5. Detalle de la escultura del pronoto. 6. Detalle de la escultura de los élitros.

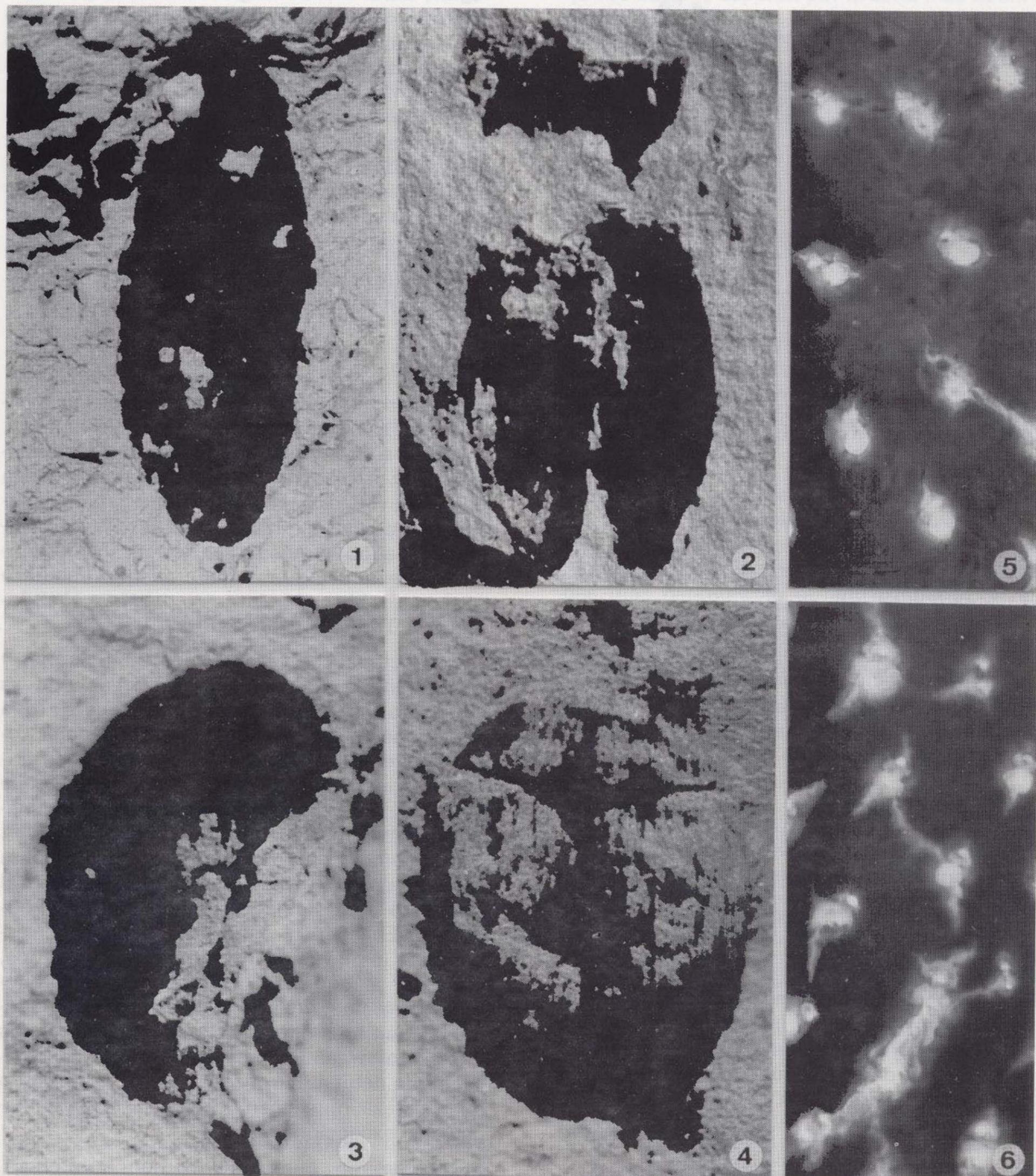


Lámina 1. Staphylininae? gen. et sp. indet. MGM-1445 M. 2. Tenebrionidae gen. et sp. indet. CML-003. 3-6. Scymninae gen. et sp. indet. MCNA-5167. 3-4. Parte y contraparte. 5. Detalle de la escultura del pronoto. 6. Detalle de la escultura de los élitros.

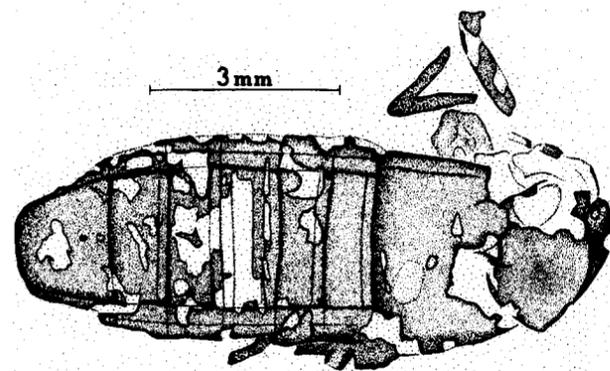


Figura 1. Staphylininae? gen. et sp. indet. Interpretación del ejemplar de la Lám. 1, fig. 1, MGM-1445M.

registro MGM-1445M, procedente del yacimiento de Barranco de Salanca (Bellver de Cerdanya).

#### Estado de conservación del ejemplar:

No se observa la sutura de los élitros, presentándose ambos como un sólo esclerito. Es muy reducido y deficiente el estado de conservación de los apéndices. No se observa la cabeza. Una parte del pronoto está deprimida formando una pequeña concavidad, ajena a la morfología de individuo que ha fosilizado. El tegumento se encuentra profusamente cuarteado, característica que no se ha reflejado en el dibujo.

#### Descripción:

Ejemplar estudiado en visión dorsal. En gran parte conserva el tegumento. La longitud de la parte conservada es de aproximadamente 9.5 mm.

#### Cabeza ausente.

Pronoto parcialmente conservado, fragmentado y girado con respecto al plano de simetría bilateral. Se observa un área más gruesa en el margen anterior derecho, que debe corresponder con la epipleura pronotal.

Élitros bien conservados. No se observa la sutura pero sí la presencia del escutelo.

Abdomen bien conservado. Son visibles seis segmentos abdominales que corresponden a los segmentos III-VIII, siendo visible únicamente la

parte dorsal (terguitos) y los paraterguitos. En la región basal de los terguitos III-VII se observa una débil impresión transversa que corresponde con el surco tergal. Entre en terguito V y VI se observa un área irregular desprovista de tegumento en la que aparecen tres líneas próximas entre sí y paralelas, que corresponden con: el margen inferior del terguito V, margen superior del terguito VI que se oculta de ordinario bajo el esclerito inmediatamente anterior, y el antedicho surco tergal.

Apéndices mal conservados. Tan sólo se tiene constancia de dos fragmentos desmembrados, que deben corresponder a parte de las patas.

#### Discusión:

El aspecto general del ejemplar y ciertas características morfológicas muy concretas indican, sin lugar a dudas, que se trata de un Staphylinidae. Esta familia de Coleoptera se caracteriza por la brevedad de sus élitros que dejan al descubierto un buen número de segmentos abdominales, aunque no se trata de un carácter definitivo, ya que algunos géneros de Omaliinae poseen los élitros tan largos o más que el abdomen (OUTERLO & GAMARRA, 1985).

Las características vermiformes del ejemplar y el deficiente estado de conservación de algunas de sus partes, podría hacer pensar que se trata de un insecto relacionado con órdenes tales como Isoptera, Embioptera o Dermaptera. El primero de los supuestos debe rechazarse, ya que no coincide el número de segmentos abdominales visibles, superior en los Isoptera. Además, dorsalmente la estructura del tórax se debería mostrar dividida en tres segmentos, siendo el metanoto muy similar al terguito basal del abdomen. En el fósil, esta pieza debería corresponder a lo que se ha interpretado como élitros, esclerito de enormes proporciones, muy diferente de los segmentos abdominales, que además tienen bien diferenciados los paraterguitos y el surco tergal. Por otro lado, los Isoptera poseen una débil esclerotización corporal, excepto en la cabeza, que hacen de su fosilización un hecho casi excepcional.

Si comparamos el ejemplar con un Embioptera, aunque algo más esclerotizados que las termitas, podemos desarrollar los mismos argumentos para rechazar esa filiación taxonómica.

En el caso de los Dermaptera, aunque en muchas especies han desarrollado élitros, poseen un número más elevado de segmentos abdominales de lo que muestra el fósil. Además, los Dermaptera se caracterizan por haber desarrollado cercos al final del abdomen, y que en el ejemplar estudiado no aparecen. Bien podría pensarse que se han perdido, como ha sucedido con la cabeza, pero extraña que pueda suceder sin afectar al número de segmentos abdominales. Finalmente, indicar que el último terguito del fósil es bastante alargado y acuminado, manifestando un aspecto grácil, en la línea de lo que son los pigidios de los Staphylinidae y no del diseño del décimo terguito de los Dermaptera.

También podría interpretarse como una larva campodeiforme de Coleoptera (Staphylinidae o Carabidae), pero sus peculiaridades (la débil esclerotización del cuerpo, el mayor número de segmentos abdominales y la visible segmentación del tórax) no guardan relación con lo observado en el ejemplar aquí descrito y permiten descartar esta posible hipótesis.

#### Suborden: Polyphaga

#### Familia: Tenebrionidae

Tenebrionidae gen. et sp. indet.

(Lám. 1, fig. 2; Fig. texto 2).

#### Material:

Se ha estudiado un ejemplar perteneciente a la colección particular de don Manel Llenas (Sabadell, Barcelona), procedente del yacimiento de Torrent de Vilella (Bellver de Cerdanya) y siglado como CML-003.

#### Estado de conservación del ejemplar:

El desmembramiento y posible arrastre de las piezas consigue que el pronoto aparezca enfrentado a la posición de los élitros y volteado.

El pronoto está más comprimido y deformado en su lado derecho. La mitad basal de los élitros se muestra modificada, borrándose en gran parte de su superficie las estrias e interestrias. El élitro derecho aparece fragmentado en las proximidades de la región humeral, quedando al descubierto otro tegumento. El efecto de la pre-

sión sobre los élitros, muy convexos, determina que se abran y separen por la zona más débil: la región apical.

#### Descripción:

Ejemplar que se ha desarticulado y cada parte ha fosilizado con distinta orientación. El pronoto se encuentra en visión ventral y los élitros en visión dorsal. Conserva el tegumento.

#### Cabeza ausente

Pronoto mejor conservado en su lado izquierdo, separado de los élitros y girado casi 180° con respecto al plano de simetría bilateral. En el lado izquierdo se observa un área marginal que alcanza los ángulos anterior y posterior, que se interpreta como la epipleura pronotal. En el centro, y casi alcanzando el margen anterior y posterior, se observa una depresión irregular y longitudinal que se corresponde con el área prosternal; la apófisis intercoxal del prosterno coincide con la mayor depresión que se localiza en la mitad basal. Perpendicularmente a la región prosternal, aparecen una serie de depresiones más patentes en el lado izquierdo, y que coinciden con la zona de inserción y reposo de la pata protorácica. Ventralmente, el pronoto se muestra groseramente punteado.

Élitros bien conservados. Su longitud es de aproximadamente 7,5 mm. La mitad basal de la

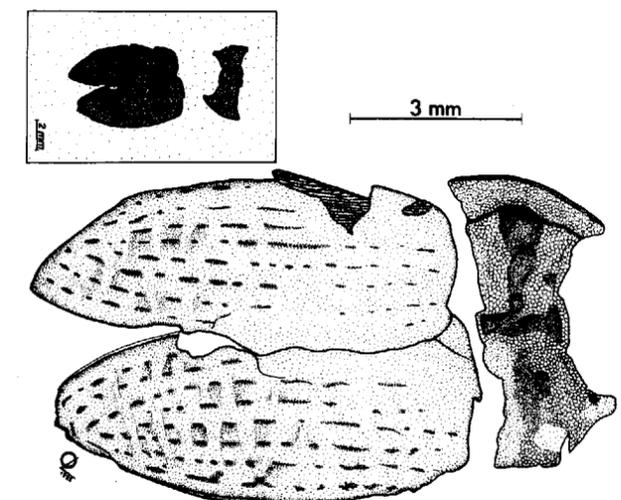


Figura 2. Tenebrionidae gen. et sp. indet. Esquema del ejemplar de la Lám. 1, fig. 2 (en el recuadro) y reconstrucción del mismo con el pronoto en posición aproximada, CML-003.

sutura mantiene unidos los élitros. Escutelo grande. Escultura elitral parcialmente desaparecida, siendo más evidente en la mitad distal: las estrías son profundas y discontinuas, apareciendo en número de ocho; las nueve interestrías, moderadamente convexas, se ponen en contacto mediante costillas transversales y planas, que recorren dos o tres interestrías, aprovechando las interrupciones de las estrías. La estructura elitral se define como catenulada.

Apéndices no conservados.

#### Discusión:

La característica mejor conservada, el número de estrías, en este caso ocho, no es exclusiva de los Tenebrionidae, apareciendo en otras familias, por ejemplo Carabidae. Pero la forma general de las dos piezas, pronoto y élitros, apuntan hacia una semejanza morfológica del fósil con géneros actuales de Tenebrionidae como, entre otros, *Asida* Latreille, 1802 y *Opatrum* Fabricius, 1775. Las especies de ambos poseen élitros catenulados y muy convexos, como sucede con el ejemplar objeto de estudio.

**Suborden: Polyphaga**

**Familia: Coccinellidae**

**Subfamilia: Scymninae**

Scymninae gen. et sp. indet.

(Lám. 1, figs. 3-6; Fig. texto 3)

#### Material:

Se ha estudiado un ejemplar depositado en el Museo de Ciencias Naturales de Alava (Vitoria) con número de registro 5167 procedente del yacimiento de Torrent de Vilella (Bellver de Cerdanya).

#### Estado de conservación del ejemplar:

El pronoto está comprimido con el tegumento cuarteado. La contraparte muestra el ápice de los élitros abierto por la sutura, como efecto de la presión ejercida por los sedimentos sobre el insecto. Esta anomalía no es muy exagerada, lo que informa sobre la rigidez del tegumento elitral y su resistencia a ser deformado. Además,

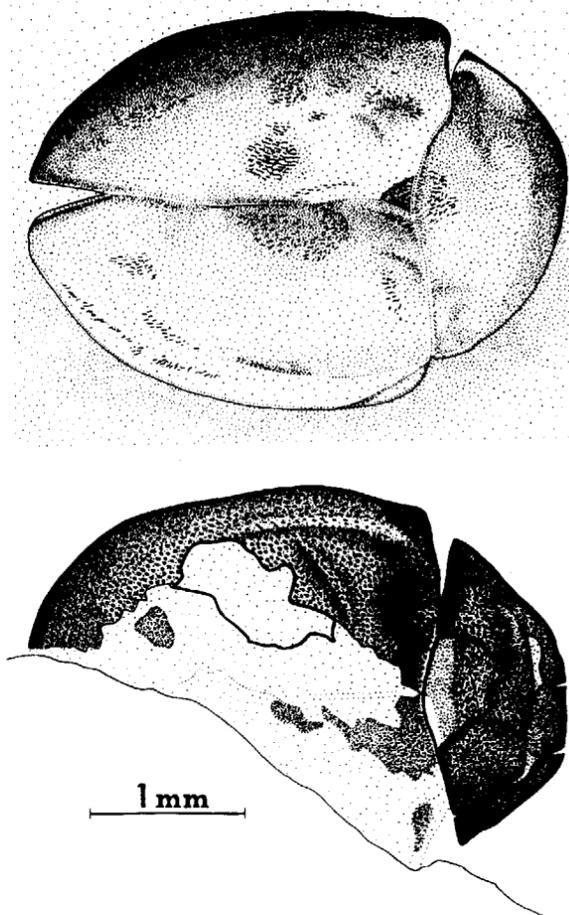


Figura 3. Scymninae gen. et sp. indet. Interpretación de la parte y contraparte del ejemplar representado en la Lám. 1, Fig. 3-6, MCNA-5167.

se observa en el ápice del élitro izquierdo, en el lado derecho de la contraparte, la superficie de coaptación de la sutura elitral. Esta se muestra bastante ancha, característica frecuente en élitros relativamente gruesos.

#### Descripción:

Ejemplar en el que se ha podido estudiar la parte y contraparte. Se observa en visión dorsal y conserva gran parte del tegumento. Su longitud total es de 3.5 mm.

Cabeza no visible al estar articulada con el pronoto en posición casi ventral.

Pronoto corto, transverso, de contorno suboval. Tegumento varioloso, profusamente punteado (Lám. 1-fig. 5). El margen anterior del pronoto no revela ninguna zona de inserción con la cabeza, característica que indica su condición ortognata.

Élitros muy convexos, dos veces más largos que anchos. Escutelo triangular y visible en la contraparte. Tegumento, como en el pronoto, varioloso (Lám. 1-fig. 6); no se observan estrías, pero sí una débil carena que recorre la mitad anterior de los élitros desde la región humeral.

Apéndices no conservados.

Se han conservado finísimas setas adheridas en algunas áreas de la contraparte, que corresponden al pronoto, escutelo y élitros. El ejemplar debía manifestar el tegumento completamente pubescente.

#### Discusión:

No sólo los Coccinellidae poseen especies de pequeño tamaño y aspecto casi esférico u oval. Representantes de otras familias como Dermestidae, Corylophidae, Erotylidae y Chrysomelidae, tienen cierto parecido con el ejemplar fósil.

La morfología de los Dermestidae antófilos de la subfamilia Anthreninae, coincide, en parte, con el ejemplar objeto de estudio, siendo especialmente notable la posición casi ventral de la cabeza, oculta bajo el pronoto. Sin embargo, el diseño del pronoto y la pubescencia del tegumento en Anthreninae es muy diferente de la del fósil.

Algo similar sucede con los Corylophidae, que aunque ocultan su cabeza bajo el pronoto, éste muestra un diseño que no concuerda con el del ejemplar aquí descrito.

Los Erotylidae poseen la cabeza en posición anterior, característica que no se cumple con el fósil.

Según el diseño del ejemplar, éste puede atribuirse a un Coccinellidae con cabeza ortognata o a un Chrysomelidae.

El ejemplar fósil, al no contar con los apéndices (antenas, palpos y patas), estructuras que son totalmente diagnósticas para ubicarlo en alguna de las citadas familias, debe asignarse a un Coc-

cinellidae de la subfamilia Scymninae por reunir las siguientes características: forma ovalada del cuerpo, punteadura del tegumento fuerte y apretada, pubescencia densa y corta, aparente rigidez de los élitros y orientación ortognata de la cabeza.

#### PALEOBIOLOGIA

Los Staphylinidae, con aproximadamente 30.000 especies, son la segunda familia más numerosa de Coleoptera. Es una familia conocida desde el Jurásico Inferior (CROWSON, 1975).

Los Tenebrionidae, en la actualidad, es una de las familias de Coleoptera más numerosas; cuenta con más de 16.000 especies. Su diversificación morfológica es muy elevada aunque en numerosos casos sobre características superficiales. La familia es conocida desde el Eoceno (POINAR, 1992).

Los Coccinellidae son una familia cosmopolita con alrededor de 5.000 especies conocidas (RICHARD & DAVIES, 1984). La subfamilia Scymninae es conocida del ámbar báltico donde está citado el género *Scymnus* (SPAHR, 1981).

El papel que estos coleópteros debieron desempeñar en el paleoecosistema lacustre de Bellver, sólo puede vislumbrarse teniendo en cuenta los nichos ecológicos que sus parientes actuales ocupan, y aceptando la premisa de que sus nichos en el Mioceno debieron ser similares. Los estafilínidos son fundamentalmente depredadores, tanto en estado larvario como adulto. También los coccinélidos son depredadores fundamentalmente de Aphidoidea (pulgonos) y Coccidea (cochinillas de las plantas). Los tenebriónidos tienen comportamientos alimenticios diversos, siendo básicamente polívoros, capaces de alimentarse de prácticamente cualquier fuente de materia orgánica.

Hasta ahora sólo eran conocidos en este yacimiento dos coleópteros (VILLALTA op. cit.) perteneciendo uno de ellos a una familia (los Carabidae Calosomini) exclusivamente carnívoros, y el otro, *Calcophora spanoli*, perteneciente a un género en los que los adultos prácticamente no se alimentan, pero en los que las larvas son activas depredadoras de la madera de coníferas, fundamentalmente del género *Pinus*.

## AGRADECIMIENTOS

Queremos dar las gracias al Dr. Juan Carlos Gutiérrez por su ayuda y a dos evaluadores anónimos por sus interesantes sugerencias.

## REFERENCIAS

- ALVAREZ-RAMIS, C. y GOLPE-POSSE, J. M. (1981): Sobre la Paleobiología de la Cuenca de Cerdanya (depressiones pirenaicas). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 79: 31-44.
- ANADON, P., CABRERA, L., JULIA, R., ROCA, E. y ROSSEL, L. (1989): Lacustrine oil-shale basins in tertiary grabens form N.E. Spain (Western European Rift System). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*, 70: 7-28.
- ARILLO, A. y BREMOND, C. S. (1992a): La entomofauna fósil del Mioceno superior de la depresión Ceretana. Hymenoptera. *Graellsia*, 48: 99-107.
- ARILLO, A. y BREMOND, C. S. (1992b): Nota sobre la presencia de un Tricóptero y un Odonato en el Mioceno superior de la depresión Ceretana. *Bol. Geol. Min.*, 103 (6): 984-998.
- ARILLO, A., BREMOND, C. S. y BARRON, E. (1992): La entomofauna fósil del Mioceno superior de la depresión Ceretana. Dípteros. En *Historia Natural '91* Alemany, A. Ed: 553-561.
- CROWSON, R. A. (1955): *The natural classification of the families of Coleoptera*. Messrs Nathaniel Lloyd & Co., Ltd., 187 pp. (reprint 1967, E. W. Classey Ltd.).
- CROWSON, R. A. (1975): The evolutionary History of Coleoptera, as documented by fossil and comparative evidence. *Atti del X Congresso Nazionale Italiano di Entomologia*: 47-90.
- FERNANDEZ MARRON, T. (1972): Nota sobre la paleoecología del yacimiento de Libros (Teruel) en relación con los Artrópodos y las plantas fósiles del biotopo. *Acta. Geol. Hisp.*, 7: 149-153.
- GIL COLLADO, J. (1926): Nota sobre algunos insectos fósiles de Ribesalbes (Castellón). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 6: 89-107.
- JEANNEL, R. (1925): Morphologie de l'élytre des Coléoptères Adéphages. *Arch. Zool. Exp. et Gén.*, 64(1): 1-84.
- MARTINEZ-DELCLOS, X., PEÑALVER, E. y BELINCHON, M. (1991): Primeras aportaciones al estudio de los insectos del Mioceno de Rubielos de Mora, Teruel (España). *Rev. Esp. Paleont.*, N° extraordinario: 125-137.
- MARTINEZ DELCLOS, X. y RUIZ, M. J. (1993): Les insectes des calcaires lithographiques du Crétacé Inférieur d'Espagne. Faune et Taphonomie. *Geobios*, 16: 195-201.
- NEL, A. (1990): Un nouvel odonate fossile du miocène de Bellver de Cerdana (Espagne) (Odonata, Libellulidae). *Ent. gall.*, 2(3): 129-130.
- NEL, A. (1991): Description de quelques Sieblosiidae fossiles nouveaux (Odonata, Zygoptera, Lestoidea) *Nouv. Revue Ent.*, 8(4): 367-375.
- NEL, A. (1993): Nouveaux Raphidioptères fossiles du Cenozoïque de France et d'Espagne (Raphidioptera, Raphidiidae, Inocelliidae) *E.P.H.E. Biol. Evo. Insect.*, 6: 99-108.
- NEL, A., MARTINEZ-DELCLOS, X., ESCUILLE, F. y BRISAC, P. (1994): Les Aeshnidae fossiles: Etat actuel de connaissances. *N. Jb. Geol. Paläontologie. Abh.* 194(2/3): 143-186.
- NEL, A. y PAICHELER, J. C. (1993): Les Isoptera fossiles. Etat actuel des connaissances, implications paléoécologiques et paléoclimatologiques. (Insecta, Dictyoptera). *Cahiers de Paléontologie CNRS*: 102-179.
- OUTERELO, R. y GAMARRA, P. (1985): *Claves para la identificación de la fauna española. 10: Las familias y géneros de los estafilínidos de la Península Ibérica*. Ed. Univer. Complutense de Madrid, 139 pp.
- PAULIAN, R. (1988): *Biologie des coléoptères*. Ed. Lechevalier, Paris, 719 pp.
- POINAR jr., G. O. (1992): *Life in amber*. Stanford University. 350 pp.
- RICHARDS, O. W. y DAVIES, R. G. (1984): *Tratado de entomología Imms. II. Clasificación y Biología*. Ed. Omega, Barcelona, 998 pp.
- SPAHR, U. (1981): Bibliographie der Bernstein und Kopal Käfer (Coleoptera). *Stuttgarter Beitr. Naturk. ser. B.* 72: 21 pp.
- VILLALTA, J. F. (1957): Dos zoocecidias fósiles del Mioceno de Cerdeña (prov. de Lérida). *Cursillos y conferencias Ins. Lucas Mallada* 4: 63-64.
- VILLALTA, J. F. (1962): Dos Coleópteros fósiles procedentes de la depresión de Cerdanya (Lérida). *Estudios Geol.*, 18-105-109.
- VILLALTA, J. F. y CRUSAFONT, M. (1945): La flora miocénica de la depresión de Bellver. *Iberda*, 3(2): 339-353.

Original recibido: Junio de 1995.

Original aceptado: Agosto de 1995.

## Los hierros sedimentarios ordovícicos del sinforme de Alcañices (Prov. de Zamora, España).

Por A. FERNANDEZ FERNANDEZ (\*), J. M. MONTERO GOMEZ (\*) y M. C. MORO BENITO (\*)

## RESUMEN

En este trabajo se resumen las características geológicas y metalogénicas de las mineralizaciones sedimentarias de Fe asociadas a los materiales ordovícicos del Sinforme de Alcañices (Zamora). Igualmente, se efectúa un análisis de las características y condiciones del medio de depósito y de las fuentes probables del Fe que han dado lugar a estas mineralizaciones.

*Palabras clave:* Magnetita, Ordovícico, Geoquímica, Paleogeografía, Sinforme de Alcañices, Zamora.

## ABSTRACT

In this paper a geological and metallogenical summary of the sedimentary iron-ore of the Alcañices Synform (Zamora) have been performed. These iron mineralizations are associated to Ordovician materials. The paleogeography and the characteristics of the depositional environment and the probable source of the Fe have been established.

*Key words:* Magnetite, Ordovician, Geochemistry, Palaeogeography, Alcañices Synform, Zamora.

## INTRODUCCION

Las mineralizaciones de Fe asociadas a los metasedimentos ordovícicos del Sinforme de Alcañices, particularmente las que se encuentran en el flanco N, ya fueron explotadas durante la época romana (LARRAZABAL, com. pers., 1994). En algunas de estas explotaciones se conocen vestigios de las antiguas fundiciones (herrerías). Más recientemente en las zonas de Linarejos-Ríomanzanas y de Santa Cruz de los Cuérragos se explotaron las minas de "La Moura" y "El Buracote" respectivamente. PUIG y LARRAZ (1883), en su estudio geológico y minero de la provincia de Zamora, ya cita las explotaciones mineras de Fe de Ríomanzanas, metal que era utilizado en las herrerías que dieron

sobrenombre a los pueblos del entorno como, por ejemplo, San Pedro de las Herrerías. Otros autores como MARTINEZ GARCIA (1972) y QUIROGA (1981), ponen de manifiesto la presencia de Fe sedimentario en las pizarras situadas a techo de la Cuarcita Armoricana y finalmente, MONTERO (1991) efectuó un estudio geológico y mineralógico de la mina "La Moura". En cambio, las mineralizaciones de Fe del flanco S del Sinforme no han sido explotadas en ningún momento y han sido estudiadas, desde diferentes puntos de vista, por FERNANDEZ (1994).

## SITUACION Y CONTEXTO GEOLOGICO

Las mineralizaciones estudiadas en el flanco N del Sinforme están situadas en los términos mu-

(\*) Dpto. Geología. Fac. Ciencias. Univ. Salamanca. 37008 Salamanca.

principales de Linarejos, Flechas y Ríomanzanas y las del flanco S, en las proximidades de Latedo, Villarino tras la Sierra, San Mamed, Santa Ana, Vivinera, Bermillo de Alba, Cerezal de Aliste y Villafior (Fig. 1).

El Sinforme de Alcañices, denominado así por MARTINEZ GARCIA (1971) y VACAS y MARTINEZ CATALAN (1987) es, según estos últimos autores, una megaestructura de dirección NO-SE, originada por la superposición de cuatro fases de deformación hercínicas y una fase de deformación tardihercínica. Dicha megaestructura, se encuentra limitada al N por el Antiforme de "Olla de Sapo" (MARTINEZ GARCIA, 1971, 1973) y al S por el de Villadepera (QUIROGA, 1981, 1982), y está encuadrada geológicamente dentro de la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT et al. (1972).

Esta región, geológicamente se caracteriza por la presencia de un zócalo neísico de edad Cám-

brico superior-Ordovícico inferior (GEBAUER et al., 1993), sobre el que se encuentra un Ordovícico muy bien desarrollado, encajante de las mineralizaciones de Fe, y al que le faltan a veces los términos finales. A continuación un Silúrico-Devónico inferior de variada litología y, por último, la Fm. San Vitero de características flischoides y de edad Devónico inferior-Carbonífero inferior (ANTONA, 1989) (Fig. 1).

EL ORDOVICICO

Los metasedimentos ordovícicos del Sinforme de Alcañices han sido descritos por diferentes autores en distintos sectores del mismo. Por ello y dado que son las rocas encajantes de las mineralizaciones estudiadas se efectua una correlación entre las diferentes formaciones establecidas y se describen, de forma sintética, las

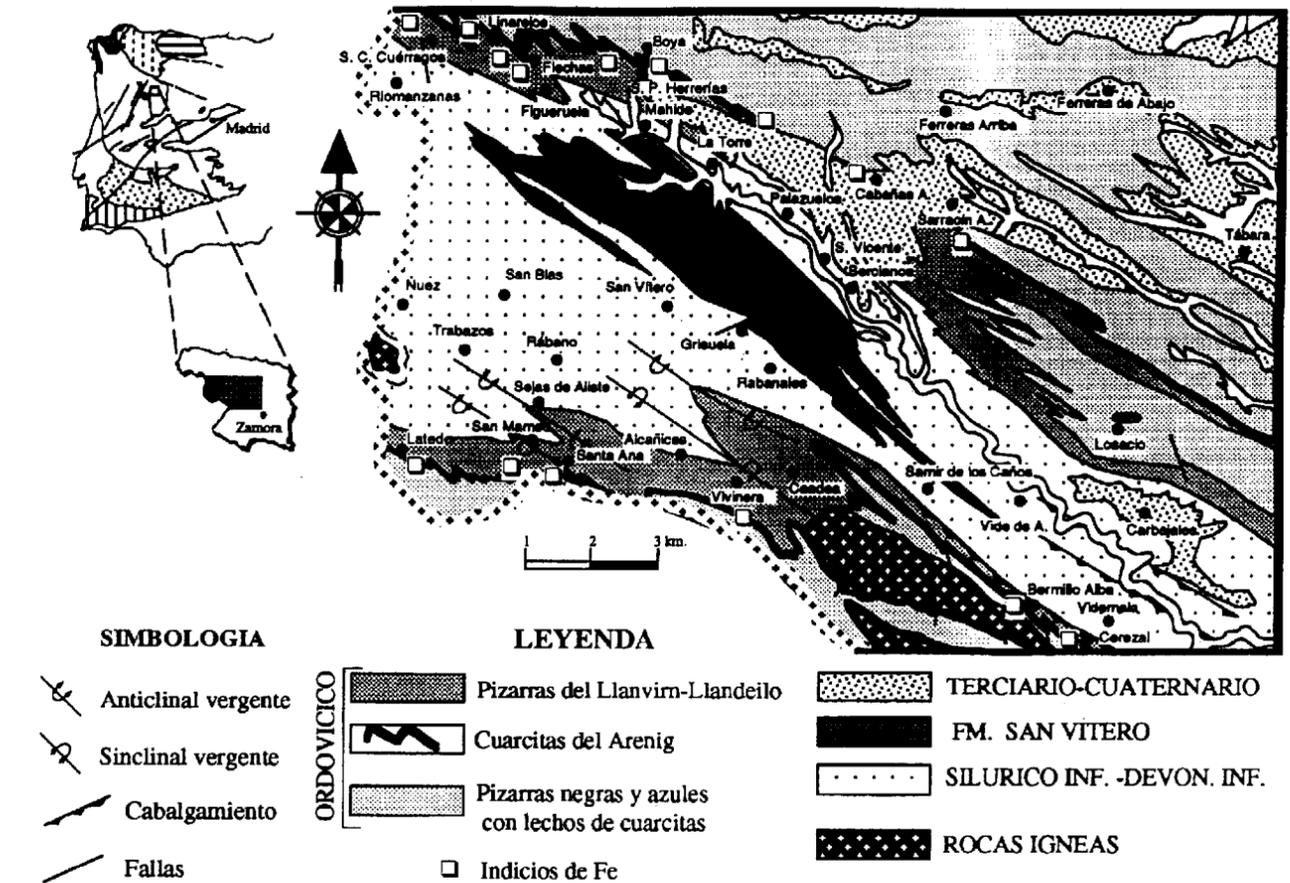


Figura 1. Esquema geológico de la región centro occidental de la provincia de Zamora con la situación de los indicios de Fe del Sinforme de Alcañices (modificado de MARTINEZ GARCIA (1973) y QUIROGA (1981).

características litoestratigráficas, mineralógicas y geoquímicas de estas formaciones (Fig. 2).

	Martínez García (1973)	Quiroga (1981)	Vacas y Martínez Catalán (1987)	Fernández (1989)	Montero (1991)
O R D O V I C O	Tramo 3 (Cabeza Llandovero)	?	F. Campillo (Candeco-Abujal)	?	?
	F. San Pedro de las Herceas (Llanvirm-Llandeilo)	Esquejos y Pizarras de Riofrio (Llandeilo)	F. Villafior (Llanvirm-Llandeilo)	F. Latedo (Llanvirm-Llandeilo)	F. San Pedro de las Herceas (Llanvirm-Llandeilo)
	F. Culebra (Arenig)	Cuarcitas Superiores de Rincayo (Arenig)	F. Peña Gorda (Arenig)	F. Cuarcitas del Pielgo (Arenig)	M. Sup. M. Inf. F. Culebra (Arenig)
	F. Puebla (Ordovícico inferior)	Capas de Cerezal (Ordovícico inferior)	F. Santa Eufemia (Tremaco-Arenig)	F. Cabeza de las Viñas (Ordovícico inferior)	F. Puebla (Ordovícico inferior)

Figura 2. Esquema de correlación de los metasedimentos ordovícicos del Sinforme de Alcañices.

FERNANDEZ (1989) en los materiales ordovícicos del flanco S del Sinforme, concretamente en la zona de Latedo, y posteriormente en todo el sector, definió, de muro a techo, las siguientes formaciones: Fm. Cabeza de las Viñas, Fm. Cuarcitas del Pielgo y Fm. Latedo (Fig. 3).

CARACTERISTICAS LITOESTRATIGRAFICAS

La Fm. Cabeza de las Viñas tiene una potencia que varía de 300 a 500 m y está constituida lito-

lógicamente por una alternancia de esquistos y cuarcitas micáceas, con intercalaciones de pizarras y filitas. Interestratificado en esta formación, concretamente en la zona de Latedo, se ha identificado un nivel de turmalinitas estratiformes de unos 3 m de potencia (FERNANDEZ y MORO, 1992a) (Fig. 4 a).

MARTINEZ GARCIA (1973), En el sector N del Sinforme de Alcañices, definió la Fm. Puebla, constituida por una alternancia de esquistos, micaesquistos y cuarcitas. La potencia de estas cuarcitas aumenta gradualmente hacia el techo, constituyendo finalmente la Cuarcita Armoricana. MONTERO (1991) en la zona de Linarejos-Ríomanzanas utilizó esta misma denominación, para los materiales del Ordovícico Inferior (Fig. 4 b). En otras zonas del Sinforme estos materiales se han denominado, tanto en la rama N como en la rama S, Fm. Capas de Cerezal (QUIROGA, 1981) y Fm. Santa Eufemia (VACAS y MARTINEZ CATALAN, 1987). Estos materiales han sido datados como pertenecientes al Ordovícico Inferior por la presencia en ellos de *Daedalus*, *Cruzianas* y *Bilobites*.

La Fm. Cuarcitas del Pielgo es esencialmente cuarcítica y se encuentra, en transición gradual, a techo de la formación anterior. FERNANDEZ

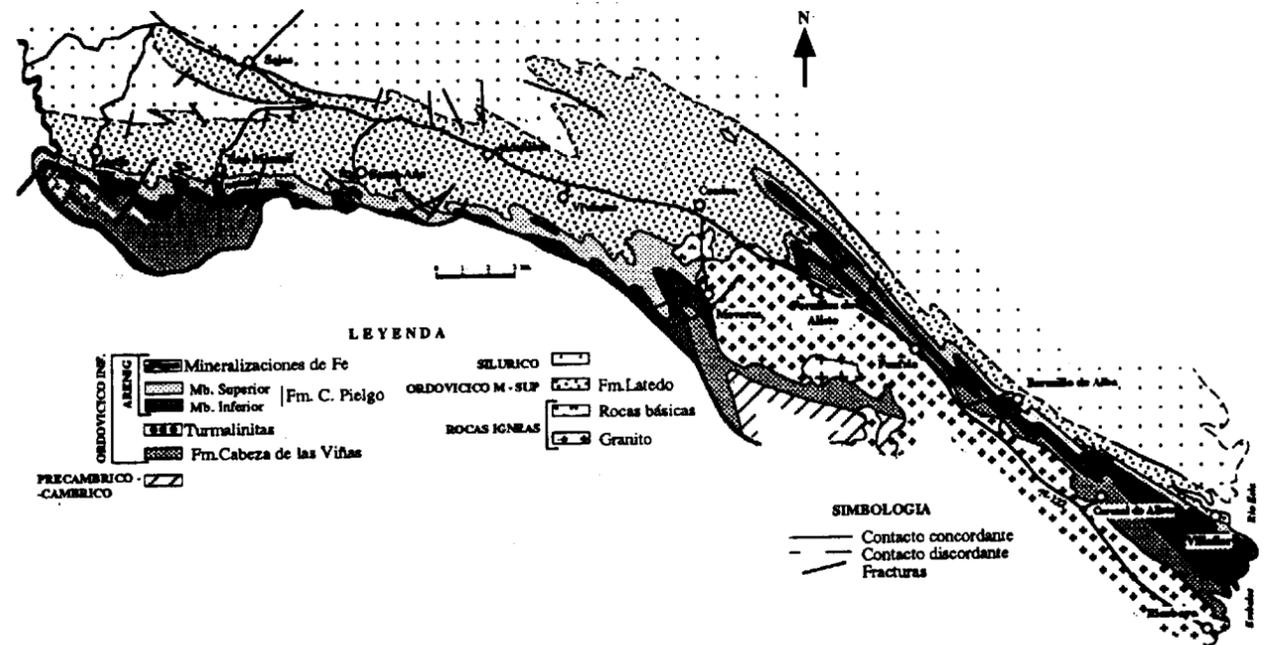


Figura 3. Mapa geológico del Ordovícico del flanco S del Sinforme donde están situadas las mineralizaciones de Fe.

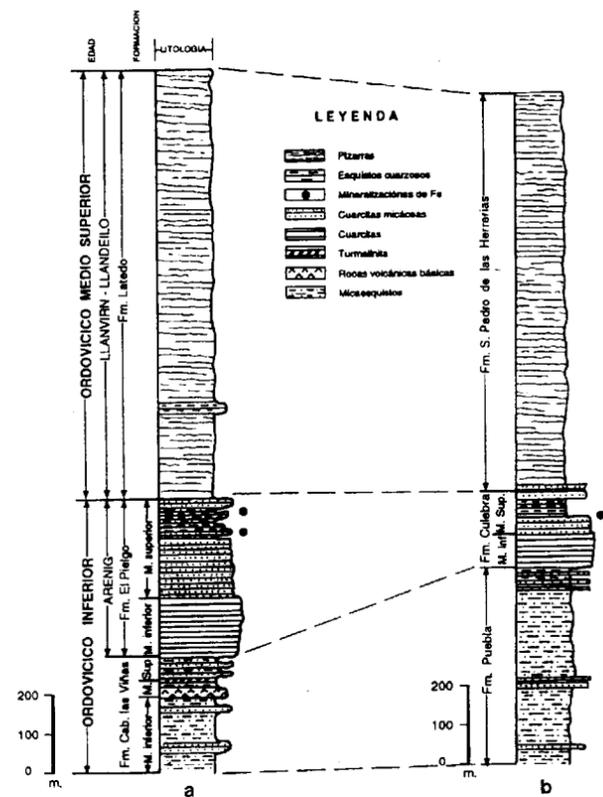


Figura 4. Correlación esquemática de las columnas estratigráficas de los metasedimentos ordovícicos del flanco S (a) y flanco N (b) del Sinforme de Alcañices.

(1989, 1994) la denominó, en el flanco S, Fm. Cuarcitas del Pielgo y Montero (1991), en la zona de Linarejos-Riomanzanas, *Fm. Culebra* (Figs. 6 a y b). Estos autores, a diferencia de otros que también estudiaron estos materiales en el Sinforme, diferenciaron dos miembros: el inferior tiene una potencia de 150 a 300 m y está constituido por bancos de cuarcitas blancas con algunas intercalaciones esquistosas y el superior, con una potencia de 200 a 250 m, está formado por una alternancia de cuarcitas micáceas y esquistos, fundamentalmente cuarcíticos, con algunas intercalaciones de pizarras. Este último miembro correspondería al tránsito de la Cuarcita Armoricana a la formación pelítica superior (Figs. 4 a y b). Esta formación, de edad Arenig, en otros puntos del sinforme ha sido denominada *Cuarcitas superiores de Ricobayo* (QUIROGA, 1981) y *Peña Gorda* (VACAS y MARTINEZ CATALAN, 1987) (Figs. 2 y 4).

La *Fm. Latedo* es muy monótona y esencialmente pelítica y se encuentra a techo de la formación anterior. Tiene una potencia que varía de 400 a 1050 m y está constituida por potentes paquetes de pizarras grises azuladas y negras, con intercalaciones de pizarras con cloritoide, esquistos, filitas y, ocasionalmente, niveles de rocas ígneas de potencia variable y escasa continuidad lateral. Por correlación con otras formaciones, estos materiales han sido datados como pertenecientes al Llanvirn-Llandeilo y han sido descritos, en diferentes zonas del Sinforme, como *Fm. San Pedro de las Herrerías* (MARTINEZ GARCIA, 1973 y MONTERO, 1991), *Esquistos y Pizarras de Riofrío* (QUIROGA 1981) y *Villafior* (VACAS y MARTINEZ CATALAN, 1987) (Fig. 2).

#### CARACTERISTICAS MINERALOGICAS Y GEOQUIMICAS

Las formaciones descritas anteriormente fueron caracterizadas mineralógica y geoquímicamente debido a la importancia metalogénica que tiene el conocimiento de estas características en la elaboración del modelo genético de las mineralizaciones estudiadas. Esta caracterización se efectuó en base al análisis químico de 64 muestras de roca de la *Fm. Cabeza de las Viñas*, 69 de la *Fm. Cuarcitas del Pielgo* y 83 de la *Fm. Latedo*.

En la *Fm. Cabeza de las Viñas*, los esquistos son fundamentalmente moscovíticos y presentan una estructura esquistosa y bandeada y una textura granolepidoblástica. Las cuarcitas micáceas tienen una estructura compacta, débilmente esquistosa y bandeada y una textura granoblástica. Mineralógicamente están constituidas por cuarzo + moscovita + biotita ± sericita ± clorita. En la *Fm. Cuarcitas del Pielgo*, las cuarcitas s.s. tienen una estructura masiva y una textura granoblástica. Como minerales accesorios presentan biotita, moscovita, clorita, plagioclasas, circon, apatito y turmalina. Las cuarcitas micáceas son muy similares a las de la formación anterior. Los esquistos corresponden fundamentalmente a cuarzoesquistos bandeados. En la *Fm. Latedo* las pizarras grises-azuladas y negras tienen una estructura masiva y esquistosa y una textura lepidoblástica. Mineralógicamente están consti-

tuidas por moscovita-sericita, cuarzo ± clorita ± biotita como minerales esenciales e ilmenita y/o rutilo, pirita y cloritoide como accesorios. El cuarzo, en algunas muestras, es un mineral accesorio. Las pizarras con cloritoide tienen características similares (FERNANDEZ y MORO, 1993).

Con los datos químicos obtenidos se ha realizado un tratamiento estadístico: análisis univariante (parámetros estadísticos básicos), bivariante (matriz de coeficientes de correlación) y multivariante (ACP) para cada una de las formaciones antes mencionadas (FERNANDEZ, 1994, FERNANDEZ et al., 1993). Todo ello ha permitido afirmar que la *Fm. Cabeza de las Viñas* está constituida esencialmente por dos fases minerales claramente definidas: una silícea formada fundamentalmente por el cuarzo y otra aluminica controlada esencialmente por el  $K_2O$  de las micas blancas (moscovita e illita) y, en parte, por el  $MgO$  y el  $Fe_2O_3$  de las cloritas, las cuales son poco significativas en esta formación. La biotita se encuentra también en un número significativo de muestras. Para la *Fm. Cuarcitas del Pielgo* se han obtenido unos resultados similares, la

única diferencia significativa es la presencia de óxidos de Fe y de apatito como minerales accesorios en esta formación. Por último, en la *Fm. Latedo* se ha diferenciado también claramente una fase silícea y otra aluminica controlada esencialmente por el  $MgO$  y el  $Fe_2O_3$  de la clorita y el cloritoide.

La relación  $TiO_2/Al_2O_3$  en las formaciones Cabeza de las Viñas y Cuarcitas del Pielgo es de 0.05 que, en los sedimentos detríticos terrígenos, es la más frecuente cuando el  $TiO_2$  está asociado a la fracción aluminica. Esta misma relación ha sido observada en los sedimentos de origen cortical del Arenig en el Macizo Armoricano (BONJOUR, 1988) y en la Montaña Negra (DABARD y CHAUVEL, 1991). El Nb tiene un comportamiento similar y está asociado a la biotita y a las micas blancas. La relación  $Ti/Nb$ , en ambas formaciones, es de 300 con la excepción de una subpoblación en la *Fm. Cabeza de las Viñas* que tiene una relación de 1300 y, otras dos en la *Fm. Cuarcitas del Pielgo*, cuya relación es de 550 y 700 respectivamente. El Rb está asociado a las micas blancas (illita-moscovita), siendo la relación  $K/Rb$  del orden de 250 en ambas formacio-

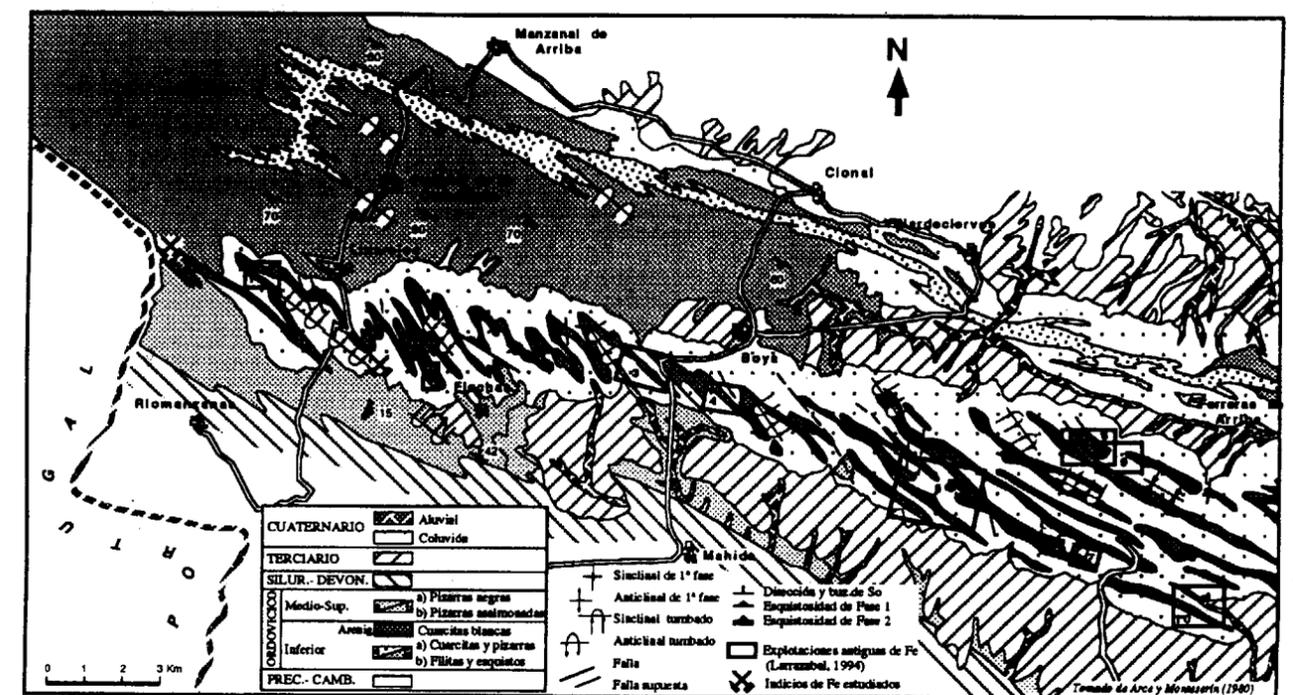


Figura 5. Esquema geológico del Ordovícico del flanco N con la situación de los indicios de Fe y de las antiguas explotaciones mineras.

nes, relación que se corresponde con la media mundial de la corteza post-arcaica (TAYLOR, 1979).

En la Fm. Latedo el Ti y el Nb están asociados, en gran medida, al rutilo y en parte a las micas blancas, con una relación Ti/Nb de 275 y dos subpoblaciones cuya relación es de 500 y 600 respectivamente.

Por lo tanto, teniendo en cuenta estas relaciones:  $TiO_2/Al_2O_3=0.05$ ,  $Ti/Nb=300$  y  $K/Rb\sim 250$ , el área madre de estos metasedimentos ordovícicos fue un área continental emergida. La presencia de algunas subpoblaciones de muestras con relaciones  $Ti/Nb >> 300$ , así como los altos contenidos en  $Al_2O_3$  de la Fm. Latedo y también los de Cr y V de la mayoría de las muestras indican, según las consideraciones de PEARCE y GOLE (1977) y de BONJOUR y DABARD (1991), la existencia de rocas ígneas básicas en dicha área fuente.

## LAS MINERALIZACIONES DEL SINFORME

### Flanco N

Las mineralizaciones de Fe del flanco N del Sinforme se localizan fundamentalmente en la vertiente S de la Sierra de la Culebra y fueron explotadas a principios de siglo en algunos puntos, concretamente junto a las localidades de Ríomanzanas, Linarejos, Santa Cruz de los Cuérragos y San Pedro de las Herrerías, encontrándose en ellas restos de antiguas fundiciones (herrerías) (Fig. 5). Actualmente, estas labores mineras están colmatadas prácticamente en su totalidad lo que, junto a la vegetación y la orografía del terreno, dificultó su estudio.

Estas mineralizaciones están interestratificadas a techo de la Fm. Culebra (Arenig) y determinan un nivel de 50 a 60 cm de potencia que tiene una gran continuidad lateral (Fig. 6 c). Hasta el momento, sólo las de la zona de Linarejos-Ríomanzanas han sido estudiadas en detalle. A escala de afloramiento y de muestra de mano, la mineralización presenta una estructura bandeada debido a la alternancia de lechos más ferruginosos con otros más sílico-arcillosos (Fig. 6 d). Microscópicamente tiene una textura granoblástica ocasionalmente oolítica (Figs. 7 c y d) y está

constituida esencialmente por cristales u oolitos de magnetita totalmente transformados en hematites, goethita y limonita, cuarzo y chamosita y moscovita, apatito y grafito como minerales accesorios.

En base a los resultados obtenidos del análisis químico de 6 muestras de este nivel mineralizado se establece que el contenido medio en Fe ( $Fe_2O_3$ ) es de 64,89% y los contenidos en  $SiO_2$  elevados ( $\bar{x}=17,55$ ), los cuales disminuyen al aumentar el contenido en  $Fe_2O_3$  (tabla 1 y Fig. 8a). Los contenidos en  $Al_2O_3$  también son elevados ( $\bar{x}=3,66\%$ ) y tienen una correlación positiva con el  $K_2O$  lo que indica que parte de los minerales aluminicos corresponden a biotita. Otra parte corresponde a las cloritas como se observa en la figura 8b, en la que los puntos representativos de las muestras caen en el triángulo de mezcla cuarzo-biotita-cloritas. Por otra parte, los contenidos en  $P_2O_5$  y CaO explicarían la presencia de apatito. Respecto a la distribución de elementos traza cabe señalar que estas mineralizaciones están ligeramente enriquecidas en V, Zn, Ni y Ba.

### Flanco S

Las mineralizaciones de Fe del flanco S del Sinforme están interestratificadas en el miembro superior de la Fm. Cuarcitas del Pielgo (Arenig) y han sido cartografiadas en diferentes puntos del mismo (FERNANDEZ, 1989 y 1994, FERNANDEZ y MORO, 1992b). Estas se disponen normalmente en niveles cuya potencia varía de 0.2 a 2 m aproximadamente. Presentan una estructura esquistosa y bandeada definida por la alternancia de lechos chamosíticos y/o chamosíticos-biotíticos, cuarcíticos y ferríferos (magnetita y/o hematites) y una textura granolepidoblástica (Fig. 7a). La esquistosidad ( $S_1$ ) es normalmente de tipo "slaty cleavage grosero" aunque en los lechos chamosíticos y chamosíticos-biotíticos puede observarse un "slaty cleavage".

Mineralógicamente están constituidas fundamentalmente por magnetita, hematites, chamosita, biotita, cuarzo y apatito como minerales esenciales y por ilmenita, rutilo, circón, pirita, turmalina, moscovita, plagioclasas y grafito como accesorios y óxi-hidróxidos de Fe como secundarios. El cuarzo, en determinados niveles,

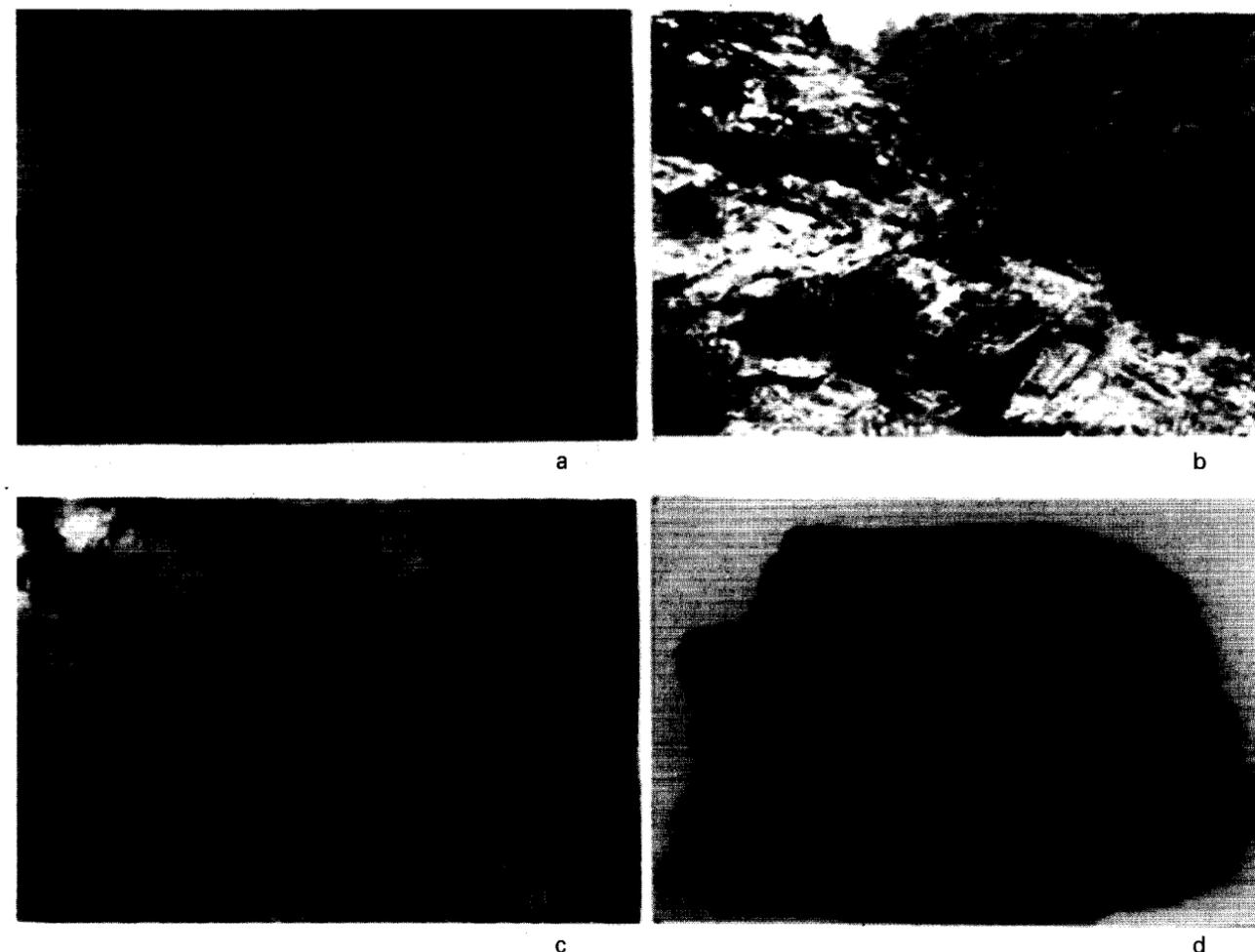


Figura 6. (a) Panorámica de los resaltes de las cuarcitas de la Formación Culebra, en el paraje denominado la Moura. (b) Detalle de la formación anterior correspondiente al miembro superior. (c) Aspecto que presentan los afloramientos del nivel Fe y de las cuarcitas micáceas encajantes. (d) Aspecto del bandeado mineralógico y estratificación cruzada que presentan las cuarcitas mineralizadas.

es accesorio y la ilmenita fundamental. Ocasionalmente se han identificado antofilita y granates como minerales esenciales.

La magnetita se presenta en cristales idiomorfos y subidiomorfos, en agregados cristalinos, masiva y reemplazando a mallas de algas (*Girvanella*). Normalmente está parcialmente martitizada a través de los bordes de los cristales y de los planos de exfoliación (111) y, a veces, completamente goethitizada (Fig. 7 b). La chamosita se presenta en láminas de diferente tamaño y, en determinados casos, forma lechos e incluso niveles continuos. El apatito se encuentra con for-

mas masivas o reemplazando a las mallas de algas que aparecen diseminadas o formando determinados lechos.

La caracterización geoquímica de estas mineralizaciones se ha efectuado en base al análisis químico de 67 muestras de roca total pertenecientes a los distintos afloramientos estudiados (Fig. 3). Los análisis químicos se han realizado en el Servicio General de Análisis Químicos de la Universidad de Salamanca, determinándose los elementos mayores mediante espectroscopía ICP (Espectrómetro de Emisión de plasma ICP, modelo Perkin-Elmer), 21 elementos traza, de los

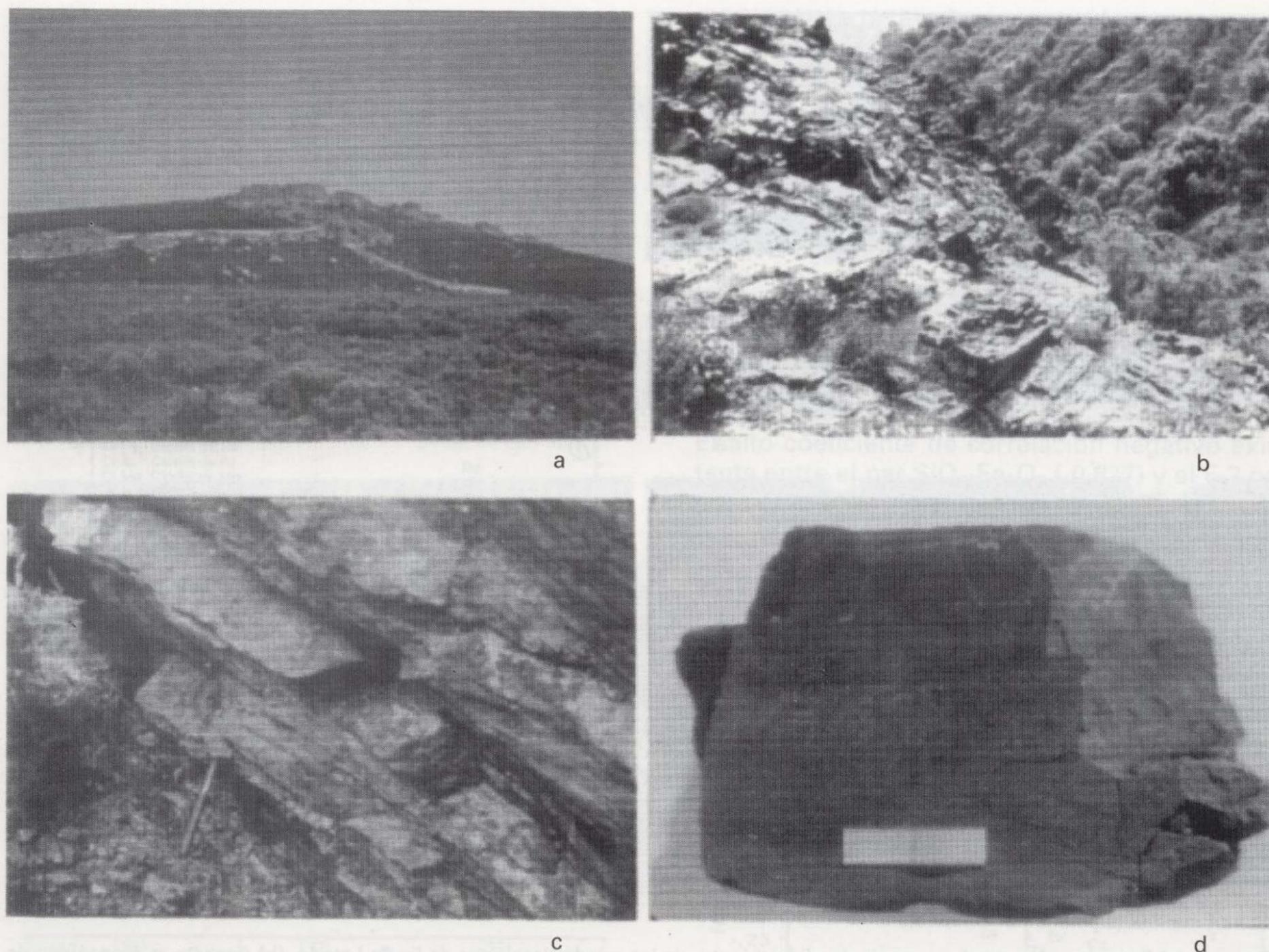


Figura 6. (a) Panorámica de los resaltes de las cuarcitas de la Formación Culebra, en el paraje denominado la Moura. (b) Detalle de la formación anterior correspondiente al miembro superior. (c) Aspecto que presentan los afloramientos del nivel Fe y de las cuarcitas micáceas encajantes. (d) Aspecto del bandeo mineralógico y estratificación cruzada que presentan las cuarcitas mineralizadas.

es accesorio y la ilmenita fundamental. Ocasionalmente se han identificado antofilita y granates como minerales esenciales.

La magnetita se presenta en cristales idiomorfos y subidiomorfos, en agregados cristalinos, masiva y reemplazando a mallas de algas (*Girvanella*). Normalmente está parcialmente martitizada a través de los bordes de los cristales y de los planos de exfoliación (111) y, a veces, completamente goethitizada (Fig. 7 b). La chamosita se presenta en láminas de diferente tamaño y, en determinados casos, forma lechos e incluso niveles continuos. El apatito se encuentra con for-

mas masivas o reemplazando a las mallas de algas que aparecen diseminadas o formando determinados lechos.

La caracterización geoquímica de estas mineralizaciones se ha efectuado en base al análisis químico de 67 muestras de roca total pertenecientes a los distintos afloramientos estudiados (Fig. 3). Los análisis químicos se han realizado en el Servicio General de Análisis Químicos de la Universidad de Salamanca, determinándose los elementos mayores mediante espectroscopía ICP (Espectrómetro de Emisión de plasma ICP, modelo Perkin-Elmer), 21 elementos traza, de los

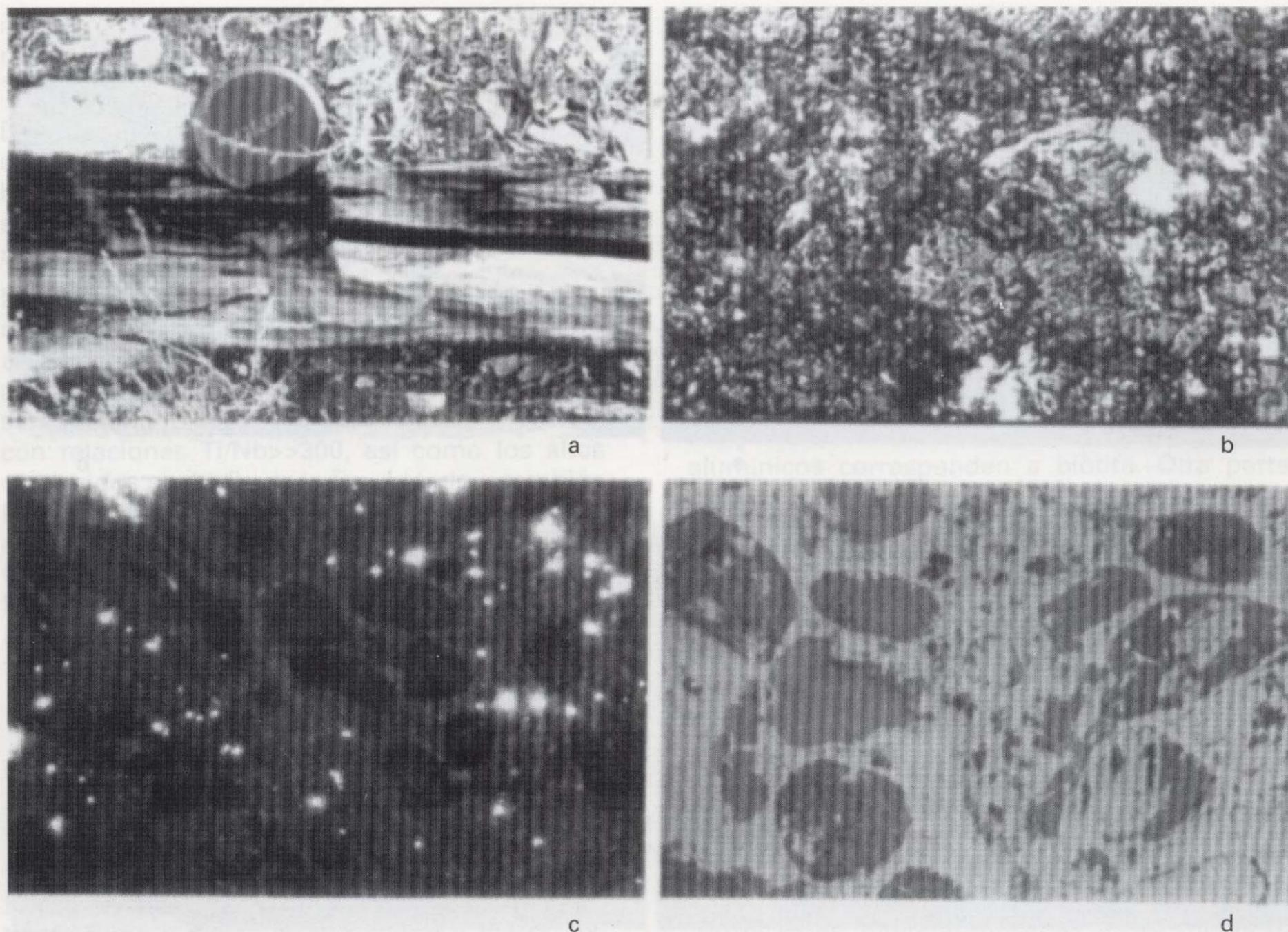


Figura 7. (a) Estructura bandeada, a escala de afloramiento, de las mineralizaciones de Fe de Latedo. (b) Aspecto microscópico de la mineralización donde se observa la magnetita parcialmente hematizada y las láminas de gráfico. Secc. Pul. NC. 200x. (c) Aspecto microscópico de los oolitos ferruginosos. Secc. Pul. NC. 63x. (d) En esta microfotografía se observa la presencia de la hematites masiva englobando las formas oolíticas. Secc. Transp. LN. 63 x.

N=6	$\bar{X}$	$\sigma$	N=6	$\bar{X}$	$\sigma$
SiO2 (%)	17,55	12,54	Cu (ppm)	100	117
TiO2	0,20	0,10	Cr	152	207
Al2O3	3,66	1,55	Sc	34	36
Fe2O3	64,89	11,61	Zn	1215	844
MgO	0,15	0,12	Y	72	10
MnO	0,15	0,12	Ni	211	180
CaO	0,63	0,45	Co	29	37
Na2O	0,47	0,58	Sr	159	129
K2O	1,04	0,52	V	336	170
P2O5	1,45	0,40	Ba	389	298
M.V.	10,04	2,03			

Tabla 1. Composición química media de la mineralización del flanco N.

cuales 17 fueron analizados mediante la misma técnica analítica y 4 (Ni, Co, Rb y Pb) por absorción atómica (Espectrómetro de absorción atómica con efecto Zeeman. Modelo Z8000 de Hitachi). El Corg. se ha determinado en el Departamento de Geología de esta misma Universidad mediante un analizador elemental múltiple LECO (tabla 2).

Con los resultados analíticos se ha realizado un tratamiento estadístico: análisis univariante (parámetros estadísticos básicos), bivariante (matriz de coeficientes de correlación) y multivariante. Dentro de este último se ha hecho el Análisis de Componentes Principales (ACP) (HOTE-

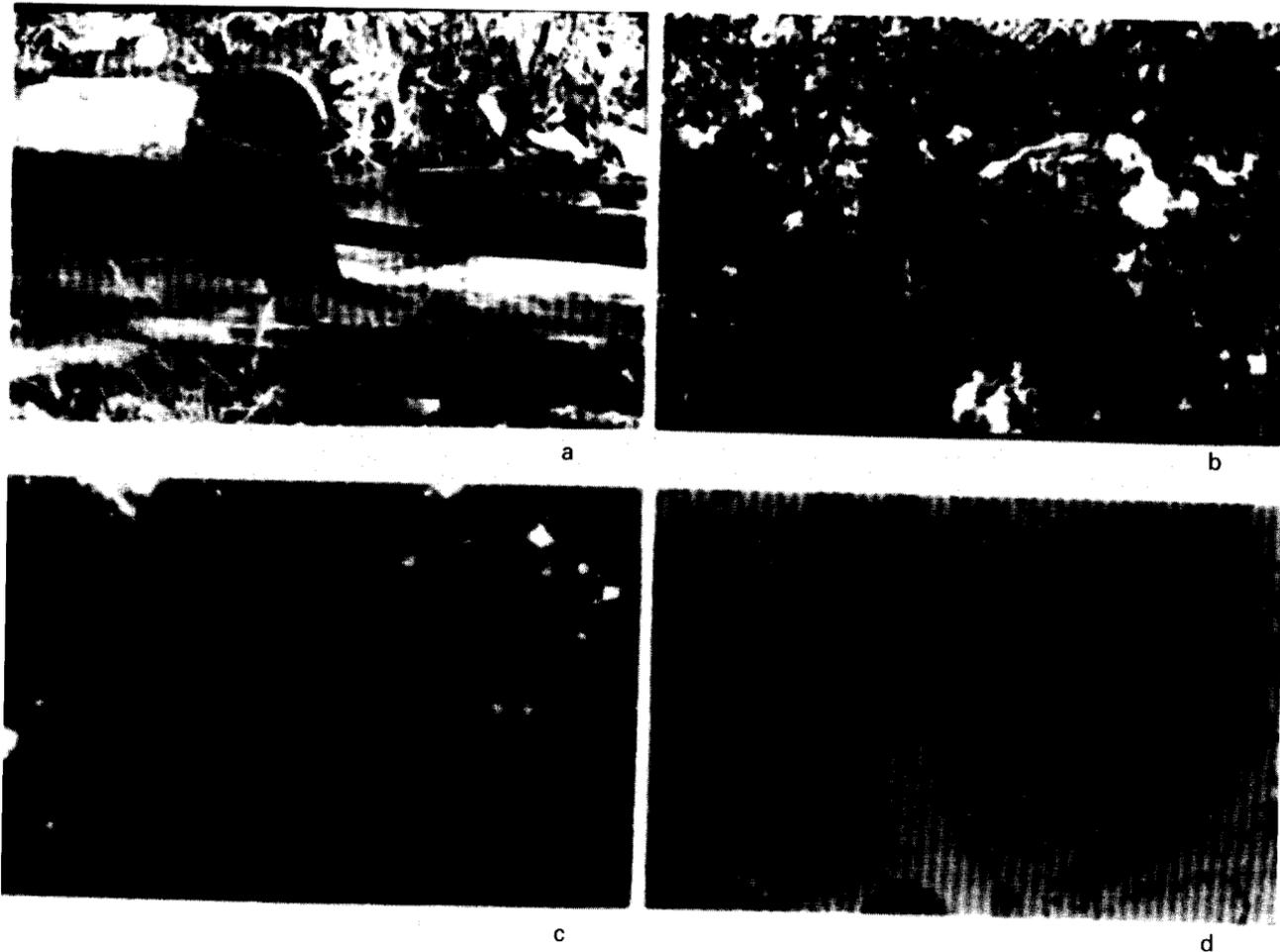


Figura 7. (a) Estructura bandeada, a escala de afloramiento, de las mineralizaciones de Fe de Latedo. (b) Aspecto microscópico de la mineralización donde se observa la magnetita parcialmente hematizada y las láminas de gráfico. Secc. Pul. NC. 200x. (c) Aspecto microscópico de los oolitos ferruginosos. Secc. Pul. NC. 63x. (d) En esta microfotografía se observa la presencia de la hematites masiva englobando las formas oolíticas. Secc. Transp. LN. 63 x.

N=6	$\bar{X}$	$\sigma$	N=6	$\bar{X}$	$\sigma$
SiO2 (%)	17,55	12,54	Cu (ppm)	100	117
TiO2	0,20	0,10	Cr	152	207
Al2O3	3,66	1,55	Sc	34	36
Fe2O3	64,89	11,61	Zn	1215	844
MgO	0,15	0,12	Y	72	10
MnO	0,15	0,12	Ni	211	180
CaO	0,63	0,45	Co	29	37
Na2O	0,47	0,58	Sr	159	129
K2O	1,04	0,52	V	336	170
P2O5	1,45	0,40	Ba	389	298
M.V.	10,04	2,03			

Tabla 1. Composición química media de la mineralización del flanco N.

cuales 17 fueron analizados mediante la misma técnica analítica y 4 (Ni, Co, Rb y Pb) por absorción atómica (Espectrómetro de absorción atómica con efecto Zeeman. Modelo Z8000 de Hitachi). El Corg. se ha determinado en el Departamento de Geología de esta misma Universidad mediante un analizador elemental múltiple LECO (tabla 2).

Con los resultados analíticos se ha realizado un tratamiento estadístico: análisis univariante (parámetros estadísticos básicos), bivariante (matriz de coeficientes de correlación) y multivariante. Dentro de este último se ha hecho el Análisis de Componentes Principales (ACP) (HOTE-

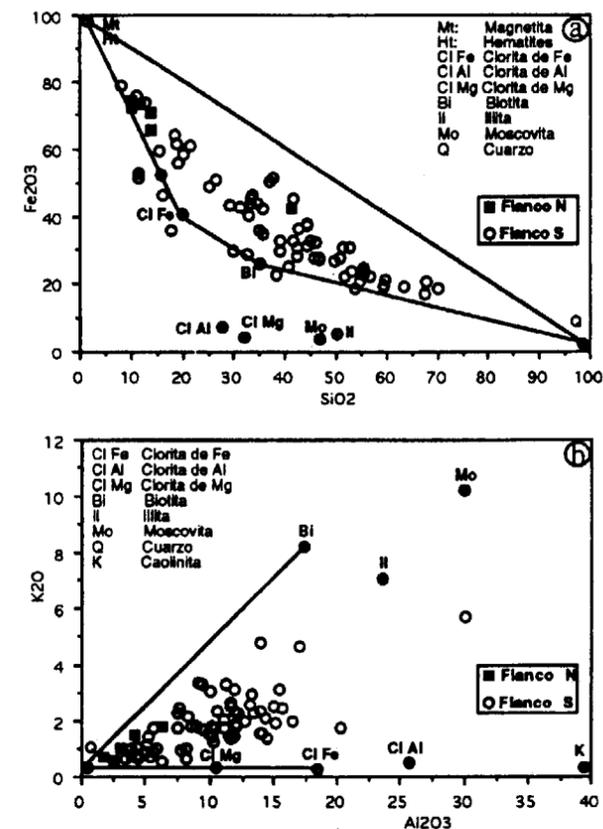


Figura 8. Diagramas binarios: (A) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en función de SiO<sub>2</sub> y (b) K<sub>2</sub>O en función de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de las muestras mineralizadas del Sinforme.

N=67	$\bar{X}$	$\sigma$	S	$\bar{X}$	$\sigma$	Nb	$\bar{X}$	$\sigma$
SiO2	39,70	15,15	S	127,5	97,6	Nb	39,6	19,2
TiO2	0,68	0,37	Ta	55,9	26,9	Bc	1,2	0,8
Al2O3	10,61	4,40	Sn	11,4	11,4	Li	57,4	45,5
Fe2O3	36,65	14,72	Ga	53,6	17,7	Ba	452,9	294,8
MgO	1,52	0,60	Mo	10,3	21,6	Sr	173,9	271,6
MnO	0,14	0,11	Cu	43,2	26,8	Ni	25,8	27,4
CaO	1,73	1,75	Cr	100,5	97,7	Co	39,4	14,1
Na2O	0,15	0,21	Zr	58,4	19,5	Rb	76,4	33,0
K2O	1,93	1,02	Zn	110,0	38,2	Pb	11,5	13,5
P2O5	1,72	1,43	Y	30,7	18,5			
P. F.	4,89	1,84	V	388,1	242,8			
C	0,32	0,19	Sc	66,0	69,8			

Tabla 2. Composición química media de la mineralización del flanco S.

LLING, 1933, DAVIS, 1986, LE MAITRE, 1982) con el programa estadístico Statview 4.0 y se ha elegido la solución final varimax (KAISER, 1958,

HOFMANN, 1978). Se han tenido en cuenta 7 factores que explican el 70,4% de la varianza total del sistema, de los cuales se han elegido para su representación gráfica aquellos que explican el mayor porcentaje de la varianza: F-1/F-2 y F1/F-3 (Fig. 9).

El contenido medio en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de estas mineralizaciones es de 36.65% con una desviación típica muy elevada, por lo que algunas muestras alcanzan concentraciones en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> del orden de 78,98%. De los elementos traza cabe señalar los altos contenidos en V, Ba, Zn, S y Sr que presentan la mayoría de las muestras.

El alto coeficiente de correlación negativo existente entre el par SiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (-0,877) y el F-3 ponen de relieve la presencia de una fracción silícea formada fundamentalmente por cuarzo, dado que el SiO<sub>2</sub> tiene coeficientes de correlación negativos con el resto de los óxidos, y una fracción ferrífera que corresponde a magnetita y hematites fundamentalmente. El F-3 indica, ade-

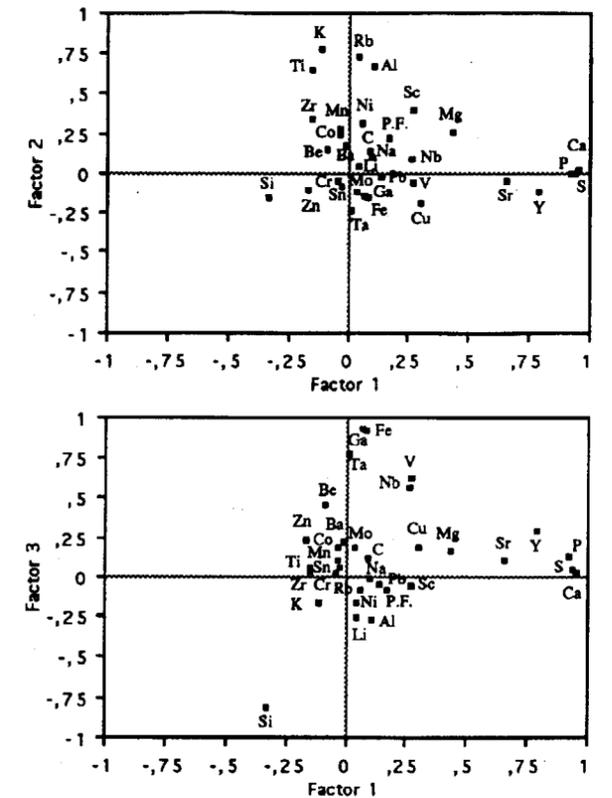


Figura 9. Proyección de los elementos sobre los planos factoriales F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub> y F<sub>1</sub>-F<sub>3</sub>.

más, la asociación del Ta, Ga, V y Nb con los óxidos de Fe (magnetita y hematites).

En el diagrama  $Fe_2O_3-SiO_2$ , en el que se han proyectado las muestras mineralizadas y los puntos teóricos representativos de las diferentes fases minerales existentes en estas mineralizaciones (DEER et al., 1966, 1982, 1986, MOSSER et al., 1972, BAYLEY, 1988 y FOSTER, 1962), se observa la importante correlación negativa entre estos óxidos. Sin embargo, cabe señalar que la nube de puntos representativos de estas muestras se separa de la recta teórica cuarzo-magnetita, lo que indica que la fracción aluminica juega un importante papel en estas mineralizaciones. La mayoría de las muestras caen en el polígono de mezcla cuarzo-magnetita y/o hematites-cloritas ferríferas-biotita que refleja muy bien la composición mineralógica de estas mineralizaciones (Fig. 8 a).

La fracción aluminica, puesta de manifiesto por el F-2, está controlada fundamentalmente por el  $K_2O$  y corresponde, considerando la asociación  $Al_2O_3-TiO_2$ , en gran medida a la biotita. La chamosita juega un importante papel en estas mineralizaciones, aunque el coeficiente de correlación  $Al_2O_3-Fe_2O_3$  no es significativo, debido a que está enmascarado por la importancia del  $Fe_2O_3$  en la formación de los óxidos de Fe. De hecho, los puntos representativos de la mayoría de las muestras en el diagrama binario  $K_2O-Al_2O_3$  se agrupan en el triángulo de mezcla cuarzo-biotita-cloritas de Fe (Fig. 8 b).

Por otra parte, el coeficiente de correlación altamente positivo existente entre el par  $P_2O_5$  y  $CaO$  y el F-1 indican la presencia de abundante apatito en estas mineralizaciones, al que están asociados el Sr y el Y.

El Ni y Co están controlados fundamentalmente por los minerales ferromagnesianos y por los sulfuros. El Zn tiene un comportamiento similar y reemplaza al Fe y al Mg en los silicatos, particularmente en la chamosita y en los óxidos e hidróxidos de Fe.

#### CARACTERÍSTICAS COMUNES DE ESTAS MINERALIZACIONES

Las mineralizaciones de Fe de los flancos N y S del Sinforme de Alcañices presentan, además de

una misma disposición estratigráfica, una gran similitud morfológica, mineralógica y geoquímica.

*Estratigráficamente* están interestratificadas en el miembro superior de la formación cuarcítica de edad Arenig que aflora en los flancos N y S del Sinforme.

Desde el punto de vista *morfológico*, ambas presentan una texto-estructura bandeada, que puede observarse a escala de afloramiento y en muestra de mano, debida a la alternancia de lechos ferríferos (magnetita y hematites), chamosíticos y/o chamosíticos-biotíticos y silíceos (Figs. 6c y d).

*Mineralógicamente* están constituidas esencialmente por magnetita, hematites, chamosita, biotita y cuarzo. En la zona de Linarejos-Ríomanzanas la mineralización está totalmente oxidada (Figs. 6b y c). Por otra parte, el apatito que es un mineral esencial en el flanco S, donde se encuentra fundamentalmente reemplazando a mallas de algas, aparece como accesorio en la rama N. El grafito y la moscovita son minerales accesorios comunes en ambas zonas (Fig. 7 b). En la zona de Linarejos-Ríomanzanas se observan formas redondeadas, probablemente oolíticas, que no han sido encontradas hasta ahora en el flanco S (Fig. 7 c y d).

*Geoquímicamente* las mineralizaciones de Linarejos-Ríomanzanas presentan unas concentraciones en  $Fe_2O_3$  superiores a las del flanco S. Sin embargo, en ambos casos, se observa la existencia de una correlación negativa entre el  $SiO_2$  y el  $Fe_2O_3$ , indicativo de la presencia de cuarzo y de óxidos de Fe (magnetita y hematites). En cuanto a los elementos traza, el V y el Ba son importantes en ambos casos.

#### CONSIDERACIONES GENÉTICAS: PALEOGEOGRAFIA Y PROCESOS DE FORMACION DE LAS MINERALIZACIONES

En este apartado se consideran únicamente los resultados y consideraciones geoquímicas establecidas para las mineralizaciones del flanco S debido a que el estudio existente sobre ellas es más exhaustivo y por consiguiente más repre-

sentativo. No obstante, el estudio comparativo efectuado sobre ellas permite afirmar que tienen entre sí una gran semejanza. Por consiguiente, las consideraciones genéticas y paleogeográficas de las mineralizaciones del flanco S son, en principio, extrapolables a las del flanco N.

Las mineralizaciones estudiadas están interestratificadas en el miembro superior de la Fm. Cuarcitas del Pielgo. Esta formación junto con la Fm. Latedo definen una megasecuencia positiva transgresiva. El carácter arenoso de la Fm. Cuarcitas del Pielgo, la presencia en ella de trazas fósiles, correspondientes al icnogénero *Daedalus*, característico de zonas litorales arenosas (SEILACHER, 1967; CRIMES, 1975, EKDALE et al., 1984) y las abundantes mallas de algas (*Girvanella*) de los niveles mineralizados y de su entorno indican que *la cuenca de depósito* de esta formación y de los Fe asociados, correspondería a un medio marino poco profundo, de una plataforma interna. Sin embargo, la de la Fm. Latedo, de carácter más lutítico, correspondería a un medio más profundo en una plataforma externa.

Geoquímicamente además, los contenidos de los elementos mayores de las tres formaciones ordovícicas presentan gran afinidad con los publicados por RONOY y YAROSHEVSKY (1969) para las limolitas, argilitas y las cuarcitas de las plataformas continentales, con un ligero empobrecimiento en  $CaO$ ,  $MgO$  y  $Na_2O$ . Respecto a los elementos traza, los contenidos en Cu, Pb y Zn de los metasedimentos ordovícicos y de las mineralizaciones de Fe interestratificadas en ellos, son similares a los publicados por WEDPHOL (1978) para los sedimentos costeros actuales. Esta plataforma, a gran escala, formaría parte de una más extensa situada en el margen N del continente de Gondwana.

*La fuente* más probable que aportó el Fe a dicha cuenca de depósito son las áreas continentales emergidas durante un periodo de estabilización de la transgresión ordovícica. Estas áreas, según los modelos paleogeográficos de RIBEIRO (1974) y ARAMBURU et al. (1992) modificados ligeramente en este trabajo, estarían situadas al S o SO de la zona de estudio. *La naturaleza de las rocas de esta área madre* se ha determinado teniendo en cuenta la relación  $TiO_2/Al_2O_3$  según los criterios de SCHMIDT (1963) y de LAAJOKI y SAIKKONEN (1977). Así, en el diagrama binario

$TiO_2-Al_2O_3$  se observa que una parte de las muestras mineralizadas están representadas en el campo de las rocas sedimentarias anormales (Fig. 10). Esto puede significar la contribución de procesos volcánicos en su formación. En este caso, estos procesos pueden ser interpretados como una fuente indirecta para el Fe debido a la presencia de rocas volcánicas y/o plutónicas de carácter básico en el área fuente, ya que no se conoce un volcanismo contemporáneo con la formación de estas mineralizaciones. Los contenidos altos en Ti, Ba y en V que presentan las mineralizaciones estudiadas apoyan esta hipótesis.

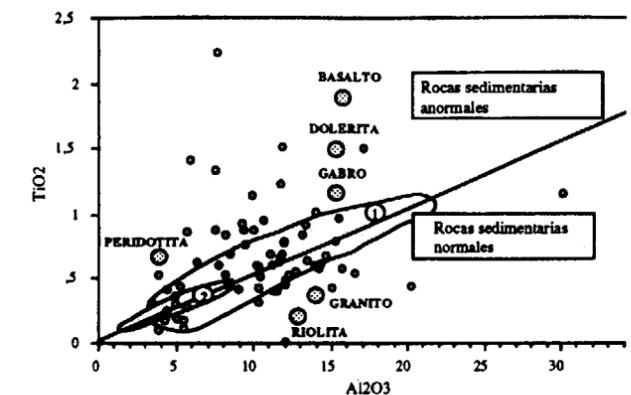


Figura 10. Diagrama  $TiO_2-Al_2O_3$  de las muestras mineralizadas. (1) ironstones oolíticos paleozoicos y mesozoicos (JAMES, 1966), (2) oolitos ricos en Fe recientes del Lago Chad (LEMOALLE y DUPONT, 1973) y de Nigeria (PORRENGA, 1965).

Los autores que han estudiado las mineralizaciones de Fe semejantes en España les dan también un origen continental. Entre ellos cabe citar a LUNAR (1977-1991), quien describe las mineralizaciones de Fe de la Zona Astur-Occidental Leonesa, GARCIA-RAMOS et al. (1987) y ARAMBURU (1989) que describen las de la Zona Cantábrica y a GUTIERREZ-MARCO et al. (1984) que efectúan una recopilación de los depósitos de Fe oolítico del Ordovícico de España.

El Fe, una vez liberado del área madre, es transportado a la cuenca de depósito por las aguas superficiales, fundamentalmente adsorbido en la superficie de los minerales arcillosos, ya que en disolución no es fácil dado el carácter oxidante de la atmósfera del Fanerozoico. Las

aguas subterráneas han podido contribuir, en alguna medida, al transporte de dicho elemento. En las mineralizaciones estudiadas la illita fue probablemente el mineral arcilloso que más contribuyó al transporte del Fe hasta la cuenca de depósito. Este medio de transporte por adsorción en las partículas arcillosas ha sido probado en el Lago Chad por LEMOALLE y DUPONT (1973).

En consecuencia, y a la vista de los resultados geológicos y geoquímicos obtenidos, las mineralizaciones de Fe ordovícicas del Sinforme se formaron, probablemente, durante la diagénesis y posterior metamorfismo de un sedimento primario constituido por oxi-hidróxidos de Fe depositado en la cuenca junto con las arcillas ferríferas, el cuarzo y los minerales pesados. Además, algunos elementos en solución: Fe, SiO<sub>2</sub>, Ca y P junto con otros elementos traza que pueden adsorber las partículas clásticas terrígenas, fundamentalmente la fracción arcillosa (illita), como el Ga, V, Cr, Co, Ni y Zn llegan a la cuenca.

Respecto a la posible precipitación primaria de los minerales de Fe cabe destacar lo siguiente: la presencia de numerosos niveles de potencia variable y constituidos por diferentes facies mineralógicas: óxidos, silicatos o, más frecuentemente, mezcla de ambas, junto con los abundantes cambios laterales, permiten sugerir la existencia, en la plataforma continental en la que se originaron, de microcuencas con características más restringidas y de zonas más aireadas. En las primeras, en un estadio primario, en función de la existencia o no de sílice amorfa, pudieron formarse directamente los silicatos ferrosos (berthierina) que posteriormente, durante la diagénesis y el metamorfismo, darían lugar a la chamosita o bien pequeños cristales de magnetita respectivamente. En las segundas, los minerales de precipitación primaria fueron probablemente la hematites y la goethita.

Durante la diagénesis la descomposición bacteriana anaeróbica de la materia orgánica da lugar a una disminución del Eh y, por lo tanto, a unas condiciones reductoras en los fluidos intersticiales, los cuales transforman la goethita y parte de la hematites en magnetita. Además, la relación Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> decrece en estas soluciones, aumentando el Fe<sup>2+</sup>, con lo cual la cristalización de

magnetita primaria puede continuar, coexistiendo, en parte, con la hematites por su baja solubilidad y reactividad. Si la materia orgánica es suficiente y aumenta la concentración de Fe<sup>2+</sup>, de tal manera que es la forma dominante en las soluciones de los poros, se formará la berthierina, dependiendo del pH y de la concentración de SiO<sub>2</sub>, pudiendo persistir la hematites y magnetita por su baja solubilidad y reactividad.

Por último, durante el metamorfismo, a unas temperaturas del orden de 375-400°C (FERNANDEZ y MORO, 1993) y en unas condiciones reductoras se forma también la magnetita, o se equilibra la ya existente.

Posteriormente, los procesos de alteración que afectaron a estas mineralizaciones dieron lugar a la transformación de la magnetita a hematites y a goethita-limonita. Este proceso, incipiente en las mineralizaciones del flanco S del sinforme, transformó por completo la mineralogía primaria en las del flanco N.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco de los Proyectos de Investigación N° PB91-0563 y SA-15/09/92, subvencionados por la D.G.I.C.Y.T. (M.E.C.) y la Comunidad Autónoma de Castilla y León.

#### REFERENCIAS

- ANTONA, J. F. (1989): Interpretación de la Fm. San Vitero en relación con la Orogenia Hercínica. Análisis de la deformación del Sinclinal de Alcañices (Área de Domez). *Tesis de Licenciatura* (Inédita). Univ. Salamanca.
- ARAMBURU, C. (1989): El Cambro-Ordovícico de la zona Cantábrica (NO de España). *Tesis Doctoral*. (Inédita). Univ. Oviedo, 530 pp.
- ARAMBURU, C., TRUYOLS, J., ARBIZU, M., MENDEZ-BEDIA, I., ZAMARREÑO, I., GARCIA RAMOS, J. C., SUAREZ DE CENTI, C. y VALENZUELA, M. (1992): El Paleozoico inferior de la zona cantábrica. En: J. C. Gutiérrez-Marco; J. Saavedra e I. Rábano (eds), *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Univ. de Extremadura, 397-421.

ARCE, M. y MONTESERIN, A. (1972): Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja nº 307 (Ferrerías de Abajo). IGME, Madrid.

BAILEY, S. W. (1980): Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature committee. *Clays Clay Miner.*, 28: 73-78.

BAILEY, S. W. (1988): Chlorites: Structures crystal chemistry. En: *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 19, 347-403.

BONJOUR, J. L. (1988): Sedimentation Paleozoïque initiale dans le domaine centre armoricain (Massif Armoricaín). *Tesis Doctoral*. Univ. Rennes. 257 pp.

BONJOUR, J. L. y DABARD, M. P. (1991): Ti/Nb ratios of clastic terrigenous sediments used as an indicator of provenance. *Chem Geol.*, 91, 257-267.

CRIMES, T. P. (1975): The stratigraphical significance of trace fossils. En: R. W. FREY, (Ed), *The study of trace fossils. A synthesis of principles, problems and procedures in ichnology*. Springer-Verlag, Berlin, 109-130.

DABARD, M. P. y CHAUVEL, J. J. (1991): Signature pétrographique et paléobiologique des variations bathymétriques pendant l'Arenig inférieur dans la Montagne Noire (versant sud, région de Saint-Chinian). *Géologie de la France*, 1, 45-54.

DAVIS, C. (1986): Statistics and Data Analysis En: John Wiley & Sons (Eds.), *Geology*. New York. 2a edición. 645 pp.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. y ZUSSMAN, J. (1986): Rock-Forming minerals. Vol. 1b. *Dsilicates and ring silicates*. Second edition. Longman scientific & technical. 602 p

DEER, W. A., HOWIE, R. A. y ZUSSMAN, J. (1966): Rock forming minerals. Longmans, (ed), London, 5 vol.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. y ZUSSMAN, J. (1982): Rock-Forming Minerals, V 1a, 2nd Ed. Longman. London.

EKDALE, A. A., BRONLEY, R. G. y PEMBERTON, S. G. (1984): Ichnology. Trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *SEMP Short course*, 15, 317 pp.

FERNANDEZ, A. (1989): Geología y metalogenia de las mineralizaciones sedimentarias de hierro asociadas a los materiales ordovícicos de Latedo (Zamora). *Tesis de Licenciatura* (Inédita). Univ. Salamanca, 172 pp.

FERNANDEZ, A. (1994): Geología y metalogenia de las mineralizaciones sedimentarias de Fe ordovícicas del Sinforme de Alcañices (Flanco S, Zamora). *Tesis Doctoral*. Univ. Salamanca, 340 pp.

FERNANDEZ, A. y MORO, M. C. (1992a): Las turmalinitas estratiformes ordovícicas de Latedo en el flanco S del Sinforme de Alcañices (Zamora). *Estudios Geol*, 48, 31-41.

FERNANDEZ, A. y MORO, M. C. (1992b): Las mineralizaciones sedimentarias de Fe ordovícicas de Latedo (provincia de Zamora, España). *Men. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 112, 427-446.

FERNANDEZ, A. y MORO, M. C. (1993): Presencia de cloritoide en las pizarras ordovícicas del Sinforme de Alcañices (Zamora). *Geogaceta*, 14, 140-142.

FERNANDEZ, A., MORO, M. C. y CEMBRANOS, M. L. (1993): Caracterización geoquímica preliminar de los metasedimentos ordovícicos del Sinforme de Alcañices (Zamora). *Estudios Geol*, 49, 253-366.

FOSTER, M. D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geol. Surv. *Prof. Pap.*, 41-A, 1-33.

GARCIA RAMOS, J.C., SUAREZ DE CENTI, C., PANIAGUA, A. y VALENZUELA, M. (1987): Los depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias y N de León: ambiente de depósito y relación con el vulcanismo. *Geogaceta*, 2, 38-40.

GEBAUER, D., MARTINEZ-GARCIA, E. and HEPBURN, C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Olla de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). Abstract for: *Annual meeting of the Geological Society of America*, Boston, October 1993 (N° 3958 Abstracts and Programs).

GUTIERREZ-MARCO, J. C., LUNAR, R. y AMOROS, J. L. (1984): Los depósitos de hierro oolítico en el Ordovícico de España. Significado paleogeográfico. *Actas I Congr. Esp. Geol.* II, 501-525.

HOFMANN, R. J. (1978): *The orthotran solution. Multivariate Behavioral Research*. 13, 99-108.

HOTELLING, H. (1933): Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *Journal of Educational Psychology*. 24, 417-441 y 498-520.

JAMES, H. L. (1966): Geochemistry of Iron-rich sedimentary rocks. U.S.G.S. Prof. Paper, 440-II, 61 p.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A y NABAIS CONDE, L. E. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. *IGME*, Madrid

KAISER, H. F. (1958): The varimax criterion for Varimax rotation in factor analysis. *Psychometrika*. 23, 187-200.

LAAJOKI Y SAIKKONEN, R. (1977): On the geology and geochemistry of the Precambrian iron formations in Väyrylänkylä, south Puolanka area, Finland. *Bull. Geol. Surv. Finl.*, 292, 137 pp.

LE MAITRE, R. W. (1982): *Numerical petrology*. Ed. Elsevier, Amsterdam.

LEMOALLE, J. y DUPONT, B. (1973): Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad (Africa). En: G. C. Amstutz y A. J. Bernard (eds), *Ores in Sediments*, Springer-Verlag, Berlin, 167-178.

LUNAR, R. (1977): Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del NW de la península. *Mem Inst. Geol. Min. España*, 20, 211 pp.

LUNAR, R. (1991): Yacimientos sedimentarios de Fe. En: Lunar, R. & Oyarzun, R. (Eds.), *Yacimientos minerales*.

*Técnicas de estudio. Tipos. Evolución metalogénica. Exploración.* Editorial Centro de Estudios Ramón Areces, S.A. 450-473.

MARTINEZ-GARCIA, E. (1971): Esquema geológico de NW de la provincia de Zamora (NO de España). *Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ.*, 1, 273-286.

MARTINEZ GARCIA, E. (1972): El Silúrico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica. *Acta Geol. Hisp. VII*, 4, 104-108.

MARTINEZ GARCIA (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stvd. Geol.*, 5, 7-106.

MONTERO, J. M. (1991): Las mineralizaciones de Fe, P y sulfuros de Fe, Cu, Pb y Zn asociados a los metasedimentos ordovícicos y silúricos de la zona de Figueruela-Río-manzanas (Zamora). *Tesis de Licenciatura*. Univ. Salamanca. 125 pp.

MOSSER, C., GALL, J. C. y TARDY, Y. (1972): Géochimie des illites du grés à volfzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord, France. *Chem. Geol.*, 9, 157-177.

PEARCE, T. H. y GOLE, G. H. (1977): In: Volcanic processes in ore genesis. The institution of Mining and Metallurgy, London, 14-25.

PORRENGA, D. H. (1967): Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Mar. Geol.*, V, 495-501.

PUIG y LARRAZ, G. (1883): Descripción geológica de la provincia de Zamora. *Mem. Com. Map. Geol. España*, 10, 2-488.

QUIROGA, J. L. (1981): Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste). *Tesis Doctoral* (inédita), Univ. Oviedo, 210 pp.

QUIROGA, J. L. (1982): Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora. *Trabajos Geol. Univ. Oviedo.*, 12, 205-226.

RIBEIRO, A. (1974): Contribution a l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. Portugal*. Mem. n. 24 (nova série). 168 pp.

RONOV, A. B. y YAROSHEVSKY, A. A. (1969): Chemical composition of the earth's crust. En: P. J. Hart (ed.), *The Earth's crust and upper mantle*. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 35-57.

SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5, 413-428.

SCHMIDT, R. G. (1963): Geology and ore deposits of the Cuyuna North Range, Minnesota. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 407, 50-58.

TAYLOR, S. R. (1979): Chemical composition and evolution of the continental crust: The Rare Earth Element Evidence. En: M. W. Mc Elhinny (ed.), *The Earth: its Origin, structure and evolution*. Academic Press, 353-376.

VACAS, J. M. y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1987): El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Stud. Geol. Salmant.*, XXIV, 151-175.

WEDEPOHL, K. H. (1978): *Handbook of Geochemistry*, Volume II (Parts 1-5). SpringerVerlag, Berlin. 4542 pp

YOUNG, T. P. (1989): Phanerozoic ironstones: an introduction and review. En: T.P. Young y W. E. G., TAYLOR (Eds.): *Phanerozoic ironstones*, Geol. Soc. London. Spec. Publ., 46, IV-XXV.

Original recibido: Julio de 1994.  
Original aceptado: Enero de 1995.

## Hidrogeoquímica del acuífero de Temara (Rabat, Marruecos).

Por A. TAHIRI (\*) y A. PULIDO-BOSCH (\*)

### RESUMEN

El estudio de las características físico-químicas de las aguas de los acuíferos detríticos de Temara mediante las técnicas tradicionales, muestra que las aguas tienen una facies bicarbonatada-cálcica y clorurada-sódica. El aumento de la salinidad en algunos puntos del litoral está ligado a la acción combinada de factores tales como la intrusión marina, el lavado de las margas miocenas que constituyen el techo del acuífero inferior, la disolución de las rocas carbonatadas, y la contaminación de origen agrícola.

*Palabras clave:* Acuífero detrítico, índices hidrogeoquímicos, mezcla de aguas.

### RESUME

L'étude des caractéristiques physico-chimiques des eaux des aquifères détritiques de Témara moyennant les techniques traditionnelles montrent que les eaux ont un faciès bicarbonatécalcique et chloruré-sodique. L'augmentation de la salinité dans quelques points du littoral est liée à l'action combinée des facteurs comme l'intrusion marine, lessivage des marnes miocènes qui constituent le toit de l'aquifère inférieur, la dissolution des roches carbonatées et la contamination d'origine agricole.

*Mots clés:* Aquifère détritique, indices hydrogéochimiques, mélange des eaux.

### INTRODUCCION

El área de estudio se sitúa en la Meseta Marroquí Nor-Occidental (PIQUE, 1979), la cual se ubica entre el Océano Atlántico y el macizo central Marroquí. El sector presenta una inclinación hacia el litoral; su altitud no sobrepasa los 300 m; ocupa una superficie de 215 km<sup>2</sup> y está limitada al NE por el río Bouregreg, al Este por el río Akrach, al Sur y al SO por el río Ykem, y por el Océano Atlántico al NO (Fig. 1).

El clima de la región es entre semi-árido y templado; las precipitaciones medias son de 530

mm/año (estación del aeropuerto de Rabat-Sale; período 1948-1993). La temperatura media anual es de 17,2°C, la evapotranspiración real de 450 mm/año y la evapotranspiración potencial de 885 mm/año.

El agua se utiliza en gran parte en regadío de productos agrícolas y la alimentación humana. La explotación del acuífero junto con la sequía que reina en Marruecos durante la última década han provocado el descenso de los niveles piezométricos, y del aumento de la salinidad en algunos pozos del sector litoral SO. Esta situación ha empujado a un gran número de agricultores a abandonar sus pozos o a excavar otros con la esperanza de encontrar agua menos salada.

(\*) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada. Proyectos AMB92-0211 y AMB95-0493 (CICYT). A.P.B.

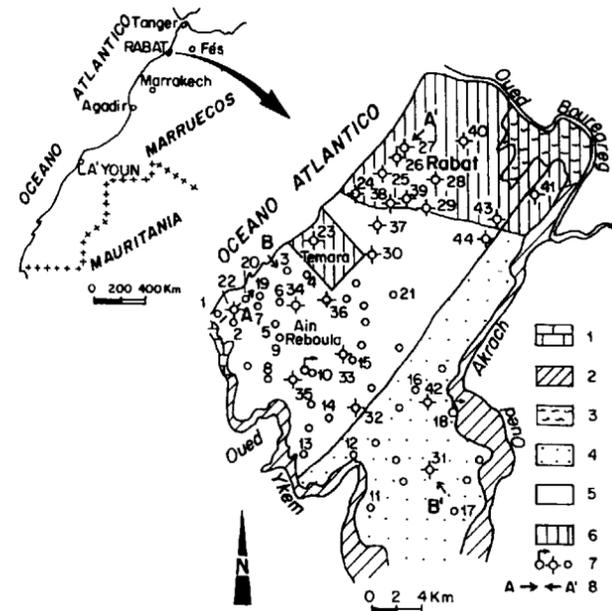


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio con situación de los principales puntos de agua. 1: calizas; 2: esquistos y pelitas del Carbonífero; 3: margas del Mioceno; 4: arenas y gravas del Plioceno; 5: Cuaternario; 6: Zona urbana; 7: mantial, sondeo y pozo; 8: corte geológico.

El área de estudio está compuesta por dos entidades geológicas bien diferenciadas: el zócalo Paleozoico, y la cobertera mio-plio-cuaternaria. Las formaciones primarias representan el Devónico y el Carbonífero; los materiales devónicos están constituidos por calizas masivas que afloran en la desembocadura del río Ykem (Fig. 1). Las formaciones carboníferas están formadas por las pelitas del río Akrach (PIQUE, 1979), areniscas, conglomerados y esquistos.

Los materiales del Mioceno se depositaron transgresivamente sobre el Paleozoico; el depósito comienza por arenas detríticas del Mesiniense (WERNLI, 1977); se trata de una formación de 5 a 6 m de espesor en el NE del sector, posteriormente se depositaron margas de origen marino, de 90 m de espesor en el NE del sector, que disminuye hacia el SO hasta desaparecer completamente en las proximidades del valle del río Ykem (Fig. 2a).

Durante el Plioceno continuó el depósito de margas en las partes central y septentrional; en

la mitad oriental se depositaron arenas y gravas (Fig. 2b). Un estudio paleontológico (WERNLI, 1977) sitúa el límite entre el Mioceno y el Plioceno en las margas. Después de una laguna de sedimentación, comienza el depósito de las formaciones marinas cuaternarias, con arenas biodetríticas de 1 m de espesor, sobre los cuales se depositan 15 a 25 m de calcarenitas; en la mitad oriental se produce un cambio lateral de facies (Fig. 2b) de calcarenitas hacia arenas y gravas. Finalmente los limos rojos del Cuaternario continental cubren una gran parte del área.

La historia tectónica de la región es relativamente simple; las formaciones primarias fueron plegadas y falladas por la Orogenia Hercínica. Posteriormente la región permaneció estable y no parece que fuera afectada por la Orogenia Alpina. Después de la denudación de la cadena hercínica, se produjo la transgresión sobre el sustrato paleozoico de los materiales mio-plio-cuaternarios.

COMPORTAMIENTO HIDROGEOLOGICO DE LOS MATERIALES

Los materiales mio-plio-cuaternarios del sector oriental están formados por arenas biodetríticas (Mesiniense), arenas y gravas (Plioceno) dando lugar a un acuífero libre de 18 m de espesor me-

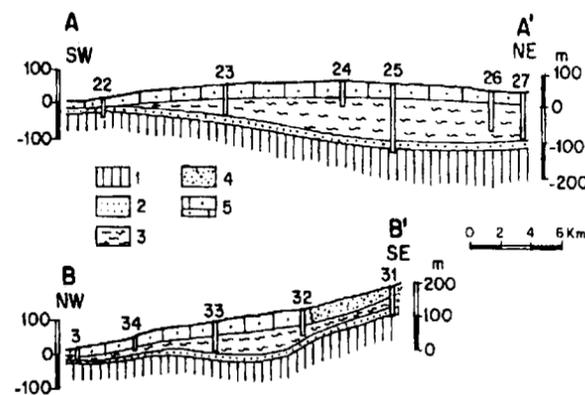


Figura 2. Cortes geológicos representativos; 1: esquistos del Carbonífero; 2: arenas biodetríticas del Mesiniense; 3: margas del Mioceno; 4: arenas y gravas del Plioceno; 5: Calcarenitas del Cuaternario.

CARACTERISTICAS FISICOQUIMICAS GENERALES

Los parámetros fisicoquímicos han sido determinados a partir de la campaña de muestreo realizada en Octubre 1994 sobre 21 puntos de agua que cubren la mayor parte del acuífero (Tabla 1).

Las aguas del acuífero tienen facies hidrogeoquímica variable entre clorurada-sódica y bicarbonatada-cálcica (Fig. 3). Hay que señalar la situación del punto 20 cerca del agua de mar (M) lo que permite suponer un origen marino para las aguas de este punto.

RELACIONES ENTRE VARIABLES FISICOQUIMICAS

El análisis Cluster constituye una herramienta de descripción de datos cuantitativos y cualitativos (DAVIS, 1973), que permite también conocer

el sustrato paleozoico constituye el muro de este acuífero. En el sector occidental existen arenas biodetríticas (Mesiniense), areniscas y calcarenitas del Cuaternario, que constituyen un acuífero libre de 25 m de espesor. En ambos sectores, entre los materiales miocenos y pliocenos existen margas.

El espesor de estas margas aumenta de Sur a Norte hasta alcanzar 90 m cerca de Rabat; de esta forma los dos sectores mencionados arriba evolucionan hacia un sistema bi-capa, uno inferior semiconfinado (SO) y/o confinado (NE) dependiendo del espesor de las margas y que está formado por arenas biodetríticas del mesiniense; el sustrato paleozoico constituye el muro y las margas el techo de este acuífero. El acuífero superior está formado por arenas y gravas en el sector oriental y por areniscas y calcarenitas en el sector occidental; las margas del Mioceno constituyen el muro de estos dos acuíferos. Los limos rojos continentales cuaternarios tienen un comportamiento de acuícludo.

MEQOCT.XLS

Nº	T	pH	Cond	Cl	SO4	HCO3	NO3	Na	Mg	Ca	Kx10-2	Sr
1	21,4	7,4	1500	6,76	0,83	3	0,3	5,65	1,71	2,69	8	0,3
2	21,1	7,4	1200	4,51	0,23	2,45	0,43	2,6	1,23	3,84	4	0,6
3	20,9	7,1	1300	5,1	1,48	3	0,8	3,91	1,8	3,64	3	0,5
4	21,2	7	1100	3,41	0,7	3,19	0,29	3,13	0,98	4	2	0,3
5	20,5	6,9	1400	7,89	0,8	3,59	0,61	4,3	2,63	5	5	0,5
6	20,9	7,2	1100	3	0,82	3,39	0,32	2,26	1,15	5	3	0,2
7	20,8	7,2	3300	11,41	6,97	3,19	2,12	6,95	4,68	10,97	8	0,8
8	21,6	7,3	1100	4	0,8	6	0,15	5,43	2,87	2,49	6	0,3
9	20,9	7,2	1600	3,61	1,66	2,87	1,1	2,21	3,78	3,68	0	1
10	20,7	7,1	1500	6	1,23	2,79	0,9	4,78	1,15	4	2	0,3
11	21	7,3	600	1,4	0,92	2	0,03	2,17	0,9	1,19	6	0,2
12	21,3	7,4	600	1	1,41	1,88	0,14	0,91	0,49	2,59	4	0,1
13	21,2	7,3	1100	4,8	1,66	4,27	0,12	3,13	2,71	3,49	5	0,3
14	21,2	6,9	700	2,03	1,7	4,26	0,13	2,39	0,98	3,34	2	0,1
15	20,8	7,2	1100	1,26	0,89	6	0,13	4,13	1,39	4,49	4	0,3
16	20,8	6,9	900	2,39	0,74	5,39	0,2	2,6	1,15	5	2	0,2
17	21,2	7	1300	5,41	3,41	4,19	0,25	6,74	3,45	4,84	3	0,2
18	21,2	6,9	2000	9,3	1,95	4,99	0,3	8,83	2,3	5,63	5	0,5
19	20,3	7,1	1200	4,8	1	3,79	0,79	3,39	2,3	3,49	3	0,3
20	20,9	6,8	10600	84,71	10,18	2,59	0,87	58,72	17,68	19,86	5	2,8
21	19,9	6,9	800	2	2,05	4,7	0,03	2,39	0,9	5,73	1	0,3
Mar	***	***	***	560	60	2,29	***	521	91	20	1300	6
X	20,8	7,1	1884	9,7	1,9	3,6	0,48	7,17	3	5,15	4	0,5

Tabla 1. Resultados de los análisis de las aguas (Octubre 1994); concentraciones en meq/l, salvo Sr (mg/l), temperaturas en °C y conductividad en µS/cm; X: media.

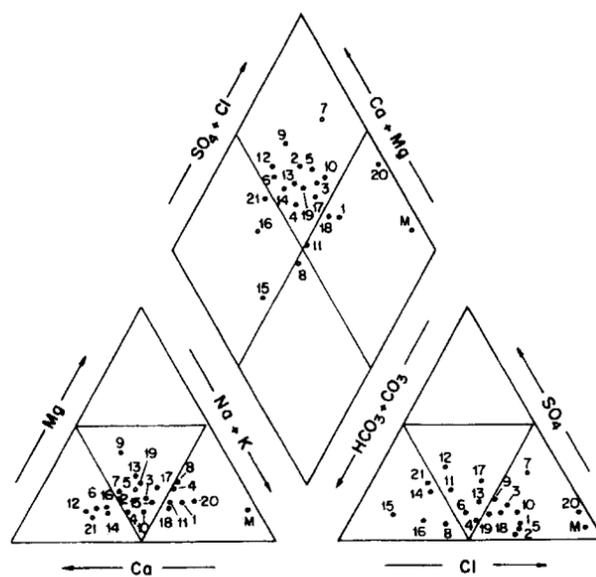


Figura 3. Diagrama de PIPER (Octubre 1994).

el grado de relación entre los parámetros observados o medidos en muchos individuos, o agrupar los individuos por similitud de los parámetros que los caracterizan (MORAL et al, 1984). Con el fin de evitar el peso numérico de algunas muestras sobre las demás, hemos trabajado con las variables tipificadas. Los resultados obtenidos se comentan a continuación.

#### a) Cluster de variables

El dendrograma de las variables fisicoquímicas (Fig. 4) muestra la existencia de dos conjuntos; el primero está formado por la conductividad, Cl, Na, K, Mg, Ca y Sr, que se unen con un coeficiente de correlación de 0,92; a este grupo se une el SO<sub>4</sub> con un coeficiente de correlación de 0,83; por último, el NO<sub>3</sub> se une a los restantes con un valor de 0,44.

La elevada correlación existente entre la conductividad, sodio y cloruro puede explicarse por el hecho de que son los principales iones que controlan la mineralización del agua del acuífero; también la alta correlación existente entre el calcio y el Sr puede estar en relación con su origen común. El segundo conjunto está formado por la temperatura, pH y HCO<sub>3</sub>, aunque con valores de correlación nada significativos (inferio-

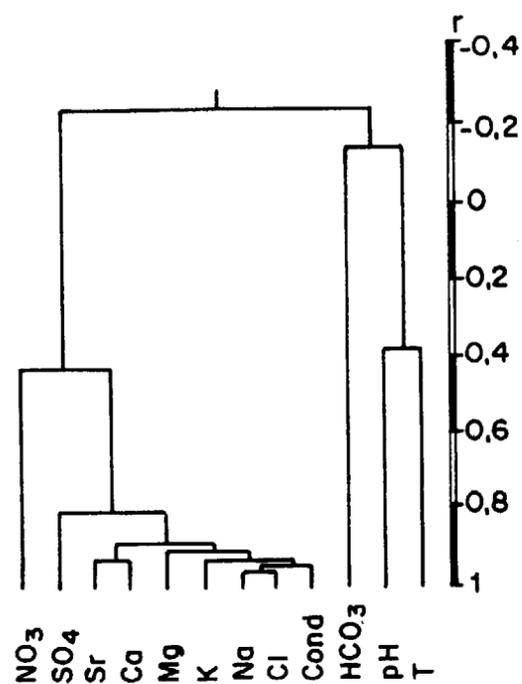


Figura 4. Dendrograma de variables (Octubre 1994; correlación).

res a 0,4). Los bicarbonatos pueden tener como origen la degradación de la materia orgánica que genera CO<sub>2</sub>, lo cual confiere una mayor agresividad al agua, y por consiguiente, un aumento en el contenido en bicarbonatos (PULIDO-BOSCH et al, 1980).

#### b) Cluster de observaciones

El dendrograma de Observaciones (Fig. 5) muestra la existencia de dos grandes familias F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>; la primera está dividida en dos subfamilias Sf<sub>1</sub> y Sf<sub>2</sub>; Sf<sub>1</sub> engloba los puntos 19 y 21 que se unen con un coeficiente de correlación de 0,72; a esta pareja, se une el punto 5 con 0,67, y por fin el punto 20, con 0,36. La segunda subfamilia está formada por los puntos 3, 9, 10 y 7 que están unidos con un coeficiente de correlación superior a 0,70. La familia F<sub>1</sub> agrupa los puntos que tienen un alto contenido en cloruros y nitratos excepto el punto 21.

La segunda familia está compuesta de dos subfamilias S'f<sub>1</sub> et S'f<sub>2</sub>, la primera de ellas está for-

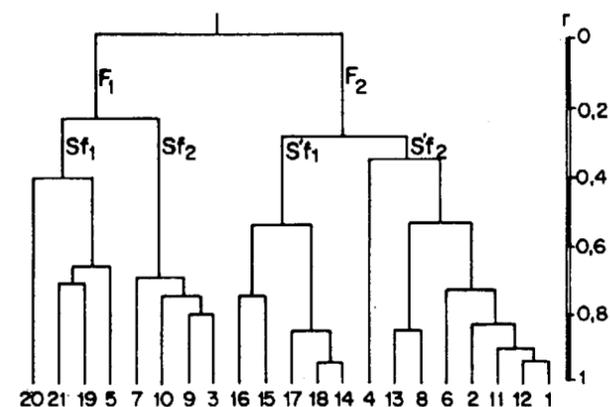


Figura 5. Dendrograma de observaciones (Octubre 1994; correlación).

mada por los puntos 14, 18 y 17, que se unen con un coeficiente de correlación de 0,54; estos puntos tienen un alto contenido en bicarbonatos; la S'f<sub>2</sub> está formada por los puntos 1, 12, 11 y 2, que se unen con un coeficiente de correlación de 0,8; a este grupo se une el punto 6 con 0,77. El punto 8 se une al punto 13 con 0,82, los dos, a su vez se unen al conjunto con 0,52.

#### ORIGEN DE LA SALINIDAD DEL AGUA

Existen numerosas posibilidades para que el agua subterránea cambie de composición; hay factores naturales tales como los aportes por la lluvia, el suelo, las zonas no saturada y saturada (APPELO y POSTMA, 1993). Otros están favorecidos por el hombre como la actividad agrícola, las aguas residuales, el agua del mar si se provoca un desequilibrio en el contacto de agua dulce-agua salada como consecuencia de bombes, etc.

El estudio de algunos índices hidrogeoquímicos puede dar una idea sobre el origen de la salinidad del agua en el área de estudio. Los valores de rMg/rCa (Tabla 2) son todos inferiores a 1,5; según este índice las aguas serían de origen continental, puesto que las de origen marino tendrían valores superiores (MORELL, 1986), excepto si intervienen otros procesos (cambio de bases, por ejemplo).

Los valores de rCl/rHCO<sub>3</sub> (Tabla 2) oscilan entre 0,4 (punto 16, sector central) y 32,5 (punto 20, sector litoral). Los valores de este índice para aguas continentales oscilan entre 0,1 y 5, y para aguas marinas entre 20 y 50; el valor de este índice correspondiente al punto 20 es superior a 30, mientras que en los restantes es muy bajo. Esto supone que existe un fenómeno de mezcla entre agua dulce y agua de origen marino en las proximidades del litoral.

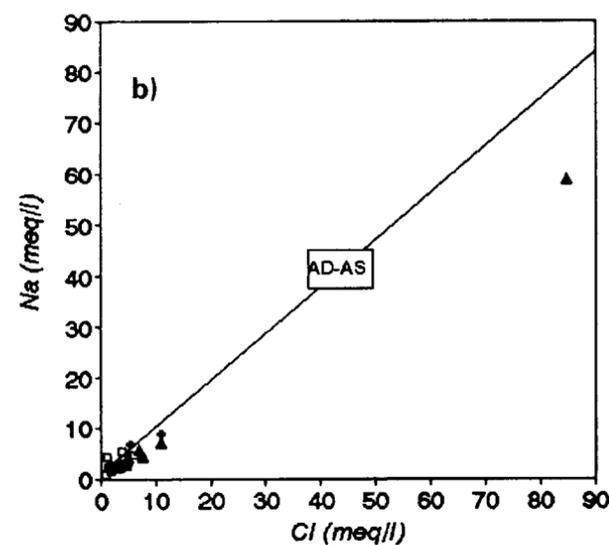
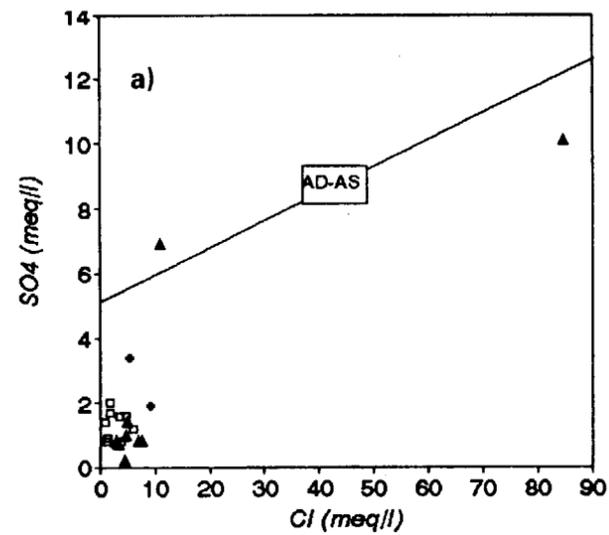
El estudio de las relaciones entre el Cl-ión conservativo representativo del agua del mar y los iones mayoritarios (SO<sub>4</sub>, Na, Mg y Ca), así como la disposición de las muestras respecto a la hipotética línea de mezcla agua dulce-agua salada pueden resultar de gran utilidad para identificar otros procesos anexos al propio fenómeno de mezcla.

XLS

Nº	rMg/rCa	rCl/rHCO <sub>3</sub>	icb
1	0,6	2,3	0,15
2	0,3	1,8	0,41
3	0,5	1,7	0,23
4	0,2	1	0,08
5	0,5	2,2	0,45
6	0,2	0,9	0,23
7	0,4	3,6	0,38
8	1,1	0,7	-0,21
9	1	1,3	0,38
10	0,3	2,1	0,27
11	0,8	0,7	-0,28
12	0,2	0,5	0,06
13	0,8	1,1	0,34
14	0,2	0,5	-0,06
15	0,4	0,2	-0,41
16	0,2	0,4	-0,04
17	0,7	1,3	-0,17
18	0,4	1,9	0,05
19	0,7	1,3	0,28
20	0,9	32,5	0,3
21	0,2	0,4	-0,06

Tabla 2. Valores de rMg/rCa, rCl/rHCO<sub>3</sub> e icb (Octubre 1994).

La relación entre el sulfato y el cloruro (Fig. 6a) muestra que un solo punto (punto 7 del litoral) se sitúa sobre la línea hipotética de mezcla; el enriquecimiento de este punto en sulfatos está probablemente ligado con la contaminación de origen agrícola, dado que también tiene un alto contenido en nitratos; el punto 20 se encuentra por debajo de la línea hipotética de mezcla, pero con un contenido de sulfatos muy elevado; si el origen del  $\text{SO}_4$  es el mar, debe de existir un fenómeno de reducción de sulfatos.



La figura 6b muestra la relación entre el sodio y el cloruro; todos los puntos se sitúan por debajo de la línea hipotética de mezcla; dado que la cantidad de sodio debe equilibrar la de cloruro, existirá un cambio de base responsable de la disminución del sodio en favor del Ca; esto es bien visible en el punto 20 que muestra un exceso notable en calcio.

La relación entre el calcio y el cloruro (Fig. 6c) muestra un enriquecimiento en calcio en un

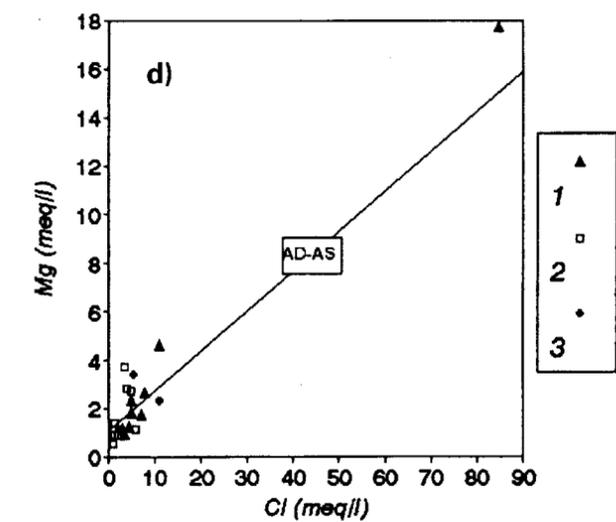
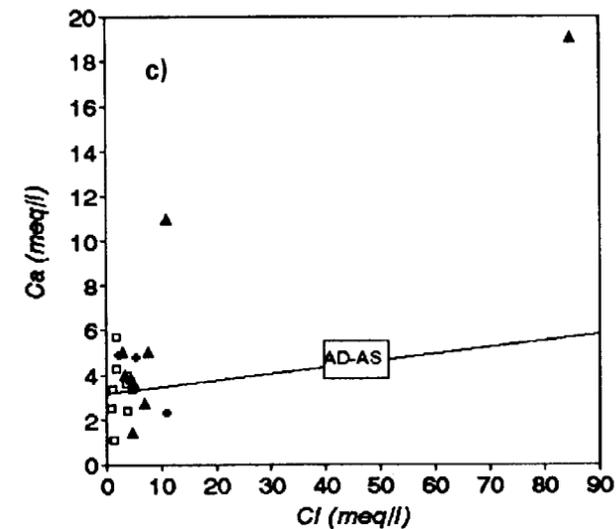


Figura 6. Relaciones entre el Cl y los iones mayoritarios; a:  $\text{SO}_4$ , b: Na; c: Ca; d: Mg; AD-AS: línea hipotética de mezcla agua dulce-agua salada; 1: sector litoral; 2: sector central; 3: sector oriental.

gran número de puntos, los cuales sitúan por encima de la línea hipotética de mezcla, con dos puntos (7 y 20) que muestran una cantidad muy elevada respecto a los demás; este enriquecimiento puede estar en relación con procesos de disolución de calcita y/o con el intercambio iónico Na-Ca.

La relación entre el cloruro y el magnesio (Fig. 6d) muestra un enriquecimiento en Mg en las aguas de algunos puntos; este exceso puede estar en relación con procesos de disolución de la

dolomita y/o con el lavado de las margas marinas.

La relación entre el  $\text{HCO}_3$  y Ca puede ser útil para caracterizar el fenómeno de disolución; esta relación (Fig. 7a) muestra un buen alineamiento de la mayoría de los puntos respecto a la línea de disolución de los carbonatos 1:1, excepto los puntos 7 y 20 que se enriquecen en Ca mediante el cambio de base Na-Ca ( $\text{icb} > +30$ ).

La relación entre el  $\text{HCO}_3$  y Mg (Fig. 7b) muestra que la mayoría de los puntos se sitúan a cada lado de la recta de disolución de carbonatos 1:1. Está claro que las aguas del punto 20 presentan una cantidad muy elevada con respecto a las demás muestras; el origen debe estar en relación con el proceso de intrusión marina.

## CONCLUSIONES

Las aguas del sector central del acuífero superior (calcarenitas y areniscas cuaternarias) tienen buena calidad química; estas aguas presentan facies bicarbonatada-cálcica. El enriquecimiento de las aguas de este sector en  $\text{HCO}_3$ , Ca y Mg procede de la disolución de rocas carbonatadas.

Las aguas del sector litoral SO están caracterizadas por una salinidad elevada respecto a las del central; la falta de alimentación junto al exceso de bombeo han provocado el descenso de los niveles piezométricos favoreciendo la intrusión marina. Las margas miocenas en este sector tienen pequeño espesor, por lo que se produce una mezcla entre las aguas del acuífero superior (baja salinidad) con las del inferior (salinidad elevada). La facies de las aguas en este sector es clorurada-sódica; el contenido elevado de las aguas en cloruros y sodio procede del lavado de las formaciones marinas que constituyen el techo del acuífero inferior y de la intrusión marina (punto 20). La alta salinidad del punto 7 está en relación con la contaminación de origen agrícola, puesto que este punto muestra valores elevados en nitratos, sulfatos y cloruros, que son los principales integrantes de los fertilizantes utilizados en la región.

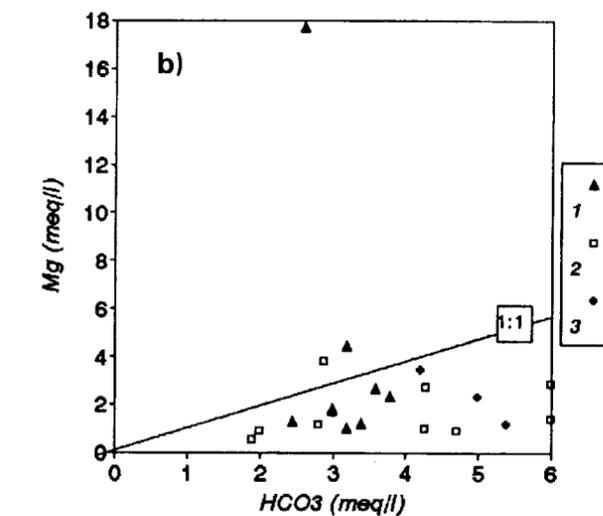
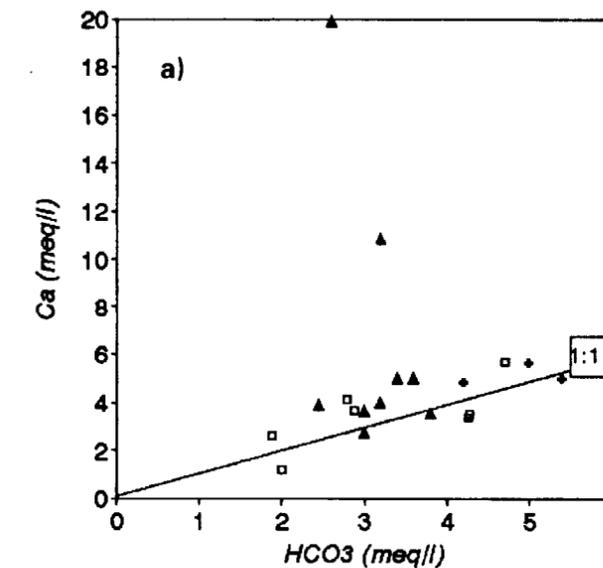


Figura 7. Relaciones entre  $\text{HCO}_3$  y a: Ca; b: Mg; 1:1: línea de disolución de carbonatos; 1: sector litoral; 2: sector central; 3: sector oriental.

## REFERENCIAS

APPELO, C. A. J. y POSTMA, D. (1993): *Geochemistry, Groundwater and pollution*: Edt. Balkema, Rotterdam. 536 p. Brookfield.

DAVIS, J. C. (1973): *Statistics and data analysis in Geology*; John Wiley and sons, 550 pag. New York.

MORAL, S.; PULIDO-BOSCH, A. y VALENZUELA, P. (1984): Aplicación de los análisis cluster al estudio de características fisicoquímicas de aguas subterráneas. *Estudios Geol.* 40: 193-200.

MORELL, I., PULIDO-BOSCH, A. y FERNANDEZ RUBIO, R. (1986): The use of bromide and strontium ions as indica-

tors of marine intrusion of the aquifer of Oropesa-Torreblanca (Castellon, Spain) 9<sup>th</sup> Salt Water Meeting, pp: 61-72, Delft.

PIQUE, A. (1979): Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne de la méseta Marocaine Nord-Occidentale. Thèse doctorale; université Louis Pasteur, Strasbourg. 253 p.

PULIDO-BOSCH, A. GARCIA, J. y BENAVENTE, J. (1980): Las fuentes potenciales de contaminación en los acuíferos de Salobreña (Granada). *Tecniterrae*, 33: 31-38.

WERNLI, R. (1977): Les foraminifères planctoniques de la limite mio-pliocène dans les environs de Rabat (Maroc). *Eclogae Geol. Helv.* 70/1: 143-191.

Original recibido: Julio de 1995.

Original aceptado: Septiembre de 1995.

## ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES

# Caracterización estructural y comportamiento térmico de una muestra de pizarra empleada como material para la edificación.

Por M. A. RODRIGUEZ (\*); F. RUBIO (\*\*); J. RUBIO (\*\*); M. J. LISO (\*) Y J. L. OTEO (\*\*)

## RESUMEN

En este trabajo se ha caracterizado una muestra de pizarra, empleada como material para la edificación, en base a sus propiedades físicas, mineralógicas y químicas.

Dado que la composición química y mineralógica de todas las muestras de la explotación es muy similar, se eligió al azar uno de los "filones", que fue sometido a 600°C y 800°C, comparándose los resultados obtenidos en la muestra natural y en la tratada térmicamente.

Se han empleado como métodos de identificación y estudio los siguientes: análisis térmico diferencial y termogravimétrico (ATD y TG), difracción de rayos X (DRX), espectroscopía infrarroja (IR) y superficie específica (SE). Los componentes mayoritarios son sílice y alúmina, encontrándose cierto contenido de hierro, titanio y magnesio. Esto indica la presencia de minerales secundarios (trazas) tipo pirita, oligisto o goethita. La pizarra original está constituida por cuarzo (en mayor proporción), moscovita (sericita), clorita y algo de feldespato. Durante el tratamiento térmico la clorita ya ha desaparecido a 800°C, modificándose ligeramente la moscovita, mientras el cuarzo permanece inalterable. Este proceso es exotérmico, de acuerdo con los resultados obtenidos por ATD. Los hidroxilos asociados a moscovita son eliminados completamente a 800°C. Sin embargo, aquellos asociados a la clorita lo son a 600°C. La SE disminuye con el tratamiento térmico, lo que es originado por la aproximación de las láminas de estos silicatos al deshidroxilarse por efecto de la temperatura.

*Palabras clave:* Pizarra, Tratamiento térmico, Caracterización, Badajoz.

## ABSTRACT

In this work we have characterized a slate sample (used as building material) on the basis of their physics, mineralogical and chemical properties.

We chosed a random layer because of the chemical and mineralogical composition are very similar in different layers. This sample was treated at 600 and 800°C, comparing the result with the untreated sample.

Samples were characterized by chemical analysis, thermal analysis (DTA, TG), X-ray diffraction, FT-IR spectroscopy and specific surface area measurements.

The main components are silica and alumina with a low concentration of iron, titania and magnesia. This means the presence of secondaries minerals like piryte, hematite or goethite. The untrated slate in formed in majority by quarz and in less proportion muscovite, clorithe and feldspar. During the thermal treatment clorithe disappear at 800°C, muscovite is slighly modified and quarz is undranged. This process is exothermic, in accordance with the results obtained by DTA. The hydroxiles asociated to muscovite are removed completly at 800°C. However those asociated to clorithe are removed at 600°C. The specific surface area decrease with the thermal treatment because the layers of minerals are coming closer by the temperature efect.

*Key words:* Slate, Heating treatment, Characterization, Badajoz.

(\*) Area de Mineralogía. Facultad de Ciencias. Universidad de Extremadura. Badajoz.

(\*\*) Instituto de Cerámica y Vidrio (CSIC). Arganda del Rey. Madrid.

## INTRODUCCION

Las pizarras son rocas de grano muy fino, formadas por metamorfismo regional de poca intensidad, a partir de arcillas y limos compactos y otros sedimentos arcillosos. Este proceso (IGME, 1987), se compone de varias partes: transporte, deposición, diagénesis y metamorfismo.

Según BATES y JACKSON (1987), la pizarra se define como "una roca metamórfica compacta, de grano fino, que tiene pizarrosidad ("slaty cleavage") y por ello puede ser hendida en losas y placas delgadas...".

La composición mineralógica de las pizarras se caracteriza por su diferencia con la roca madre, debido a la fuerte transformación a que se ha visto sometido el material original. Los constituyentes varían con la procedencia, pero todas las rocas están formadas por filosilicatos (sericita, un silicato hidratado de potasio y aluminio, y clorita) y cuarzo, esencialmente. La caolinita es un componente común en algunas pizarras, aunque en menor cantidad que los anteriores.

Los minerales accesorios (calcita, sulfuros de hierro, materia carbonosa...) no siempre entran en la composición de la roca y, cuando lo hacen, se encuentran en proporciones muy variables, sin que tengan una influencia clara sobre sus propiedades físicas y químicas, y por tanto, sobre el uso específico a que se dedique el material. Estos minerales pueden derivarse de las impurezas que tenía la roca madre, o pueden haberse introducido en cualquiera de las fases del metamorfismo procedentes de rocas adyacentes.

Algunas de estas impurezas son perjudiciales. Así, por ejemplo, la presencia de pirita u otros sulfuros de hierro (marcasita, pirrotina...) devalúan la utilización de la pizarra como roca ornamental debido a las manchas que pueden producirse tras la oxidación de los mismos. Otra impureza perjudicial para la pizarra es la calcita, pues en ambientes sulfurosos (zonas industriales o muy contaminadas) se altera produciendo manchas blanquecinas en la superficie, pudiendo también absorber la humedad ambiental, lo que implicaría un aumento de volumen en la pizarra, ocasionando su destrucción.

## Yacimientos y explotación

Los factores geológicos que determinan la explotabilidad y calidad de una determinada masa de pizarra son muchos; composición y textura de la roca, naturaleza y penetratividad de la foliación, presencia de más de una foliación, potencia de las capas (FRESNO y TOYOS, 1985) y posición estructural de las mismas, metamorfismo, estado de fracturación, fallas, pliegues (kink-bands), morfología del terreno, etc... (LOMBARDERO y QUEREDA, 1992).

Las características generales de estos yacimientos son su homogeneidad y amplitud. La homogeneidad se explica teniendo en cuenta que mientras duran las mismas condiciones atmosféricas, el sedimento depositado tiene una composición química y mineralógica muy similar. La extensión y lentitud con que cambian las condiciones geológicas hacen que los estratos tengan potencias muy considerables.

España es actualmente el primer productor y exportador mundial de pizarras de techar, con un volumen anual de elaboración de 480.000 Tm. en 1994, cuyo valor se aproximó a 28.000 millones de pesetas, según los datos de la Asociación Gallega de Pizarristas, localizándose los principales centros de producción en el Macizo Ibérico.

## Propiedades físicas

El campo de aplicación más importante de la pizarra es la construcción, especialmente en el techado de edificios. Sin embargo, comienza a ser significativa en revestimientos y ornamentación en general, no sólo por su facilidad de labrado, sino también por sus cualidades de impermeabilidad, resistencia e inalterabilidad.

La propiedad fundamental de las pizarras, y la que determina la mayor parte de sus usos industriales, es su exfoliación natural paralelamente a un plano privilegiado llamado plano de exfoliación (BASTIDA, 1981).

La baja conductividad eléctrica de las pizarras, las convierte en inmejorables aislantes, aunque hoy día, por razones económicas, tienden a ser sustituidas en bastantes casos por una amplia gama de sustancias.

Dado el carácter ornamental que tienen estas rocas se da más importancia al color que en otras rocas industriales, sirviendo a veces el factor cromático para su clasificación. El color de la roca depende principalmente de la composición y tamaño del grano de las cloritas y de la materia carbonosa (POTTER et al., 1980). Recientes trabajos han relacionado positivamente la coloración de las pizarras con su contenido en materia orgánica y en hierro (GUTIERREZ CLAVEROL et al., 1990).

El alto coeficiente de elasticidad facilita el manejo y transporte de la pizarra sin roturas.

## Aplicaciones

Las placas de pizarra se han utilizado tradicionalmente en la cobertura de edificios (en forma de tejas), tratándose de uno de los materiales de construcción más lujosos y cotizados. Se utiliza también con fines ornamentales, tanto en interiores como exteriores para: baldosas, bóvedas, columnas, peldaños de escalera, mesas de jardín, aislantes en construcción eléctrica, etc.

El polvo de pizarra entra en la composición de los betunes que sirven para la fabricación de asfaltos. Además de su papel estabilizador, mejora la flexibilidad y el coeficiente de aislamiento. Se utiliza también en la industria de pinturas, cemento, materias plásticas, etc. (VINAGRE ARIAS, 1989).

Recientemente se ha realizado un estudio sobre aprovechamiento de residuos de pizarra para su utilización en materiales compuestos (RODRIGUEZ GONZALEZ, 1995), poniéndose de manifiesto la gran utilidad de los nuevos materiales obtenidos dada la mejora en cuanto a propiedades mecánicas con respecto a los materiales de partida. Esto abre una nueva vía de aplicación a las pizarras, pudiendo utilizarse como sustitutos de otros plásticos en carcasas externas de televisores, vídeos, etc..., abaratando el producto final.

## PARTE EXPERIMENTAL

### Localización y elección de las muestras

Las muestras han sido recogidas en un yacimiento de pizarras al Norte de la provincia de

Badajoz (Villar del Rey). Este afloramiento está situado en la Hoja 751 del Mapa Topográfico Nacional (10-30, del Servicio Geográfico del Ejército), con coordenadas U.T.M., Y-4334.8 de latitud y X-691.5 de longitud, en el paraje denominado Villar del Rey (figura 1).

Este yacimiento tiene una extensión aproximada de 120 Ha. Presenta relieves suaves, situándose las cotas más elevadas a lo largo del límite Sur de la misma.

Las condiciones de afloramiento son algo deficientes en algunas partes, siendo frecuentes los recubrimientos de suelo residual, generalmente de poco espesor (menos de un metro).

Por lo que se refiere a las comunicaciones, existen numerosas pistas y caminos que atraviesan la zona partiendo de la carretera de Badajoz-Aliseda. En algunos puntos de esta zona, se explotó antiguamente la pizarra en pequeñas calcatas longitudinales respecto a la dirección de las estructuras.

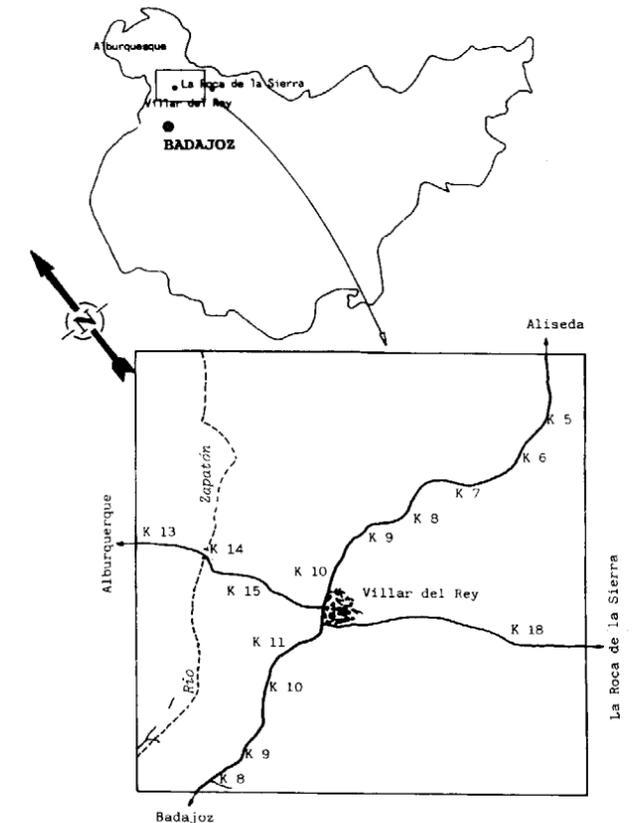


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio.

Entre los distintos "filones" existentes en este yacimiento se eligió el número 9 para su estudio y caracterización. Por lo tanto la muestra original será denominada F9.

#### Tratamientos térmicos

La pizarra objeto de estudio fue tratada térmicamente a las temperaturas de 600 y 800°C, siendo denominadas F9-600 y F9-800, respectivamente. A todas las muestras les fueron aplicadas las mismas técnicas para su caracterización. A continuación expondremos más detenidamente cada una de ellas.

#### Caracterización

La caracterización de las muestras F9, F9-600 y F9-800 fue realizada mediante análisis químico, ATD, TG, DRX, IR y SE.

Por lo que respecta al análisis químico, los óxidos alcalinos fueron determinados por fotometría de llama, los óxidos alcalinotérreos por complejometría con complexona III, los óxidos de hierro, manganeso y aluminio por absorción atómica, el óxido de titanio por fotocolorimetría y finalmente, la sílice y SO<sub>3</sub> por gravimetría. Además se determinó la pérdida de peso por calcinación de la muestra a 1.100°C.

Los métodos térmicos, ATD y TG, se realizaron directamente sobre la muestra original y sobre la tratada a 600 y 800°C, en las siguientes condiciones: bloque de Ni, alúmina calcinada como sustancia de referencia y régimen de calentamiento de 10°C/min, crisoles de Pt y flujo de 7l/h, en atmósfera de aire.

Los diagramas de DRX se realizaron sobre preparados de polvo desorientado. Las muestras fueron trituradas hasta conseguir un tamaño de partícula inferior de 53 µm, siguiendo el método de polvo de Debye-Scherrer (RODRIGUEZ GALLEGU, 1982). Los difractogramas se rodaron en un aparato Siemens, modelo D500, con radiación K $\alpha$  del cobre (1,5405 Å). Se empleó anticátodo de Cu y filtro de Ni, operando a 40 Kv y 20 mA, con una sensibilidad de 100. La velocidad de exploración fue de 2°/min y rendijas de 1° y 0,1 mm. El intervalo de exploración fue de 2 a 70°C.

Los espectros IR se registraron en un espectrofotómetro de IR por transformadas de Fourier, PERKIN-ELMER, modelo 1700X, con una resolución de 4 cm<sup>-1</sup>. Se utilizó el método de dilución de la muestra en KBr, que consiste en mezclar 300 mg de KBr con 1 mg de muestra y transferirlo a un troquel de vacío con el fin de eliminar el aire ocluido entre los granos y que permite obtener una pastilla tras aplicar presiones comprendidas entre 5000-10000 Kg/cm<sup>2</sup>. Cada espectro es el promedio de diez barridos en la región espectral.

Para la determinación de la superficie específica, se midió la adsorción de N<sub>2</sub> a 77K, utilizando el método dinámico de Nelsen y Eggersten (NELSEN et al., 1958). Se aplicó la ecuación de BET a la presión parcial de 0,3, donde la monocapa ya ha sido completada. Este método, que utiliza tan sólo un punto de la isoterma proporciona valores cuyo error es de  $\pm 10\%$ . Cada valor dado de la superficie específica es el promedio de un mínimo de 6 medidas.

#### RESULTADOS Y DISCUSION

En la Tabla I, se muestra el análisis químico de la pizarra original, así como la pérdida en peso de la misma, después de haber sido sometida a una calcinación a 1100°C.

	F9
Pérdida por calcinación 1100°C	5,54
SiO <sub>2</sub>	58,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,72
TiO <sub>2</sub>	2,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,95
CaO	0,27
MgO	1,87
Na <sub>2</sub> O	0,53
K <sub>2</sub> O	1,96
SO <sub>3</sub>	0,17
MnO	0,10
	99,18 %

Tabla I.  
Análisis químico (mol %) de la pizarra natural.

De la observación de los resultados correspondientes al análisis químico, se deduce que hay un elevado porcentaje de sílice (58,77%), lo que se atribuye a la presencia de cuarzo libre. Otro de los componentes mayoritarios es la alúmina (20,95%), encontrándose en menor proporción los óxidos de hierro (6,72%) y de titanio (2,30%).

El contenido en óxido de magnesio (1,87%), indica la naturaleza micácea de la muestra.

Por regla general, los datos de los porcentajes de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> suelen ser poco significativos, debido a que los distintos silicatos pueden contener este elemento en proporciones distintas, según la importancia de las sustituciones isomórficas en las posiciones de coordinación 6. Sin embargo, el contenido en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de la muestra es lo suficientemente representativo como para poder atribuirlo a óxidos e hidróxidos de hierro en estado libre, o bien a la presencia de minerales secundarios del tipo pirita, oligisto, goethita, etc. El hierro es un elemento que influye decisivamente en la coloración de las pizarras, aunque no se puede descartar la influencia de otros componentes como MnO y la materia orgánica.

El contenido en potasio (1,96%), se relaciona con la presencia de micas potásicas (moscovitas).

La proporción de CaO es muy baja (0,27%). Según esto, cabe esperar que parte del calcio se halle como catión de cambio dentro de las redes de los silicatos.

Dada la ausencia de carbonatos, la pérdida por calcinación mostrada por la pizarra puede atribuirse a la eliminación del agua (OH), que existe entre las láminas.

En la figura 2 se muestran las curvas ATD correspondientes a la muestra original y a las tratadas a 600 y 800°C.

A raíz de lo observado en la curva ATD de la muestra original, se decidió que los tratamientos térmicos debían ser a 600 y 800°C, pues es el intervalo donde aparecen los picos más representativos.

En la curva ATD de la muestra natural pueden observarse dos picos claramente diferenciados; el primero de ellos, de carácter exotérmico, comienza alrededor de 300°C y termina alrededor de 550°C y puede ser atribuido a la destrucción de la red de alguno de los minerales presentes, posiblemente de la clorita, ya que la moscovita,

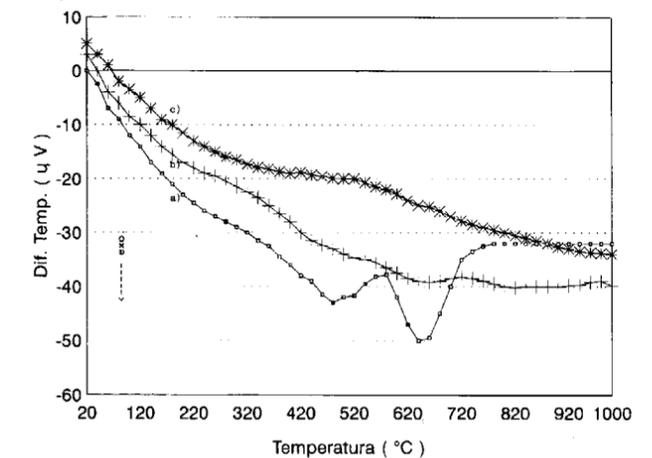


Figura 2. Curvas ATD y TG de las muestras estudiadas.

los feldespatos y en general todas las micas a excepción de la illita son térmicamente inertes (ALEIXANDRE FERRANDIS, 1949). El segundo pico exotérmico a 650°C, puede ser debido a la formación o recristalización de alguna estructura.

En el ATD de la muestra F9-600, se observa un amplio pico exotérmico entre 300-720°C (pico que podría desdoblarse en dos) lo que indica que el tratamiento previo a 600°C no ha sido capaz de producir todos los cambios anteriores descritos. Por lo que respecta al ATD de la muestra tratada a 800°C, éste es prácticamente plano lo que indica que a esta temperatura ya se han producido la totalidad de tales cambios.

En la figura 3 se muestran los registros TG de las tres muestras estudiadas. La muestra F9 presenta un pequeño descenso de pendiente constante hasta 500°C. A partir de esta temperatura tiene lugar la mayor pérdida de peso que se produce en dicha muestra, terminando a los 900°C. Esta gran pérdida corresponde principalmente al segundo pico exotérmico aparecido en el registro ATD. La muestra F9-600 no presenta pérdida alguna hasta 600°C, es decir, hasta la temperatura a la cual ha sido tratada previamente. A partir de esta temperatura y hasta 900°C presenta una pequeña pérdida de peso. Sin embargo, en el registro ATD aparecen dos picos exotérmicos por debajo de 700°C, el primero de los cuales termina alrededor de 550°C. Por lo tanto, y como ha-

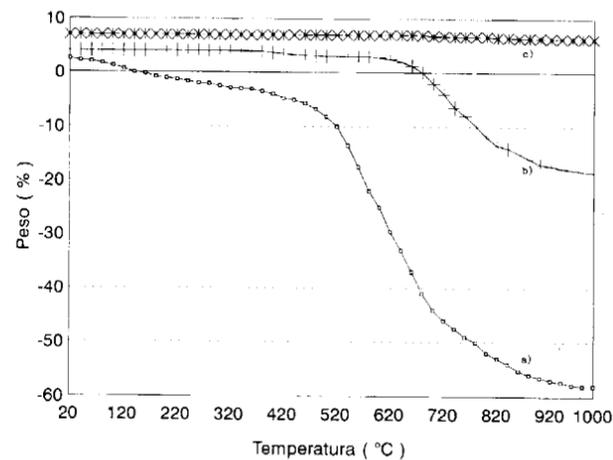


Figura 3. Variación de la pérdida de peso en función de la temperatura. a) Muestra natural. b) 600°C. c) 800°C.

bíamos supuesto anteriormente, el primer pico exotérmico corresponde a la destrucción de una estructura cristalina que no conlleva pérdida de peso, ni tampoco picos en el registro de ATD, por lo tanto, para dicha temperatura de

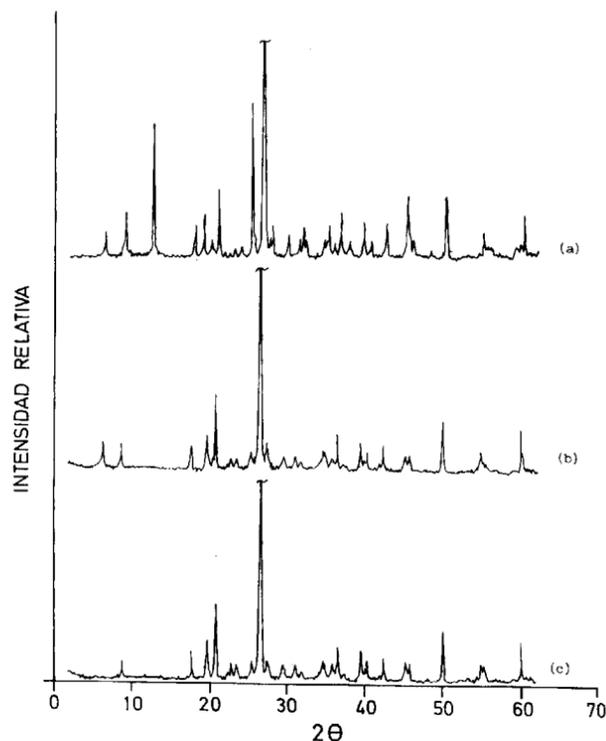


Figura 4. Difractogramas de rayos X. a) Muestra natural. b) 600°C. c) 800°C.

tratamiento todas las transformaciones posibles que puedan ocurrir en la pizarra estudiada ya han tenido lugar.

Las pérdidas de peso para las muestras F9 y F9-600 son de 5,87 y 1,62%, respectivamente.

El análisis mineralógico por difracción de rayos X ha permitido establecer una estimación cualitativa de todas las fases minerales que conforman las muestras de pizarra. Los difractogramas obtenidos se reproducen en la figura 5. La composición mineralógica de las pizarras es relativamente homogénea y bastante sencilla. La paragénesis más común es: moscovita (sericita), clorita, cuarzo y feldespatos. Como se observa en dicha figura, la muestra F9 presenta los minerales típicos y más representativos de una pizarra común, que acabamos de mencionar.

La naturaleza micácea de la pizarra se confirma por la aparición de los espaciados característicos de la moscovita a 9,99 - 3,32 y 2,56 Å (BRINDLEY et al., 1989). La moscovita es, con diferencia, el mineral laminar que se encuentra en mayor proporción. A 600°C y 800°C, el espaciado de 9,99 Å se encuentra desplazado a 10,03 Å y su intensidad disminuye considerablemente con la temperatura, lo que se atribuye a una pérdida de los OH estructurales. Al aumentar la temperatura, el espaciado de 4,4 Å, correspondiente a la moscovita, se desplaza a 4,49 Å, lle-

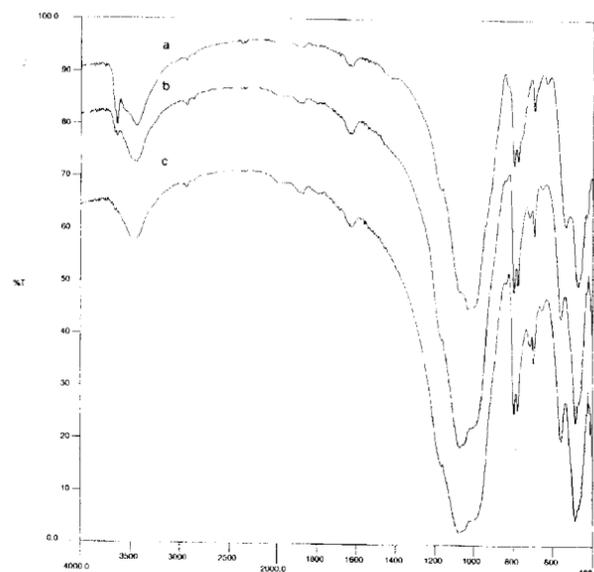


Figura 5. Espectros infrarrojos de las muestras estudiadas. a) Muestra natural. b) 600°C. c) 800°C.

gando incluso a desaparecer algunos espaciados: 4,10 - 3,87 - 3,72 y 1,64 Å. Esto se atribuye a una recristalización del mineral.

Junto a estos espaciados aparecen las líneas principales del cuarzo a 4,26 y 3,34 Å, con respecto a la muestra original, que puede atribuirse al cambio de estructura de  $\alpha$ -cuarzo a  $\beta$ -cuarzo, que como es sabido ocurre a 573°C (MACKENZIE, 1970).

Aparecen también las difracciones características de la clorita, a 14,07 - 7,04 y 3,52 Å, en la muestra natural. En la muestra tratada a 600°C desaparece el espaciado más intenso de la clorita, 7,04 Å, pero se mantiene el de 14,07 Å, aunque desplazado a 13,79 Å. Este comportamiento es normal en cloritas calentadas a temperaturas comprendidas entre 500 - 600°C (DEER et al., 1967). El otro espaciado importante de la clorita, a 3,52 Å disminuye considerablemente su intensidad, mientras que el de 4,69 Å desaparece por completo. A la vista de estos resultados podemos deducir que la estructura de la clorita ha empezado a destruirse antes del tratamiento a 600°C.

A 800°C, ha desaparecido ya el espaciado de 14,07 Å. Este comportamiento es propio de cloritas ricas en hierro, debido a que la alteración producida por el calor da lugar a una recristalización por oxidación del  $Fe^{+2}$ , lo que está de acuerdo con los resultados obtenidos en el análisis químico, sobre el contenido en hierro. Del estudio del difractograma de DRX a 800°C se deduce que la clorita ha desaparecido, pero a esta temperatura aun no ha dado lugar a ninguna otra estructura del grupo del olivino como era de esperar, ya que estas recristalizaciones ocurren a temperaturas algo mayores, entre 900-1000°C, pudiendo encontrarse como material fundido.

Por lo que respecta al feldespato existente en la muestra original (F9), no sufre ningún cambio al ser tratado a 600-800°C. Por lo tanto los dos picos que aparecían en el registro ATD corresponden, el primero de ellos, a la desaparición de la clorita (que ha tenido lugar a 600°C), mientras que el segundo pico corresponde al comienzo de recristalización de la moscovita, la cual da lugar a unos picos muy pequeños en el registro de DRX que indican el comienzo de una nueva estructura cristalina.

En la figura 5, se muestran los espectros de IR correspondientes a la pizarra original y a las sometidas a tratamiento térmico. En ella puede observarse el cambio que se produce en las bandas situadas en la zona de 4000-3000  $cm^{-1}$ . En los espectros correspondientes a la muestra original (F9) y a la tratada a 600°C (F9-600), puede distinguirse una banda muy bien diferenciada a 3630  $cm^{-1}$ , que se atribuye a la tensión de los OH del agua que se encuentra entre las láminas de la pizarra. Al someter la muestra a un calentamiento de 600°C, dicha banda disminuye notablemente en intensidad, lo que indica que hasta ese momento se ha producido una pérdida parcial de agua. Cuando la muestra se somete a un calentamiento mayor (800°C), desaparece la mencionada banda, indicando que ya se han perdido todos los OH. Estos resultados están de acuerdo con las pérdidas de peso mostradas en la figura 3. Las bandas a 3650 y 3545  $cm^{-1}$ , se asignan a la clorita. Estas bandas desaparecen en las muestras tratadas térmicamente, debido a que con el calor la clorita sufre un proceso de recristalización como ya hemos comentado en los análisis por difracción de rayos X. En los tres espectros se observa un hombro a 3275-3266  $cm^{-1}$ , en la original y tratadas respectivamente, que son debidos a la existencia de moléculas de agua unidas tan íntimamente a la superficie de la muestra que forman una única capa que no es destruida con el tratamiento térmico recibido.

En todos los espectros se observa una banda ancha alrededor de los 3440  $cm^{-1}$  y otra a 1630  $cm^{-1}$ , que en parte son debidas a la higroscopicidad del KBr utilizado para la elaboración de las pastillas. La anchura de la banda a 3440  $cm^{-1}$  impide la detección de las bandas de OH de la moscovita, que aparecen aproximadamente a 3600  $cm^{-1}$ . Sin embargo, la forma e intensidad de la banda de 3440  $cm^{-1}$  es muy diferente en las muestras F9 y F9-600, lo que indica la existencia en estas dos muestras de moléculas de agua unidas por puentes de hidrógeno a los hidroxilos libres responsables de la banda de 3650  $cm^{-1}$ . Esta banda es originada y característica de la clorita (FARMER, 1974).

La zona de 1400-900  $cm^{-1}$  corresponde a las absorciones producidas por  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , etc. Puede observarse cómo la banda entre 1000-1100  $cm^{-1}$  aumenta en anchura al progresar en el tratamiento térmico, lo que es originado por una pér-

didada de cristalinidad de la muestra. Esta banda ancha, compuesta y de gran intensidad en la región de 1200-900  $\text{cm}^{-1}$  presenta en la muestra original el máximo de absorción a 1025  $\text{cm}^{-1}$  y otros máximos relativos que se registran en forma de hombros a 1165, 1065 y 995  $\text{cm}^{-1}$ , que son asignables a las vibraciones Si-O-Si, Si-O y Si-O-Al de la moscovita (sericita). La banda situada a 995  $\text{cm}^{-1}$  también es originada por la clorita. En las muestras tratadas a 600 y 800°C se observa un cambio importante en esta zona, con respecto a la original. Ahora el máximo de absorción aparece a 1070  $\text{cm}^{-1}$ . Esto es debido a que con el calor la moscovita sufre una transformación estructural hacia estado amorfo, de ahí que dicha región se ensanche y su máximo esté situado donde tiene lugar la absorción principal de la sílice amorfa.

La banda de 1025  $\text{cm}^{-1}$  se desplaza a 1017  $\text{cm}^{-1}$  y además con mucha menor intensidad, lo que igualmente es originado por la destrucción de la estructura cristalina. La banda (hombro) situada a 1165  $\text{cm}^{-1}$  permanece prácticamente inalterable.

El hombro que aparece a 933  $\text{cm}^{-1}$  es típico de la moscovita (sericita), estando ausente en otro tipo de micas (VAN DER MAREL, 1976). Este hombro disminuye bastante en intensidad con el tratamiento térmico, lo que está de acuerdo con los resultados comentados anteriormente.

En la región 900-400  $\text{cm}^{-1}$  aparecen una serie de bandas, todas ellas características e identificativas de cuarzo, moscovita y clorita. El doblete que aparece a 798-778  $\text{cm}^{-1}$  es identificativo del cuarzo. Este doblete continúa apareciendo en las muestras tratadas a 600 y 800°C. Lo mismo ocurre con el pico situado a 695  $\text{cm}^{-1}$  originado por el cuarzo. A 836  $\text{cm}^{-1}$ , 560-530  $\text{cm}^{-1}$  y 490-460  $\text{cm}^{-1}$  aparecen bandas originadas por la moscovita y el cuarzo. Estas bandas solapan o engloban a algunas de la clorita situadas a 820, 540 y 450  $\text{cm}^{-1}$ . En las muestras tratadas a 600 y 800°C, las bandas anteriormente mencionadas del cuarzo y moscovita se desplazan en intensidad y posición (igual que ocurría con las bandas situadas entre 1000-1200  $\text{cm}^{-1}$ ) debido a la transformación de la clorita. Las bandas situadas a 754 y 632  $\text{cm}^{-1}$  son originadas por la clorita (FARMER, 1974) y desaparecen con el tratamiento térmico. Sin embargo en los espectros de las

muestras tratadas a 600 y 800°C aparecen dos bandas nuevas a 715 y 656  $\text{cm}^{-1}$ , lo que indica la formación de nuevas estructuras cristalinas que ya comenzaban a detectarse por difracción de rayos X.

Por lo que respecta a la superficie específica, ésta disminuye al aumentar el tratamiento térmico, como puede observarse en la Tabla II. Dicho comportamiento se atribuye a una pérdida de poros debido a una mayor agrupación de las láminas por la contracción a que han sido sometidas durante el calentamiento. Este resultado concuerda con la eliminación de hidroxilos interlaminares detectado por espectroscopía infrarroja.

MUESTRA	Superficie Específica ( $\text{m}^2/\text{g}$ )
F9	5,8
F9-600	5,2
F9-800	4,9

Tabla II.  
Superficie específica de las muestras estudiadas.

## CONCLUSIONES

1. La red cristalina de la clorita comienza a destruirse a 600°C y es completada a 800°C.
2. Por efecto de la temperatura las láminas de los silicatos se aproximan dando lugar a una disminución en los valores de superficie específica.

## REFERENCIAS

- ALEIXANDRE FERRANDIS, V. (1949): *ATD de algunas arcillas y caolines españoles*. Anal. Edaf., 8, 33-58.
- BASTIDA, F. (1981): *La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo*. Universidad de Oviedo. 11, 35-54.
- BATES, R. L., JACKSON, J. A. (1987): *Glossary of Geology*. Am. Geol. Inst. ISBN 0-913312-89-4.
- BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. (1989): *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*. Mineralogical Society London.
- DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1967): *Rock From Minerals*. Vol. III. Ed. Longmans London.

FARMER, V. C. (1974): *The infrared spectra of minerals*. Ed. Mineralogical Soc. London.

FRESNO, F., TOYOS, J. M. (1985): *Investigación de pizarras ornamentales en la Reserva del Estado Villar del Rey -Puebla de Obando, 2ª fase*. Inst. Tec. Geom. Esp. Fondo Documental. Informe Inédito.

GUTIERREZ CLAVEROL, M., ENCINAS, M. (1990): *Determinación de la materia orgánica y Fe en rocas pizarrosas mediante medición de su coloración*. Estud. Geol. 46, 185-189.

IGME (1987): *Simposio sobre rocas ornamentales y minerales industriales*. Colección de Temas Geológico-Mineros.

LOMBARDERO BARCELO, M., QUEREDA RODRIGUEZ-NAVARRO, J. M. (1992): *La piedra natural para la construcción*. Recursos Minerales de España. Textos Universitarios (CSIC).

MACKENZIE, R. C. (1970): *Differential Thermal Analysis*. Tomo I. Academic Press.

MAPA TOPOGRAFICO NACIONAL: Hoja 751, Serie L. Escala 1:50000.

NELSEN, F. M., EGGERSTEN, F.T. (1958): *Adsorption Measurement by Continuous Flow Method*. Anal. Chem. 30, 1937.

POTTER, P. F., MAYNARD, J. B., PRYOR, W. A. (1980): *Sedimentology of shale*. Springer-Verlag. New York.

RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1982): *La difracción de los rayos X*. Ed. Alhambra.

RODRIGUEZ GONZALEZ, Mº A. (1995): *Aprovechamiento de los residuos de pizarra para su utilización en materiales compuestos*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Extremadura.

VAN DER MAREL, H. W. (1976): *Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and their Admixtures*. Ed. Elsevier. Amsterdam.

VINAGRE ARIAS, F. (1988): *Aplicaciones del subproducto de la pizarra*. Memoria de investigación. Inédito.

WINKLER, H. G. F. (1976): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag. ISBN 0-540-07473-2.

Original recibido: Marzo de 1995.  
Original aceptado: Agosto de 1995.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

# El metamorfismo de bajo grado de la Cordillera Bética.

Por A. APARICIO (\*); J. M. BRELL (\*\*) y R. GARCIA (\*)

RESUMEN

El estudio del metamorfismo de bajo grado del área Bética, en sus diferentes unidades (Alpujarride, Maláguide, Nevado-Filábride) permite asignarlo al tipo de bajas presiones. Las determinaciones de los parámetros  $b_0$  e índices de cristalinidad de la illita y su distribución, fijan las zonas anchizionales y epizonales en el conjunto bético y el tránsito a la mesozona. En función de la paragénesis y parámetros metamórficos se establecen esquemas isotérmicos e isobáricos así como la posible edad hercínica del metamorfismo.

Palabras clave: Metamorfismo bajo grado, Béticas.

ABSTRACT

The study of different units of the Betic area (Alpujarride, Malaguide, Nevado-Filabride) has defined the low grade metamorphism of these units as of the low pressure type. The distribution of chrySTALLINITY index and  $b_0$  metamorphic parameters of the illite, places the anchizone and epizone in the Betic area and the transit towards the mesozone. Isothermic and isobaric sketches and the possible Hercynian age of this metamorphism are established.

Key words: Low grade metamorphism, Betic area.

INTRODUCCION

El área metamórfica bética ha sido descrita ampliamente, en sus paragénesis y condiciones tanto en los estadios de bajo grado como medio y alto (GONZALEZ et al. 1970, TORRES ROLDAN, 1974, 1981, GOMEZ PUGNAIRE et al. 1977, 1978, 1989, PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1978), MARTINEZ 1980, AKKERMAN et al. 1980, GOMEZ PUGNAIRE y SASSI (1983), GOMEZ PUGNAIRE y FRANZ (1988), CUEVAS 1989a, 1989b, BAKKER

et al. 1989, TUBIA et al. 1991, VAN WEES et al. 1992, AZAÑON y SOTO, 1993..., etc.)

Sin embargo, las extensas zonas afectadas por un metamorfismo de bajo grado hace especialmente interesante un tratamiento global en la determinación de sus características, así como su relación con las áreas de mayor grado metamórfico.

La determinación del índice de cristalinidad de la illita (KUBLER, 1968, ESQUEVIN, 1969, DUNOYER DE SEGONÇAZ (1969) y del parámetro  $b_0$  en micas blancas (SASSI, 1972, SASSI y SCOLARI, 1974, GUIDOTTI y SASSI 1976, 1986) sirven junto a otros parámetros para caracterizar los procesos metamórficos de bajo a muy bajo grado.

En este sentido MARTIN RAMOS (1977); MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ-GALLEGO (1978), GOMEZ PUGNAIRE et al. 1977, 1978, DIAZ DE FEDERICO et al. 1978, MARTINEZ Y VISONA (1981) realizaron estudios sobre variabilidad del  $b_0$  en diversos macizos de los complejos Alpujarride y Nevado-Filábride. Más escasos resultan los trabajos sobre la variación del índice de cristalinidad (I.C.), así tan sólo MAKEL y RONDEL (1979) y NIETO et al. 1994 hacen determinaciones de este parámetro en pequeños macizos del sector oriental bético.

En este trabajo se realiza, en función de determinados parámetros metamórficos, principalmente el I.C. y  $b_0$ , una descripción conjunta del metamorfismo de bajo grado que afecta a las unidades Alpujarride, Maláguide y Nevado-Filábride en todo el macizo bético.

Las determinaciones se han realizado exclusivamente sobre materiales pelíticos, exentos de carbonatos, coincidentes con términos pizarrosos y filíticos mayoritariamente.

Las muestras fueron analizadas por difracción de Rayos X en polvo, con tratamientos de etilenglicol y a 550°, según condiciones de medidas y equipos indicados en APARICIO et al. (1988) y de acuerdo con las recomendaciones de KIRSCH (1991). Para la determinación del índice

060 las muestras fueron cortadas perpendicularmente a la esquistosidad con dimensiones similares a una lámina delgada de acuerdo con SASSI y SCOLARI (1974) y exploradas entre 59° y 63° (2θ).

Se estudiaron un total de 179 muestras pertenecientes a las diferentes unidades (Maláguide, Alpujarride y Nevado-Filábride), obtenidas sobre toda el área Bética. Algunas fueron eliminadas por su contenido en carbonatos o tratarse de rocas de silicatos cálcicos. Muestras pertenecientes a niveles de grado medio y alto fueron igualmente obtenidas y determinados sus parámetros en orden a establecer la relación entre los diferentes niveles. Una descripción de las paragénesis encontradas y de los parámetros metamórficos determinados pueden encontrarse en las tablas 1 y 2, estableciéndose la separación de unidades y grado metamórfico. Igualmente en la Fig. 1 se han situado la totalidad de las muestras analizadas y su inclusión en las unidades consideradas.

CARACTERISTICAS DEL  $b_0$

El valor  $b_0$  fue determinado sobre muestras cuya composición, paragénesis y grado están delimitados.

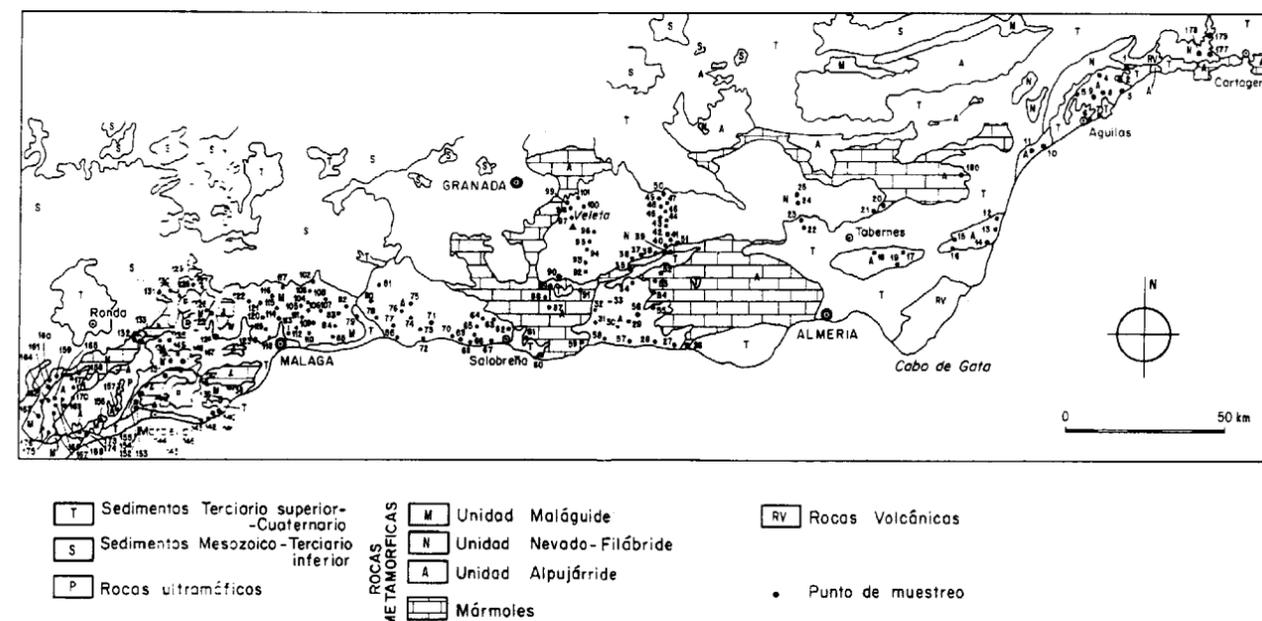


Figura 1. Esquema geológico del área Bética con expresión de las unidades Alpujarride (A), Maláguide (M) y Nevado-Filábride (N). Los números indican las muestras y su localización.

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

(\*\*) Departamento de Estratigrafía. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

tados en GUIDOTTI y SASSI (1974) y de acuerdo con las modificaciones introducidas por PADAN et al. (1982).

Los valores de  $b_0$  de las unidades Alpujárride, Maláguide y Nevado-Filábride, en muestras de bajo grado han sido expresados en forma de curva acumulativa (Fig. 2). Se aprecian escasas diferencias entre las unidades pero con un au-

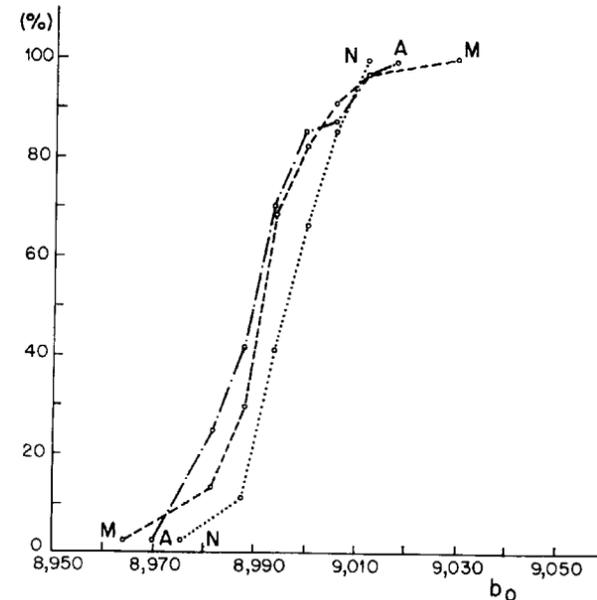


Figura 2. Curvas acumuladas de los valores  $b_0$  para las diferentes unidades: A (Alpujárride), M (Maláguide), N (Nevado-Filábride).

mento de estos valores en el sentido Alpujárride, Maláguide, Nevado-Filábride y subsecuente un aumento de la presión en el mismo sentido (SASSI Y SCOLARI 1974). La curva acumulada total, incluyendo valores de las tres unidades, es comparada en la Fig. 3 con los datos obtenidos por otros autores en áreas reducidas, fundamentalmente de Sierra Nevada, apreciándose una cierta similitud con algunas de las curvas presentadas y definiendo en general el campo de bajas presiones para el conjunto. Este hecho se pone igualmente de manifiesto en la comparación con otras áreas metamórficas características (Fig. 4) en donde el metamorfismo bético de bajo grado representa términos extremos dentro de los metamorfismos característicos de baja presión. Por otro lado MARTINEZ Y

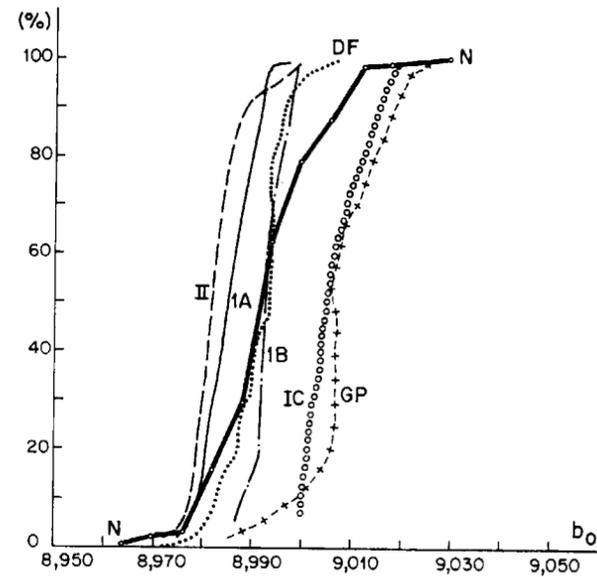


Figura 3. Curvas acumuladas de los valores  $b_0$  para las muestras de bajo grado del sector bético (N), comparadas con los resultados de otros autores: MARTINEZ y VISONA 1981 (1A, 1B, 1C, II) GOMEZ PUGNAIRE et al. 1977 (GP), DIAZ DE FEDERICO et al. 1978 (DF).

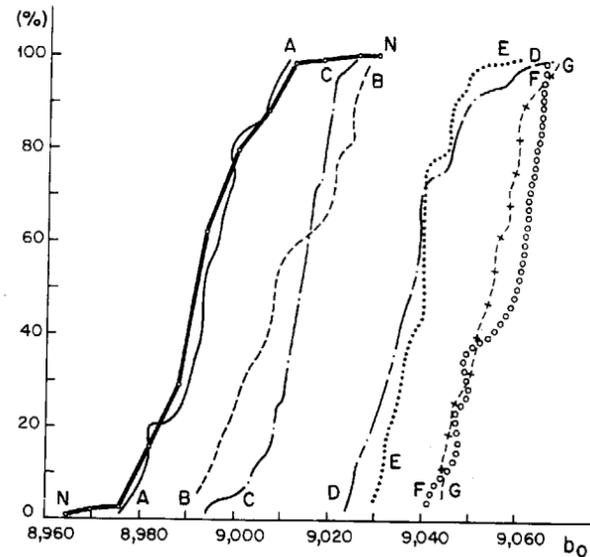


Figura 4. Curvas acumuladas de los valores  $b_0$  del sector Bético (N) comparadas con valores de otras áreas metamórficas. A = Bossot (Baja Presión), B = New Hampshire, C = Ryoke (Presión media-intermedia), D = Alpes Este, E = Otago (Presión Intermedia), F = Sambagawa (Alta presión), G = Daday-Ballidag, según datos de Sassi y Scolari (1974).

VISONA (1981) ya habían establecido el carácter de baja presión para el metamorfismo que afec-

ta a algunos sectores de la unidad Nevado-Filábride.

Un esquema de la distribución superficial del valor  $b_0$  para el área Bética (Fig. 5), incluyendo sólo las muestras de bajo grado, muestra unos máximos en el área de S<sup>a</sup> Nevada y en el sector Alpujárride que limita con el macizo Maláguide en su borde oriental, correspondiendo teóricamente al área de mayor presión. GUIDOTTI y SASSI (1986) fijan el valor de  $b_0 = 9,000$  como posible límite para el paso de una zona de baja presión a otra de presión media, de acuerdo con ello, algunas de las áreas reflejadas en la Fig. 5 con valores de  $b_0 > 9,000$  corresponderían a este tipo de presiones y constituyen zonas de tránsito a metamorfismo de grado medio (zona de la Estaurolita), aunque en general, son escasas las muestras de bajo grado que alcanzan o sobrepasan ligeramente este valor transicional.

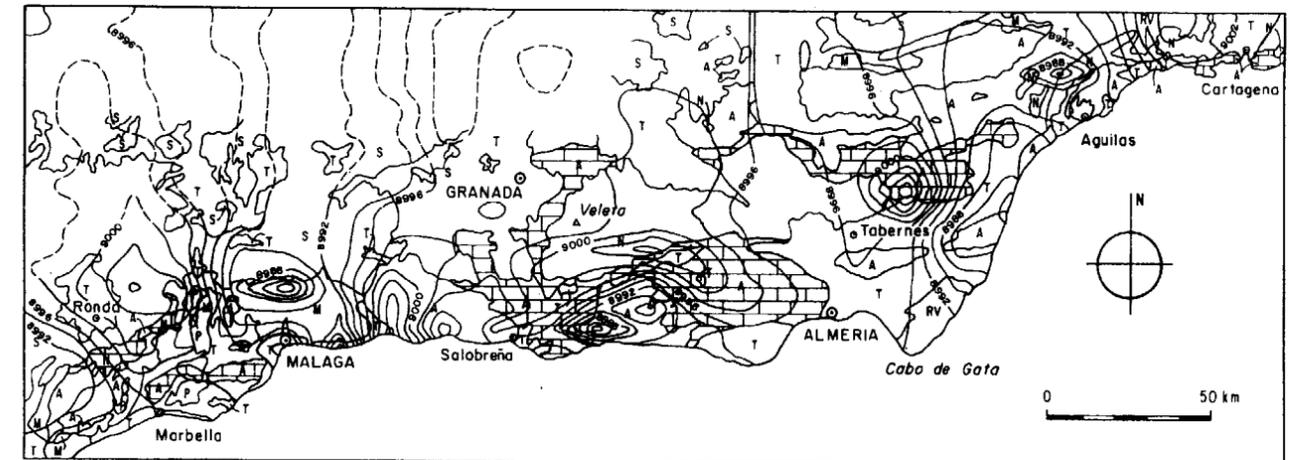


Figura 5. Distribución superficial del  $b_0$  en el área Bética para muestras de bajo grado metamórfico.

INDICE DE CRISTALINIDAD DE ILITA

Para la variación del I.C. de KUBLER se utilizaron tan sólo los valores de rocas pelíticas cuyas paragénesis son significativas de bajo grado, sin embargo los valores de rocas pertenecientes a grados más elevados pueden observarse también en la Tabla 1.

Se ha utilizado el diagrama de ESQUEVIN (1969) sobre muestras pertenecientes a las diferentes unidades. En la Figura 6 se estudia por separado

cada uno de estos complejos. Se advierte la casi exclusiva concentración de las muestras correspondientes al complejo Alpujárride y Nevado-Filábride en el área epizonal mientras que el Maláguide presenta una distribución de las muestras entre el área epizonal y anquizonal.

La distribución superficial del I.C. para rocas de bajo grado se puede observar en la Fig. 7. Algunos máximos (menor intensidad de metamorfismo) que corresponden a valores anquizonales se sitúan en el área Maláguide con una pequeña prolongación hacia el límite oeste del área Bética. Otras áreas anquizonales se circunscriben al sector central del Alpujárride. Por el contrario las áreas de máxima intensidad metamórfica epizonal corresponde al núcleo de S<sup>a</sup> Nevada y en el Alpujárride al borde sur del macizo central y al sector norte del área volcánica de Cabo de Gata. En líneas generales el metamorfismo de bajo grado muestra una disminución sensible de

su intensidad de este a oeste en donde el tipo anquizonal muestra la mayor extensión superficial.

DIFERENCIAS  $d_{002}$  (ilita-paragonita)

GUIDOTTI y SASSI (1976) desarrollaron la posibilidad de evaluar en los procesos metamórficos de bajo grado las variaciones de temperatura en

Tabla 1  
Principales parámetros metamórficos en muestras de rocas metamórficas de Grado Bajo, Medio y Alto en el área Bética (Unidades Alpujarriide, Malaguide, Nevado-Filabride)

Unidad: Alpujarriide

Muestra	Cuarzo	Fisiolíticos	Feldespatos		Mica	Crista	Exmilita	Interestratificadas	Paragone	Indices		b.	0010	004 002	3,74 2,58	Pelitipo Moscovita	Índice Paragonización	002	002 Calculada	d002 litra-Paragonita
			K	Ca-Na						Kalder	Wenver									
<b>Grado Bajo</b>																				
2	35	65			79	5	16			2,6	8		1,991	0,38	0,54	100%2M	0,20	10,091	9,955	
3	26	74			75	8	17			2,4	4,7		1,998	0,46	0,50	100%2M	-	9,967		
4	23	67			85	15				2,6	6,5	8,994	1,992	0,56	0,56	100%2M	0,10	10,016	9,960	
5	28	72			81		9		10	2,5	11	8,982	1,992	0,48	0,62	100%2M	0,10	10,117	9,960	0,329
6	12	88			77	ind	8		15	2,7	4,6		1,991	0,50	0,42	100%2M	0,20	10,037	9,955	0,311
7	18	82			92				8	3,4	4,3	8,994	1,993	0,50	0,58	100%2M	-	10,100	9,965	0,306
8	24	76			86		7		7	3,6	8,5	8,994	1,993	0,50	0,50	100%2M	-	9,976	9,965	0,382
9	14	86			22		8	CV 5	5	3,5	3,8	9,000	1,991	0,55	0,46	100%2M	0,20	10,036	9,955	0,272
10	5	95			81	5	6		8	2,3	27,8	8,994	1,992	0,47	0,50	100%2M	-	9,965	9,960	0,336
11	4	96			74	7	14		5	2,5	10,4	8,982	1,991	0,51	0,53	100%2M	0,20	10,041	9,955	0,313
12	18	82			83	6	6		5	2,6	5		1,990	0,54	0,50	100%2M	0,25	10,036	9,950	0,340
13	14	86			85		11		4	3,2	9,5	8,982	1,994	0,40	0,42	100%2M	-	10,060	9,970	0,337
15	12	88			88		8		4	2,5	11,6	8,978	1,992	0,46	0,50	100%2M	0,10	10,028	9,960	0,348
16	28	72			74	26				2,6	7,4	8,982	1,993	0,47	0,58	100%2M	-	10,034	9,965	
17	19	81			85		10	CV ind	5	2,6	13,2	8,994	1,993	0,55	0,52	100%2M	-	9,973	9,965	0,360
19	5	95			74	7	19		ind	2,5	8,5	9,000	1,993	0,51	0,52	100%2M	-	10,037	9,965	0,408
26	21	79			83		8	4	5	2,4	10,6	8,994	1,991	0,32	0,61	100%2M	-	10,039	9,955	0,310
27	15	85			95		5			2,5	5,1	8,988	1,993	0,52	0,50	100%2M	-	10,098	9,965	
28	28	72			94		6			2,1	11,2	8,994	1,991	0,50	0,36	100%2M	-	10,078	9,955	

Alpujarriide (Cont.)

Muestra	Cuarzo	Fisiolíticos	Feldespatos		Mica	Crista	Exmilita	Interestratificadas	Paragone	Indices		b.	0010	004 002	3,74 2,58	Pelitipo Moscovita	Índice Paragonización	002	002 Calculada	d002 litra-Paragonita
			K	Ca-Na						Kalder	Wenver									
30	12	88			90				10	2,2	13	1,498	1,988	0,60	0,56	100%2M	0,40	9,973	9,940	0,274
31	14	86			70		12	CV 18		3,1	5	8,970	1,991	0,62	0,50	100%2M	0,20	10,035	9,955	
32	17	77			100	ind				5,2	3,1	8,994	1,989	0,52	0,63	100%2M	0,30	10,078	9,945	
33	8	92			93			12	CV 5	3,0	6,1	8,982	1,993	0,40	0,43	100%2M	-	10,038	9,965	0,212
34	22	78			88					3,2	3,5	8,988	1,990	0,46	0,60	100%2M	0,25	10,039	9,950	
35	24	69			84				16	3,2	5,6	8,982	1,991	0,60	0,65	100%2M	0,20	9,972	9,955	0,303
39	8	92			75		9		16	3,2	8,5	8,982	1,991	0,42	0,60	100%2M	0,20	10,001	9,955	0,314
52	9	91			89	11				4,3	4,6	8,988	1,991	0,50	0,53	100%2M	0,20	10,115	9,955	
53	10	90			74	4			22	2,5	7,1	8,982	1,993	0,39	0,54	100%2M	-	10,007	9,965	0,305
54	17	83			86	6			8	3,2	6,2	8,988	1,990	0,35	0,58	100%2M	0,25	10,085	9,950	0,308
55	9	91			73	12	ind		15	3,2	5,4	8,982	1,990	0,53	0,60	100%2M	0,25	10,018	9,950	0,282
56	10	90			94				6	2,4	4,3	9,006	1,990	0,58	0,62	100%2M	0,25	10,037	9,950	
57	18	82			86		6		8	3,1	4,6	8,988	1,993	0,58	0,60	100%2M	-	10,073	9,965	0,325
58	4	96			88				12	3,5	4,9	8,988	1,986	0,38	0,57	100%2M	0,50	10,049	9,930	0,222
59	12	88			78		7	CV 6	9	3,2	5,8	9,000	1,990	0,45	0,60	100%2M	0,25	10,085	9,950	0,286
60	8	87			81		7		7	2,5	7	8,994	1,990	0,48	0,62	100%2M	0,25	10,018	9,950	0,307
62	17	76			86		15			2,6	8,6	9,000	1,995	0,46	0,72	100%2M	0,10	10,037	9,975	
63	30	70			90				10	3,2	5,3	8,982	1,985	0,50	0,47	100%2M	0,55	10,021	9,925	0,148
64	8	86			88		6		6	3,1	7,4		1,980	0,46	0,52	100%2M	0,30	10,078	9,945	0,341
81	13	82			93		7			3,2	1,8	8,982	1,993	0,42	0,67	100%2M	-	10,268	9,965	
86	19	75			82		18			3,1	2,7	8,982	1,996	0,42	0,59	100%2M	-	10,116	9,980	

Alpujarriide (Cont.)

Muestra	Cuadro	Filiolitos	Feldspatos		Mica	Caolinita	Clorita	Esmeralda	Interestratificados	Pargonita	Indice		b	0010	004 002	3.74 2.58	Polipio Muscovita	Indice Pargoni- ización	002	002 Calculada	d002 Bite- Pargonita
			K	Ca-Na							Kubler	Weaver									
87	23	73	5	5	93		7				3.2	2.6	9,000	1,992	0.45	0.64	100%2M	0.10	10,167	9,960	0.266
88	15	85			87				13		3.2	8	9,000	2,000	0.39	0.56	100%2M		10,081	10,080	0.266
89	7	93			73		7		20		3.4	4.2	8,994	1,990	0.38	0.64	100%2M	0.25	10,016	9,950	0.283
91	19	81			83		7		10		3.3	3.6	9,012	1,993	0.43	0.61	100%2M		10,065	9,965	0.326
147	16	79			78		5				3.4	5		1,994	0.42	0.58	100%2M		10,066	9,970	
151	13	87			76		5				2.6	4.5	9,006	1,993	0.50	0.44	100%2M		10,014	9,965	
154	15	85			90		5	CLV 5			3.1	5.6	8,994	1,992	0.47	0.45	100%2M	0.10	9,981	9,960	
164	14	86			93						3.1	8.2	8,994	1,995	0.44	0.52	100%2M		10,029	9,975	
165	16	84			94		6				3.3	11	8,982	1,992	0.41	0.48	100%2M	0.10	9,967	9,960	
166	10	90		ind	94		6				3.2	2		1,991	0.44	0.45	100%2M	0.20	10,271	9,955	
167	18	82			95		5				2.5	6	8,994	1,993	0.50	0.52	100%2M		10,037	9,965	
<b>Grado Medio</b>																					
14	15	80	5	5	100						2.5	6	8,994	1,992	0.41	0.44	100%2M	0.10	10,035	9,960	
18	22	78			91		9				3	3	8,988	1,993	0.50	0.43	100%2M		10,126	9,965	
29	5	95	ind		95				5		2	11.2	8,988	1,990	0.50	0.54	100%2M	0.25	9,973	9,950	
61	28	67	5	5	100						3	3.1	8,988	1,992	0.31	0.68	100%2M	0.10	10,111	9,960	
66	32	62	6	6	100						2.5	2.7	8,988	1,993	0.16	0.53	100%2M		10,168	9,965	
67	26	74	ind		100						2	2.8		1,992	0.25	0.62	100%2M	0.10	10,110	9,960	
68	15	63	12	12	100						-	3.2		1,993	0.31	0.62	100%2M		10,155	9,965	
69	24	67	9	9	100						-	4.8		1,991	0.08	0.64	100%2M	0.20	10,099	9,950	
70	12	83	5	5	100						3	3.2		1,992	0.63	0.60	100%2M	0.10	10,134	9,955	

Alpujarriide (Cont.)

Muestra	Cuadro	Filiolitos	Feldspatos		Mica	Caolinita	Clorita	Esmeralda	Interestratificados	Pargonita	Indice		b	0010	004 002	3.74 2.58	Polipio Muscovita	Indice Pargoni- ización	002	002 Calculada	d002 Bite- Pargonita	
			K	Ca-Na							Kubler	Weaver										
71	21	79			70		30				3.5	2.4	8,988	1,993	0.50	0.53	100%2M		10,058	9,965		
72	32	62	6	6	100						3	2.1	9,000	1,994	0.25	0.50	100%2M		10,111	9,970		
73	27	65	8	8	100						-	4		1,997	0.12	0.65	100%2M		10,165	9,965		
74	36	59	5	5	100						-	2	8,976	1,993	0.20	0.63	100%2M		10,159	9,965		
75	33	61	6	6	100						3.5	1.5	9,048	1,996	0.29	0.65	100%2M		10,124	9,960		
76	28	68	4	4	100						3	5	8,994	1,993	0.51	0.59	100%2M		10,044	9,965		
77	19	75	7	7	100						-	1.9	8,988	1,999	0.10	0.64	100%2M		10,165	9,995		
78	27	73	ind		90		5				4	3.5	8,988	1,994	0.44	0.50	100%2M		10,109	9,970		
80	15	78	7	7	100						3	3.5		1,997	0.08	0.63	100%2M		10,174	9,980		
155	18	70	6	6	100						4.5	2.8	8,976	1,993	0.22	0.20	100%2M		10,051	9,965		
157	7	93	ind		100						4	3.1	8,994	1,997	0.40	0.52	100%2M		9,970			
158	8	92			100						4	3.6	8,994	1,994	0.20	0.55	100%2M		10,055	9,970		
168	16	79	5	5	100						4	2.6	8,994	1,998	0.21	0.58	100%2M		10,194	9,990		
169	22	72	6	6	100																	
171	14	26	ind		100																	
172	15	85			100																	

Unidad: Malaguide  
Bajo Grado

Maestra	Cuadro	Filosofías	Feldespatos		Mica	Caolinita	Clorita	Esmeccitas	Interestratificados	Paragonita	Indice		b	0010	004	3.74 2.58	Politipo Microvina	Indice Paragonita- fracción	002	002 Calculada	d002 litte- Paragonita
			K	Ca-Na							Kuhler	Weaver									
79	17	83	-	Ind	73	6	14	-	Cl-V 7	-	3	4.1	1.498	8.988	1.995	0.45	100%2M	-	10.016	9.975	
82	12	88	-	Ind	95	Ind	-	-	Cl-V 5	-	3.1	3	1.499	8.994	1.993	0.58	100%2M	-	10.057	9.965	
84	12	88	-	-	82	-	10	-	Cl-V 8	-	3.3	4.2	1.498	8.988	1.990	0.49	100%2M	0.25	10.092	9.950	
85	6	94	-	-	100	-	-	-	-	-	3.4	4.7	1.497	8.982	1.986	0.54	100%2M	0.50	10.094	9.930	
102	20	80	-	-	82	-	-	-	Cl-V 18	-	3.5	3.4	1.501	9.006	1.993	0.45	100%2M	-	10.046	9.965	
103	20	80	-	-	85	-	15	-	-	-	3.2	4.5	1.498	8.988	1.995	0.54	100%2M	-	10.035	9.975	
104	14	86	-	-	100	-	-	-	-	-	4.3	2.8	1.498	8.988	1.997	0.42	100%2M	-	10.112	9.985	
105	20	80	-	-	87	-	13	-	-	-	5.2	2.4	1.499	8.994	1.998	0.45	100%2M	-	10.225	9.990	
106	8	92	-	-	100	-	12	-	-	-	3.6	5.2	1.497	8.982	1.998	0.59	100%2M	0.40	9.991	9.940	
107	16	79	-	5	88	-	-	-	Cl-V (Ind)	-	3.1	5.3	1.499	8.994	1.996	0.40	100%2M	-	10.017	9.980	
108	18	82	-	-	90	-	10	-	-	-	3.1	3.4	1.498	8.988	1.993	0.50	100%2M	-	10.115	9.965	
109	26	69	-	5	78	Ind	-	-	Cl-V 22	-	2.6	7	1.499	8.994	1.992	0.47	100%2M	0.10	9.969	9.960	
110	18	75	-	7	82	5	13	-	Cl-V Ind	-	3.3	3.8	1.499	8.994	1.994	0.52	100%2M	-	10.101	9.970	
111	14	58	-	-	95	-	-	-	Cl-V 5	-	3.5	2.4	1.501	9.006	1.995	0.50	100%2M	-	10.169	9.975	
112	8	92	-	Ind	84	-	-	-	Cl-V 16	-	5.4	2.9	1.499	8.994	1.995	0.52	100%2M	-	10.055	9.975	
113	15	85	-	4	78	-	-	-	Cl-V 22	-	4.2	2.0	1.501	9.006	1.991	0.28	100%2M	-	10.184	9.955	
114	21	79	-	Ind	100	-	-	-	-	-	3.5	2.7	1.499	8.994	1.993	0.43	100%2M	-	10.122	9.965	
115	24	76	-	-	88	-	-	-	Cl-V 12	-	2.5	4.0	1.498	8.988	1.998	0.33	100%2M	0.25	9.985	9.950	
116	9	91	-	Ind	95	-	5	-	-	-	3.4	5.2	1.494	8.994	1.995	0.48	100%2M	-	10.040	9.975	
117	15	85	-	-	96	-	4	-	-	-	3.1	3.7	1.494	8.964	1.993	0.46	100%2M	-	10.097	9.965	
118	19	81	-	Ind	88	-	12	-	-	-	2.5	3.7	1.501	9.006	1.992	0.50	100%2M	0.10	10.106	9.960	
119	8	88	-	4	85	-	15	-	-	-	3.1	6	1.501	9.006	1.994	0.43	100%2M	-	10.041	9.970	

Malaguide (Cont.)

Maestra	Cuadro	Filosofías	Feldespatos		Mica	Caolinita	Clorita	Esmeccitas	Interestratificados	Paragonita	Indice		b	0010	004	3.74 2.58	Politipo Microvina	Indice Paragonita- fracción	002	002 Calculada	d002 litte- Paragonita
			K	Ca-Na							Kuhler	Weaver									
120	20	80	-	-	70	-	14	-	Cl-V 16	-	5.1	2.5	1.497	8.982	1.993	0.45	100%2M	-	10.127	9.965	
121	14	81	-	5	71	6	23	-	-	-	3.0	5	1.500	9.000	1.998	0.46	100%2M	-	10.042	9.940	
122	12	80	-	8	84	-	10	-	Cl-V 6	-	4.5	3.6	1.502	9.012	1.997	0.34	100%2M	-	10.052	9.985	
123	12	88	-	-	94	-	6	-	-	-	4.2	2.3	1.499	8.994	1.998	0.41	100%2M	-	10.167	9.940	
124	22	71	-	7	91	-	9	-	-	-	3.5	3.2	1.499	8.994	1.995	0.48	100%2M	-	10.116	9.995	
125	15	73	-	12	89	-	6	-	Cl-V 5	-	2.5	5.7	-	-	1.994	0.40	100%2M	-	10.097	9.970	
126	18	82	-	Ind	100	-	-	-	-	-	3.6	4	1.497	8.982	1.998	0.38	100%2M	-	10.112	9.940	
130	14	80	-	6	82	-	Ind	-	Cl-V 18	-	4.2	2.3	1.501	9.000	1.992	0.32	100%2M	0.10	10.133	9.960	
131	10	84	-	6	76	-	24	-	Cl-V Ind	-	3.1	3.5	1.505	9.000	1.997	0.39	100%2M	-	10.097	9.985	
132	-	-	-	-	83	-	17	-	-	-	3.6	2.1	1.500	9.000	-	0.40	-	-	10.259	-	-
134	12	88	-	Ind	86	-	9	-	Cl-V 5	-	3.4	5.2	1.499	8.994	1.995	0.38	100%2M	-	10.085	9.975	
135	14	78	-	8	87	-	13	-	-	-	4.2	2.6	1.502	9.012	1.993	0.38	100%2M	-	10.138	9.965	
140	19	77	-	4	86	-	-	-	1-V 12	-	3.2	2.3	-	-	1.994	0.54	100%2M	-	10.041	9.970	
141	12	88	-	Ind	81	5	-	-	Cl-V 14	-	2.5	4.7	1.499	8.994	1.991	0.52	100%2M	-	10.088	9.955	
142	19	81	-	-	95	5	-	-	-	-	3.6	2.7	1.500	9.000	1.997	0.41	100%2M	-	10.098	9.960	
143	22	72	-	6	100	-	-	-	-	-	4.4	2.8	1.498	8.988	1.994	0.35	100%2M	-	10.060	9.970	
144	16	76	-	8	92	-	8	-	-	-	3.2	3.5	1.500	9.000	1.995	0.53	100%2M	-	10.040	9.975	
149	15	85	-	-	100	-	-	-	-	-	3.3	4.8	1.499	8.994	1.995	0.65	100%2M	-	10.107	9.975	
150	8	92	-	Ind	84	-	-	-	Cl-V 16	-	3.3	5	-	-	1.992	0.46	100%2M	0.10	9.993	9.965	
152	12	83	-	5	77	5	20	-	-	-	3.0	4.4	-	-	1.995	0.45	100%2M	-	10.065	9.975	

Malaguide (Cont.)

Muestra	Cuerno	Filiolitos	Feldspatos		Mica	Cuarzo	Chinita	Esmeralda	Interestratificados	Paragonita	Indice		h	0010	001	3.23	2.58	Pulido Moscovita	Indice Paragonitizacion	002	002 Calculada	0002 Ilite-Paragonita
			K	Ca-Na							Kaliber	Weaver										
153	16	84		Ind	80		20				4.5	4.5	8,994	1,993	0.44	0.38	100%2M		10,105	9,965		
159	9	91			100						5.1	2.8		1,993	0.56	0.42	100%2M		10,055	9,965		
160	8	92		4	78	5	17				3.3	3		1,994	0.34	0.60	100%2M		10,091	9,978		
161	6	94		Ind	94		6				4.5	2.5	8,988	1,995	0.38	0.36	100%2M		10,416	9,975		
162	14	86			93		7				4.2	2.9		1,996	0.31	0.40	100%2M		10,118	9,980		
163	8	87		5	91		9				3.1	3.1		1,996	0.43	0.44	100%2M		10,187	9,980		
174	6	94			100						2.5	4.2	8,994	1,996	0.33	0.52	100%2M		10,095	9,980		
175	12	88			93		7				4.3	3.7	8,994	1,994	0.40	0.45	100%2M		10,292	9,970		
176	24	76		Ind	88		12				3.5	4.1		1,993	0.36	0.51	100%2M		10,123	9,965		
<b>Grado Medio-Alto</b>																						
83	11	89			100						3	2.7		1,995	0.68	0.51	100%2M		10,092	9,975		
127	20	74			100						4.5	3	8,978	1,997	0.25	0.58	100%2M		10,135	9,985		
128	28	64		8	100						7	2.2			0.23				10,080			
129	30	58		12	100						3.5	2.3		1,998	0.10	0.60	100%2M		10,253	9,940		
133	15	25		Ind	100						10	1.3	8,994	1,993	0.50	0.58	100%2M		10,111	9,965		
138	26	68		6	100						4	2.8	8,988	1,992	0.10	0.60	100%2M		10,132	9,960		
145	20	76		4	100						3.5	4	8,978	1,994	0.10				10,178	9,970		
148	20	74		6	100						4	4.6		1,995	0.20				10,158	9,975		
156	8	92			100						4	3.5		1,995	0.48	0.50	100%2M		10,098	9,975		
173	15	78		7	100						7	1.7	9,000	1,994	0.25	0.32	90%2M		10,372	9,970		

Unidad: Nevado-Filabride

Muestra	Cuerno	Filiolitos	Feldspatos		Mica	Cuarzo	Caolinita	Esmeralda	Interestratificados	Paragonita	Indice		h	0010	001	3.23	2.58	Pulido Moscovita	Indice Paragonitizacion	002	002 Calculada	0002 Ilite-Paragonita
			K	Ca-Na							Kaliber	Weaver										
<b>Bajo Grado</b>																						
1	20	80			75	10				15	2.5	30		1,987	0.46	0.56	100%2M		9,938	9,935	0.315	
20	14	86			78		7	CL-V 5		10	2.6	7		1,992	0.33	0.49	100%2M		10,076	9,960	0.319	
21	26	74			67		12	7		14	2.5	6.6	9,012	1,992	0.47	0.48	100%2M	0.10	10,022	9,960	0.321	
22	18	82			88		4			8	2.2	17.1	8,994	1,990	0.36	0.52	100%2M	0.25	9,954	9,950	0.343	
23	24	76			90		5			5	2.1	6.5	8,994	1,995	0.52	0.60	100%2M		10,037		0.346	
24	15	85			85		6			8	2.5	8.5	8,994	1,991	0.62	0.54	100%2M	0.20	9,978	9,955	0.339	
25	12	88			72	20				8	2.6	5.5	8,994	1,992	0.60	0.53	100%2M	0.10	10,011	9,960	0.279	
36	19	81			90		10				2.4	6.2	9,000	1,991	0.54	0.47	100%2M	0.20	10,046	9,955		
37	7	93			88					12	2.5	6	9,012	1,991	0.40	0.51	100%2M	0.20	10,043	9,955	0.280	
38	10	84			90		10				2.6	6.7	9,000	1,993	0.42	0.64	100%2M		10,021	9,965		
40	16	84			63		24	CL-V 3			3.3	5	8,994	1,991	0.37	0.52	100%2M	0.20	10,071	9,955		
41	15	78			81		13	CL-V 6			3.1	5.3	8,994	1,993	0.62	0.60	100%2M		10,080	9,965	0.334	
42	28	72			68		16	CL-V 8		8	2.6	12	8,994	1,991	0.58	0.41	100%2M	0.20	9,976	9,955		
43	13	87			64		8	CL-V Ind		18	2.6	20	9,000	1,990	0.40	0.58	100%2M	0.25	9,965	9,950	0.329	
44	7	93			82		6			12	2.5	6.5	9,000	1,990	0.47	0.41	100%2M	0.25	10,051	9,950	0.318	
45	5	95			80		8			12	2.2	11.6	8,988	1,988	0.48	0.40	100%2M	0.40	9,976	9,940	0.339	
46	14	86			77	8	Ind			15	3.2	9.1	8,994	1,990	0.54	0.57	100%2M	0.25	9,973	9,950	0.314	
47	10	90			83		5			12	3.3	8.3	8,994	1,989	0.53	0.49	100%2M	0.30	10,038	9,945	0.317	
48	7	93			81			CL-V 5		14	3.1	6.5	9,006	1,991	0.41	0.54	100%2M	0.20	10,098	9,955	0.324	
49	8	92			74	12				14	3.4	9.4	9,000	1,990	0.61	0.52	100%2M	0.25	9,978	9,950	0.321	
50	32	68			80		10	CL-V Ind		11	3.3	6.1	9,000	1,991	0.52	0.57	100%2M	0.20	10,029	9,955	0.338	

Nevado-Maláguide

Muestra	Cuadro	Filiación	Feldespatos		Mica	Caolinita	Clorita	Esmectita	Interestratificados	Paragonita	Indices		060	h <sub>v</sub>	0010	004	004	002	Polítipos	Índice	002	002	002
			K	Ca/Na							Kubler	Weaver											
51	18	82			77		6			17	3,4	6,8	1,502	9,012	1,991	0,33	0,59	100%2M	0,20	10,030	9,965	0,274	
92	16	84			78		15			7	2,5	6,8	1,500	9,000	1,991	0,38	0,55	100%2M	0,20	10,083	9,965	0,330	
93	12	88			87					8	2,6	7,5	1,501	9,006	1,993	0,53	0,42	100%2M	0,46	10,022	9,965	0,325	
94	15	85			78		15			7	3,2	4	1,500	9,000	1,988	0,62	0,47	100%2M	0,20	10,023	9,940	0,325	
95	12	88			78		12			5	2,5	6,4	1,501	9,006	1,991	0,55	0,48	100%2M	0,20	10,046	9,955	0,319	
96	19	81			84		9			7	2,5	4,4	1,499	8,994	1,991	0,48	0,49	100%2M	0,20	10,099	9,955	0,336	
97	6	94			94					6	3,2	3	1,501	9,006	1,991	0,56	0,50	100%2M	0,20	10,184	9,955	0,324	
98	17	83			92					8	4,3	2,5	1,496	8,976	1,988	0,57	0,48	100%2M	0,40	10,168	9,940	0,276	
99	6	94			79	Ind				21	3,1	2,5	1,500	9,000	1,994	0,65	0,48	100%2M	0,20	10,087	9,970	0,302	
100	14	86			80		9			6	3,3	5	1,502	9,012	1,993	0,38	0,52	100%2M	0,20	10,053	9,965	0,315	
101	5	95			85					15	2,2	11	1,498	8,988	1,993	0,52	0,50	100%2M	0,25	10,087	9,965	0,328	
177	8	92			68		10			22	2,1	14,5		1,990	0,50	0,54	100%2M	0,30	10,026	9,950	0,302		
178	7	88			82		6			12	2,5	5,9	1,501	9,006	1,989	0,46	0,48	100%2M	0,30	9,938	9,945	0,243	
179	6	94			85		5			10	3,2	4	1,501	9,006	1,989	0,42	0,60	100%2M	0,30	10,186	9,945	0,243	

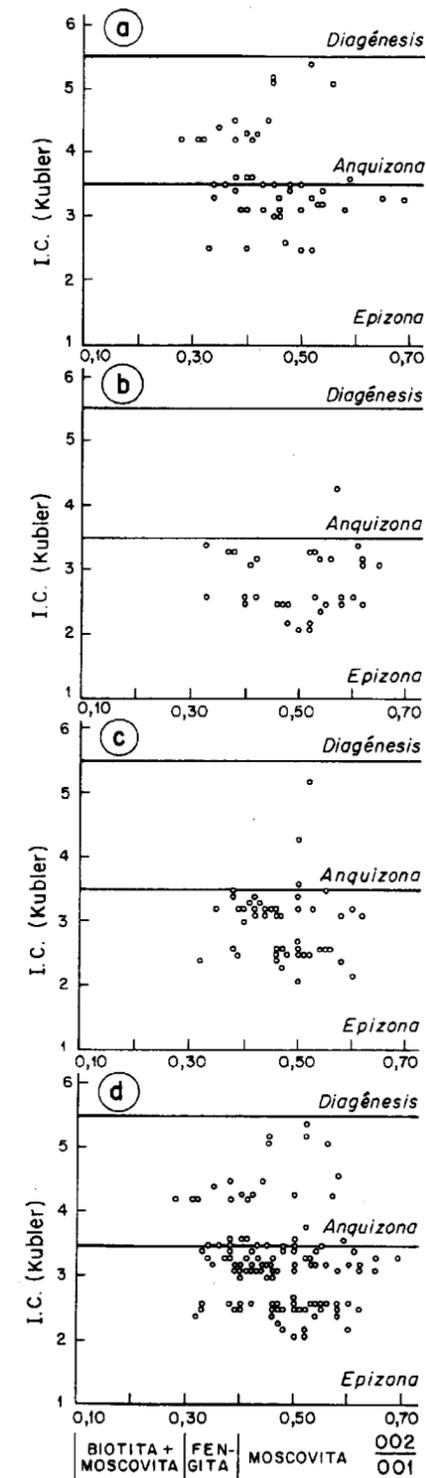


Figura 6. Diagramas de ESQUEVIN (1969) para las diferentes unidades béticas a) Maláguide, b) Nevado-Filábride, c) Alpujárride, d) Representación de todas las muestras estudiadas (bajo grado).

función de la diferencia en el espaciado  $d_{002}$  entre illita-paragonita. En la zona bética esta idea fue aplicada por GALLEGOS y RODRIGUEZ-GALLEGO (1973), MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ-GALLEGO (1978).

En la Tabla 1 se especifican los valores obtenidos en muestras de bajo grado. Haciendo uso de este parámetro en el sentido dado por GUIDOTTI y SASSI (1976) y teniendo en cuenta la distribución de estos valores en superficie (Fig. 8) se apreciaría una zona de mayor temperatura en el Alpujárride al norte del área volcánica de Cabo de Gata en un sector comprendido entre Almería y Aguilas.

VALORES 060 (illita)

Este parámetro es indicado por PADAN et al. (1982) como creciente con la intensidad del metamorfismo en el ambiente de bajo grado metamórfico. Valores de 1,499 A indicarían que la mica estudiada corresponde a términos moscovíticos y valores más altos a términos fengíticos. Valores >1,510 nos situarían en el campo de la bitotia (WEAVER y BROEKSTRA 1984). En la Fig. 9 se han expresado los valores de 060 en relación con el I.C. en función de la adscripción de las muestras a los complejos Alpujárride, Maláguide y Nevado-Filábride. Los datos proyectados muestran que el margen de variación para el 060 es prácticamente similar en cada complejo, reflejando mayoritariamente valores inferiores a 1,500 y en menor proporción entre 1,500 y 1,502, que corresponde ya a términos moscovíticos-fengíticos. En ningún caso se alcanzan valores típicos de entrada de biotita, lo cual es consecuente con lo observado en las paragénesis de estas rocas donde la biotita está ausente o escasamente representada en muestras aisladas.

Por el contrario las muestras adscritas a la anquizona no presentan valores del 060 más bajos que los de la epizona como establece WEAVER y BROEKSTRA (1984), encontrándose prácticamente los mismos intervalos de variación entre los niveles de anquizona (mayoritariamente representada por la unidad Maláguide) y epizona (Unidades Alpujárride y Nevado-Filábride).

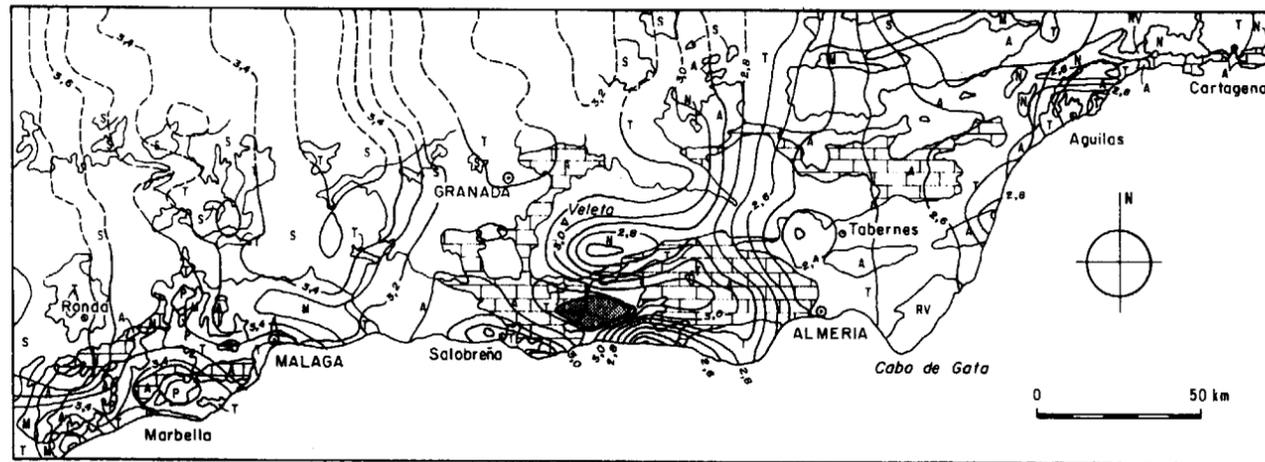


Figura 7. Distribución superficial del I.C. (índice de cristalinidad de la illita de KUBLER) en el área metamórfica de bajo grado bética.

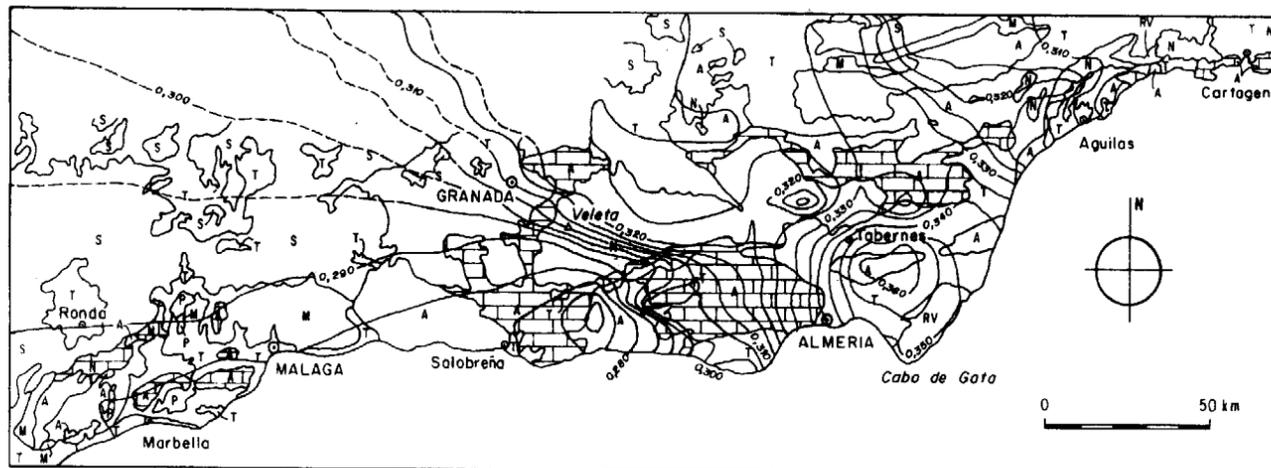


Figura 8. Mapa de isolíneas marcando las variaciones en el espaciado d<sub>002</sub> illita-paragonita.

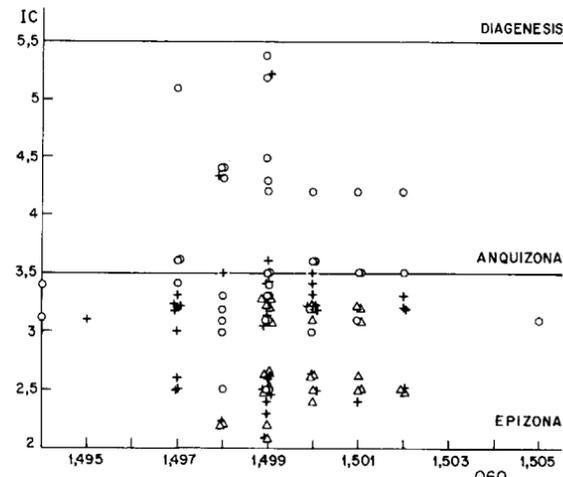


Figura 9. Diagrama IC-060 (illita) en muestras de bajo grado de las unidades Maláguide (O), Alpujárride (+) y Nevado-Fi-lábride (Δ).

PARAGENESIS Y CONDICIONES

Las asociaciones minerales encontradas en las facies pelíticas de bajo grado no presentan grandes diferencias (Tabla 2). Cuarzo + Moscovia ± clorita ± paragonita ± caolinita es la paragénesis más frecuente. La caolinita es muy escasa, mientras que la paragonita es muy frecuente, llegando a conservarse incluso después de la aparición de la biotita, aunque desaparece totalmente con la entrada de la estaurolita. Sin la entrada de la paragonita, esta asociación característica podría situarse en condiciones de 300° y 2 Kb (FREY 1987) si bien la aparición de este mi-

Tabla 2. Asociaciones minerales y tipos litológicos de las muestras indicadas en Tabla 1.

Muestra	Tipo	Paragénesis
1	E	Qz+Mo+Ox+Op
2	F	Qz+Mo+Ox+Op+Cl+Turm
3	F	Qz+Mo+Cl+Bi+Ox+Op
4	F	Qz+Mo+Cl
5	F	Qz+Mo+Cl+Turm
6	F	Qz+Mo+Cl+Ox+Op
7	P	Qz+Mo+Ox+Op
8	P	Qz+Mo+Cl+Op
9	F	Qz+Mo+Bi+Ox+Cl+Turm
10	F	Mo+Op+Cl+Turm
11	P	Qz+Mo+Cl+Op+Ox
12	P	Qz+Mo+Op+Turm+Cl
13	P	Qz+Mo+Cl
14	E	Qz+Bi+Gr+And+Mo
15	F	Qz+Mo+Bi+Gr+Turm+Op+Cl+Bi
16	P	Qz+Mo+Op+Turm+Carb
17	P	Qz+Mo+Gr+Cl+Op+Turm+Bi
18	F	Qz+Mo+Gr+Bi+Cl
19	F	Qz+Mo+Cl+Op+Turm+Bi
20	E	Qz+Mo+Cl+Carb+Op+Bi
21	E	Qz+Mo+Cl+Op+Carb+Turm+Op
22	E	Qz+Mo+Ctd+Bi+Cl
23	F	Qz+Mo+Gr+Cl+Bi+Op
24	F	Qz+Mo+Bi+Cl+Ox+Op
25	F	Qz+Mo+Op+Cl+Turm
26	F	Qz+Mo+Bi+Op+Turm+Cl
27	E	Qz+Mo+Op+Bi+Cl+Zr+Turm
28	F	Qz+Mo+Op+Cl
29	F	Mo+Bi+Gr+Op+Est
30	F	Qz+Mo+Bi+Gr+Op
31	F	Qz+Mo+Ox+Cl
32	F	Qz+Mo+Bi
33	F	Qz+Mo
34	F	Qz+Mo+Turm
35	E	Qz+Mo+Gr+Bi+Op
36	F	Qz+Pl+Mo+Cl+Gr+Ox+Op+Turm
37	F	Qz+Mo+Carb
38	E	Qz+Mo+Gr+Turm+Cl+Op+Ep+Plag+Carb
39	P	Qz+Mo+Cl
40	P	Qz+Mo+Gr+Cl

Muestra	Tipo	Paragénesis
41	F	Qz+Mo+Ox+Op+Turm+Cl+Plag+Gr+Ctd
42	F	Qz+Mo+Gr+Op+Turm+Cl
43	E	Qz+Mo+Cl+Gr+Op+Ox+Turm
44	E	Qz+Mo+Cl+Ctd+Op
45	E	Qz+Cl+Mo+Op
46	F	Qz+Cl+Bi+Mo+Op
47	F	Qz+Bi+Gr+Cl+Mo+Op
48	F	Qz+Op+Turm+Mo+Bi+Gr+Ox
49	F	Qz+Mo+Op
50	F	Qz+Mo+Bi+Cl+Op+Turm+Est+Gr
51	P	Qz+Mo+Cl+Op+Carb
52	P	Qz+Mo+Op+Ox
53	P	Qz+Mo+Carb+Turm
54	P	Qz+Mo+Carb+Turm+Ox
55	P	Qz+Mo+Bi+Cl+Bi+Op+Ox
56	F	Qz+Mo+Gr+Bi+Op+Cl+Turm
57	F	Qz+Mo+Op+Ox+Bi+Cl
58	F	Qz+Mo+Bi+Op
59	F	Qz+Mo+Bi+Cl+Op
60	F	Qz+Mo+Cl+Op+Plag
61	E	Qz+Mo+Bi+Cl+Gr+St+Plag+And
62	F	Qz+Mo+Cl+Op+Turm+Carb
63	F	Qz+Mo
64	F	Qz+Mo+Cl+Op+Turm+Plag+Carb
66	E	Qz+Bi+Mo+Gr+St
67	E	Qz+Bi+Mo+Gr+St
68	E	Qz+Bi+Mo+St+Op+Sill+Turm
69	E	Qz+Mo+Bi+Sill+St+Turm+Op
70	E	Qz+Mo+Gr+Bi+Op+Turm+Sill+And
71	E	Qz+Mo+Bi+Gr+Op+Cl
72	E	Qz+Bi+Mo+Op+St+Gr+And
73	E	Qz+Bi+Mo+St+Sill+And+Plag+Op+Zr
74	E	Qz+Mo+Bi+St+Gr+Op
75	E	Qz+Bi+St+Op+Plag+Mo+Ap

Muestra	Tipo	Paragénesis
76	F	Qz+Mo+Bi+Gr+Op+St+And
77	E	Qz+Plag+Bi+St+And+Mo+Sill
78	F	Qz+Mo+Bi+Op+Ox+Turm
79	F	Qz+Bi+Mo+Op+Cl+Ctd
80	E	Qz+Mo+Bi+Sill+And+St
81	F	Qz+Mo+Cl+Op
82	F	Qz+Mo+Bi+Op+Cl
83	E	Qz+Mo+Bi+Gr+St+And
84	P	Qz+Mo+Op+Ox+Cl
85	P	Qz+Mo+Op
86	F	Qz+Cl+Carb+Mo+Op
87	P	Qz+Mo+Cl+Op+Carb
88	F	Qz+Mo+Op+Carb+Turm
88	P	Qz+Mo+Op
89	F	Qz+Mo+Op+Carb
91	F	Qz+Mo+Turm+Op
92	E	Qz+Mo+Gr+Plag+Cl+Op
93a	P	Qz+Cl+Mo+Op
93b	P	Qz+Mo+Plag+Cl+Op+Bi
94	E	Qz+Mo+Gr+Turm+Cl
95	E	Qz+Mo+Gr+Op+Cl
96	E	Qz+Mo+Gr+Op+Turm+Cl
97	F	Qz+Mo+Op
98	P	Qz+Mo+Op
99	F	Qz+Mo+Ctd
100	F	Qz+Mo+Op+Cl+Turm
101	F	Qz+Mo+Op+Turm
102	P	Qz+Mo+Op+Ox
103	P	Qz+Mo+Op+Cl
104	P	Qz+Mo+Op+Ox
105	P	Qz+Mo+Se+Op+Ox+Cl+Carb
106	P	Qz+Mo+Op+Cl
107	P	Qz+Mo+Op+Cl+Carb
108	P	Qz+Mo+Op+Ox+Turm+Cl
109b	P	Qz+Mo+Op
110	P	Qz+Mo+Op+Cl

Muestra	Tipo	Paragénesis
111	P	Qz+Mo+Cl+Op+Bi+Carb
112	P	Qz+Mo+Cl
113	P	Qz+Ox+Op+Mo
114	P	Qz+Mo+Ox+Op
115	F	Qz+Mo+Cl+Op+Ox+Turm
116	P	Qz+Mo+Cl
117	P	Qz+Mo+Cl+Turm+Op
118	P	Qz+Mo+Cl+Bi+Op
119	P	Qz+Mo+Cl+Op
120	P	Qz+Cl+Mo+Op
121	P	Qz+Mo+Cl+Op
122	P	Qz+Mo+Op+Cl+Zr
123	P	Qz+Mo+Op+Cl
124	P	Qz+Mo+Op+Ox+Cl
125	P	Qz+Mo+Ox+Op+Cl
126	P	Qz+Mo+Cl+Op
127	E	Qz+Gr+Bi+Mo+Plag+Turm+Zr+Op
128	E	Qz+Plag+Mo+Bi+Gr+Turm
129	N	Qz+FK+Plag+Gr+Bi+Op+Dist+Sill
130	P	Qz+Mo+Cl+Carb
131	P	Qz+Cl+Mo+Op
132	P	Qz+Mo+Op+Ox+Cl
133	E	Qz+Plag+Gr+Mo+St+Bi+Turm+Op
134	P	Qz+Mo+Cl+Op
135	P	Qz+Mo+Cl+Op
137	E	Qz+Bi+Mo+Plag+Turm+Op+Zr+Ap
138	N	Qz+Plag+FK+Cor+Gr+Bi+Sill+Ap+Zr+Op
139	E	Qz+Sill+Bi+Plag+Turm
140	F	Qz+Mo+Bi+Ctd
141	P	Qz+Mo+Op
142	P	Qz+Mo+Op
143	F	Qz+Mo+Plag+Turm+Bi
144	P	Qz+Mo+Cl
145	E	Qz+Plag+Bi+Op

Muestra	Tipo	Paragénesis
146	E	Qz+Bi+Sill+Ep+Turm+Plag
147	P	Qz+Mo+Op
148	E	Qz+Plag+Bi+Op+Mo+Esf+Zr
149	P	Qz+Mo+Cl+Op+Ox
150	P	Qz+Mo+Op
151	F	Qz+Mo+Op+Zr+Cl+Carb
152	P	Qz+Mo+Cl+Carb+Op
153	P	Qz+Mo+Carb+Op+Turm
154	P	Qz+Mo+Ox+Turm+Op+Cl
155	N	Qz+Plag+FK+Sill+Bi
156	F	Qz+Mo+Bi+Plag+Gr+And
157	E	Qz+Mo+Ox+Op+Sill+Plag
158	F	Qz+Plag+Mo+Bi+And+Gr+Dist
159	P	Qz+Mo+Op
160	P	Qz+Mo+Carb+Cl+Op
161	P	Qz+Mo+Cl
162	P	Qz+Mo
163	P	Qz+Mo+Cl
164	P	Qz+Mo
165	F	Qz+Mo+Op+Cl
166	P	Qz+Mo+Bi+Cl+Ox
167	F	Qz+Mo+Op
168	E	Qz+Bi+Mo+Dist+St+And+Sill+Gr+Op+Plag
169	N	Qz+Plag+FK+Bi+Sill+Cord+Op+Zr
170	E	Qz+Bi+Sill+Op+Gr
171	N	Qz+Plag+FK+Sill+Gr+Bi+Op+Zr
172	N	Qz+Plag+Bi+Sill+Op+FK
173	F	Qz+Mo+Bi+Gr+Plag
174	P	Qz+Mo+Cl
175	F	Qz+Mo+Op+Ox+Cl
176	F	Qz+Mo+Carb+Op
177	P	Qz+Mo+Cl
178	P	Qz+Mo+Cl
179	P	Qz+Mo+Cl

**Nomenclatura Tabla 2**

- P = Pizarra
- F = Filita
- E = Esquisto
- N = Neis
- Qz = Cuarzo
- Mo = Mica blanca
- Cl = Clorita
- Bi = Biotita
- Sill = Sillimanita
- Cltdc = Cloritoide
- St = Estaurolita
- Dist = Distena
- And = Andalucita
- Gr = Granate
- Plag = Plagioclasa
- FK = Feldespato potásico
- Esf = Esfena
- Turm = Turmalina
- Carb = Carbonatos
- Op = Opacos
- Ox = Oxidos
- Zr = Zircón
- Ep = Epidota

neral supondría una T > 300. Así la presencia del politipo de mica 2M al 100% en todas las muestras estudiadas, reflejaría para todos los complejos estudiados valores mínimos de T y P de 300° 2 Kb (MUKHAMET-GALAYEV et al. 1986) aunque en zonas del Maláguide estas condiciones pueden ser ligeramente más reducidas.

La albíta, frecuente en otras áreas metamórficas de bajo grado, está aquí ausente o en muy pequeñas cantidades, probablemente en relación con la presencia de paragonita. La aparición de cloritoide está acompañada de biotita, clorita y mica blanca y constituye un conjunto de epizona alta antes de la entrada de estaurolita, con condiciones próximas a los 500°. El conjunto Granate + Biotita + Estaurolita definiría ya la entrada al

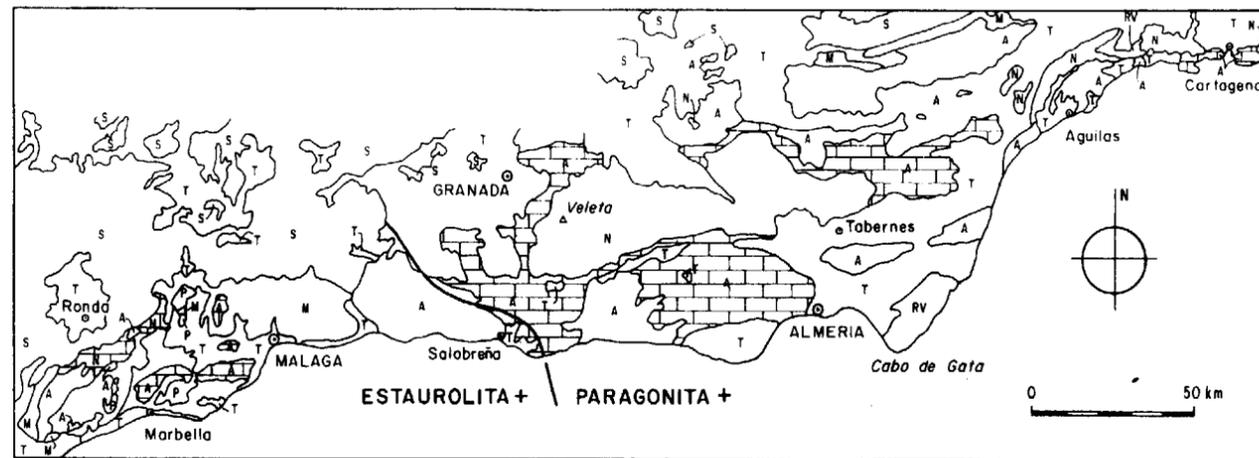


Figura 10. Zonas de estabilidad de estaurolita y paragonita.

grado medio con condiciones de 550°C y con una presión variable de 2,5 Kb (con andalucita) hasta 4 Kb (con distena). Al igual que ocurría en el grado bajo sigue siendo escasa la presencia de plagioclasa y cuando aparece es normalmente en porcentajes reducidos.

La entrada de feldespato potásico y sillimanita define el metamorfismo de mayor grado en materiales pelíticos, pudiendo estar asociados cordierita y andalucita, asociaciones de este tipo representan temperaturas próximas a los 600° (BUCHER y FREY 1994).

La distribución espacial de la zona de algunos de estos minerales metamórficos (Fig. 10) confirma que el tránsito del metamorfismo de grado bajo

a intermedio se realiza a través de una línea en la que la desaparición de paragonita es consecuente con la aparición de estaurolita, andalucita y sillimanita, mientras que feldespato potásico y cordierita queda restringidos al borde occidental bético.

En función de estas paragénesis y condiciones de formación en las figuras 11 y 12 se presenta una distribución de isotermas e isobaras durante el metamorfismo que experimentaron los materiales pretriásicos del Sistema Bético. En general las áreas de mayor temperatura (>500°C) se localizan en el sector occidental del Alpujarride (zona de la estaurolita) aunque se encuentran otras áreas más reducidas en el bético occiden-

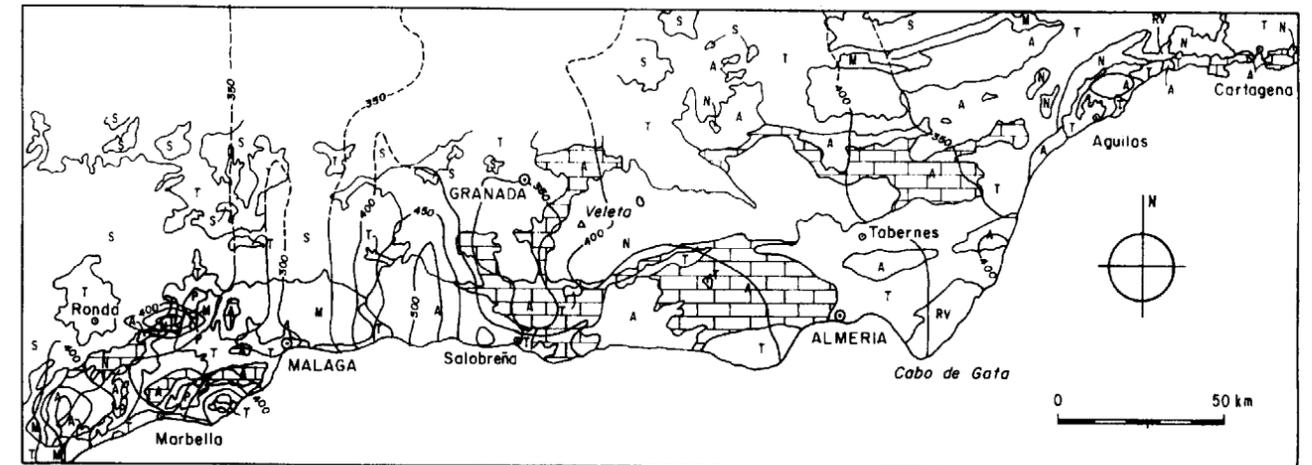


Figura 11. Distribución de isotermas en el área metamórfica Bética.

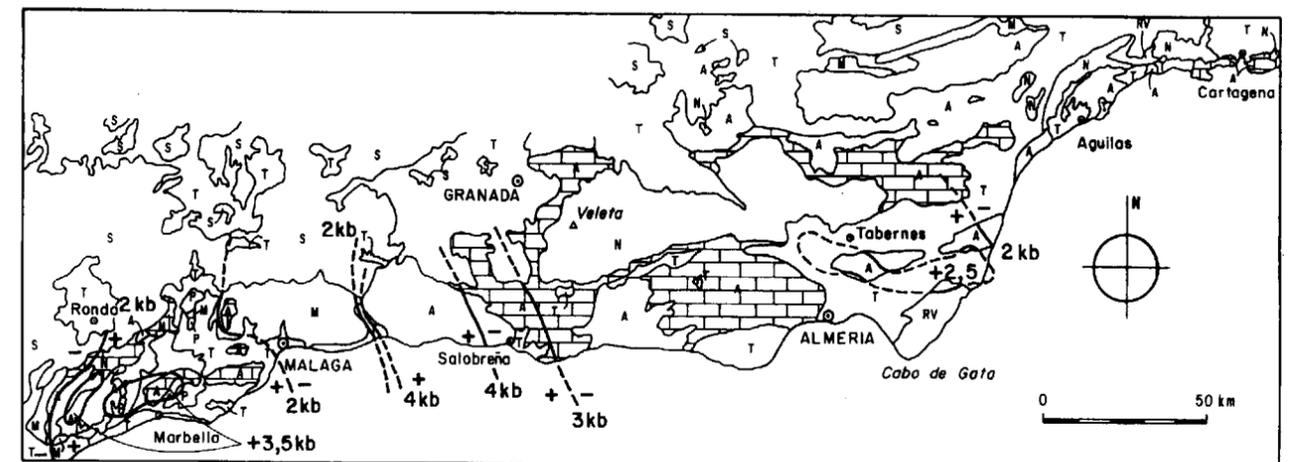


Figura 12. Distribución de isobaras en el área metamórfica Bética.

tal. Prácticamente todo el segmento oriental incluye isothermas próximas o inferiores a 400°C en ambiente epizonal. Valores próximos a los 300° se situarían en el complejo Maláguide en tránsito rápido hacia áreas con  $T > 500^\circ$ .

El gradiente bórico se muestra creciente de este a oeste con una interrupción brusca en el límite oriental del Maláguide para ascender nuevamente en el límite occidental bético, lo cual resulta bastante concordante con las variaciones del parámetro  $b_0$  establecidas anteriormente.

## DISCUSION

La determinación de algunos parámetros metamórficos en el área metamórfica de bajo grado que afecta a los materiales paleozoicos de la Cordillera Bética permiten establecer gradientes en la intensidad del metamorfismo así como las variaciones térmicas y bóricas experimentadas.

En la comparación de estos datos con los obtenidos por las paragénesis asociadas se observan algunas similitudes aunque no en todos los casos.

Las diferencias en el espaciado ( $d_{002}$ ) de Ilita-Paragonita en relación con las isothermas muestran escasa correlación. Algo más positiva resulta la variación de los valores de  $b_0$  e I.C. en cuanto que algunos máximos de  $b_0$  se posicionan directamente o próximos a algunos mínimos de I.C.

El metamorfismo de bajo grado en la cordillera Bética viene determinado por valores bajos de  $b_0$ . Este metamorfismo es significativo de muy baja presión. Teniendo en cuenta las paragénesis de bajo grado, la presión mínima estaría próxima a los 2 Kb y en una posible aproximación, en relación con valores de  $b_0 = 9,000$ . En el metamorfismo de grado medio, las condiciones bóricas pudieron llegar a 4-4,5 Kb.

Del conjunto del Macizo Bético, la mitad oriental parece representar un metamorfismo de grado bajo, principalmente epizonal aunque puntualmente valores de I.C. anquizonales, aparecen en el Alpujarride y Nevado-filábride. El Maláguide es el que presenta globalmente un metamorfismo de grado epizonal-anquizonal y de hecho representa una interrupción entre el metamorfismo de grado medio del sector occidental alpujarride y del sector bético occidental.

La presencia de paragonita define el metamorfismo de bajo grado, al menos en el sector oriental hasta la entrada de estauroлита, es sin embargo llamativo que este mineral no vuelva a aparecer en las áreas de bajo grado más occidentales (Alpujarride y Nevado-Filábride), probablemente en función del mayor gradiente térmico existente en este sector.

Hay que tener en cuenta que algunas de las anomalías encontradas en las secuencias paragenéticas así como en la distribución de valores P-T y otros parámetros metamórficos pudieran tener su explicación en la aloctonía de algunas de las unidades consideradas.

La comparación con otras áreas metamórficas españolas es difícil de establecer, pues la ausencia de determinaciones estratigráficas precisas permite tan sólo considerar al menos parcialmente estas unidades, (Maláguide, Alpujarride y Nevado-Filábride) como Paleozoicas al incluir o situarse por debajo de formaciones permo-triásicas.

Las dataciones absolutas realizadas sobre algunos de estos macizos muestran cierta dispersión de los datos, en algunos casos se determinan edades hercínicas para el metamorfismo (PRIEM et al. 1966, PUGA y DIAZ DE FEDERICO 1978, ANDRIESEN et al. 1991) y en otros casos alpinas (DE JONG et al. 1992, ZECK et al. 1989, 1992).

Independientemente de este hecho, bien que el proceso metamórfico sea Hercínico o Alpino o se encuentren superpuestos, son escasos los macizos metamórficos españoles de similares características paragenéticas y de gradientes. El metamorfismo más extenso de tipo bórico intermedio (Barrow) con desarrollo de zonas amplias de estauroлита-sillimanita en el Hercínico Ibérico, corresponde al Sistema Central (APARICIO et al. 1987) donde al igual que ocurre en el área Bética el bajo grado metamórfico se encuentra representado por un amplio conjunto epizonal en el sector oriental (APARICIO y GALAN 1978, 1980). En el Sistema Central el metamorfismo de grado bajo se encuentra afectando en general al paleozoico inferior mientras que el metamorfismo de muy bajo grado se localiza en el carbonífero (APARICIO y GALAN 1980).

El estudio de las paragénesis y condiciones del bajo grado en el Sistema Central (APARICIO y

GALAN, 1978 y 1980) ponen de manifiesto unas asociaciones minerales similares a las determinadas para los sectores de bajo grado béticos (Alpujarrides y Nevado-Filábrides). Este metamorfismo epizonal transita a otro de grado medio con secuencias paragenéticas y condiciones (FUSTER et al. 1974, LOPEZ RUIZ et al. 1975, APARICIO y GARCIA (1987) idénticos a los del área Bética.

En síntesis una cierta similitud en el tipo de metamorfismo es posible establecer entre el Sistema Central y el área Bética.

Sin embargo el área metamórfica más cercana al macizo bético corresponde a la Faja Pirítica que constituye el extremo más meridional del área Hercínica Ibérica. APARICIO et al. (1995) determinan las características y evolución de este metamorfismo que afecta a materiales devónicos y carboníferos. Sin embargo las paragénesis encontradas, que corresponden a un ambiente preferentemente anquizonal, no guarda ninguna similitud con el metamorfismo de bajo grado bético, bien por encontrarnos en niveles estratigráficamente superiores o porque realmente sus paragénesis obedecen a condiciones físicas diferentes, aunque la valoración del parámetro  $b_0$  establece unas condiciones de muy baja presión en un orden muy similar al encontrado en el área bética.

## CONCLUSIONES

-El metamorfismo de bajo grado bético es de características epizontales para los macizo Alpujarride y Nevado-Filábride y de tipo epizonal-anquizonal para el Maláguide.

-El desarrollo del parámetro  $b_0$  asigna este metamorfismo como característico de muy baja presión en relación con otras áreas metamórficas. Una secuencia progresiva en el aumento de  $b_0$  se encuentra en el paso entre las unidades Alpujarride  $\rightarrow$  Maláguide  $\rightarrow$  Nevado-Filábride.

-Las diferencias del espaciado ilita-paragonita que se reflejaría en variaciones de temperatura guarda una cierta relación con el esquema isotérmico establecido por paragénesis.

-La entrada en el grado medio metamórfico (aparición de estauroлита) condiciona la total desaparición de paragonita.

-Una gran similitud en la paragénesis y en las condiciones del metamorfismo se encuentran al comparar el metamorfismo hercínico de bajo grado del Sistema Central y el metamorfismo de bajo grado de la cordillera Bética, que pasa gradualmente en ambos casos a secuencias metamórficas de grado medio idénticas (Tipo Barrow).

-No se observa una correlación con otras áreas metamórficas más próximas (Faja Pirítica), aunque definen igualmente un metamorfismo de baja presión.

## AGRADECIMIENTOS

A todas aquellas personas y amigos que siempre han colaborado y ayudado con su esfuerzo a la realización de estos trabajos V. ARAÑA, J. ARROYO, M. CASTILLEJO, J. ELVIRA, A. FERNANDEZ, M. C. SENDRA, A. VILORIA.

## REFERENCIAS

- AKKERMAN, J. H., MAIER, G., SIMON, O. J. (1980): On the geology of the alpujarride complex in the western Sierra de las Estancias (Betic Cordillera, SE Spain). *Geologie in Mijnbouw*, 59, 363-374.
- ANDRIESEN, P. A. M., HEBEDA, E. H., SIMON, O. J., VERSCHURE, R. H. (1991). Tourmaline K-Ar ages compared to other radiometric dating systems in Alpine anatectic leucosomes and metamorphic rocks (Cyclades and Southern Spain). *Chem. Geology*, 91, 33-48.
- APARICIO, A., GALAN, E. (1978): El metamorfismo de bajo grado en el área central del Macizo Hespérico Español (Sistema Central-Toledo). *Bol. Geol. Min.*, 89, 475-486.
- APARICIO, A., GALAN, E. (1990): Las características del metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central (Provincia de Guadalajara). *Est. Geol.*, 36, 75-84.
- APARICIO, A., GARCIA, L. (1987): Geología del Sistema Central Español. *Memoria CSIC-Comunidad de Madrid*, 32 pp.
- APARICIO, A., BRELL, J. M., DOVAL, M. (1988): El metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de la Sierra de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel). *Bol. Geol. Min.*, 99, 847-854.
- APARICIO, A., BRELL, J. M., GARCIA, R., GUARAS, B. (1995): El metamorfismo hercínico de la faja pirítica (Pro-

vincias de Sevilla y Huelva). *Rev. Acad. Ciencias Zaragoza* (en prensa).

AZAÑÓN, J. M., SOTO, J. I. (1993): Estaurolita rica en Zn en las metapelitas de bajo grado de la Unidad de Salobreña (Complejo Alpujárride). *Geogaceta*, 14, 143-145.

BAKKER, H. E., DE JONG, K., HELMERS, H., BIERMANN, C. (1989): The geodynamic evolution of the internal zone of the Betic Cordilleras (southeast Spain): a model based on structural analysis and geotherm barometry. *J. Metamorphic Geology*, vol. 7, 359-381.

BUCHER, K., FREY, M. (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th Edition. *Springer-Verlag*. Berlin, 318 pp.

CUEVAS, J. (1989a): Microtectónica y metamorfismo de los mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra) Parte II. Las zonas miloníticas. *Bol. Geol. Min.* 100, 719-766.

CUEVAS, J. (1989b): Microtectónica y metamorfismo de los mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas (Entre Motril y Adra) Parte III. La estructura interna del manto de Adra. Las traslaciones hacia el Norte. Discusión y Conclusiones. *Bol. Geol. Min.* 100, 935-970.

DE JONG, K., WIJBRANS, J. R., FERAUD, G. (1992): Repeated thermal resetting of phengites in the Mulhacén Complex (Betic zone southeastern Spain) shown by  $Ar^{40}/Ar^{39}$  step heating and single grain laser probe dating *Earth and Planetary Sci. Letters*, 110, 173-191.

DIAZ DE FEDERICO, A., GOMEZ PUGNAIRE, M. T., PUGA, E., SASSI, F. P. (1978): New problems in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordillera, Spain). *N. J. Geol. Paläont.* 10, 577-585.

DUNOYER DE SEGONZAÇ, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme. *Mem. Serv. Carte Géologique Alsace et Lorraine*, 29, 317 pp.

ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA* 3, 147-154.

FREY, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. En: *Low temperature metamorphism* (M. Frey ed.) Blackie & Son Ltd. New York, 9-57.

FUSTER, J. M., APARICIO, A., CASQUET, C., GARCIA CACHO, L., MORA, A., PEINADO, M. (1974): Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.* 85, 595-600.

GALLEGOS, J. A., RODRIGUEZ-GALLEGO, M. (1973): Las micas incoloras en las filitas alpujárrides. Aplicaciones al estudio del metamorfismo. (NO de Sierra Nevada. Cordilleras Béticas). *Estudios Geológicos*, 29, 329-333.

GOMEZ PUGNAIRE, M. T., PUGA, E., SASSI, F. P. (1977): New data on the Alpine metamorphic history of the Nevado-Filabride Complex in the Sierra de Baza area (Betic Cordilleras, Spain). *Miner. Petrog. Acta* 21, 29-41.

GOMEZ PUGNAIRE, M. T., SASSI, F. P., VISONA, D. (1978): Sobre la presencia de paragonita y pirofilita en las filitas del complejo Nevado-Filabride en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Bol. Geol. Min.*, 89, 468-474.

GOMEZ PUGNAIRE, M. T., SASSI, F. P. (1983): Pre-alpine metamorphic features and alpine overprints in some parts of the Nevado-Filabride basement (Betic Cordillera, Spain). *Memorie Soc. Geologica de Padua* 36, 49-72.

GOMEZ PUGNAIRE, M. T., FRANZ, G. (1988): Metamorphic evolution of the Paleozoic series of the Betic Cordilleras (Nevado-Filabrides Complex, SE Spain) and his relationship with the alpine orogeny. *Geologische Rundschau* 77, 619-640.

GOMEZ PUGNAIRE, M. T., FRANZ, G., MUÑOZ, M. (1989): Progressive metamorphic evolution of eclogites containing kyanite veins in the Betic Cordilleras (SE Spain). *Rend. Soc. Italiana Min. Petr.* 43, 671-685.

GONZALEZ MARTINEZ, J., FENOLL HACH-ALI, P., MARTIN VIVALDI, J. L. (1970): Estudio mineralógico de niveles arcillosos del Triás Alpujárride. *Bol. Geol. Min.* 81, 620-629.

GUIDOTTI, C. V., SASSI, F. P. (1976): Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jb. Miner. Abh.* 127- 97-142.

GUIDOTTI, C. V., SASSI, F. P. (1986): Classification and correlation of Metamorphic facies series by means of muscovite  $b_0$  data from low-grade metapelites. *Neues Jb. Miner. Abh.* 153, 3, 363-380.

KIRSCH, H. J. (1991): Illite cristallinity: recomendations on sample preparation x-ray diffraction settings and interlaboratory samples. *J. Metamorphic Geology*, 9, 665-670.

KUBLER, B. (1968): Evaluation quantitative de métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, 2, 385-397.

LOPEZ RUIZ, J., APARICIO, A., GARCIA CACHO, L. (1975): El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. *Mem. Inst. Geol. Min.*, 87, 127 pp.

MÄKEL, G. H., RONDEL, H. E. (1979): Differences in stratigraphy and metamorphism between superposed Malaguide and Alpujárride units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain). *Estudios Geol.*, 35, 109-117.

MARTIN RAMOS, D. (1977): *Las micas de las Cordilleras Béticas zonas internas*. Tesis Univ. Granada, 300 pp.

MARTIN RAMOS, D., RODRIGUEZ GALLEGO (1978): Barometría y termometría geológica mediante parámetros cristalográficos de micas (aplicaciones a la Cordillera Bética). Reunión Geodinámica de la Cordillera Bética y Alborán, Granada, 115-123.

MARTINEZ, J. M. (1980): Evolución de deformaciones y metamorfismo alpinos en el complejo Nevado-Filabride de la Sierra de Los Filabres SE de España. *Guad. Geol.* 11 (Univ. Granada), 82-106.

MARTINEZ, J. M., VISONA, D. (1981): Coexistencia de moscovita y paragonita en las metapelitas del complejo Nevado-Filabride (Cordilleras Béticas, España). *Estudios Geol.*, 37, 109-114.

MUKHAMET-GALEYEV, A. P., ZOTOV, A. V., POKROVSKIY, V. A., KOTOVA, Z. Y. (1986): Stability of the 1M and 2M1 polytypic modifications of muscovite as determined from solubility at 300°C at saturation steam pressure. *Dokl. Acad. Sci. USSR. Earth Science Section*, 278, 140-143.

NIETO, F., VELILLA, N., PEACOR, D. R., ORTEGA, M. (1994): Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite. *Contr. Min. Petrol.*, 115, 243-252.

PADAN, A., KISCH, H. J., SHAGAM, R. (1982): Use of lattice parameter  $b_0$  of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of PIT gradients of incipient metamorphism. *Contr. Min. Petrol.*, 79, 85-95.

PRIME, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., VERSCHURE, R. W. (1966): Isotopic age determinations on tourmaline granite gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordillera (Southeastern Sierra de los Filabres). S.E. Spain. *Geol. Mijnbouw*, 45, 184-187.

PUGA, E., DIAZ DE FEDERICO, A. (1978): Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Alborán. Univ. de Granada, 79-114.

SASSI, F. P. (1972): The petrological and geological significance of the  $b_0$  values of potassic white micas in low grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. Viena, *J. M. Petr. Mitt.* 18, 105-113.

SASSI, F. P., SCOLARI, A. (1974): The  $b_0$  value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contr. Min. Petrol.*, 45, 143-152.

TORRES ROLDAN, R. L. (1974): El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas Alpujárrides al SE de Sierra Almirante (Sector central de las Cordilleras Béticas S. de España). *Guad. Geol.*, 5, 21-77.

TORRES ROLDAN, R. L. (1981): Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja peridotite aureole (Southern Spain). *Estudios Geol.*, 37, 115-133.

TUBIA, J. M., NAVARRO-VILLA, F., CUEVAS, J. (1991): La evolución tectonometamórfica del manto de Los Reales y el Malaguide al oeste de Málaga. *Geogaceta*, 10, 141-143.

VAN WEES, J. D., DE JONG, K., CLOETINGH, S. (1992): Two-dimensional P-T-t modelling and the dynamics of extension and inversion in the Betic Zone (SE Spain). *Tectonophysics*, 203, 305-324.

ZECK, H. P., ALBAT, F., HANSEN, B. T., TORRES ROLDAN, R. L., GARCIA CASCO, A., MARTIN-ALGARRA, A. (1989): A  $21 \pm 2$  Ma age for the determination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, south Spain. *Tectonophysics*, 169, 215-221.

ZECK, H. P., MONIE, P., VILLA, I. M. HANSEN, B. T. (1992): Very high rates of cooling and uplift in the alpine belt of the Betic cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20, 79-83.

WEAVER CH. E., BROEKSTRA, R. (1984): Illite-mica. En: *Shale-slate metamorphism in southern Appalachians*. Developments in Petrology 10 (Elsevier) 67-95.

Original recibido: Julio de 1995.

Original aceptado: Agosto de 1995.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

# El volcanismo de las Islas Columbretes (Mediterráneo Occidental). Quimismo y mineralogía.

Por A. APARICIO (\*) y R. GARCIA (\*)

RESUMEN

Las rocas volcánicas de las islas Columbretes corresponden fundamentalmente a basanitas y fonolitas con enclaves de rocas sedimentarias y metamórficas en basanitas y de rocas sedimentarias, plutónicas, volcánicas y subvolcánicas en fonolitas.

Determinaciones analíticas de minerales en rocas y enclaves muestran la presencia de kaersutita en basanitas y fonolitas, y andradita en enclaves plutónicos y subvolcánicos. La variación geoquímica de los diferentes tipos de rocas aflorantes indica su carácter alcalino y la separación en dos grandes grupos con cierta dispersión composicional. Esta separación, junto a la ausencia de tipos intermedios, no favorece un proceso de cristalización fraccionada. Igualmente la variación de elementos incompatibles (Zr, Y, Ba, Nb) entre basanitas y fonolitas confirma la diferente evolución de los dos tipos de roca.

Palabras clave: Volcanismo mediterráneo, Geoquímica.

ABSTRACT

The volcanic rocks of the Columbrette islands are, fundamentally, basanites and phonolites. The basanites include numerous enclaves of sedimentary rocks and a few of metamorphic rocks. The phonolites include enclaves of sedimentary, plutonic, volcanic and subvolcanic rocks.

Minerals, such as kaersutite and andradite are found in volcanic rocks and plutonic and subvolcanic enclaves respectively.

The geochemical variation of the rocks indicates that they are alkaline in character, and allows them to be split into two distinct groups. This separation, along with an absence of intermediate rocks does not support a process of fractional crystallization. The variation of incompatible elements (Zr, Y, Ba, Nb) confirms the different evolution of the two groups of rocks.

Key words: Mediterranean volcanism, Geochemistry.

INTRODUCCION

El volcanismo de las islas Columbretes (I.C.) es conocido ya desde VICENT (1885) y BECKE (1897), aunque aspectos más concretos son desarrollados posteriormente por PARGA PONDAL (1935), SAN MIGUEL y FUSTER (1951), HERNANDEZ PACHECO y ASENSIO (1966). Más re-

cientemente nuevos datos sobre el quimismo y geocronología de las islas han sido aportados por ALONSO MATILLA (1985, 1991a) y APARICIO et al (1991, 1994).

Las I.C. constituyen el afloramiento superficial de un extenso campo volcánico submarino MAILLARD y MAUFRET (1993) constituido sobre una corteza continental adelgazada (MARTIN y SURINACH 1988) en la que los últimos 5 kms corresponden a materiales sedimentarios. Los materiales volcánicos que aparecen por encima del

(\*) Dpto. Volcanología. MNCN-CSIC c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

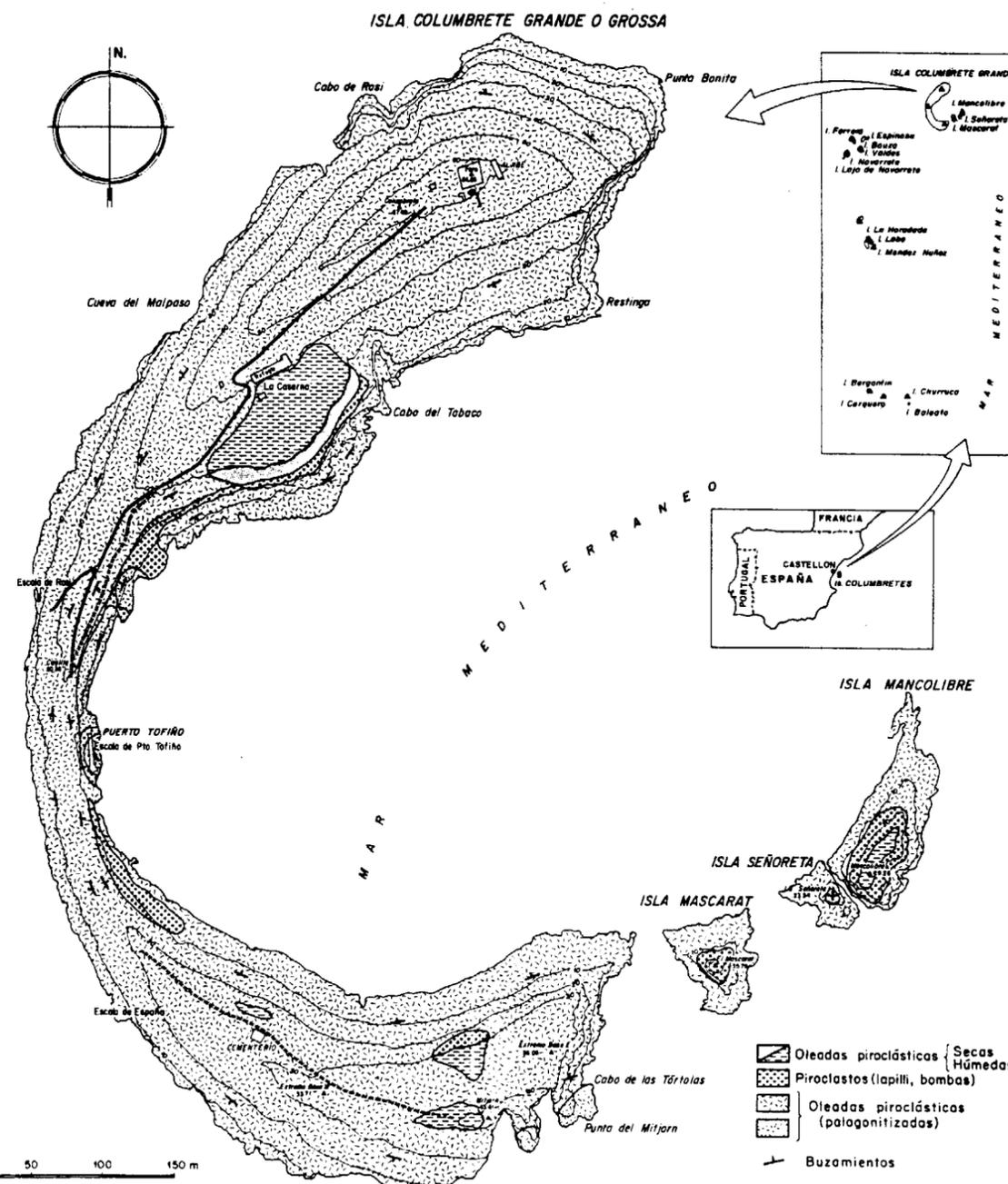


Figura 1. Mapa de situación de las Islas Columbretes y esquema geológico de la isla Grossa (Columbrete Grande) según APARICIO et al. (1991).

nivel marino corresponden mayoritariamente a basanitas y fonolitas que fueron emitidos durante el cuaternario.

Los materiales basaníticos forman la isla mayor de Columbrete Grande (Grossa) y los pequeños

islotos de Escull de Ferrera (Navarrete) y Laja de Navarrete mientras que el resto de las islas están constituidas por rocas fonolíticas. APARICIO et al (1991) delimitan para los materiales básicos entre 0,3 y 1 m.a.

Columbrete Grande corresponde a un edificio volcánico de 800 metros de diámetro cuyo cráter está invadido por el mar (Fig. 1). APARICIO et al (1991) distinguen 4 episodios volcánicos, 3 de ellos hidromagmáticos. Los dos primeros episodios son los más importantes por el volumen de materiales emitido, y se depositan dando lugar a una discordancia angular. El primer episodio aflora en puntos aislados del edificio volcánico mientras que el segundo episodio constituye prácticamente la totalidad del mismo y presenta capas piroclásticas buzando en ambos sentidos. Estos episodios están constituidos por sucesivas oleadas piroclásticas fuertemente palagonitizadas con numerosos líticos, bombas y escorias juveniles de composición basáltica de tamaños variables, pudiendo alcanzar los 40 cms, además, aparecen frecuentes enclaves de rocas sedimentarias, (carbonatadas) y menos frecuentes de rocas metamórficas (cuarcitas) con dimensiones reducidas (2 a 6 cms).

El tercer episodio, de proyección aérea, deposita una capa de lapilli de pequeño espesor, inferior a 3 metros, aunque a veces es un ligero recubrimiento de escasos centímetros. En el islote Mascarat llega a superar los 10 m. Contiene abundantes bombas juveniles que pueden alcanzar el metro de diámetro.

El cuarto episodio presenta un espesor variable de 15-20 m y se localiza en el área cratérica, su disposición es horizontal y está constituido por una sucesión de oleadas piroclásticas de tipo húmedo (niveles inferiores) y seco, observándose diferentes estructuras: laminaciones, estratificación cruzada, dunas y canales de erosión. También contiene líticos, bombas y escorias juveniles basaníticas, observándose intercalaciones de lapilli de espesor reducido (< 5 cms).

Los islotes Escull de Ferrera (Navarrete) y Laja de Navarrete constituyen el otro afloramiento de rocas basaníticas (Fig. 2) y representan proba-

blemente, la parte emergida de otro edificio volcánico de gran diámetro, próximo a 1 kilómetro, como parece deducirse de los datos batimétricos determinados por ALONSO MATILLA (1991b). Al igual que Columbrete Grande la roca aflorante corresponde a un episodio hidromagmático de oleadas piroclásticas. Los materiales están palagonitizados e incluyen abundantes líticos y bombas juveniles de hasta 40 cms de longitud junto a enclaves de rocas sedimentarias de tipo carbonatado.

La isla Ferrera (Malaespina) y los islotes Ferreruela (Bauzá), Espinosa y Valdés son afloramientos de fonolitas masivas (Fig. 2), en algunos puntos es frecuente la presencia de bombas oscuras fonolíticas dentro de la fonolita masiva. En Ferreruela se reconocen algunas texturas fluidales y junto con la concentración de nódulos escoriáceos fonolíticos (bombas) pudieran indicar un posible centro de emisión.

En isla Ferrera se han encontrado abundantes enclaves de rocas sedimentarias (calizas) de pequeñas dimensiones (< 5 cms) y de rocas plutónicas, como sienitas y gabros, con bordes redondeados, en general también de dimensiones reducidas aunque algún gabro llegue a alcanzar los 15 cms. En relación con las sienitas se encuentran también enclaves subvolcánicos (composición traquítica) y mixtos (traquisieníticos). Otro tipo de enclaves, más numerosos, y que en algunas zonas pueden llegar a constituir el 20% del volumen total de la roca (Fig. 3) corresponden a rocas volcánicas del tipo tefritas fonolíticas y menos frecuente de basaltos que destacan por su fuerte color rojizo sobre la roca gris fonolítica. Sus dimensiones son variables pudiendo llegar hasta 40 cms, generalmente son de forma esférica. En muy escasa proporción se localizan agregados de anfíbol con dimensiones máximas de 5 cms.

El grupo de islotes de Foradada (Fig. 4) está constituido también por rocas fonolíticas de aspecto masivo y color gris con bombas escoriáceas más oscuras incluidas en ellas. En Foradada, estas rocas fonolíticas masivas están cubiertas por una secuencia de escorias fonolíticas de color rojizo fuertemente soldadas y en la que se incluyen abundantes bombas y escorias de color oscuro, igualmente fonolíticas, cuyo tamaño más frecuente es de 30-40 cms aunque pueden alcanzar el metro cúbico. El espesor de

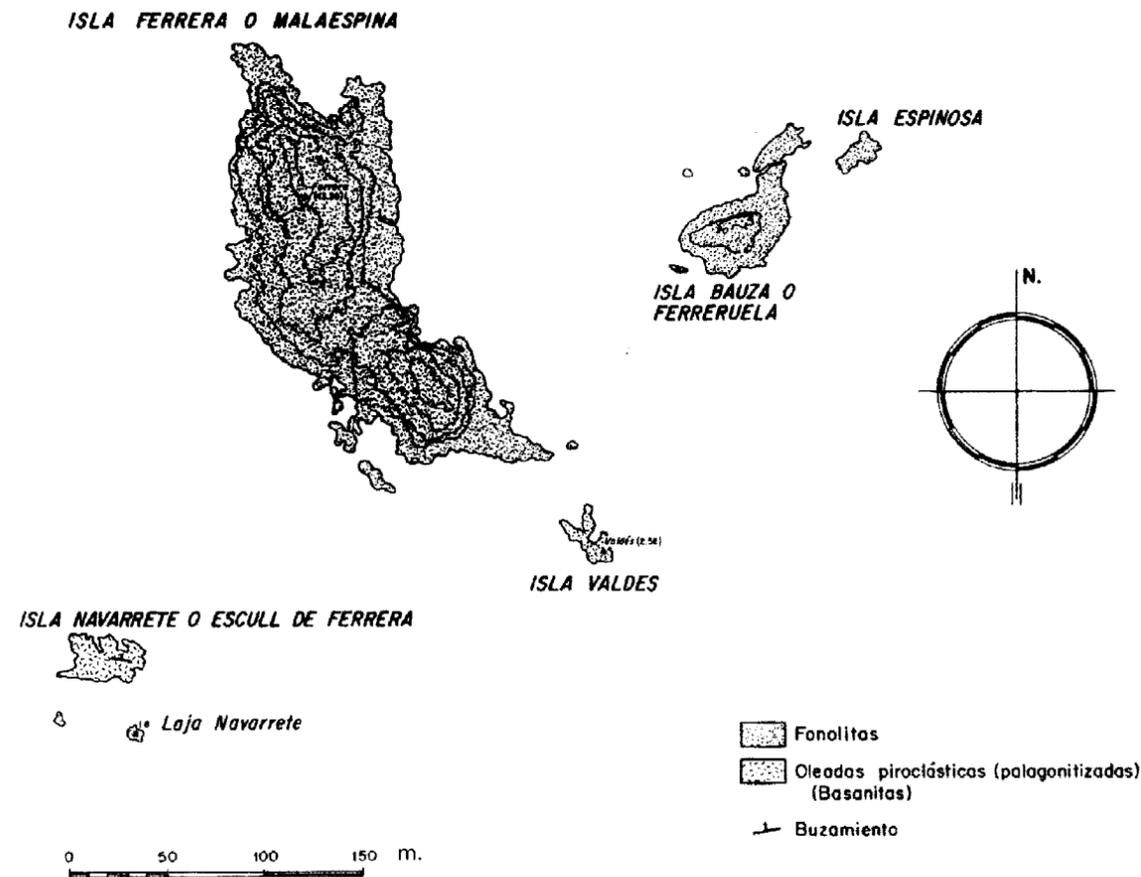


Figura 2. Esquema geológico del grupo de islotes de Ferrera (Malaespina).

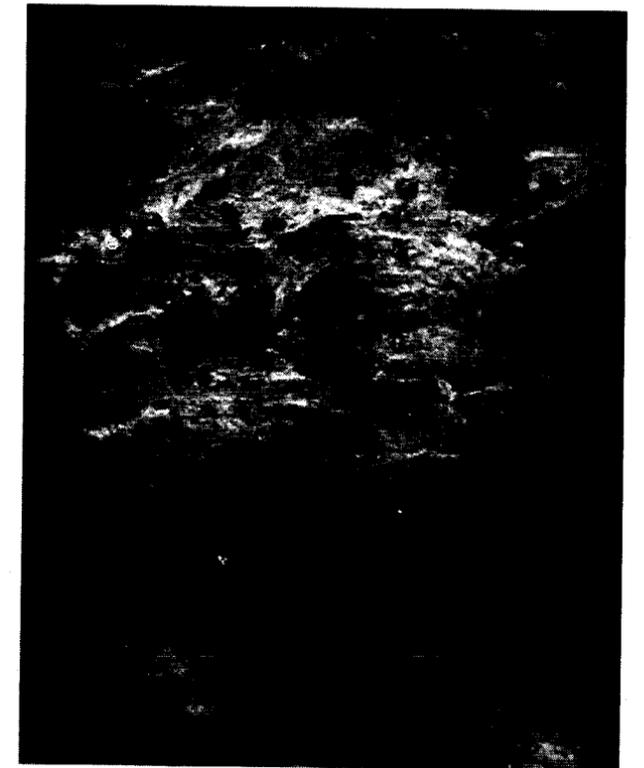


Figura 3. Aspecto de los enclaves volcánicos (tefritas fonolíticas) incluidos en las rocas fonolíticas. El volumen de enclaves, en algunas zonas, alcanza el 20%.

esta cobertera escoriácea puede situarse próximo a los 20 metros. Estas capas escoriáceas presentan una dirección cercana a los 100° con buzamientos próximos a 30° dirigidos al Sur. Por encima de esta cobertera y localizadas en las cotas altas de la isla aparecen 5 pequeñas coladas de escaso espesor (0,5 m a 1 m), las cuáles están constituidas por material vítreo de composición fonolítica con escasos fenocristales. En el cercano islote de Foradadeta (Lobo), la roca fonolítica presenta aspecto brechoide, lo cual pudiera corresponder al salidero fonolítico.

Dentro de los niveles escoriáceos y al igual que en Ferrera, aunque en menor proporción, se encuentran enclaves de gabros, sienitas, traquitas, traquisienitas (mixtos), tefritas fonolíticas y rocas sedimentarias (calizas) junto a restos de materia orgánica carbonosa.

El resto de los islotes del archipiélago Carallot, Bergantín, Cerquero, Churruca, Baleato, etc.),

blemente, la parte emergida de otro edificio volcánico de gran diámetro, próximo a 1 kilómetro, como parece deducirse de los datos batimétricos determinados por ALONSO MATILLA (1991b). Al igual que Columbrete Grande la roca aflorante corresponde a un episodio hidromagmático de oleadas piroclásticas. Los materiales están palagonitizados e incluyen abundantes líticos y bombas juveniles de hasta 40 cms de longitud junto a enclaves de rocas sedimentarias de tipo carbonatado.

La isla Ferrera (Malaespina) y los islotes Ferreruela (Bauzá), Espinosa y Valdés son afloramientos de fonolitas masivas (Fig. 2), en algunos puntos es frecuente la presencia de bombas oscuras fonolíticas dentro de la fonolita masiva. En Ferreruela se reconocen algunas texturas fluidales y junto con la concentración de nódulos escoriáceos fonolíticos (bombas) pudieran indicar un posible centro de emisión.

En isla Ferrera se han encontrado abundantes enclaves de rocas sedimentarias (calizas) de pequeñas dimensiones (< 5 cms) y de rocas plutónicas, como sienitas y gabros, con bordes redondeados, en general también de dimensiones reducidas aunque algún gabro llegue a alcanzar los 15 cms. En relación con las sienitas se encuentran también enclaves subvolcánicos (composición traquítica) y mixtos (traquisieníticos). Otro tipo de enclaves, más numerosos, y que en algunas zonas pueden llegar a constituir el 20% del volumen total de la roca (Fig. 3) corresponden a rocas volcánicas del tipo tefritas fonolíticas y menos frecuente de basaltos que destacan por su fuerte color rojizo sobre la roca gris fonolítica. Sus dimensiones son variables pudiendo llegar hasta 40 cms, generalmente son de forma esférica. En muy escasa proporción se localizan agregados de anfíbol con dimensiones máximas de 5 cms.

El grupo de islotes de Foradada (Fig. 4) está constituido también por rocas fonolíticas de aspecto masivo y color gris con bombas escoriáceas más oscuras incluidas en ellas. En Foradada, estas rocas fonolíticas masivas están cubiertas por una secuencia de escorias fonolíticas de color rojizo fuertemente soldadas y en la que se incluyen abundantes bombas y escorias de color oscuro, igualmente fonolíticas, cuyo tamaño más frecuente es de 30-40 cms aunque pueden alcanzar el metro cúbico. El espesor de



Figura 3. Aspecto de los enclaves volcánicos (tefritas fonolíticas) incluidos en las rocas fonolíticas. El volumen de enclaves, en algunas zonas, alcanza el 20%.

esta cobertera escoriácea puede situarse próximo a los 20 metros. Estas capas escoriáceas presentan una dirección cercana a los  $100^\circ$  con buzamientos próximos a  $30^\circ$  dirigidos al Sur. Por encima de esta cobertera y localizadas en las cotas altas de la isla aparecen 5 pequeñas coladas de escaso espesor (0,5 m a 1 m), las cuáles están constituidas por material vítreo de composición fonolítica con escasos fenocristales. En el cercano islote de Foradadeta (Lobo), la roca fonolítica presenta aspecto brechoide, lo cual pudiera corresponder al salidero fonolítico.

Dentro de los niveles escoriáceos y al igual que en Ferrera, aunque en menor proporción, se encuentran enclaves de gabros, sienitas, traquitas, traquisienitas (mixtos), tefritas fonolíticas y rocas sedimentarias (calizas) junto a restos de materia orgánica carbonosa.

El resto de los islotes del archipiélago Carallot, Bergantín, Cerquero, Churruca, Baleato, etc.),

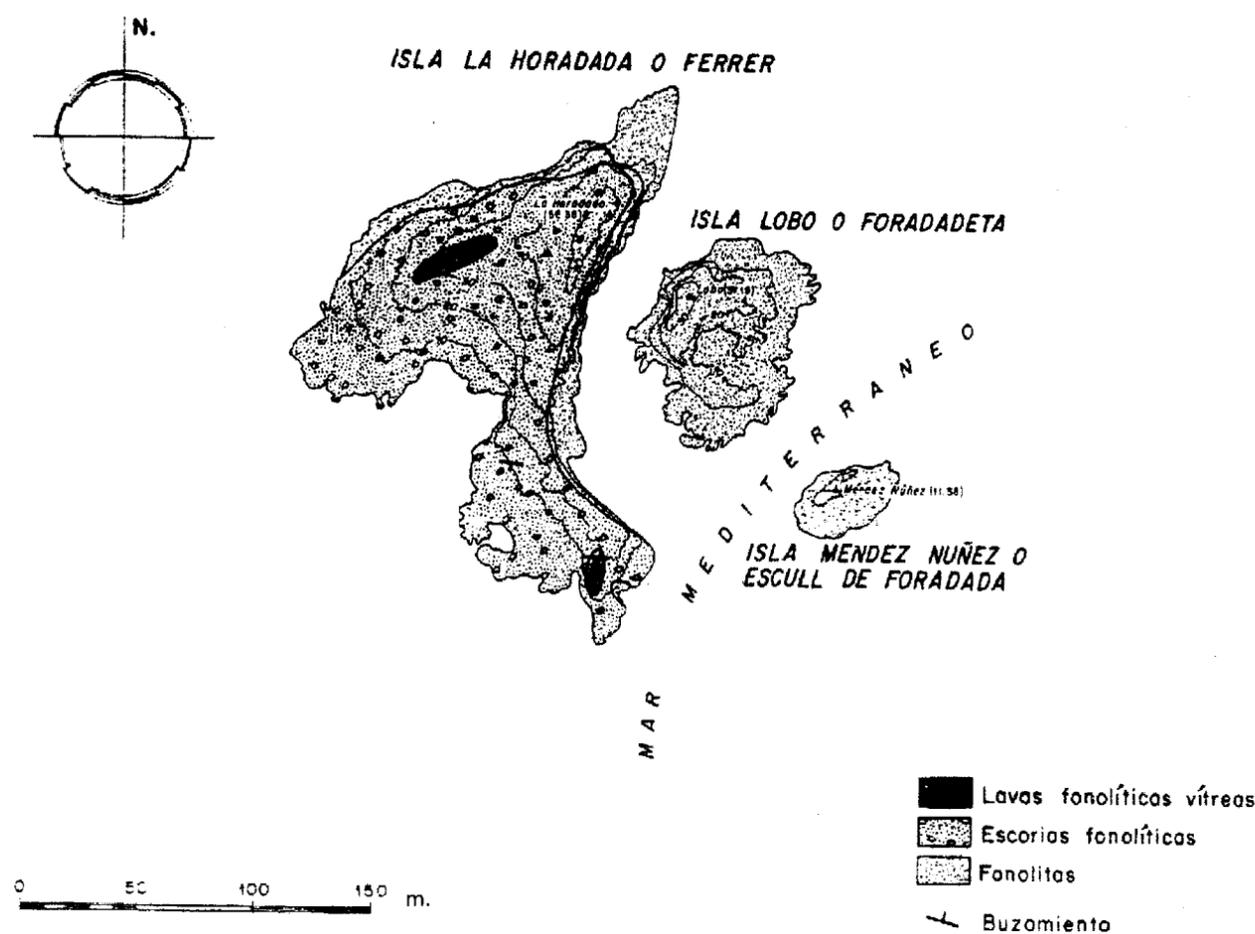


Figura 4. Esquema geológico del grupo de islotes de Foradada (Horadada).

corresponden a rocas masivas fonolíticas. En el mayor de ellos (Carallot), se puede observar, incluidos en las fonolitas, numerosas bombas fonolíticas más oscuras que la roca caja, con tamaños frecuentes de 10 cms y esporádicamente hasta 50 cms.

## LITOLOGIA

### Basanitas

Las bombas y escorias juveniles basaníticas de las I.C. presentan texturas porfídicas hipovítreas en la que los fenocristales más abundantes corresponden a olivino y clinopiroxeno. El olivino es más abundante en las basanitas de Colum-

brete Grande mientras que el clinopiroxeno es más abundante en las basanitas de Escull de Ferrera. La pasta está constituida por plagioclasa, olivino y clinopiroxeno.

Con carácter esporádico y escaso aparece anfíbol pardo. En una bomba juvenil de Columbrete Grande han aparecido algunos xenocristales de cuarzo con extinción ondulante y plagioclasas con texturas de corrosión. Los materiales que están palagonitizados, presentan los mismos componentes que las bombas junto a minerales secundarios como carbonatos, óxidos, zeolitas y minerales de la arcilla. Las determinaciones por DRX sobre estos dos últimos grupos de minerales, nos indican que las zeolitas son del tipo analcima y phillipsita mientras que la arcilla es clorita.

### Fonolitas

Las rocas fonolíticas presentan textura porfídica microcristalina y están formadas por pequeños fenocristales de feldespatos y anfíbol pardo, la pasta está constituida por estos mismos minerales además de feldespatoides. En algunas muestras aparecen piroxenos pequeños y aislados.

Las bombas fonolíticas presentan la misma composición mineralógica aunque los opacos son algo más abundantes y forman agregados.

En las coladas vítreas fonolíticas de Foradada el vidrio constituye el 80% de la roca, siendo el 20% restante anfíbol y feldespato acicular.

## ENCLAVES

### Sedimentarios

Los enclaves sedimentarios encontrados son de composición carbonatada y corresponden a calizas y en menor proporción a margas.

### Metamórficos

El único enclave metamórfico encontrado es una cuarcita en el que el cuarzo, con extinción ondulante, es el principal componente (97%), junto a moscovita (< 2%) y accesorios como turmalina, zircón y opacos.

### Plutónicos

Los gabros son de textura heterogranular y panalotriomorfa con plagioclasa cálcica y clinopiroxeno como componentes principales, aunque con gran variación en sus proporciones, pues la plagioclasa puede alcanzar el 60% del volumen de la roca. El piroxeno está normalmente transformado a anfíbol marrón. En una de las muestras coexisten clinopiroxeno y ortopiroxeno. Como accesorios aparecen opacos y apatitos. Clorita y epidota son secundarios. Las características mineralógicas y geoquímicas de algunos de estos enclaves excluyen el carácter cogenético con las basanitas.

Las sienitas presentan textura heterogranular e hipidiomórfica, tienen un predominio de minerales feldespáticos (ortosa) y feldespatoides (nefelina) y más escasos de anfíbol (ferroedenita) frecuentemente pasando a opacos. En muy es-

casa proporción están siempre presentes algunos cristales de granate de la variedad cálcica andradita. Como accesorios aparecen opacos (magnetita) y esfena; como secundarios clorita y carbonatos.

### Subvolcánicos y mixtos

Los enclaves subvolcánicos son traquitas holocristalinas y están formadas por gruesos fenocristales fundamentalmente de plagioclasa (albita) dejando huecos entre ellos en donde crecen epidotas, cloritas, calcita, óxidos y opacos. Algunos minerales oxidados parecen, en función de su morfología, anfíboles transformados. Al igual que en las sienitas se encuentran cristales de granate de idéntica composición (andradita) y esfena.

Las traquisienitas corresponden a rocas de textura variable de granuda panalotriomorfa a porfídica holocristalina en las que es frecuente la cristalización de feldespatos en cristales aciculares y disposición radial esferulítica (Texturas de fusión).

### Volcánicos

Los enclaves (inclusiones) de tefritas fonolíticas presentan una mineralogía similar a la de las rocas fonolíticas, sin embargo la proporción de anfíbol (opaquizado) aumenta considerablemente alcanzando hasta el 80% del volumen de la roca y constituyendo un denso entramado en cuyos huecos cristalizan feldespatos y feldespatoides.

Un enclave único de basalto presenta un 50% de plagioclasa cálcica, junto a restos de posibles piroxenos y anfíboles transformados a epidota, opacos-óxidos y carbonatos.

De acuerdo con los datos isotópicos determinados para algunos de estos enclaves (APARICIO et al. 1994) sienitas, ciertos gabros y traquitas serían inclusiones cogenéticas. Desde este punto de vista serían el resultado de una cristalización temprana en las paredes de la cámara y posteriormente reincorporadas al centro de la cámara, en contraste con las tefritas fonolíticas que por su vesicularidad, alta porosidad de la matriz y formas esféricas corresponderían a inclusiones magmáticas de un fundido de diferente composición al de la roca huésped, lo cual se puede interpretar como un proceso de "mingling" o mezcla física.

GEOQUIMICA DE MINERALES

Olivinos

Aparecen como fenocristales y en la pasta microcristalina; su proporción varía entre un 5% y un 30%. Se han analizado olivinos en basanitas de Columbrete Grande y Escull de Ferrera (Tabla 1). En general se trata de olivinos ricos en MgO con contenidos de Fo<sub>79-88</sub>.

Piroxenos

Los piroxenos de las rocas básicas se encuentran como fenocristales y en la pasta y su contenido varía desde un 10% a un 20%; aunque en una muestra llega hasta un 50%. En las rocas sálicas son muy escasos y suelen encontrarse oxidados. La Tabla 2 muestra los piroxenos analizados correspondientes a rocas básicas, sálicas y enclaves de gabro. El clinopiroxeno de las basanitas es diópsido con un ligero empobrecimiento en CaO (augita) en algunas muestras. En las rocas sálicas el clinopiroxeno corresponde a

**Tabla 1.**  
Análisis de Olivinos en basanitas de Islas Columbretes.  
(Fórmula en base a 4 Oxígenos)

Isla	Columbrete Grande								Escull de Ferrera	
	Muestra	2078	2089	2109	2107	2120	2093	2094	7468	7470
SiO <sub>2</sub>	36,99	38,86	42,88	41,53	39,98	39,92	39,03	39,13	36,79	
FeO	18,23	19,49	12,26	16,44	11,31	15,43	16,16	13,76	18,20	
MgO	44,61	41,65	45,12	42,48	48,21	44,50	45,40	47,83	46,72	
MnO	-	-	0,18	0,25	-	0,23	0,14	-	-	
Total	99,44	100,02	100,45	100,73	99,50	100,10	100,74	100,71	101,71	
Si	0,944	0,995	1,049	1,036	0,991	1,002	0,979	0,972	0,929	
Fe <sup>2+</sup>	0,393	0,417	0,251	0,343	0,234	0,324	0,339	0,286	0,384	
Mg	1,716	1,590	1,646	1,579	1,782	1,665	1,698	1,771	1,758	
Mn	-	-	0,003	0,005	-	0,005	0,003	-	-	
Fo	81,36	79,22	86,76	82,15	88,39	83,71	83,35	86,09	82,07	
Fs	18,63	20,77	13,23	17,84	11,6	16,28	16,64	13,90	17,92	

2078 Basanita. Bomba. Episodio 2  
 2089 Basanita. Bomba. Episodio 4  
 2109 Basanita. Bomba. Episodio 2  
 2107 Basanita. Bomba. Episodio 2  
 2120 Basanita. Bomba. Episodio 2  
 2093 Basanita. Bomba. Episodio 4  
 2094 Basanita. Bomba. Episodio 3  
 7468 Basanita. Bomba.  
 7470 Basanita. Bomba.

Analista: J. García Peña

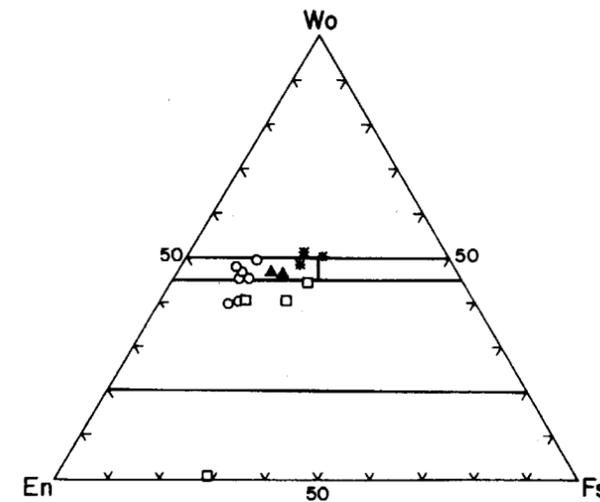


Figura 5. Diagrama triangular de clasificación de piroxenos. Basanitas (o), Fonolitas (▲) y gabros (□).

diópsido-wollastonita (Fig. 5). En los enclaves de gabro el clinopiroxeno es augita, y el ortopiroxeno encontrado en una muestra de gabro, ensatita.

**Tabla 2.**  
Piroxenos en rocas sálicas y básicas de l. Columbretes (Fórmula en base a 6 Oxígenos)

Isla	Columbrete Grande								Ferreuela	Foradada				Carallot	Foradada	Ferrera			
	Basanitas									Fonolitas						Gabros			
	Muestra	2078	2089	2109	2107	2120	2093	2094		7472	7474	7474	7478			7494	7489	7455	7449
Tipo	Diopsido	Augita	Diopsido	Augita	Diopsido	Diopsido	Diopsido	Wollastonita	Diopsido	Wollastonita	Diopsido	Diopsido	Augita	Augita	Augita	Enstatita			
SiO <sub>2</sub>	47,71	47,65	46,54	47,01	48,84	48,28	47,42	40,17	45,18	47,12	49,05	44,57	49,76	49,77	50,83	52,21			
TiO <sub>2</sub>	1,92	2,94	1,31	3,24	1,33	2,40	1,70	4,67	1,60	2,11	1,40	-	0,45	0,40	0,44	0,14			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,21	9,20	7,66	9,45	6,69	9,06	7,06	11,40	5,20	6,51	3,66	10,48	0,89	1,39	1,17	0,84			
FeO	6,15	7,58	8,31	8,23	7,32	7,48	8,01	11,41	12,45	13,61	10,08	11,29	15,46	15,33	10,14	19,05			
MnO	-	-	0,11	-	-	0,11	0,10	-	0,22	0,19	0,12	-	0,23	0,15	0,11	0,70			
MgO	14,03	14,80	12,41	13,60	14,29	12,16	13,33	8,09	9,46	7,48	11,93	10,86	12,97	9,70	15,55	27,05			
CaO	22,56	17,24	22,92	17,55	21,21	19,05	21,36	21,67	21,65	21,30	20,81	20,82	20,55	20,64	20,45	1,46			
Na <sub>2</sub> O	0,64	0,69	0,79	0,67	0,74	0,58	0,57	0,06	1,40	1,52	0,92	1,10	0,69	1,63	0,64	0,15			
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	0,08	-	0,06	-	0,22	-			
Total	100,25	100,13	100,09	99,79	100,42	99,21	99,60	98,63	97,15	99,89	98,04	99,13	101,06	99,00	99,53	101,60			
Si	1,767	1,748	1,750	1,738	1,804	1,791	1,778	1,570	1,793	1,813	1,884	1,707	1,902	1,943	1,921	1,902			
Al <sup>IV</sup>	0,233	0,252	0,250	0,262	0,196	0,209	0,222	0,43	0,207	0,187	0,116	0,293	0,040	0,057	0,052	0,036			
Al <sup>VI</sup>	0,083	0,147	0,091	0,152	0,095	0,189	0,091	0,098	0,037	0,110	0,050	0,182	-	0,007	-	-			
Ti	0,053	0,081	0,037	0,090	0,037	0,067	0,048	0,137	0,048	0,061	0,041	-	0,013	0,012	0,013	0,004			
Fe <sup>2+</sup>	0,190	0,232	0,261	0,254	0,226	0,232	0,251	0,373	0,413	0,438	0,324	0,362	0,494	0,500	0,320	0,581			
Mn	-	-	0,003	-	-	0,003	0,003	0,007	0,007	0,006	0,004	-	0,008	0,005	0,003	0,022			
Mg	0,774	0,809	0,696	0,749	0,787	0,672	0,745	0,472	0,560	0,429	0,683	0,620	0,739	0,565	0,876	1,469			
Ca	0,895	0,677	0,924	0,695	0,839	0,758	0,858	0,908	0,920	0,878	0,856	0,854	0,842	0,863	0,828	0,057			
Na	0,046	0,049	0,058	0,048	0,053	0,042	0,041	0,088	0,108	0,113	0,069	0,082	0,051	0,123	0,047	0,011			
K	-	-	-	-	-	-	-	0,003	-	0,003	0,004	-	0,003	-	0,010	-			
Fs	10,22	13,50	13,88	14,96	12,2	13,96	13,54	21,27	21,81	25,10	17,39	19,71	23,80	25,93	15,81	-			
Wo	48,14	39,41	49,12	40,93	45,3	45,61	46,28	51,79	48,60	50,31	45,94	46,51	40,57	44,76	40,90	-			
En	41,64	47,09	37,0	44,11	42,49	40,43	40,18	26,92	29,58	24,58	36,66	33,76	35,61	29,30	43,28	-			

2078 Basanita. Bomba. Episodio 2  
 2089 Basanita. Bomba. Episodio 4  
 2109 Basanita. Bomba. Episodio 2  
 2107 Basanita. Bomba. Episodio 2  
 2120 Basanita. Bomba. Episodio 2  
 2093 Basanita. Bomba. Episodio 4  
 2094 Basanita. Bomba. Episodio 3  
 7472 Fonolita  
 7474 Fonolita tefrítica. Escoria roja  
 7478 Fonolita  
 7494 Fonolita  
 7489 Gabro (enclave en fonolita)  
 7455 Gabro (enclave en fonolita)  
 7449 Gabro (enclave en fonolita)

Analista: J. García Peña

Anfiboles

Los anfíboles, son abundantes en las fonolitas y raros en las basanitas y sienitas; la Tabla 3 muestra los distintos tipos de anfíbol presentes en sienitas, fonolitas y basanitas. La kaersutita es una fase común en fonolitas y basanitas y en base a su contenido en aluminio y titanio, sugieren cristalización a presiones corticales. Su frecuente transformación pseudomorfa a opacos y óxidos indica una cristalización en ambientes superficiales a T < 1100°C y P < 10Kb (KYLE 1981)

Feldespatos y feldespatoïdes

Los feldespatos de los enclaves de sienita corresponden a ortosa y el feldespatoïde es nefelina (Tabla 4); en traquitas aparece albita mientras

**Tabla 3.**  
Anfiboles de rocas básicas y sálicas en Islas Columbretes (Fórmula en base a 24 Oxígenos)

Isla	Ferrera		Ferrera		Ferreuela	Foradada		Carallot	Ferrera	Foradada	Columbrete Grande		Escull de Ferrera		
	Muestra	7452	7452	7452		7461	7461				7472	7474	7478	7494	7455
Tipo	Ferro-edenita	Ferro-edenita	Ferro-edenita	Kaer-sutita	Kaer-sutita	Kaer-sutita	Hasting-sita	Kaer-sutita	Hasting-sita	Parga-sita	Parga-sita	Kaer-sutita	Kaer-sutita	Kaer-sutita	Kaer-sutita
SiO <sub>2</sub>	45,12	45,25	45,84	37,95	41,46	39,55	36,50	38,90	41,24	41,68	41,45	37,15	38,47	38,95	39,00
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,64	0,75	5,65	5,47	5,30	4,32	5,31	3,37	4,22	4,42	6,17	4,46	5,32	5,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	1,41	0,85	14,56	14,49	15,82	14,48	15,19	19,72	11,26	11,21	14,52	13,38	16,23	14,42
FeO	23,08	24,11	24,11	12,08	18,89	13,18	15,64	13,78	12,67	16,46	16,17	11,88	21,45	14,04	13,51
MnO	0,39	0,95	0,39	0,08	-	0,15	0,12	0,15	-	-	-	0,12	0,35	0,11	0,15
MgO	2,75	3,00	2,70	11,83	6,63	9,69	12,80	10,01	11,22	10,04	11,79	4,52	8,60	10,28	
CaO	18,89	18,73	18,47	12,61	10,87	10,64	12,02	11,63	9,86	10,45	11,42	12,26	11,57	11,64	
Na <sub>2</sub> O	2,72	2,41	5,29	2,54	1,01	2,77	2,51	2,33	4,03	2,85	3,53	2,11	2,46	1,90	
K <sub>2</sub> O	-	0,10	0,10	1,28	0,70	1,24	1,25	1,30	0,96	0,80	0,74	1,28	1,67	1,18	
H <sub>2</sub> O	1,85	1,85	1,87	2,02	2,03	2,03	2	2,02	2,01	2,01	2,01	1,99	1,92	2,01	
Total	97,97	98,44	100,36	100,59	101,55	100,36	101,63	100,63	98,16	100,95	100,98	99,32	100,26	99,99	
Si	7,295	7,337	7,332	5,642	6,132	5,850	5,471	5,781	6,139	6,202	6,191	5,580	5,973	5,805	
Al <sup>IV</sup>	0,470	0,270	0,160	2,358	1,868	2,150	2,529	2,219	1,861	1,798	1,809	2,420	2,027	2,195	
Al <sup>VI</sup>	-	-	-	0,205	0,671	0,621	0,041	0,455	1,617	0,186	0,175	0,167	0,433	0,671	
Ti	0,087	0,079	0,091	0,631	0,608	0,589	0,487	0,593	0,377	0,473	0,497	0,697	0,519	0,597	
Fe <sup>2+</sup>	3,120	3,269	3,225	1,501	2,336	1,631	1,960	1,713	1,578	2,049	2,019	1,495	2,785	1,750	
Mn	0,054	0,130	0,053	0,010	-	0,019	0,015	0,019	-	-	-	0,001	0,046	0,014	
Mg	0,663	0,724	0,643	2,621	1,461	2,136	2,858	2,216	0,954	2,488	2,235	2,644	1,046	1,910	
Ca	3,272	3,254	3,165	2,008	1,722	-	1,930	1,852	1,572	1,667	1,827	1,976	1,925	1,859	
Na	0,854	0,758	1,641	0,731	0,290	0,794	0,729	0,673	1,163	0,821	1,022	0,618	0,741	0,550	
K	-	0,020	0,020	0,243	0,132	0,234	0,239	0,247	0,183	0,151	0,140	0,697	0,519	0,224	

7452 Sienita (enclave en fonolita)  
 7461 Traquiandesita  
 7472 Fonolita Tefrítica  
 7474 Fonolita Tefrítica  
 7478 Fonolita  
 7494 Fonolita  
 7455 Gabro (enclave en fonolita)  
 7489 Gabro (enclave en fonolita)  
 2083 Basanita. Bomba. Episodio 2  
 2077 Basanita. Bomba. Episodio 1  
 7468 Basanita. Bomba  
 7470 Bas

**Tabla 4.**  
Feldespatos y Feldespatoides en rocas de Islas Columbretes (Fórmula en base a 32 Oxígenos)

Isla	Ferrera												Foradada						Carallot					
	Sienitas				Enclaves				Fonolitas				Fonolitas				Fonolitas							
Muestra	7452	7452	7459	7459	7452	7451	7460	7478	7494	7472	7472	7461	7478	7494	7472	7472	7472	7474	7474	7494				
Tipo	Orosos	Orosos	Orosos	Nefelina	Nefelina	Albita	Oligoclasa	Oligoclasa	Oligoclasa	Oligoclasa	Andesina	Andesina	Anortoclasa	Anortoclasa	Nefelina	Nefelina	Nefelina	Sanidina	Sanidina	Sanidina				
SiO <sub>2</sub>	64,92	65,75	65,89	47,95	48,57	68,21	64,54	61,72	59,86	63,37	55,55	61,41	62,18	61,79	44,25	47,19	44,93	64,30	64,74	64,07				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,30	19,71	18,67	34,18	34,55	19,51	23,97	23,46	25,87	22,43	27,78	24,42	21,73	23,00	34,47	34,26	35,56	18,93	19,82	20,15				
CaO	0,11	0,13	0,13	0,93	0,53	0,43	4,38	4,52	4,81	4,14	10,04	7,06	3,19	3,54	1,30	1,31	0,06	0,63	0,43	0,49				
Na <sub>2</sub> O	6,07	6,92	6,46	15,98	11,66	9,73	7,16	8,02	7,96	7,82	6,13	5,80	7,43	8,06	15,50	14,42	22,28	6,31	7,11	5,30				
K <sub>2</sub> O	7,68	7,88	7,57	2,90	3,96	1,34	1,07	0,30	0,92	1,10	0,63	1,17	4,03	5,43	3,61	3,34	0,15	10,17	9,16	8,75				
FeO	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	0,10	-	-	-	-	-	-	0,20	-	-	-				
Total	98,07	100,39	98,72	101,94	99,28	99,43	101,12	98,02	95,43	98,95	98,13	100,87	98,56	101,82	99,13	100,52	103,17	100,34	101,25	98,75				
Si	11,881	11,806	11,979	8,785	9,004	12,004	11,238	11,113	10,706	11,317	9,888	10,863	11,308	11,027	8,420	8,756	8,233	11,755	11,658	11,715				
Al	4,184	4,192	4,020	7,417	7,586	4,066	4,945	5,003	5,480	4,744	6,074	4,680	4,862	7,770	7,529	7,717	4,093	4,227	4,365	4,365				
Ca	0,022	0,025	0,026	0,182	0,106	0,081	0,818	0,871	0,922	0,791	1,987	1,339	0,622	0,677	0,264	0,260	0,012	0,122	0,082	0,096				
Na	2,152	2,408	2,277	5,677	4,191	3,321	2,416	2,802	2,761	2,707	2,195	2,331	2,619	2,790	5,720	5,189	7,915	2,231	2,483	1,877				
K	1,792	1,805	1,756	0,677	0,936	0,300	0,237	0,069	0,211	0,250	0,147	0,265	0,935	1,236	0,877	0,790	0,035	2,368	2,103	2,040				
Fe	-	-	-	-	0,031	-	-	-	-	0,015	-	-	-	-	-	-	0,030	-	-	-				
An	0,55	0,60	0,64	-	-	2,70	24,52	24,37	24,70	22,04	47,27	35,23	15,44	14,91	-	-	-	2,67	1,83	2,45				
Ab	52,80	55,37	54,64	-	-	89,13	68,34	73,70	69,67	70,98	49,19	57,82	61,33	57,87	-	-	-	45,79	51,64	45,31				
Or	46,63	44,01	44,71	-	-	8,55	7,12	1,92	5,62	6,96	3,57	6,94	23,22	27,21	-	-	-	51,52	46,48	52,23				

7452 Sienita (enclave en fonolita)  
 7459 Sienita (enclave en fonolita)  
 7451 Traquita (enclave en fonolita)  
 7460 Basalto (enclave en fonolita)  
 7478 Fonolita  
 7494 Fonolita  
 7472 Fonolita tefritica  
 7461 Traquiandesita  
 7474 Fonolita tefritica (Escoria roja)

Analista: J. García Peña

que en el enclave basáltico la presencia anormal de oligoclasa pudiera indicar algún proceso de difusión con la roca-caja. Las fonolitas presentan una mayor variedad en los feldespatos con presencia de sanidina, anortoclasa, oligoclasa y más raramente andesina. El feldespatoide presente en las fonolitas es igualmente nefelina.

**Granates y accesorios**

En los enclaves traquíticos y sieníticos y en escasa proporción, están siempre presentes cristales de granate de la variedad cálcica andradita (Tabla 5). En enclaves de sienita y basalto donde se han podido analizar minerales opacos (Tabla 6) corresponden a magnetitas titanadas que muestran grandes diferencias en el contenido de titanio, quizás en relación con diferencias de temperatura en su cristalización en diferentes zonas de las paredes de la cámara magmática.

**GEOQUIMICA DE ROCAS**

El carácter alcalino del volcanismo de las I.C. ha sido establecido por diferentes autores (ALONSO MATILLA 1985, 1991a, APARICIO et al. 1991, 1994). Nuevos datos químicos permiten confir-

**Tabla 5.**  
Granates en enclaves de sienitas y traquitas en Islas Columbretes (Fórmula en base a 24 Oxígenos)

Isla	Ferrera	
	7451	7459
Muestra	7451	7459
Tipo	Andradita	Andradita
SiO <sub>2</sub>	33,19	34,24
TiO <sub>2</sub>	3,11	3,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	2,65
FeO <sub>t</sub>	28,66	28,31
MnO	-	-
MgO	0,36	0,27
CaO	34,08	33,37
Total	101,83	102,17
Si	5,841	5,954
Al <sup>4</sup>	0,159	0,046
Al <sup>6</sup>	0,348	0,499
Fe <sup>+2</sup>	4,218	4,117
Ti	0,412	0,436
Mn	-	-
Mg	0,094	0,070
Ca	6,426	6,218

Analista: J. García Peña

7451 Traquita (enclave en fonolita)  
 7459 Sienita (enclave en fonolita)

**Tabla 6.**  
Minerales opacos en enclaves de sienita y basaltos.

Isla	Ferrera		
	7452	7459	7460
Muestra	7452	7459	7460
Tipo	Magnetita	Magnetita	Magnetita
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,25	3,05	0,74
TiO <sub>2</sub>	8,66	1,46	10,78
FeO <sub>t</sub>	82,69	88,61	79,97
MnO	1,68	-	-
MgO	0,46	0,32	2,64
Total	94,74	93,43	94,14

Analista: J. García Peña

7452 Sienita (enclave en fonolita)  
 7459 Sienita (enclave en fonolita)  
 7460 Basalto (enclave en fonolita)

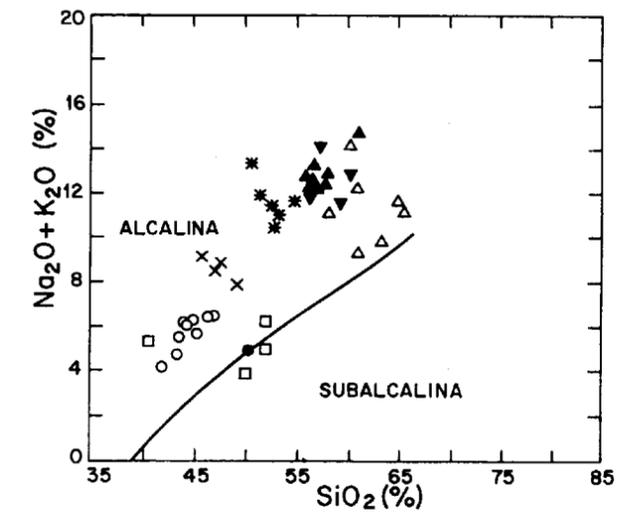


Figura 6. Diagrama SiO<sub>2</sub>-Alcalis (IRVINE y BARAGAR 1971) indicando el carácter alcalino de los grupos básico y ácido en las rocas volcánicas de Islas Columbretes. Se incluyen enclaves plutónicos y volcánicos. Rocas: Basanitas (o), basaltos (•), fonolitas (▲), fonolitas tefriticas (\*). Enclaves: tefriticos fonolíticos (x), sienitas (▼), traquitas (Δ), gabros (□).

mar el carácter bimodal-alcalino (basanita-fonolita) típico de los sistemas de rifts (NEUMANN y RAMBERG, 1977). Tanto las basanitas como las fonolitas presentan una dispersión composicional (Fig 6 y 7).

Las rocas volcánicas básicas de Columbrete Grande y Escull de Ferrera (Navarrete), corresponden fundamentalmente a basanitas (bombas y escorias juveniles) (Tabla 7) con un I.D. bajo (27-41) y Mg # variable entre 40 y 62.

Las rocas sálicas (Tabla 8) corresponden en su mayoría a fonolitas y fonolitas tefriticas aunque una roca se proyecta como traquiandesita. Contienen nefelina normativa y sus I.D varían entre 70 y 84 con Mg # entre 26 y 47. Las dos muestras que superan el Mg # > 60 corresponden a la escoria roja de Foradada y a una bomba fonolítica del islote Carallot. En la tabla 9 figuran análisis representativos de los enclaves de rocas volcánicas tipo tefritas fonolíticas, aunque una de las muestras composicionalmente corresponde a un basalto. Son rocas con olivino y nefelina normativa (excepto el basalto), como las basanitas. Los I.D. fluctúan de 56 a 59 con excepción del basalto (40) y el Mg # de 34 a 40 (en el basalto 47).

Los análisis de los enclaves sieníticos, traquisieníticos y traquíticos (Tabla 10); tienen en general

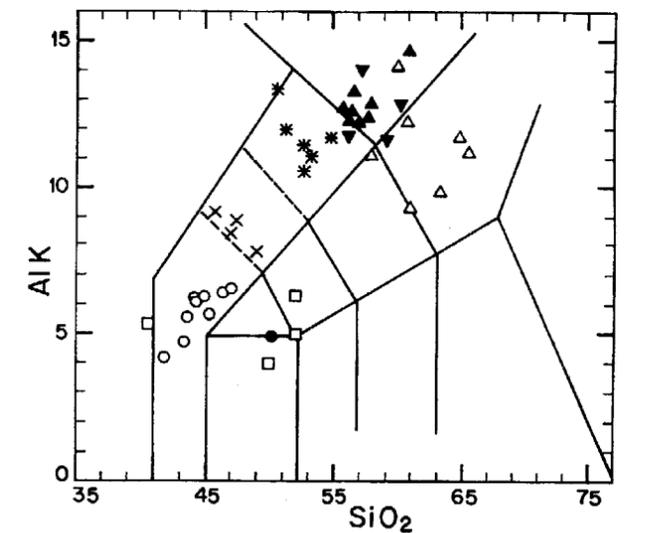


Figura 7. Diagrama de clasificación sílice-alcalis (TAS) de las volcanitas y enclaves volcánicos de Islas Columbretes. Símbolos de la figura 6.

nefelina normativa, excepto en algunas traquisienitas. Los I.D. son altos (76 a 95) y Mg # bajos (3 a 38) aunque un enclave traquisienítico alcanza el valor de 75.

**Tabla 7.**  
Análisis químicos de basanitas en Islas Columbretes.

Isla	Columbrete Grande							Escull de Ferrera	
	Muestra	2120	2078	2107	2109	2094	2089	2093	7468
SiO <sub>2</sub>	46,40	43,39	41,83	43,59	46,94	44,95	44,10	44,30	45,30
TiO <sub>2</sub>	2,36	3,18	2,73	2,44	2,33	2,30	2,70	2,75	2,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,25	14,17	14,86	15,37	15,25	14,75	15,79	15,15	14,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,65	5,17	5,06	5,07	3,97	5,11	9,86	5,13	4,84
FeO	5,27	5,44	5,75	6,93	6,10	5,06	1,64	5,35	5,40
Mn	0,15	0,16	0,16	0,17	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15
MgO	7,51	9,41	9,84	7,11	7,25	7,72	3,95	6,46	5,49
CaO	9,66	10,16	10,52	10,50	9,23	9,66	10,89	9,37	8,84
Na <sub>2</sub> O	4,11	3,74	3,66	3,51	4,11	3,92	3,82	4,90	4,77
K <sub>2</sub> O	2,30	0,99	0,52	2,05	2,40	2,33	2,41	1,18	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,74	0,85	0,88	0,97	0,75	0,74	0,80	0,96	0,97
H <sub>2</sub> O	1,25	3,21	3,81	2,12	1,24	2,94	1,97	3,67	5,67
Total	99,65	99,87	99,62	99,83	99,72	99,63	98,08	99,38	99,80
Cr	191	156	196	132	181	190	55	66	64
Ni	122	149	153	90	127	127	48	50	47
Co	146	10	139	178	176	194	117	35	36
V	230	255	296	232	234	229	267	239	245
Cu	36	38	52	53	40	40	24	29	26
Rb	50	17	12	42	50	51	46	16	14
Ba	586	689	622	838	639	590	715	830	792
Sr	780	922	837	1141	779	773	929	1240	1414
Nb	69	73	70	83	69	66	81	88	86
Zr	262	263	267	307	261	258	312	329	342
Y	23	24	22	27	20	21	25	29	23
Th	8	5	7	4	<4	6	6	8	<4
La	36	41	37	49	37	35	42	55	50
Ce	82	85	87	112	79	81	92	105	100
Nd	33	42	36	40	31	32	40	45	41
AN	49,03	50,29	58,20	62,46	46,70	52,03	53,46	41,09	34,31
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-
or	13,59	5,85	3,07	12,12	14,18	13,77	14,24	6,97	5,32
ab	17,02	18,73	16,22	12,10	18,35	14,54	16,39	22,74	31,03
an	16,37	18,95	22,58	20,13	16,08	15,77	18,82	15,86	16,21
ne	9,62	7,00	7,99	9,54	8,90	10,09	8,63	10,14	5,06
di	21,05	20,13	18,74	20,45	19,75	21,45	21,22	19,12	16,80
wo	-	-	-	-	-	-	0,11	-	-
ol	7,81	10,39	12,64	9,15	9,30	7,58	-	5,99	5,31
mt	6,74	7,50	7,34	7,35	5,76	7,41	-	7,44	7,02
il	4,48	6,04	5,18	4,63	4,43	4,37	3,78	5,22	5,15
hem	-	-	-	-	-	-	9,86	-	-
ap	1,71	1,97	2,04	2,25	1,74	1,71	1,85	2,22	2,25
pero	-	-	-	-	-	-	1,20	-	-
SUMA	98,40	96,66	95,81	97,71	98,48	96,69	96,11	95,71	94,13
I.D.	40,23	31,58	27,28	33,75	41,43	38,40	39,26	39,86	41,40
Den	2,63	2,68	2,70	2,68	2,63	2,63	2,59	2,64	2,62
Nº Mg	58,60	62,43	62,99	52,44	57,19	58,75	40,11	53,60	50,07

Análisis de elementos mayores realizados por I. Ruiz y M. Vallejo.  
Elementos menores por R. García

**Tabla 8.**  
Análisis químicos de rocas sálicas en Islas Columbretes.

Isla	Ferrera				Ferre-ruela	Foradada				Escull de Foradada	Foradadeta	Carallot	
	Muestra	7461	7446G	7465		7462	7472	7474	7491			7483	7478
SiO <sub>2</sub>	58,00	54,73	52,70	52,64	50,50	53,20	56,20	57,00	57,70	56,50	58,00	55,80	51,30
TiO <sub>2</sub>	1,24	1,05	1,13	1,38	1,23	0,65	0,55	0,81	0,68	0,56	0,54	0,78	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,57	20,14	20,47	19,85	19,57	19,03	20,24	20,31	20,40	20,36	20,43	20,21	18,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,85	5,14	4,39	5,53	5,63	3,30	2,85	2,25	2,92	3,25	3,32	3,96	2,54
FeO	0,19	0,08	1,04	0,23	0,19	0,65	1,02	2,54	1,42	0,70	0,43	0,39	1,40
MnO	0,14	0,14	0,12	0,13	0,14	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,13	0,12
MgO	1,50	1,54	1,55	1,69	2,63	4,20	1,66	0,92	0,82	1,56	0,90	1,02	3,55
CaO	4,74	3,90	4,06	4,28	4,50	3,31	2,97	3,20	2,79	2,74	2,70	3,49	4,63
Na <sub>2</sub> O	7,02	7,94	6,12	7,53	9,90	6,24	7,44	7,61	7,49	7,68	8,00	8,03	7,33
K <sub>2</sub> O	4,04	3,73	4,39	3,88	3,44	4,77	4,82	4,58	4,89	4,92	4,88	4,69	4,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,33	0,88	0,48	0,03	0,29	0,17	0,25	0,21	0,16	0,15	0,22	0,24
H <sub>2</sub> O	1,81	1,13	3,10	1,87	1,95	4,11	1,95	0,26	0,51	1,44	0,12	0,69	4,39
Total	99,52	99,85	99,95	99,49	99,71	99,86	99,98	99,85	99,95	99,99	99,58	99,41	99,68
Cr	2	-	19	-	-	1	-	11	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	8	<8	9	10	8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
V	66	53	73	72	69	25	23	37	19	14	19	38	39
Cu	10	14	32	12	7	9	5	7	5	<5	62	6	8
Rb	77	48	142	91	37	124	108	113	130	119	118	149	161
Ba	650	582	626	646	760	533	524	593	559	532	535	454	406
Sr	585	478	601	579	689	483	351	422	349	345	355	427	699
Nb	97	95	94	94	81	80	80	90	86	80	79	93	90
Zr	460	478	473	435	274	320	319	334	336	326	324	533	524
Y	21	28	19	17	27	17	15	17	16	16	15	18	20
Th	4	18	17	13	4	7	8	10	11	9	9	19	14
La	50	47	52	53	50	38	38	42	40	36	32	47	41
Ce	90	85	95	91	104	67	64	72	76	65	59	70	66
Nd	23	23	28	29	41	18	18	23	18	17	16	18	21
AN	-	17,17	28,36	20,11	-	24,41	17,12	16,30	15,50	15,13	11,78	12,83	19,58
or	23,88	22,04	25,94	22,93	20,33	28,19	28,49	27,07	28,90	29,08	28,84	27,72	27,18
ab	46,41	40,04	36,35	35,37	20,88	30,43	36,78	39,70	41,44	36,75	40,62	35,67	20,44
an	-	8,30	14,39	8,91	-	9,83	7,60	7,73	7,60	6,55	5,42	5,25	4,98
ne	3,28	14,70	8,36	15,36	32,85	12,12	14,18	13,38	11,89	15,30	14,67	17,49	22,53
C	-	-	0,38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
di	8,06	4,75	-	4,51	14,13	3,66	4,69	5,33	3,79	4,67	4,83	5,48	12,79
hy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
wo	3,08	-	-	-	0,41	-	-	-	-	-	0,33	1,21	-
ol	-	1,15	2,71	1,49	-	6,14	1,37	1,00	0,20	1,21	-	-	2,04
ac	6,12	-	-	-	1,99	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	-	-	0,47	-	-	0,57	2,05	3,26	3,00	1,02	0,18	-	2,82
il	0,70	0,47	2,15	0,76	0,70	1,23	1,04	1,54	1,29	1,06	1,03	1,10	1,37
hem	3,73	5,14	4,07	5,53	4,94	2,91	1,43	-	0,85	2,54	3,20	3,96	0,60
ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ap	0,97	0,76	2,04	1,11	0,07	0,67	0,39	0,58	0,49	0,37	0,35	0,51	0,56
pero	1,48	1,37	-	1,66	1,47	-	-	-	-	-	-	0,34	-
SUMA	97,71	98,72	96,85	97,62	97,76	95,75	98,03	99,59	99,44	98,55	99,46	98,72	95,29
I.D.	73,56	76,79	70,66	73,66	74,06	70,74	79,44	80,15	82,22	81,12	84,13	80,87	70,15
Den	2,41	2,42	2,44	2,43	2,44	2,43	2,40	2,42	2,40	2,40	2,39	2,40	2,44
Nº Mg	32,89	36,84	35,63	36,65	47,14	67,40	45,21	26,43	26,53	43,41	31,94	31,50	63,19

7461 Traquiandesita  
7446G Fonolita tefrítica  
7465 Fonolita tefrítica  
7462 Fonolita tefrítica  
7472 Fonolita tefrítica  
7474 Fonolita tefrítica (Escoria roja)  
7491 Fonolita  
7483 Fonolita (Colada vitrea)

7478 Fonolita  
7493 Fonolita  
7492 Fonolita  
7494 Fonolita  
7496 Fonolita tefrítica (bomba)

Analistas (elementos mayores): I. Ruiz  
M. Vallejo  
Analistas (elementos menores): R. García

**Tabla 9.**

Análisis químicos de enclaves volcánicos en fonolitas de Islas Columbretes.

Isla	Ferrera				Foradada
	7463	7464	7446R	7460	7559
SiO <sub>2</sub>	47,50	49,01	47,00	50,20	45,80
TiO <sub>2</sub>	2,67	2,87	2,61	2,70	2,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,52	16,54	17,26	14,71	17,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,23	11,20	10,59	10,13	10,46
FeO	0,20	0,10	0,24	0,62	0,43
MnO	0,18	0,16	0,17	0,13	0,22
MgO	3,03	3,01	3,75	4,99	3,58
CaO	7,52	7,00	7,88	10,37	7,94
Na <sub>2</sub> O	6,79	6,22	6,34	4,24	7,05
K <sub>2</sub> O	2,05	1,59	2,16	0,65	2,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,02	1,06	1,03	0,44	1,00
H <sub>2</sub> O	0,96	0,92	0,91	0,44	1,04
Total	99,67	99,68	99,94	99,62	99,86
Cr	-	-	<8	33	-
Ni	-	-	-	10	-
Co	23	24	27	28	22
V	156	151	185	258	139
Cu	39	13	29	<5	17
Rb	49	36	34	32	23
Ba	928	946	883	112	802
Sr	989	996	982	506	1003
Nb	100	102	101	31	99
Zr	384	362	358	219	391
Y	28	30	34	14	27
Th	9	11	9	<4	10
La	60	60	57	20	60
Ce	122	121	115	42	113
Nd	43	48	44	25	44
AN	24,86	21,32	28,26	34,84	28,45
Q	-	-	-	0,98	-
or	12,12	9,40	12,77	3,84	12,29
ab	34,08	46,20	31,12	35,88	25,95
an	11,27	12,52	12,26	19,19	10,32
ne	12,66	3,49	12,20	-	18,26
di	8,99	4,91	9,82	17,82	12,38
hy	-	-	-	4,16	-
ol	2,37	3,66	3,35	-	2,22
il	0,81	0,55	0,87	1,59	1,38
hem	10,23	11,20	10,59	10,13	10,46
ti	-	-	-	4,57	-
ap	2,36	2,46	2,39	1,02	2,32
pero	3,82	4,39	3,66	-	3,24
SUMA	98,71	98,76	99,03	99,18	98,82
I.D.	58,86	59,08	56,09	40,70	56,50
Dem	2,52	2,52	2,53	2,56	2,54
Nº Mg	36,47	34,51	40,62	47,74	39,33

7463 Tefritafonolítica en fonolita  
 7464 Tefritafonolítica en fonolita  
 7446R Tefritafonolítica en fonolita  
 7460 Basalto en fonolita  
 7559 Tefritafonolítica en fonolita

Analistas (Elementos mayores): I. Ruiz  
 M. Vallejo  
 Analistas (Elementos menores): R. García

Los gabros analizados presentan I.D. medios (48-51) a bajos (29-37), mientras los Mg# son bajos 37-45, excepto una de las muestras con valores de 76 (Tabla 11).

La proyección global del volcanismo de I.C. sobre diagramas SiO<sub>2</sub> -elementos mayores (Fig. 8)

muestra dos grupos de rocas (basanitas-fonolitas), con una separación que se hace más patente cuando se enfrentan elementos compatibles como TiO<sub>2</sub> y MgO (Fig. 9). Sin embargo para rocas con SiO<sub>2</sub> < 50 algunos oxidos y especialmente Na<sub>2</sub>O y MgO marcan una separación entre las basanitas y las fonolitas corresponden a los enclaves volcánicos, subvolcánicos o plutónicos.

El índice de peralcalinidad en las rocas sálicas no sufre prácticamente variación, al aumentar el contenido en sílice de las mismas. (Fig. 10) apreciándose también una separación entre dos grupos de rocas.

Igualmente el triángulo AFM (Fig. 11) confirma la separación entre estos dos grupos.

La figura 12 muestra el triángulo Q-Ne-Ks con la línea Ab-Or. En este triángulo las rocas sálicas

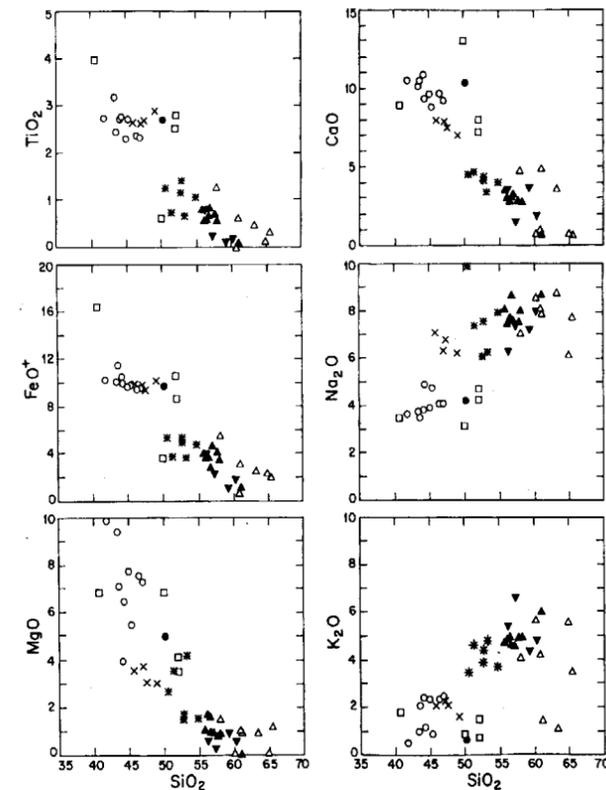


Figura 8. Diagrama SiO<sub>2</sub>-elementos mayores para las rocas volcánicas y enclaves de Islas Columbretes. Símbolos de la figura 6.

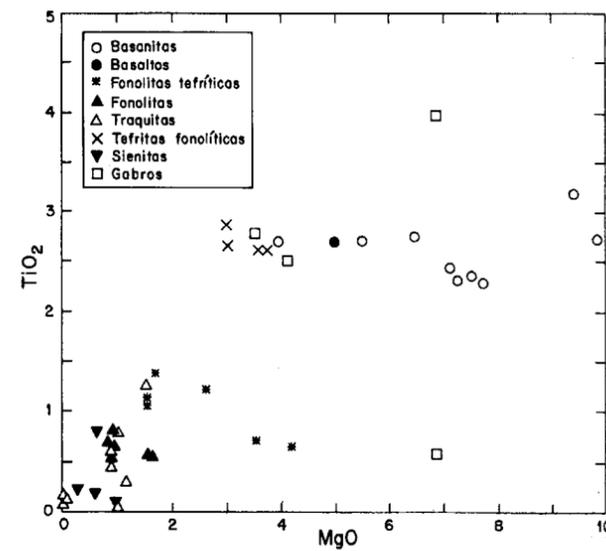


Figura 9. Diagrama TiO<sub>2</sub>-MgO para rocas y enclaves de Islas Columbretes, mostrando la ausencia de términos intermedios.

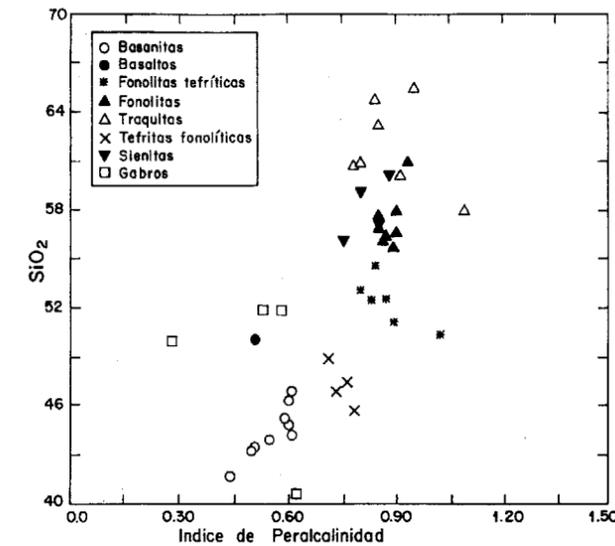


Figura 10. Diagrama índice de peralcalinidad SiO<sub>2</sub> en el que se observa la escasa variación en las rocas sálicas de este índice al aumentar SiO<sub>2</sub>.

se agrupan en el campo de las altas temperaturas, marcado por la línea Ab-Or y próximos al mínimo traquíutico; esta disposición estaría en desacuerdo con un proceso de cristalización fraccionada según el cual, el paso del término menos diferenciado al más diferenciado, se pro-

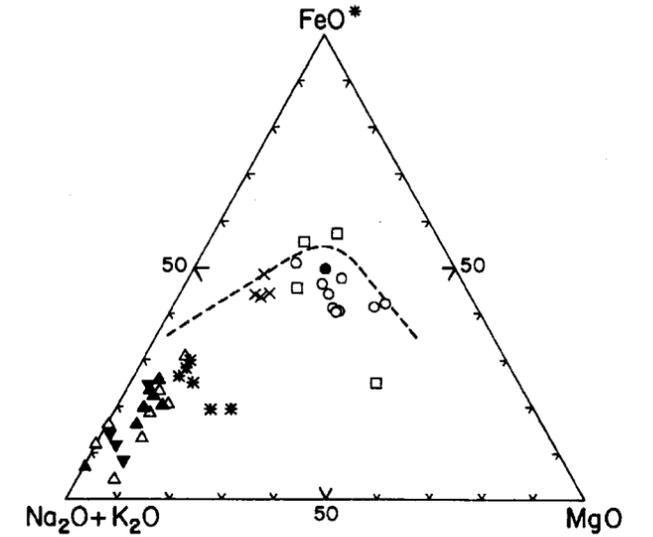


Figura 11. Diagrama AFM con dos grupos diferenciados de rocas volcánicas y enclaves volcánicos asociados. Símbolos como en Fig. 6.

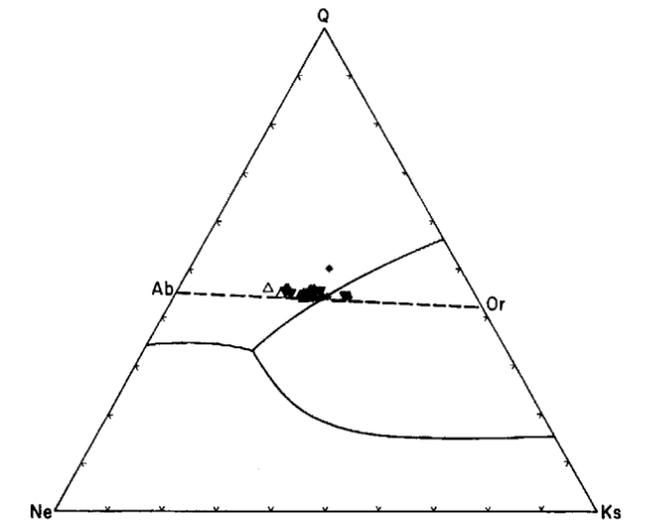


Figura 12. Diagrama triangular Q-Ne-Ks con la posición de las rocas sálicas próximas a la línea Ab-Or. Símbolos como en Fig. 6.

duciría por un descenso de temperatura que cortase dicha línea.

**Elementos traza**

Las rocas básicas presentan elevados contenidos de Ni y Cr. Podría tratarse de magmas pri-

marios con un cierto grado de evolución en las basanitas de Escull de Ferrera cuyos contenidos en Cr-Ni son más bajos.

Las rocas sálicas de I.C. tienen como característica peculiar los bajos contenidos en elementos incompatibles (Y, Zr, Nb, etc.) y en algunos casos, (Y y Nb), con concentraciones casi similares a los de las basanitas, lo que apoyaría la ausencia de una relación genética entre basanitas y fonolitas.

Los enclaves volcánicos (Tabla 9) tienen valores de Sr similares a las basanitas, pero sus contenidos en Ca son más bajos, indicando la no existencia de un proceso de fraccionamiento de plagioclasa.

Los enclaves plutónicos de sienitas y mixtos traquisieníticos (Tabla 10) muestran cierta identidad en el contenido de algunos elementos mayores y menores con la roca caja fonolítica. Los contenidos en Cr, Ni, Co y V son nulos o muy bajos, mientras que el contenido en alcalis y en algún caso en Ca son elevados. Esta identidad composicional permite establecer una cierta relación genética entre ambas litologías separadas únicamente por sus condiciones de cristalización.

De los enclaves de gabros analizados (Tabla 11) tres de ellos presentan valores muy bajos de Cr-Ni y elevado de Ba, el cuarto tiene valores de Cr altos y de Ni y Co similares a los existentes en basanitas, si bien, Ba y Zr son bajos.

En los diagramas de la Fig. 13 algunos elementos traza incompatibles (Nb, Y, Zr, Ba) no muestran enriquecimiento en la secuencia basanita-fonolita como ocurriría si se tratase de rocas derivadas de un proceso de diferenciación.

Así, el diagrama Sr-CaO (Fig. 14) que debía marcar un fraccionamiento de la plagioclasa de los tipos intermedios, dando lugar a fundidos de tipo fonolítico, muestra una vez más el agrupamiento bimodal de las rocas, con una cierta dispersión dentro de cada grupo.

Aunque no hay relación entre basanitas y fonolitas, la presencia de kaersutita en ambos implica, que estos dos líquidos han cristalizado bajo condiciones crustales, con presiones de hasta 10 Kb y temperatura del magma para las fonolitas de < 1100°C.

Es posible que la dispersión que presentan las basanitas en los diagramas geoquímicos, sea debido a un proceso de contaminación producida a niveles corticales por materiales sedimentarios, ya que los enclaves que presentan son de este tipo mayoritariamente.

Esto coincidiría con las determinaciones hechas por (MARTIN y SURIÑACH 1988) según las cuáles, los últimos 5 km de la corteza en esta zona son rocas sedimentarias.

Por lo que respecta a las fonolitas, se encuentran dispersiones composicionales entre ellas con variaciones a fonolitas tefriticas, traquitas y traquiandesitas. Estas variaciones no estarían supeditadas a procesos de cristalización fraccionada ya que los enclaves de sienitas en las fonolitas, al presentar síntomas de fusión parcial, implicaría una difusión de ciertos elementos de la sienita en el líquido fonolítico causando las diferentes variaciones geoquímicas de las fonolitas y la aparición de otros términos.

## DISCUSION

Dos características de este volcanismo residen en su localización en un área de rifting que define la fosa de Valencia (MARTI et al. 1992) y su adscripción, para los materiales básicos, a un volcanismo de intraplaca (Fig. 15). Para MARTI et al (1992) este volcanismo de intraplaca está causado por descompresión de una zona extensional litosférica y sugieren una fuente heterogénea de basaltos de isla oceánica debido a diferencias en la estructura litosférica (más adelgazada en el centro del rift donde se localizan las islas Columbretes).

En las I.C. la génesis de los magmas básico y sálico en el manto superior ha sido explicado por APARICIO et al (1994) a partir de relaciones isotópicas de Sr. Sin embargo el transporte de estos materiales hacia cámaras magmáticas más superficiales, la evolución dentro de estas cámaras y su salida a superficie pudo ser algo más compleja.

La salida a la superficie de estos magmas se realizó en cualquier caso a través de 15 kms de corteza de los cuales los últimos 5 kms correspon-

Tabla 10.  
Análisis químicos de enclaves de rocas plutónicas, subvolcánicas y mixtas en fonolitas de Islas Columbretes.

Isla	Ferrera						Foradada						
	Muestra	7453	7452	7459	7454	7467	7451	7555	7556	7557	7558	7486	7485
SiO <sub>2</sub>	56,27	60,28	59,30	57,30	60,20	61,00	63,27	61,00	56,71	64,86	60,80	65,50	
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,19	0,12	0,23	0,16	0,60	0,45	0,07	0,64	0,11	0,03	0,30	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,32	20,71	20,67	22,72	21,84	17,92	18,13	22,01	21,04	18,94	22,61	17,20	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	1,49	1,05	2,15	1,70	3,05	1,69	0,84	2,06	2,07	0,17	1,45	
FeO	0,67	0,47	0,21	0,42	0,36	0,35	0,93	0,35	0,90	0,37	0,43	0,60	
MnO	0,20	0,08	0,07	0,15	0,09	0,07	0,06	0,01	0,17	0,14	-	0,04	
MgO	0,63	0,60	0,97	0,28	0,04	0,89	0,91	0,03	0,95	0,08	1,00	1,18	
CaO	3,57	1,93	3,68	1,52	0,69	4,87	3,58	0,64	3,01	0,71	0,93	0,58	
Na <sub>2</sub> O	6,32	8,02	7,24	7,41	8,53	7,87	8,74	8,66	8,67	6,10	8,08	7,71	
K <sub>2</sub> O	5,43	4,83	4,36	6,63	5,62	1,42	1,06	5,99	4,60	5,54	4,15	3,46	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	-	0,02	0,13	0,02	0,15	0,18	0,03	0,28	0,06	0,02	0,05	
H <sub>2</sub> O	0,47	1,26	2,02	0,51	0,27	1,54	0,98	0,31	0,45	0,83	1,55	1,59	
Total	99,85	99,86	99,71	99,45	99,52	99,73	99,98	99,94	99,48	99,81	99,77	99,66	
Cr	8	-	<8	-	9	-	-	-	5	-	<8	<8	
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	<5	<5	
Co	<8	-	-	15	-	<8	-	-	<8	-	-	-	
V	47	26	34	20	8	27	16	7	39	<10	-	10	
Cu	<5	16	13	6	7	13	6	6	6	9	-	21	
Rb	97	148	83	126	90	49	36	86	65	97	79	67	
Ba	783	72	93	382	58	138	81	24	431	51	33	1508	
Sr	575	60	67	307	55	304	283	38	376	8	108	121	
Nb	94	15	21	58	31	126	104	46	103	92	12	34	
Zr	306	404	207	198	343	668	493	981	595	658	417	292	
Y	19	7	15	11	7	54	29	15	20	22	7	16	
Th	7	12	16	4	12	14	12	37	17	18	6	6	
La	49	35	75	26	18	55	57	19	55	55	13	11	
Ce	84	37	86	48	27	104	132	28	86	105	12	15	
Nd	24	8	14	12	<5	34	45	<5	24	27	<5	8	
AN	27,91	11,51	19,52	17,50	6,79	12,34	8,77	6,40	11,69	5,72	7,21	3,13	
Q	-	-	-	-	-	1,43	1,90	-	-	6,70	-	4,64	
or	32,09	28,54	25,77	39,18	33,21	8,39	6,26	35,40	27,18	32,74	24,53	20,45	
ab	35,57	48,05	45,46	31,55	45,17	66,59	73,96	43,58	37,07	51,62	57,67	65,24	
an	13,77	6,25	11,03	6,69	3,29	9,38	7,11	2,98	4,91	3,13	4,48	2,11	
ne	9,70	10,73	8,56	16,88	14,63	-	-	16,09	19,66	-	5,79	-	
C	-	-	-	0,90	0,52	-	-	0,19	-	1,76	3,18	-	
di	1,24	2,59	5,21	-	-	4,78	4,89	-	5,10	-	-	0,35	
hy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,20	-	2,78	
wo	-	-	0,17	-	-	3,01	1,33	-	0,68	-	-	-	
ol	0,70	0,21	-	0,49	0,07	-	-	0,05	-	-	2,21	-	
mt	0,46	1,23	0,56	1,18	0,99	-	1,89	0,96	1,60	1,33	0,25	1,14	
il	1,54	0,36	0,23	0,44	0,30	0,89	0,85	0,13	1,22	0,21	0,06	0,57	
hem	3,48	0,65	0,67	1,34	1,02	3,05	0,39	0,18	0,96	1,15	-	0,63	
ti	-	-	-	-	-	0,32	-	-	-	-	-	-	
ap	0,83	-	0,05	0,30	0,05	0,35	0,42	0,07	0,65	0,14	0,05	0,12	
SUMA	99,38	98,60	97,69	98,94	99,25	98,19	99,00	99,63	99,03	98,98	98,22	98,07	
I.D.	77,36	87,33	79,79	87,61	93,01	76,41	82,12	95,07	83,91	91,06	87,99	90,33	
Den	2,41	2,36	2,38	2,37	2,35	2,40	2,38	2,34	2,39	2,34	2,35	2,35	
Nº Mg	21,54	37,13	59,95	17,49	3,63	33,89	39,82	4,61	38,07	6,0	75,35	52,47	

7453 Sienita  
7452 Sienita  
7459 Sienita  
7454 Sienita  
7467 Traquisienita (mixto)  
7451 Traquisienita (mixto)  
7555 Traquisienita (mixto)  
7556 Fonolita holocristalina  
7557 Fonolita  
7558 Traquita holocristalina  
7486 Traquisienita (mixto)  
7485 Traquisienita (mixto)

Analistas (Elementos mayores): I. Ruiz  
M. Vallejo  
Analistas (Elementos menores): R. Garcia

Tabla 11.  
Enclaves de gabros en fonolitas.

Isla	Ferrera		Foradada	
	7449	7455	7489	7484
Muestra				
SiO <sub>2</sub>	52,00	52,00	40,69	50,00
TiO <sub>2</sub>	2,80	2,52	3,97	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,58	16,12	12,27	20,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,94	8,14	16,06	2,74
FeO	1,68	1,36	1,95	1,21
MnO	0,29	0,21	0,32	0,07
MgO	3,53	4,15	6,85	6,85
CaO	7,98	7,26	8,92	13,03
Na <sub>2</sub> O	4,29	4,72	3,49	3,16
K <sub>2</sub> O	0,74	1,52	1,84	0,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,32	1,11	1,60	0,16
H <sub>2</sub> O	0,55	0,55	1,78	0,14
Total	99,70	99,66	99,74	99,69
Cr	<8	18	13	338
Ni	<5	<5	9	109
Co	11	16	23	70
V	111	145	180	63
Cu	6	6	6	7
Rb	13	28	42	30
Ba	1421	1792	1215	343
Sr	753	644	511	578
Nb	29	64	89	45
Zr	160	218	195	80
Y	29	40	52	6
Th	<4	<4	<4	<4
La	35	48	45	7
Ce	78	102	115	9
Nd	35	46	62	7
AN	33,57	31,43	33,80	63,52
Q	8,30	2,37	-	-
or	4,37	8,98	10,87	4,85
ab	36,30	39,94	24,25	23,25
an	18,34	18,31	12,38	40,48
ne	-	-	2,86	1,89
di	8,19	6,05	12,77	18,00
hy	5,00	7,53	-	-
ol	-	-	7,81	6,11
mt	-	-	-	2,42
il	4,17	3,32	4,80	1,12
hem	9,94	8,14	16,06	1,07
ti	1,48	1,89	-	-
ap	3,06	2,57	3,71	0,37
pero	-	-	2,45	-
SUMA	99,15	99,11	97,96	99,55
I.D	48,98	51,30	37,99	29,99
Den	2,55	2,53	2,66	2,57
Nº Mg	37,19	45,99	42,67	76,86

Analistas (Elementos mayores): I. Ruiz  
M. Vallejo  
Analistas (Elementos menores): R. García

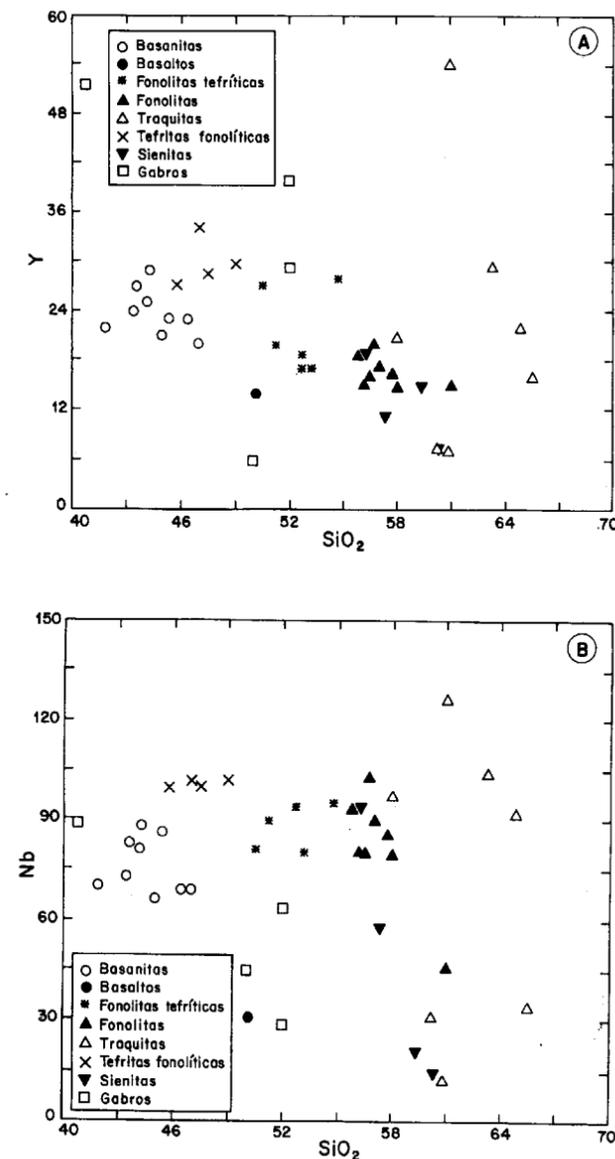


Figura 13. Diagrama Si<sub>2</sub>-O-elementos incompatibles a) SiO<sub>2</sub>-Nb, b) SiO<sub>2</sub>-Y.

den a rocas sedimentarias. La relativa abundancia de enclaves de calizas, margas y cuarcitas así como de xénocristales de cuarzo y plagioclasa explicarían la existencia de una cierta contaminación no sólo a partir de sedimentos carbonatados sino de un posible basamento granítico-neisico. En este sentido podría explicarse el incremento del contenido en CaO y pe-

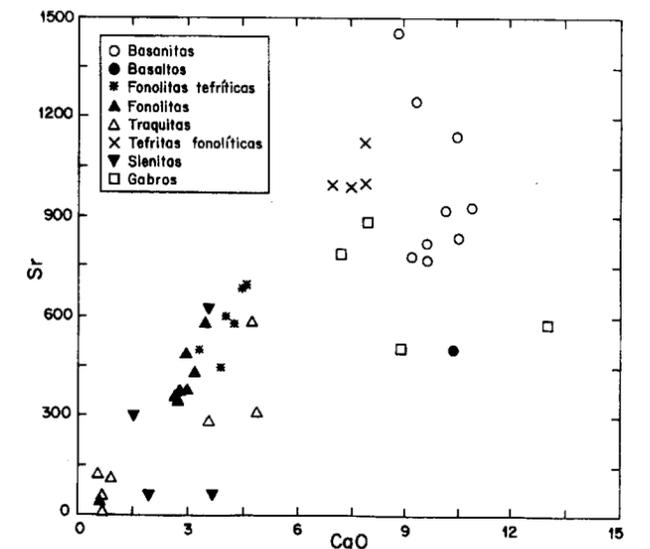


Figura 14. Diagrama Sr-CaO mostrando el carácter bimodal de las rocas y enclaves de Islas Columbretes.

queñas oscilaciones en los contenidos en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Na<sub>2</sub>O.

En principio es difícil establecer si pudiera haber relación entre las basanitas como magma original, y las fonolitas como producto derivado de

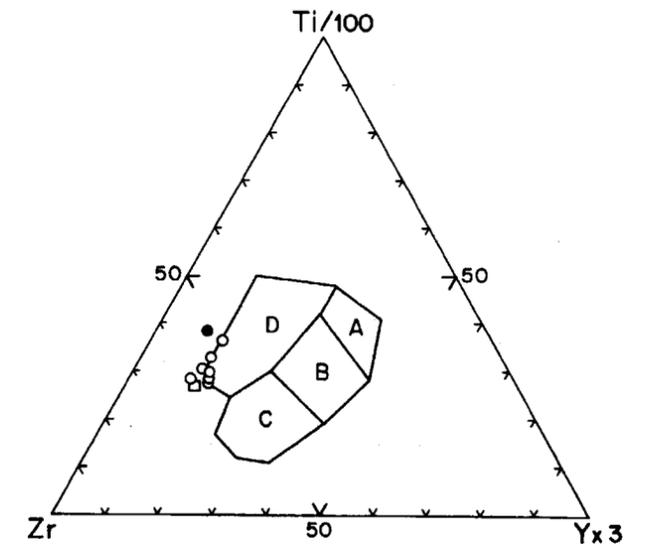


Figura 15. Diagrama de PEARCE y CANN (1973) definiendo el carácter de intraplaca de las rocas volcánicas básicas de Islas COLUMBRETES. Símbolos de la Fig. 6.

él. Es posible que las basanitas, en su composición actual, han debido de sufrir alguna contaminación en su ascenso cortical e incluso en el proceso hidromagmático que las afectó por lo que su composición actual no debe corresponder a la de un magma primario. Probablemente la ausencia en las basanitas de otro tipo de enclaves que no sean los sedimentarios y metamórficos nos indicaría un ascenso y salida a la superficie bastante rápidas con escasas posibilidades de haber experimentado procesos de diferenciación. Su posible detención en una cámara ocurriría en niveles corticales inferiores a 5 kms (espesor de los sedimentos), mientras que la cámara fonolítica debería situarse a niveles más superficiales (< 5 km) por la ausencia de enclaves del basamento.

En las rocas sálicas, donde los enclaves de otros tipos de rocas volcánicas y plutónicas están presentes, se puede establecer una cierta evolución desde su diferenciación en la cámara hasta su salida al exterior. La similitud composicional entre fonolitas, y sienitas favorece la idea de que las sienitas se formaron en la misma cámara magmática fonolítica sin embargo la ausencia de kaersutita en las sienitas condicionaría una cristalización más temprana y en niveles más profundos que las fonolitas. La presencia de enclaves mixtos, (traquítico-sieníticos) y traquíticos de tendencias más ácida, entraría dentro de un proceso de diferenciación de los materiales fonolíticos cuyos últimos residuos circularían en la cámara a través de las sienitas y produciendo en su enfriamiento texturas subvolcánicas.

De hecho dentro de las rocas masivas fonolíticas se encuentran dispersiones en el quimismo hacia fonolitas tefríticas y traquiandesitas (una muestra) e incluso minerales como la andradita están presentes tanto en sienita como en traquitas. La existencia, en algunas sienitas, de bordes con agregados cristalinos feldespáticos parece resaltar que al menos, las sienitas, traquisienitas y traquitas en el momento de su salida al exterior, arrastrados por las fonolitas, no se encontraban consolidadas y que sus condiciones térmicas les permitían encontrarse en un estado plástico que posibilitaría la formación de estos agregados feldespáticos.

La relación de las fonolitas con las inclusiones volcánicas más básicas (tefritas fonolíticas) re-

sultaría algo más compleja. La forma de presentarse estas inclusiones en las fonolitas, con bordes de transición y la tendencia a dar formas esféricas puede favorecer la hipótesis de que la roca tefrítica estuviera en estado fundido en el momento de ser arrastrado a la superficie y que por tanto no se tratara de rocas extruidas anteriormente e incorporadas durante el ascenso, sino que estaban presentes en la propia cámara magmática indicando la existencia de una cámara zonada (BACON 1986). Desde este punto de vista pudieran representar estas inclusiones un magma menos básico que el primitivo, y por tanto más diferenciado, pero que en volumen tuviera una representatividad mucho menor que el magma fonolítico, lo que facilitaría su extrusión en forma de enclaves debido a la diferencia de volumen de los dos líquidos que entran en contacto (SPARKS y MARSHAL, 1986). No es posible establecer a la luz de los datos existentes si este magma tefrítico sería capaz de haberse diferenciado a materiales fonolíticos, pero de hecho la identidad mineral entre las fonolitas y las tefritas fonolíticas ya es un indicio favorable en este sentido para que el magma tefrítico u otro similar evolucionara hacia las rocas fonolíticas aunque no se encuentren términos intermedios.

En este contexto, el significado de las rocas más básicas (basanitas) ya quedó establecido como la consolidación de un magma más primitivo no diferenciado y aparentemente modificado en parte en su composición original por procesos posteriores. Sin embargo algunos hechos como las relaciones isotópicas encontradas en rocas sálicas y básicas (APARICIO et al 1994), la presencia de anfíbol (kaersutita) de similar composición en basanitas, fonolitas y tefritas y el que alguno de los tipos de enclaves presente composiciones de basalto favorecerían una relación más estrecha entre estos tipos magmáticos en el sentido de que un magma algo más básico que estas basanitas, y no aflorante, pudiera ser el magma original desencadenante del proceso volcánico en las I.C.

#### CONCLUSIONES

a) El magmatismo de I.C. de tendencia alcalina, encaja dentro del proceso de rifting generaliza-

do que actúa en el borde occidental mediterráneo.

b) Rocas basaníticas y fonolíticas constituyen mayoritariamente los materiales emitidos. En basanitas algunos de los episodios volcánicos muestran características hidro-magmáticas.

c) No se encuentran tendencias en su quimismo que indiquen la existencia de un proceso de cristalización fraccionada que haga derivar las fonolitas de los magmas basaníticos.

d) La presencia de enclaves volcánicos de tipo tefrítico fonolítico en fonolitas y su mineralogía permite establecer una evolución de estas tefritas a fonolita y posteriormente la formación de líquido traquíticos.

e) El magma basanítico parece haber experimentado un pequeño proceso de diferenciación, aunque la dispersión composicional encontrada en rocas básicas puede asignarse a procesos de contaminación por materiales sedimentarios y metamórficos.

f) La presencia de kaersutita en basanitas y fonolitas, así como la distribución de enclaves, apoyan la localización superficial de cámaras magmáticas, posiblemente en profundidades próximas a 5 kms coincidiendo con la separación sedimentos-basamento en el perfil cortical del área de I.C.

#### AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado parcialmente por el proyecto de la CICYT "Modelización de erupciones freatomagmáticas para su prevención en los volcanes centrales de las Islas Canarias".

Al Dr. V. Araña por su apoyo en la realización del trabajo y la revisión crítica del mismo.

A la Consejería del Medio Ambiente de la Generalitat Valenciana y en especial al Director del Parque Natural, Juan Jiménez que nos facilitó todo tipo de ayudas para el transporte y estancia en las islas. Igualmente a Valentí, Xavi y Toni, vigilantes y monitores del parque que tanto nos ayudaron en nuestra permanencia y traslado entre islas.

Al Presidente del Puerto de Castellón, J. L. Peralta por las facilidades dadas para el uso de las instalaciones del Faro de Isla Grossa.

A la Dra. Aurora Fernández de Castilla por su simpática colaboración, inestimable ayuda, e interés en la realización del trabajo.

A M. C. Sendra por la composición del trabajo, J. Arroyo por la delineación, M. Castillejo y A. Viloria por la preparación y elaboración de muestras.

#### REFERENCIAS

ALONSO MATILLA, L. A. (1985): Variaciones petroquímicas en el vulcanismo de las Islas Columbretes (Castellón). En: *Estudios Petrológicos de la Comunidad Valenciana*. Publicaciones de la cátedra de Geología. Univ. Politécnica de Valencia, 59-101.

ALONSO MATILLA, L. A. (1991a): Variaciones petroquímicas en el vulcanismo de las Islas Columbretes. En: *Islas Columbretes. Contribución al estudio de su medio natural*. Agencia del Medi Ambient. Generalitat Valenciana, 55-94.

ALONSO MATILLA, L. A. (1991b): Geología estructural del archipiélago de las islas Columbretes. En: *Islas Columbretes. Contribución al estudio de su medio natural*. Agenci del Medi Ambient. Generalitat Valenciana, 27-54.

APARICIO, A., MITJAVILA, J. M., ARAÑA, V., VILLA, J. M. (1991): La edad del vulcanismo de las Islas Columbrete Grande y Alborán (Mediterráneo Occidental). *Bol. Geol. Min.* 102-4, 562-570.

APARICIO, A., ARAÑA, V., GARCIA, R., GRACHEV, A. (1994): The origin of the Columbretes Islands basanitic and phonolitic magmas (Wester Mediterranean). *Mineralogical Magazine*, 58A, 21 -22.

BACON, CH. R. (1986): Magmatic inclusions in Silicic and Intermediate Volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 91, B6, 6091-6112.

BECKE, F. (1897): Gesteine der Columbretes. *Tschernack's Min. petr. Mitt. Bd.*, 16, 159-189 y 308-336.

HERNANDEZ PACHECO, F., ASENSIO AMOR, I. (1966): Datos fisiográfico-sedimentológicos de la Columbrete Grande. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol)*, 64, 179-198.

IRVINE, T. N., BARAGAR, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *an. J Earth. Sci*, 8, 523-548.

KYLE, PH. (1981): Mineralogy and geochemistry of a Basanite to Phonolite Sequence at Hut Point Peninsula, Antarc-

tica, based on Core from. Dry Valley Drilling Project, Drill-holes 1, 2 and 3. *Journal of Petrology*, 22, 451-500.

MAILLARD, A., MAUFFRET, A. (1993): Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bull. Soc. Geol. France*, 164-3, 365-383.

MARTI, J., MITJAVILA, J., ROCA, E., APARICIO, A. (1992): Cenozoic magmatism of the Valencia trough (Western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 203, 145-165.

MARTIN, P., SURINACH, E. (1988): Estructura de la corteza en la zona entre Ibiza y Castellón. Primeros resultados. En: *Xarxes sísmiques. Instrumentació i aplicació a la sismotectònica*. Col·lecció Actes. Generalitat de Catalunya, 521-537.

NEUMANN, E. R., RAMBERG, I. B. (1977): Paleorifts concluding remarks. En: *Tectonics and Geophysics of Conti-*

*ental rifts* (Ed. Neumann y Ramberg). Dordrecht Holanda. Reidel, 409-424.

PARGA PONDAL, I. (1935): Quimismo de las manifestaciones magmáticas de la Península Ibérica. *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat.*, 39, 174 pp.

PEARCE, J. A., CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 19, 290-300.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., FUSTER CASAS, J. M. (1951): Una roca interesante de facies basáltica de la Columbrete Grande. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 49-2, 88-100.

SPARKS, R. S. J., MARSHAL, L. A. (1986): Thermal and mechanical constraint on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and geothermal research*. 29, 99-124.

VICENT, P. A. (1885): Noticia litológica de las Islas Columbretes. *An. Soc. Esp. Historia Nat.* XIV, 173-183.

Original recibido: Julio de 1995.

Original aceptado: Agosto de 1995.

## INFORMACION

### Mitos, Genios, Duendes y Supersticiones en las Minas.

Por L. F. MAZADIEGO (\*) y O. PUCHE (\*\*)

#### INTRODUCCION

Hasta hace relativamente poco tiempo, los hombres recurrían a ingeniosas historias para justificar la sucesión de hechos cuya comprensión les era ajena. En un alarde de imaginación, crearon toda una mitología de héroes, duendes y demonios que, en cierta medida, representaban al conjunto de fuerzas de la Naturaleza (fig. 1). Los mineros no podían estar al margen de esta visión del mundo. Ellos, en su afán por encontrar riquezas minerales, horadaban la tierra y penetraban en ella para poner al descubierto sus secretos. Es quizá por esto que "la otra realidad" adquiere un mayor protagonismo en la historia de la minería. El mismo AGRICOLA, en el Libro VI de "De Re Metallica" (1556), señala que "hay veces en que hay que acordarse del diablo, porque algunos sitios metalíferos, aunque son raros, espontáneamente producen veneno y exhalan vapor pestilente" (fig. 2).

Por otra parte, la mina ha sido, a lo largo de la historia, un lugar penoso y casi infernal. DIODORO DE SICILIA (siglo I a.C.) señala, en el Libro 6, capítulo 5 de "Summo Hispanorum Labores, apud metallico, subaeta Hispania per Romanos", que los mineros vivían

en condiciones inhumanas: "Estos pobres infelices, sudando noche y día, con indecible fatiga en aquellos horribles calabozos subterráneos, daban a sus amos infinitas riquezas, pero comprándolas muchas veces con sus vidas, pues eran muchos los que caían muertos bajo el peso de un trabajo tan cruel".

PLAUTO (254-184 a.C.), en la descripción del infierno (ver **Captiv. Act.**, Scena 3, V.I), considera más duro el trabajo en las minas que las penas del

fuego eterno. Para FRANCISCO XAVIER GAMBOA (1761), en el "Comentario de las Ordenanzas de Minas", ocurre algo parecido: "Son estas cavernas húmedas, sofocadas, oscuras, y no se alienta en ellas sino el vapor nocivo: los riesgos de la vida en el ascenso y descenso, y derrumbamientos, amedrentan: desnudos, y erizados los operarios, y cargados de pesadas barras, y metales; frecuentes las enfermedades y la corrupción; venenosas las fundiciones, y las azogueñas; incurables, y a cada paso las do-



Figura 1. El "Hombre de las aguas" capturado en las minas de Schaubergwerk, en Eisenerz (Austria), prometió a los mineros que si le liberaban habría hierro para siempre. Las minas han permanecido en producción durante 2000 años; ahora están abiertas al turismo. El "hombre de las aguas" se proyecta en tres dimensiones sobre un lago subterráneo mientras cuenta su leyenda.

(\*) E.T.S.I. Minas Madrid.

(\*\*) E.T.S.I. Minas Madrid e INHIGEO.

# INFORMACION

## Mitos, Genios, Duendes y Supersticiones en las Minas.

Por L. F. MAZADIEGO (\*) y O. PUCHE (\*\*)

### INTRODUCCION

Hasta hace relativamente poco tiempo, los hombres recurrían a ingeniosas historias para justificar la sucesión de hechos cuya comprensión les era ajena. En un alarde de imaginación, crearon toda una mitología de héroes, duendes y demonios que, en cierta medida, representaban al conjunto de fuerzas de la Naturaleza (fig. 1). Los mineros no podían estar al margen de esta visión del mundo. Ellos, en su afán por encontrar riquezas minerales, horadaban la tierra y penetraban en ella para poner al descubierto sus secretos. Es quizá por esto que "la otra realidad" adquiere un mayor protagonismo en la historia de la minería. El mismo AGRICOLA, en el Libro VI de "De Re Metallica" (1556), señala que "hay veces en que hay que acordarse del diablo, porque algunos sitios metalíferos, aunque son raros, espontáneamente producen veneno y exhalan vapor pestilente" (fig. 2).

Por otra parte, la mina ha sido, a lo largo de la historia, un lugar penoso y casi infernal. DIODORO DE SICILIA (siglo I a.C.) señala, en el Libro 6, capítulo 5 de "Summo Hispanorum Labores, apud metallico, subaeta Hispania per Romanos", que los mineros vivían

en condiciones infrahumanas: "Estos pobres infelices, sudando noche y día, con indecible fatiga en aquellos horribles calabozos subterráneos, daban a sus amos infinitas riquezas, pero comprándolas muchas veces con sus vidas, pues eran muchos los que caían muertos bajo el peso de un trabajo tan cruel".

PLAUTO (254-184 a.C.), en la descripción del infierno (ver **Captiv. Act.**, Scena 3, V.I), considera más duro el trabajo en las minas que las penas del

fuego eterno. Para FRANCISCO XAVIER GAMBOA (1761), en el "Comentario de las Ordenanzas de Minas", ocurre algo parecido: "Son estas cavernas húmedas, sofocadas, oscuras, y no se alienta en ellas sino el vapor nocivo: los riesgos de la vida en el ascenso y descenso, y derrumbamientos, amedrentan: desnudos, y erizados los operarios, y cargados de pesadas barras, y metales; frecuentes las enfermedades y la corrupción; venenosas las fundiciones, y las azogueñas; incurables, y a cada paso las do-



Figura 1. El "Hombre de las aguas" capturado en las minas de Schaubergwerk, en Eisenerz (Austria), prometió a los mineros que si le liberaban habría hierro para siempre. Las minas han permanecido en producción durante 2000 años; ahora están abiertas al turismo. El "hombre de las aguas" se proyecta en tres dimensiones sobre un lago subterráneo mientras cuenta su leyenda.

(\*) E.T.S.I. Minas Madrid.

(\*\*) E.T.S.I. Minas Madrid e INHIGEO.



Figura 2. Representación de un demonio sobrenatural sobre los cuales habló AGRICOLA en "*De Animatibus Subterraneis*", según ADARO, L. (1989).

lencias, entre humedades, fuego y vapores".

Cuenta ISIDORO DE SEVILLA (560-636) En el capítulo 72 de "*De Ortu e Obitu Patrum*", ("*Vida y Obra de los Patriarcas*"), escrita hacia el año 615, que "*de Santo Joanne Evangelista á Domiciano Casare in Pathmos Insule in metallum relegato, ubi etiam Apocalypsiis scripsit*". El Apocalipsis nació en una mina.

La vida se vuelve frágil y las condiciones de trabajo aparecen como infernales, mientras tanto que el minero desamparado vuelve los ojos hacia Dios, o busca apoyo en otros extremos, a veces lleno de superstición. El valioso mineral se sacraliza.

#### LOS MINERALES, SERES CON VIDA PROPIA

Si el hierro meteórico contaba con ese componente sagrado en Egipto, Groenlandia y otros lugares, no son menos importantes las características mágicas atribuidas a los minerales extraídos de la tierra, ya fuera de minas a cielo abierto o de interior.

Los antiguos interpretaban que los mineros debían estar a bien con las fuerzas telúricas para que éstas les abrieran sus entrañas, permitiéndoles el acceso a las vetas y filones (fig. 3).

Pero habían aún más creencias, toda vez que durante largos años se estimaba que en el mundo cualquier ser, ya fuera animal, vegetal o mineral, estaba dotado de un sexo definido. En la antigua China, los nativos clasificaban a los minerales en *masculino*, aquellos de color negro y gran dureza, extraídos de la misma superficie de la tierra, y en *femenino*, minerales blandos y rojizos obtenidos del interior de la mina.

Además de los minerales, también las piedras preciosas estaban "*sexuadas*": los mesopotámicos las dividían en *macho* y *hembra* según su color, forma y tamaño; aún hoy los joyeros distinguen el sexo de los diamantes en función de su color, acaso continuando con la vieja tradición que diferenciaba al diamante del cristal por una cuestión de edad: el diamante es "*pakka*", es decir, maduro, masculino, mientras que el cristal es "*kachha*", joven, femenino.



Figura 3. Rübezal, rey de los gnomos de las minas. Tomado de GARCIA FONT, J.

Según cuenta MIRCEA ELIADE (1951), importantes personalidades científicas árabes de los siglos X y XI abundan en estas teorías. Así, AVICENA (927-1037) afirmaba en el "*Tratado de las piedras*", que "*el amor romántico no es privativo de la especie humana, sino que se extiende a todo lo existente, ya sea en el nivel celestial, elemental, vegetal o mineral*".

El propio AVICENA habla de una fuerza misteriosa de la Naturaleza, la "*vis plástica*", que sería capaz de dar formas animadas a los minerales, pero sin llegar a comunicarles la vida. Se trata de una fuerza creadora, que emana de la Tierra, pero con resultado infructuoso, es la "*generatio aequivoca*" de ARISTOTELES.

Todas estas ideas estaban íntimamente ligadas a la creencia en un "*nacimiento ginecomórfico*" de los minerales y de los fósiles, con la consiguiente asimilación de las minas y cavernas a la matriz de la Madre Tierra, Gaia. El papel ritual de las grutas, y, en general, de cualquier acceso, natural o artificial, a las entrañas de la Tierra, es notorio y fácilmente detectable con sólo revisar la historia de la

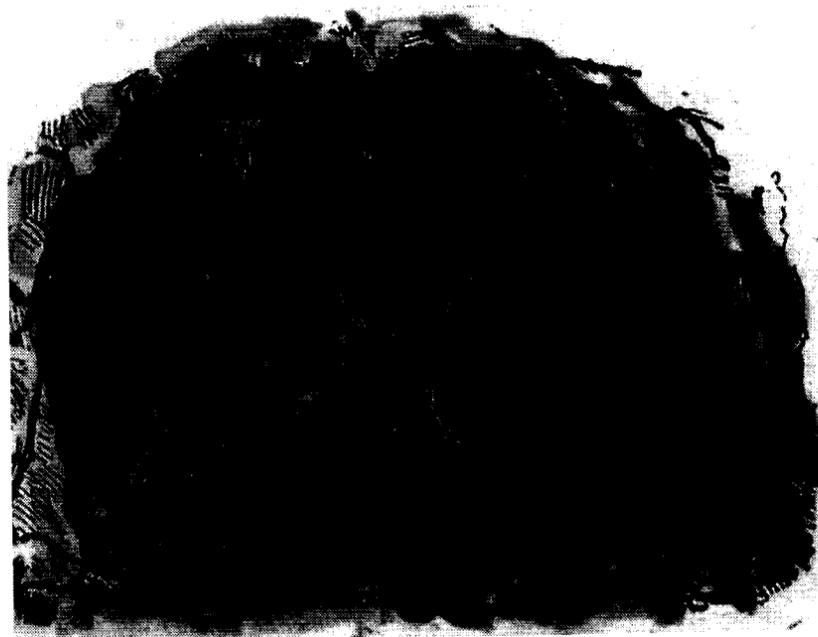


Figura 2. Representación de un demonio sobre los cuales habló AGRICOLA en "De Animatibus Subterraneis", según ADARO, L. (1989).

lencias, entre humedades, fuego y vapores".

Cuenta ISIDORO DE SEVILLA (560-636) En el capítulo 72 de "De Ortu e Obitu Patrum", ("Vida y Obra de los Patriarcas"), escrita hacia el año 615, que "de Santo Joanne Evangelista á Domiciano Casare in Pathmos Insule in metallum relegato, ubi etiam Apocalypsius scripsit". El Apocalipsis nació en una mina.

La vida se vuelve frágil y las condiciones de trabajo aparecen como infernales, mientras tanto que el minero desamparado vuelve los ojos hacia Dios, o busca apoyo en otros extremos, a veces lleno de superstición. El valioso mineral se sacraliza.

#### LOS MINERALES, SERES CON VIDA PROPIA

Si el hierro meteórico contaba con ese componente sagrado en Egipto, Groenlandia y otros lugares, no son menos importantes las características mágicas atribuidas a los minerales extraídos de la tierra, ya fuera de minas a cielo abierto o de interior.

Los antiguos interpretaban que los mineros debían estar a bien con las fuerzas telúricas para que éstas les abrieran sus entrañas, permitiéndoles el acceso a las vetas y filones (fig. 3).

Pero habían aún más creencias, toda vez que durante largos años se estimaba que en el mundo cualquier ser, ya fuera animal, vegetal o mineral, estaba dotado de un sexo definido. En la antigua China, los nativos clasificaban a los minerales en *masculino*, aquellos de color negro y gran dureza, extraídos de la misma superficie de la tierra, y en *femenino*, minerales blandos y rojizos obtenidos del interior de la mina.

Además de los minerales, también las piedras preciosas estaban "sexuadas": los mesopotámicos las dividían en *macho* y *hembra* según su color, forma y tamaño; aún hoy los joyeros distinguen el sexo de los diamantes en función de su color, acaso continuando con la vieja tradición que diferenciaba al diamante del cristal por una cuestión de edad: el diamante es "pakka", es decir, maduro, masculino, mientras que el cristal es "kachha", joven, femenino.



Figura 3. Rubezal, rey de los gnomos de las minas. Tomado de GARCIA FONT, J.

Según cuenta MIRCEA ELIADE (1951), importantes personalidades científicas árabes de los siglos X y XI abundan en estas teorías. Así, AVICENA (927-1037) afirmaba en el "Tratado de las piedras", que "el amor romántico no es privativo de la especie humana, sino que se extiende a todo lo existente, ya sea en el nivel celestial, elemental, vegetal o mineral".

El propio AVICENA habla de una fuerza misteriosa de la Naturaleza, la "vis plástica", que sería capaz de dar formas animadas a los minerales, pero sin llegar a comunicarles la vida. Se trata de una fuerza creadora, que emana de la Tierra, pero con resultado infructuoso, es la "generatio aequivoca" de ARISTOTELES.

Todas estas ideas estaban íntimamente ligadas a la creencia en un "nacimiento ginecomórfico" de los minerales y de los fósiles, con la consiguiente asimilación de las minas y cavernas a la matriz de la Madre Tierra, Gaia. El papel ritual de las grutas, y, en general, de cualquier acceso, natural o artificial, a las entrañas de la Tierra, es notorio y fácilmente detectable con sólo revisar la historia de la

humanidad. Muchas de las ceremonias iniciáticas tenían lugar en cuevas, el lugar de encuentro de las brujas estaba asociado al fuego y a las cavernas; en fin, hasta el importante santuario griego de Delfos, fue ubicado en una región rica en cuevas, procediendo su nombre del vocablo "delph", que significa "útero".

Según esto, si las cuevas y minas se asociaban mitológicamente con el útero de la Madre Tierra, no ha de extrañar que los hombres primitivos creyeran que todo cuando estaba en el interior de ésta debía estar vivo, en constante evolución. Los minerales extraídos de las minas crecerían a un ritmo distinto al de los animales y plantas, pero nunca permanecerían en un mismo estado.

Los babilonios, que llamaban a las galerías de mina con un vocablo, "bi", que también significaba "útero", estaban convencidos que la extracción de los minerales era un proceso traumático para el planeta, necesario para el progreso, pero doloroso y delicado como un parto.

Esta visión de la Tierra es recogida por el jesuita ANASTASIUS KIRCHER, en su obra "Mundus Subterraneus" (1665), texto cuya influencia se dejó sentir por más de cien años. En ella hablaba del "útero del Globo Terrestre", así como de la "vis petrífica" y "vis seminalis", fuerzas de la Naturaleza creadoras de los minerales y de los seres vivos (CAPEL, H., 1985). Las teorías organicistas han perdurado hasta nuestros días, ejemplo de ello sería lo expuesto por el inglés LOVELOCK, con sus tesis de Gaia, Madre Tierra (PUCHE, O. y AYALA, F. J. 1993).

La idea que los minerales crecen en el interior de la Tierra se mantuvo vigente durante muchos años, como lo atestigua la lectura de uno de los libros del médico, matemático, filósofo esotérico y astrólogo italiano GEROLAMO CARDANO (1501-1576), el cual señala que "las materias metálicas están en las montañas, lo mismo que los árboles, con sus raíces, tronco, ramas y múltiples hojas. ¿Qué es una mina sino una planta cubierta de tierra?".

Se puede observar que la minería ha sido considerada, durante no pocos años, como una operación quirúrgica.

Los minerales, seres vivos, se desarrollan en las profundidades, de donde son sacados a través de las minas, los úteros del planeta. Es por esto que PLINIO (Siglo I) aseguraba que "las minas, matrices de la tierra, necesitan tiempo para volver a engendrar, como sucede con las de galena de España, que renacen al cabo de cierto tiempo". PLINIO está influido por su maestro PAPIRO FABIANO, filósofo naturalista, el cual expone en "Causarum Naturalium Libri", sus ideas sobre la regeneración de los minerales y de las piedras en minas y canteras.

Indicaciones similares pueden encontrarse en la obra de ALVARO ALONSO BARBA (1569-1662), "El Arte de los Metales" (1640). En concreto, en el cap. XVIII "De la generación de los metales" escribe que "muchos con el vulgo, por ahorrar de dificultosos discursos, dicen que desde el principio del Mundo, crió Dios los metales de la manera que están oy, y se hallan en sus vetas. Agravio hacen a la naturaleza, negándole sin fundamento en esto la virtud productiva que tienen en las demás cosas sublunares". Este mismo autor pone el ejemplo de las minas de hierro de la isla de Ylúa, en la Toscana, donde la mena se regeneraba en tiempo no mayor que diez o quince años. Asimismo, señala que son muchos los que piensan que sucede lo mismo en el cerro de Potosí: "Y por lo menos vemos todos, que las piedras que años antes se dexaban dentro de las minas, porque no tenían Plata, se sacaban después con ella, tan continua, y abundantemente, que no se puede atribuir, sino al perpetuo engendrarse de la Plata".

De igual forma, FRANCIS BACON (1561-1626), autor de "Instaurato Magna" (1623), escribe en "Sylva Sylvarum" que "algunos ancianos cuentan que se encuentra en la isla de Chipre una especie de hierro, que, cortado en pedacitos y hundidos en tierra regada con frecuencia, vegetan en cierto modo, hasta el punto de que todos estos pedazos se hacen mucho mayores".

No escapa AGRICOLA de estas hipótesis, pues hace suyas las teorías recogidas en un librito, "Bergbüchlein" (1505), atribuido a COLBUS FRIBERGIUS, médico de mineros que vivía en Friburgo. Este libro, traducido por un

Ingeniero de Minas de Coblenza y publicado en el "Journal des Savants" (1890), se estructura en base a una supuesta conversación entre Daniel, conocedor de las tradiciones mineralógicas, y un joven aprendiz de minero. Daniel explica el proceso de nacimiento de los minerales en los siguientes términos: "Es de notar que, para la generación o crecimiento de un mineral metálico, se necesita un genitor y una cosa sumisa o materia capaz de percibir la acción generadora. El fácil nacimiento de un mineral requiere como condición necesaria la cualidad propia de un recipiente natural, como los filones, en el que el mineral se engendre".

Estas creencias, sustentadas en la femineidad de la Tierra y de las minas, aún pueden encontrarse en países como Bolivia. Recientemente, durante la visita de un Ingeniero de Minas español a una mina subterránea boliviana, pretendió bajar en compañía de su mujer, a lo que se negó taxativamente el director de la compañía. Según le explicó, los mineros están convencidos de que si una mujer accediera al interior, la mina, al tener sexo femenino, sentiría celos de la intrusa, y provocaría desgracias y muertes a los trabajadores.

#### SUPERSTICIONES EN LA BUSQUEDA DEL MINERAL

La localización de los filones o capas de mineral se convirtió en el siguiente objeto de especulaciones por parte de los mineros. Aceptadas como eran las teorías antes expuestas, se trataba de encontrar alguna explicación a la difícil tarea de hallar los recursos minerales.

De nuevo en el libro "Bergbüchlein", y poniéndolo en boca del ficticio Daniel, se defiende una curiosa hipótesis, que, para algunos estudiosos de la historia de la ciencia, bien pudiera ser un reflejo de la alquimia, ya que se propone la relación de todos los minerales con el mercurio y el azufre. De esta manera, una buena forma de encontrar un mineral sería primero hallar concentraciones de mercurio o azufre, pues el resto está asociado con éstos. Al azufre se le asigna el papel de "simiente masculina" y al mercurio

rio "la femenina", originándose por "copulación de ambos, todas y cada una de las especies del reino mineral".

También en la misma obra, se ofrece, por si se encontraran excesivas dificultades en la localización de mercurio o azufre, otras alternativas para las campañas de prospección. Una de las más interesantes es aquella que expresa que "la plata crece bajo la influencia de la Luna y los filones son más o menos argentíferos según su situación referida a la dirección perfecta señalada por la Luna; el oro, en cambio, crece bajo la influencia del Sol; el cobre debe su génesis al planeta Venus; el hierro está ligado a la trayectoria de Marte, y el plomo a la de Saturno. En cualquier caso, lo que siempre se ha de recordar es que la orientación e inclinación de los filones guardan estrecha relación con los puntos cardinales". Otros autores asocian al estaño con Júpiter y al mercurio con el planeta del mismo nombre.

En la introducción al **Lapidario** de ALBOLAY, traducido del árabe hacia 1250, ALFONSO X pone en boca de ARISTOTELES que "todas las cosas que están bajo los cielos se mueven y enderezan por el movimiento de los cuerpos celestes". No sólo la disposición de los filones, sino las propiedades y virtudes de los minerales vendrían determinadas, e, incluso, variarían según la posición del Sol, la Luna, los planetas y las estrellas.

MIRCEA ELIADE (1956) realiza una interesante revisión de supuestos casos en los que la intervención de factores o personajes sobrenaturales permitió encontrar minerales: "En la tradición minera, el descubrimiento de una nueva mina o filón no es fácil, ya que corresponde a los dioses o seres divinos la revelación de sus emplazamientos. Así, el viajero griego Nucius Nicandro, que visitó Lieja en el siglo XVI, fue testigo del hallazgo de unas minas de carbón en Francia y Bélgica. En todas estas ocasiones, relata que se aparecía un ángel, con aspecto de anciano venerable, que era quien mostraba la entrada a las galerías de las minas (...). En el Finisterre se cuenta que fue un hada la que reveló a los hombres la existencia de plomo argentífero".

En Africa, entre la etnia de los "bayeka", el jefe de la tribu, acompañado por los mejores mineros y un sacerdote, también invoca a los espíritus, en este caso del cobre, nada más procederse a perforar una nueva galería. Siempre es el jefe el que señala el lugar dónde se debe empezar a perforar para no molestar ni irritar a los espíritus de la montaña.

Todos estos ritos están encaminados a salvaguardar la "sacralidad de la Tierra", su papel de Madre en continuo estado de gestación. Es por esto que en Haití, los mineros llevan a su trabajo comportamientos privados, muy asumidos entre la población, como el de cuidarse de no mantener relaciones sexuales con mujeres embarazadas: "Los aborígenes de Haití estiman que para encontrar oro hay que ser casto y sólo comienza la búsqueda de mineral tras largos ayunos y varios días de abstinencia sexual. Están convencidos de que si la búsqueda resulta vana, es a consecuencia de su impureza".

#### DUENDES, DEMONIOS Y ESPIRITUS DE LAS MINAS

En no pocas tradiciones surgen seres que se encuentran vinculados a las actividades mineras: protegen a los mineros, los confunden o enseñan el arte de la extracción de los minerales (fig. 4).

Una de las más antiguas es la leyenda china de "Yu el Grande, perforador de montañas". Yu era un rico minero que, en agradecimiento a los dioses, ofrecía sacrificios cada vez que hallaba un nuevo filón. De esta manera, pretendía apaciguar a los espíritus que moraban el interior de la tierra, a los que se les imputaba el verdadero gobierno del reino de los minerales (ELIADE, M., 1956).

Este miedo a ofender a los seres que cuidaban del crecimiento de los minerales era el que "invadía a los mineros malayos al comienzo de cada jornada. Creen que el estaño se encuentra bajo la protección y gobierno de ciertos espíritus (...) El estaño era concebido como un ser con voluntad propia, pudiéndose trasladar de un lugar a otro, reproducirse, y sostener antipatías o



Pero voluntad no les falta, y los enanitos se ponen a picar como locos en la mina.

Figura 4. Los enanos de las minas han sido considerados como seres bondadosos a lo largo de los tiempos, llegando a través de tradiciones y cuentos populares a formar parte de la literatura infantil. Este es el caso de "Blancanieves y los siete enanitos" y el de los "Pitufos". Dibujo tomado de "Blancanieves secuestrada". Ed. Susaeta. Madrid. (1984).

lazos de amistad con personas. Por todo esto, se consideraba imprescindible tratar al mineral de estaño con sumo respeto, tener en cuenta su comodidad y dirigir los trabajos de explotación de la mina de modo que el estaño pueda ser obtenido sin que ni él ni sus espíritus lo adviertan. Para ello, recurrían al chamán, quien elevaba cánticos de alabanza al estaño, renegando de aquéllos obreros que habían abrazado una nueva religión principalmente el islamismo-, ya que la intrusión de nuevos dioses se pensaba que ofendía a los seres protectores de la mina".

La entrada al interior de las minas era un acto peligroso, no sólo por el simple hecho de la dureza del trabajo, sino porque nuestros antepasados temían encontrarse con seres malignos. La oscuridad, la soledad imperante en las galerías, los accidentes por explosiones de grisú o por derrumbamientos eran interpretadas como avisos de duendes, que, a toda costa, pretendían evitar la presencia de humanos en sus dominios. Señala

FRANCISCO XAVIER GAMBOA (1761) que hay autores contemporáneos a él que aseguran "existen varios fantasmas, espectros y aun demonios, que juegan, y también afligen y hacen desamparar las minas", tal es el caso de OLAO MAGNO, ANANIA, AGRICOLA o CASIMIRO BORRELO, según referencia de ESTEPHANO THEUPOLO. A continuación recogemos el pensamiento de alguno de estos escritores.

MICHAEL PSELLOS (1018-1078), señala, en "De las operaciones de los Demonios", que "no deben practicarse galerías subterráneas porque ello significa abrir caminos a los espíritus que habitan el interior de la Tierra, que pueden provocar a los hombres ataques de frenesí, epilepsia o locura".

En el siglo XVI, OLAO MAGNUS, geógrafo sueco, en el libro de "de Rebus Septentrionalibus", (ver Libro 6, caps. XI-XII), indica que "las minas estaban habitadas por demonios que se mostraban bajo las más diversas apariencias" (fig. 5).

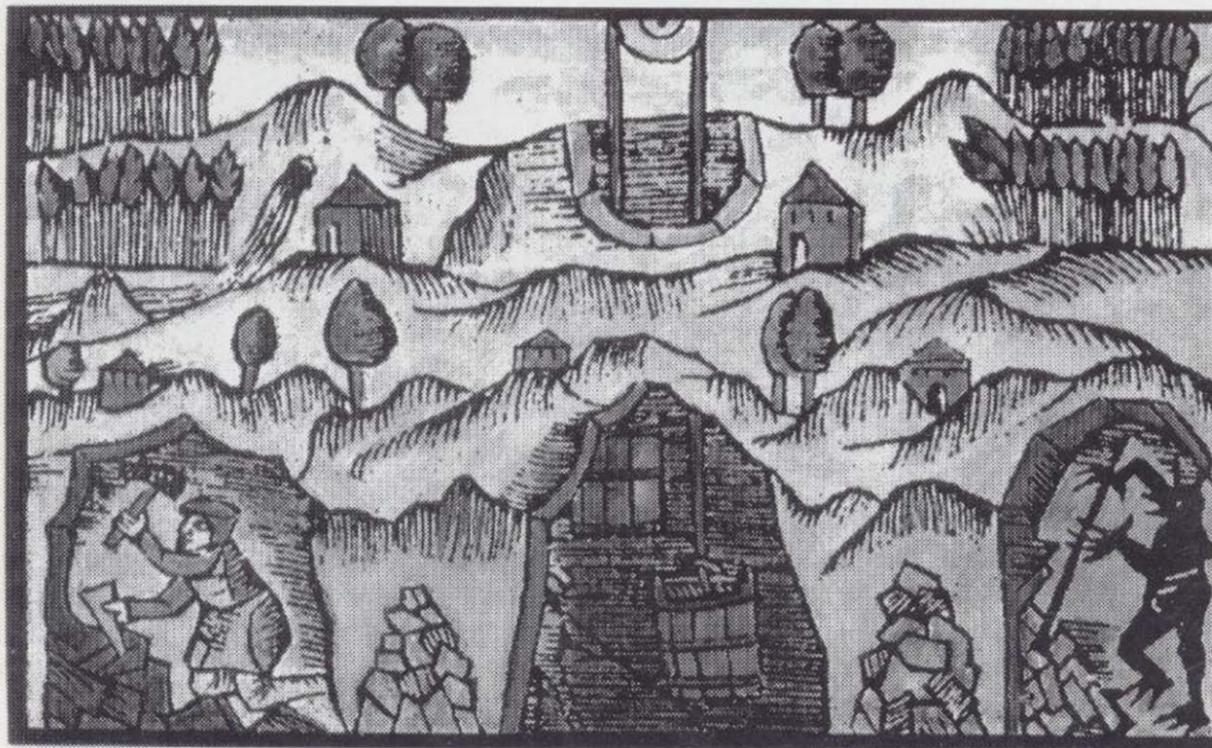


Figura 5. Representación de un demonio o espíritu metálico de las minas metálicas escandinavas, según OLAO MAGNO.

Otro erudito, el médico naturalista y mineralogista THEOPHRASTUS BOMBAST VON HOHENHEIN, más conocido como PARACELSO, hijo de un médico de mineros que impartía clases a éstos en las posesiones de los Fugger en Huttenberg, no duda en citar "las viejas creencias de los hombres de las

minas en seres del interior". Los denominó "gnomos" (vocablo derivado de una voz griega que significa "conocer", en alusión a que estos seres "conocían las interioridades de la Madre Tierra".

El mismo AGRICOLA, en "Animatibus Subterraneis" (1549), libro sobre los seres fantásticos e imaginarios que viven en el subsuelo, se muestra respetuoso con las concepciones de los mineros acerca de la existencia de espíritus de mina. Describe algunos que se aparecieron en las minas de Alemania y Hungría, llegando incluso a clasificarlos según su apariencia y carácter: "Los llamados *snebergen* presentan un aspecto raro y son muy crueles, porque se complacen hundiendo techos de minas y aprisionando a los mineros.

Los *kobolds* (palabra que deriva del griego "kobalos", de traducción "imitador", y que fue la raíz etimológica del nombre del metal cobalto) imitan a los hombres tomando sus aparien-

cias; los *bergmänlein* (fig. 6) son enanos de las montañas y tienen el aspecto de ancianos barbudos. Son muy amables y ayudan a los trabajadores" (se cuenta en la biografía de Walt Disney que se inspiró en estos seres cuando realizaba la película "Blancanieves y los 7 enanos"). Son



Figura 6. Enanos de las minas. Tomado de BRIGGS, K. (1988).

los *kobolds* los genios más populares durante la Edad Media. Aparecen como protagonistas en numerosas leyendas, como la relatada por J. GARCIA FONT (1990): "Un buen día, Hans, trabajador en unas minas alemanas, encontró un lugar en la explotación en la que los duendecillos estaban celebrando un banquete al que fue invitado. Como señal de amistad, le entregaron una aguja de oro. Sin embargo, la sorpresa de Hans fue todavía mayor cuando salió a la superficie y descubrió que no conocía a nadie del lugar. Tras consultar las actas de su municipio, se percató que habían pasado tres generaciones (...). En su vida, gracias al alfiler, tuvo gran suerte, más de la que podía soñar antes de su encuentro con los kobolds".

N. ARROWSMITH y G. MOORSE (1977) en su obra recopilatoria "Guía de Campo de las Hadas y demás Elfos" relatan una antigua leyenda: "Enfurecidos por la repentina caída de piedras, tres mineros trasladaron su carretilla al otro lado de un punto para ver qué estaba ocurriendo. Allí, frente a ellos, apareció un enanito de las minas, vestido de minero, y con una piedra en sus manos. Sorprendidos, y pensando que había sido el duende quien les había arrojado las piedras, le pidieron explicaciones. Pero al poco tiempo, un estruendo les hi-

zo girar la cabeza. Fue cuando contemplaron que el puente sobre el que habían estado trabajando se había derruido. Comprendieron que el kobold les había lanzado las piedras para avisarles del inminente accidente. Gracias a él, sobrevivieron aquel día"

AGRICOLA en "*De Re Metallica*" (1556), al final del Libro VI, del mismo modo que lo expresara ANANIA en el Libro V de "*Naturalibus Daemonum*", señala la existencia de demonios en las minas. AGRICOLA, al hablar de las desgracias y accidentes, apunta que "en algunas de nuestras minas, si bien en muy pocas existen otras plagas perniciosas Estos son demonios de aspecto feroz, sobre los cuales he hablado en mi libro *De Animantibus Subterraneis*. Los demonios de esta clase se expulsan y ahuyentan mediante la oración y el ayuno". Pero este autor reconoce que existen una serie de desgracias que llevan al abandono de la mina, la quinta de estas causas sería la presencia de "demonios asesino y fieros, ya que a estos no se les puede expulsar, ni se puede escapar de ellos".



Figura 7. Bogle o Bogy de las minas, según BRIGGS, K. (1988).

El padre BENITO FEIJOO (1753), en el Tomo IV de las "*Cartas Eruditas*", (Ver Carta 20, 16-17), aunque reconoce la existencia de demonios en el mundo subterráneo, señala que "mal persuadirán esto a los españoles americanos, que nunca se han quejado de que los demonios los ayan obligado á desamparar las minas, antes entretanto que esperan más abundancia de metal á mayor profundidad, con despre-

cio de diablos, cavan tanto que parecen no querer encontrarlos, aun en las cercanías del Infierno".

Otros Seres, muy populares en la Edad Media, eran los "gutelos" y los "trullus" (ó "trolls"), personajes que auxiliaban a los mineros y que en no pocas ocasiones convivían con ellos.

Por las tierras de Escocia todavía se habla de "Blue Cap" (fig. 8), extraña criatura que caminaba por las galerías con una linterna que proyectaba reflejos azules. En un artículo del periódico "*Colliery Guardian*" (1863), puede leerse: "Los duendes conocidos entre los mineros como Blue-Cap siguen arrastrando vagonetas de carbón en algunas minas. Es costumbre dejarles, cada dos semanas, su salario, pues, en caso contrario, son capaces de provocar alguna desgracia". Su trato con los mineros era respetuoso, mucho más benevolente que el mos-

trado por los "cutty Soams", los "cortacuerdas", a los que se atribuían los accidentes en las jaulas donde bajaban los mineros a las explotaciones. El erudito del folclore británico ROBERT HUNT (1865) apunta que los "CuttySoams" eran uno de los espíritus más citados entre los mineros de Cornualles. Tomando como referencia una leyenda publicada en la revista "*Monthly Chronicle*" (1887), cuenta en su obra "*Popular Romances of the West of England*" que "CuttySoams era un Bogle (fig. 7) de mina con un carácter extremadamente travieso. De vez en cuando saltaba sobre algún capataz impopular entre los mineros, y le propinaba dolorosos golpes. Pero su principal ocupación era la de cortar los arreos ("soams") mediante los cuales los arrastradores, muchas veces niños, eran uncidos a las vagonetas. En las poblaciones que crecían en las proximidades de las minas, se



Figura 8. Blue-Cap ("Gorros Azules"). Dentro de la tradición más reciente, puede que los personajes infantiles denominados "Los Pitufos" están inspirados en dichos personajes. Tomado de BRIGGS, K. (1988).

*pensaba que estos duendes eran los fantasmas de algún minero muerto durante las labores de extracción del mineral".*

En Inglaterra y País de Gales también abundan referencias a duendes y espíritus. Los más conocidos eran los "pixís", enanitos traviesos que se divertían poniendo zancadillas a los mineros y los "Knockers" (fig. 9), los "golpeadores", cuyos ruidos se asociaban con el descubrimiento de un nuevo filón. Según los mineros, estos seres eran las almas de los judíos que fueron conducidos a Roma para trabajar en las minas. Se decía que los judíos que habían participado en la Crucifixión fueron enviados a trabajar, a

llo") en Alemania, o "gommes" en Francia. Su estatura oscilaba entre los 30 a 90 cm, y según relata E. M. WRIGHT (1913) "son duendes que habitan las minas de estaño. En su mayor parte, son gente inofensiva, ocupada en trabajar por su cuenta, fuera de la vista de los mineros humanos. El silbar y el blasfemar, por ejemplo, se consideran actos detestables para los espíritus mineros, y por consiguiente hay que evitarlos".

N. ARROWSMITH y G. MOORSE (1977) señalan que el carácter benévolo que ha acompañado a este duende a través de las leyendas, puede trocarse en vengativo si se incumplen los pactos que exige a los mineros, y a es-

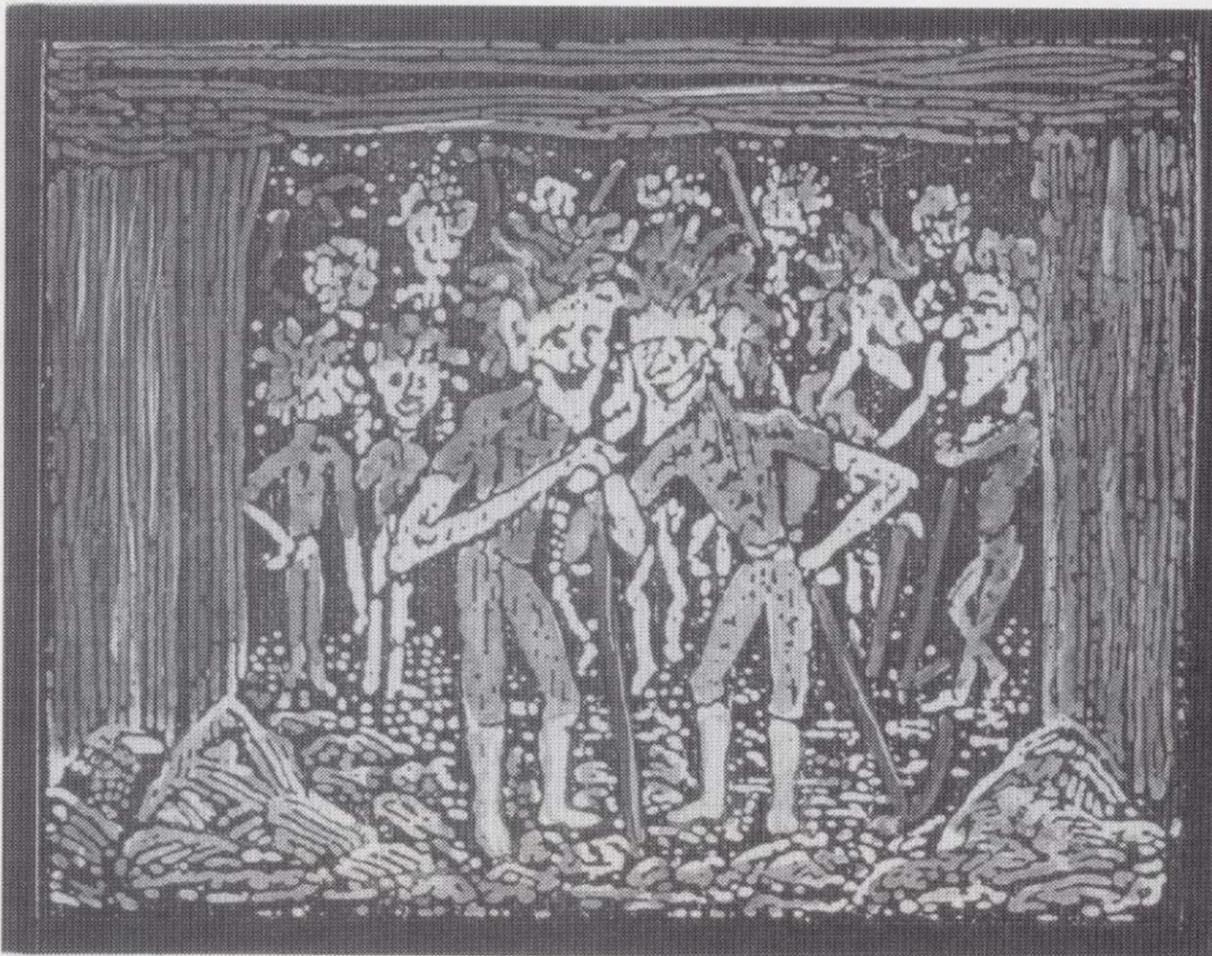


Figura 9. Knockers o golpeadores. Siempre aparecen con el pico o barreta en la mano. Esta representación procede de GARCIA FONT, J.

modo de castigo, a las minas de Cornwall. Esta conjetura quedaba apoyada en la imaginación popular por el hecho de que los sábados, su día santo, no emitían ruido alguno. A los "knockers" también se les conocía como "schacht-Zwergen" ("Enanos de las Minas"), "berg-mönche" ("Monjes de las Minas" o "Monjes de las Montañas" (fig. 10) o "meister hämmerlinge" ("Maestros del Marti-

te respecto cuentan una historia que se hizo muy popular en las cuencas mineras galesas durante el siglo XIX: "En el siglo pasado, los mineros cobraban muy poco por su trabajo, por lo que se veían obligados a enviar a sus hijos a las minas. Uno de estos acudió por primera vez una mañana de otoño, temeroso por la dureza del trabajo que le esperaba, pero, por otra parte, ilusionado por las historias que



Figura 10. Monje de las Minas, según ARROWSMITH, N. y MOORSE, G. (1977).

*su padre le había relatado acerca del Monje de la Montaña. La excitación del muchacho fue debilitándose a medida que se consumía la mañana y el trabajo se hacía más difícil. Empezó a sentir hambre y sed. Entonces, vio cómo un compañero metía un paquete en un orificio de la pared. Aguardó a que se fuera, y aprovechó para saber qué contenía: un apetitoso bizcocho, que, sin dudarlo, se comió. Al cabo de las horas encontraron su cuerpo sin vida. El Monje de la Montaña se había vengado del robo que cometió".*

Los "knockers" eran considerados espíritus extremadamente dispuestos a ayudar. Construían sus casas dentro de las minas y canteras. Se creía que sabían del lugar exacto de todas las vetas de mineral; muchos son los relatos que cuentan cómo grupos de mineros hallaron importantes bolsas de plata, oro, cobre o plomo siguiendo el sonido producido por los pequeños picos de estos duendes.

KIRCHER en "Mundo Subterráneo" (1665) señala la existencia de hombrecillos, que con sus golpes, indicaban la existencia de filones, tal y como ocurre en las minas mercuriales de Idria (Eslavonia).

Pero también son espíritus agoreros: cuando va a acontecer una desgracia, pican y golpean con sus martillos de manera frenética, o salen a la superficie, lamentándose y mesándose los cabellos, impotentes para detener el accidente que ellos saben va a tener lugar en la mina. En Bohemia, los *"knockers"* advierten a los parientes, acudiendo a su casa y dando fuertes golpes hasta que amanece.

Como pago a su generosidad, es tradición que han de ser alimentados por los trabajadores de las minas: buñuelos a la entrada y otras ofrendas al lado de las vetas descubiertas. En Istria, reciben ropas una o dos veces al año. También se decía de ellos que disfrutaban con las canciones de los mineros, pero, en cambio, aborrecían las palabras malsonantes y las blasfemias.

Los *"coblynaus"* se parecen a los *"knockers"*, y, junto a los *"cutty Soams"*, *"dunters"* y *"knockers"*, forman parte de la familia de los duendes conocidos genéricamente como *"goblins"*. Su estatura rara vez superaba los 45 cm, y eran extremadamente feos. Vestían como los mineros y sus golpes anunciaban el descubrimiento de nuevos filones. Aunque siempre parecían ocupados, la realidad era que apenas trabajaban. Su buen humor se quebraba si eran objeto de burlas; entonces, lanzaban piedras contra los autores de las bromas. Una representación de ellos sirve como portada del libro *"Golden Remains of the Evermemorable Mr. John Hales"* (1653) de autor anónimo.

Los *"dunters"*, también llamados *"powries"*, eran identificados como los fantasmas de las personas o animales muertos en sacrificios rituales, según defiende W. SIKERT en su obra *"British Goblins"* (Fig. 11). Eran muy escandalosos, haciendo ruido constantemente. Si la intensidad del ruido crecía, era tomado como presagio de muerte o desgracia en la mina, tal y como expone W. HENDERSON (1879) en su obra *"Folclore of the Northern Countries"*.

Otros seres citados en las tradiciones son los *"norggens"* y los *"fänkenmannikins"* (fig. 12). Los primeros medían unos 90 cm, y destacaban por sus ojos rojos y sus barbas cerradas.

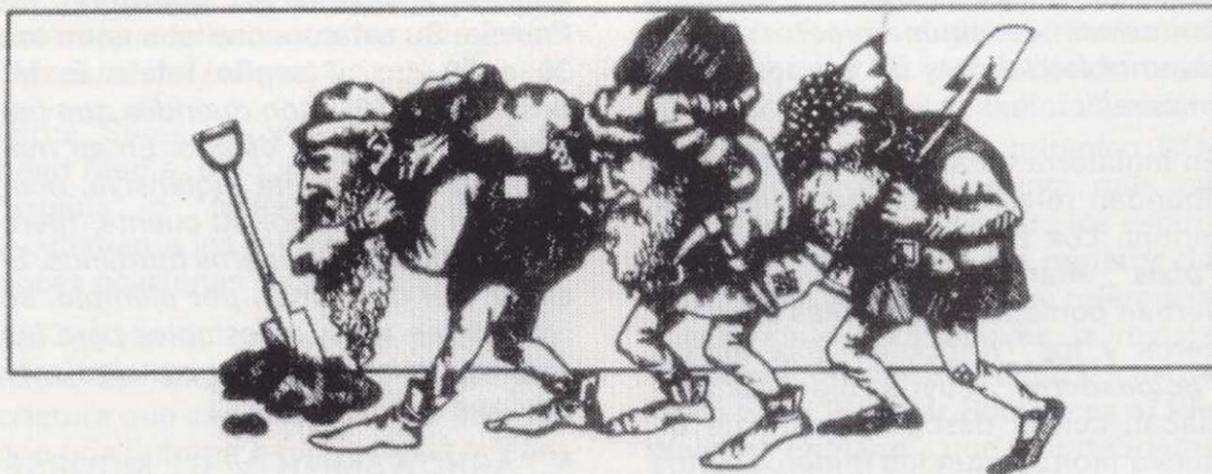


Figura 11. Goblins de las minas. Extraído de BRIGGS, K. (1988).

Eran considerados como perjudiciales, ya que su presencia hacía enfermar a las vacas, su aliento helaba los caminos y sus voces provocaban derrumbamientos en las minas. Se les consideraba descendientes de unos demonios llamados *"orcós"*, muy populares en la literatura fantástica británica, cuyo máximo exponente puede ser *"El Señor de los Anillos"* de J.R.R. TOLKIEN (1980).

Por su parte, los *"fönkenmannikis"* eran amables a pesar de su aspecto terrible. Su principal facultad era la de convertir en oro las hojas de los árboles. Buscaban el refugio de las profundidades de las minas cada vez que llegaba el *"föhn"* viento cálido de las montañas que les enfermaba.

Los *"spriggans"* eran duendes de gran fealdad, considerados como los guardias protectores de las hadas. Habitaban en las minas abandonadas. Se creía que eran los espectros de antiguos gigantes, ya que, aun siendo pequeños, podían hincharse hasta alcanzar dimensiones exageradas. Aparecen citados en obras de reputados recopiladores de la historia popular de las islas británicas, como, por ejemplo, ROBERT HUNT, en su libro *"El avaro en la colina de las hadas"* (1865), o WILLIAM BOTTRELL en *"Traditions and Hearthside Stories of West Cornwall"* (1870-1890). Este último autor los describe en estos términos: *"Los Spriggans son el grupo más hosco y feo de la tribu de la raza élfica. Sólo se les ve alrededor de antiguas ruinas, túmulos, dólmenes, y otros lugares donde halla tesoros escondidos, ya sean artificiales o natura-*



*Fänkenmannikins y Norgg*

Figura 12. Fänkenmannikins y Norgg, según ARROWSMITH, N. y MOORSE, G. (1977).

*les como las minas. Suelen causar grandes daños a las personas que se entrometen en sus lugares preferidos".* En las minas de estaño de Cor-

nualles, se les llamaba "nuggies", "buccas", "gathons" (fig. 13) o "nic-kers". Según relata MARGARET COURTNEY en "Cornish Feasts and Folk-Lore" (1890), "los Buccas, o Bucca-Boos, eran el terror de los niños, sobre todo de aquellos cuyos padres trabajaban en las minas, porque se les solía decir que si lloraban, vendrían los Buccas y se los llevarían".

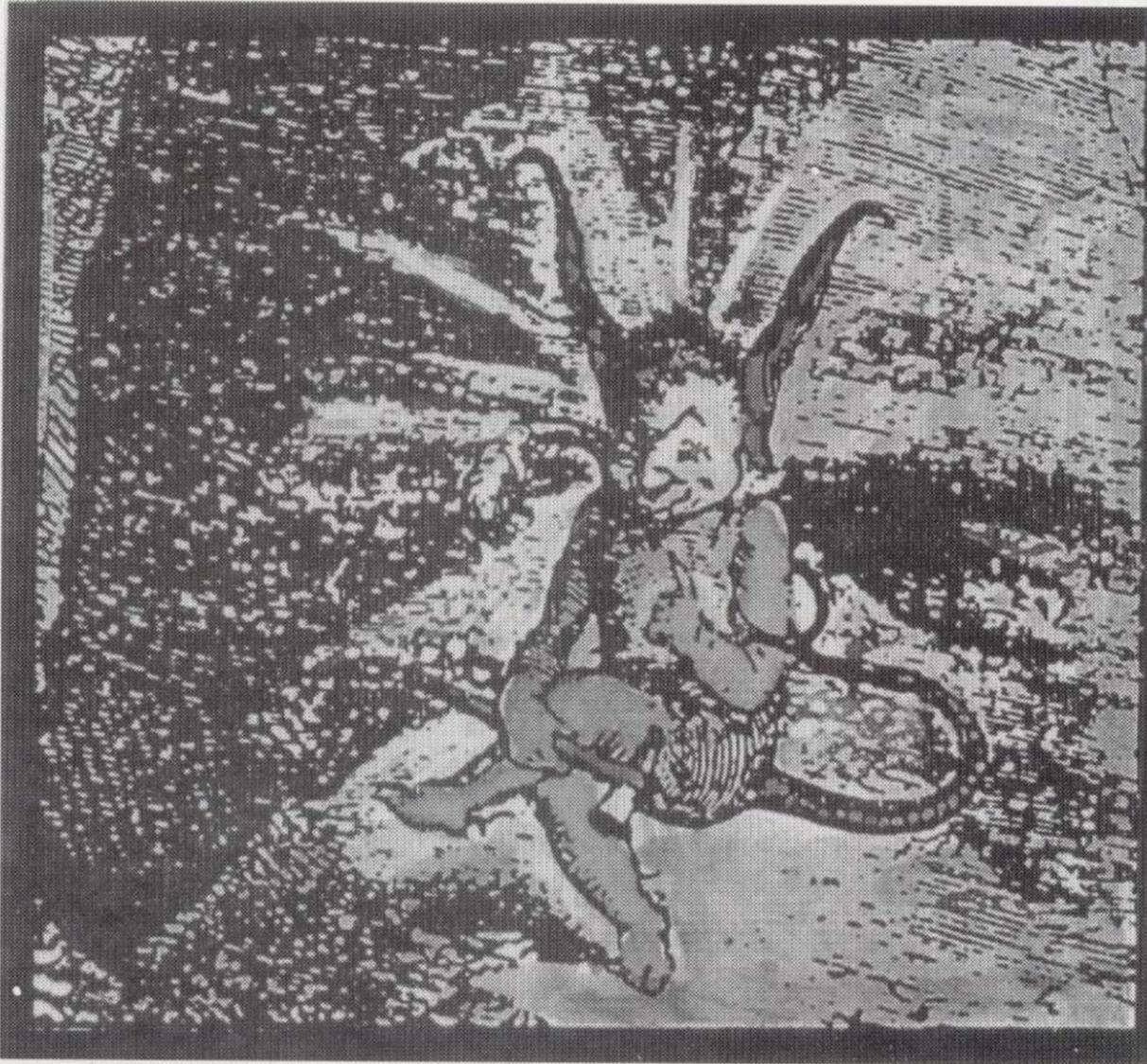


Figura 13. Gathon o entidad del mundo subterráneo. Tomado de GARCIA FONT, J.

La fe en la existencia de estas criaturas era ilimitada. Su presencia permitía a los mineros dar un significado a fenómenos de difícil explicación para ellos: los accidentes, las asociaciones de minerales, etc. Con esta *mitología minera* lograban mantener un diálogo con las fuerzas de la Naturaleza, además de tranquilizarse ante el reto de un nuevo descubrimiento.

alemán y a Miguel Checa Espinosa algunas referencias sobre los Trasgos.

#### REFERENCIAS

ADARO, L. (1989 y 1994): **Datos y documentos para una historia minera e industrial de Asturias**. V. III, Lámina 47 y V. IV, 247-250. Gijón.

AGRICOLA (1549): **De Animatibus Subterraneis**.

AGRICOLA (1556): **De Re Metallica**. Froben Basileae. Trad. al español por ANDREU, C., en 1992. Ed. Casariego-U.E.E.S.A. Madrid.

ALFONSO X Rey de Castilla (hacia 1250). **El Primer Lapidario de Alfonso X el Sabio**: edición facsímil del códice h-I-15 de la biblioteca de San Lorenzo de El Escorial. 2 Vol y uno complementario. Ed. Edilán. Madrid.

ANONIMO (1994): **Abentever Erzberg**. Austria Export Prospekt. Servus in Österreich.

ARROWSMITH, N. y MOORSE, G. (1977): **"Guía de campo de las hadas y demás elfos"**. Bibl. Cuentos Maravillosos, 18. Ser. Ensayo, 1. Ed. J. J. de Olañeta. Palma de Mallorca.

BACON, F. (1627): **Sylva Sylvarium**. Ed. Rawley. Londres.

BARBA, A. A. (1640): **El Arte de los Metales**, Libro I, cap. XVIII, 33-35. Ed. de 1770 Imp. de la Viuda de Manuel Fernández. Madrid.

BOTTRELL, W. (1870-1890): **Traditions and hearthside stories of West Cornwall**. Ed. Bottrell. Penzance.

BRIGGS, K. (1976): **Diccionario de las Hadas**. Ed. J. J. de Olañeta. Palma de Mallorca.

BRIGGS, K. (1988): **Hadas, duendes y otras criaturas sobrenaturales. Quién es quién en el mundo mágico**. Bibl. de Cuentos Maravillosos, 46. Ed. J. J. de Olañeta. Palma de Mallorca.

CAPEL, H. (1985): **La Física Sagrada**. Ed. del Serbal. Barcelona.

COURTNEY, M. (1890): **Cornish feasts and Folk-Lore**. Ed. Beare & Son. Penzance.

En España, pese a los datos ofrecidos por FEIJOO y GAMBOA, hay pocas referencias a genios mineros, aunque nuestra nación es rica en minas. Sólo, en el Norte, nos quedan algunas leyendas de origen céltico sobre tesoros ocultos en cavidades subterráneas bajo la atenta vigilancia de "encantes" (o "hadas"). En Asturias, a las jóvenes encantadas custodiadoras de tesoros se las llama "ayalgas", que quiere decir "hallazgo". También en el Principado y en Cantabria, se aparecen los "trasgos", enanucos de la Tierra, duendes de espíritu enredador y travieso.

Muchos más personajes podrían citarse. Desde los *elfos* hasta los *reyes de las minas*, pero ésta es una historia que, al igual que las técnicas de radioestesia o las implicaciones mitológicas en las aguas subterráneas y en los fenómenos geológicos o la denominación de los minerales, comentaremos en otro u otros artículos.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Ricardo Castroviejo Bolívar la traducción de un folleto en

ELIADE, M. (1956): **Herreros y alquimistas**. Alianza Ed. Madrid.

ELIADE, M. (1972): **El Mito del Eterno Retorno**. Ed. Alianza-Emecé. Madrid.

FEIJOO, B. (1753): **Cartas eruditas**, T. IV, Carta 20, 16-17. Ed. de 1777. Imp. Real de la Gaceta. Madrid.

GAMBOA, F. X. (1761): **Comentarios a las Ordenanzas de Minas dedicados al Catholico Rey Nuestro Señor Don Carlos III**. Cap. XXIV "De los frecuentes hurtos de los trabajadores de las minas, y de su castigo...", 461-462. Ofic. Joachin Ibarra. Madrid.

GARCIA FONT, J. (1986): **"Supersti-**

**ciones de los mineros a través de los tiempos"**. Historia y Vida 270, 18-25.

GIL, R. (1979): **Magia, adivinación y alquimia**. Ed. Salvat. Barcelona.

HENDERSON, W. (1879): **Folclore of the Northern Countries**. Folk-Lore Society. Londres.

HUNT, R. (1865): **El avaro en la colina de las hadas**. Chatto & Windus. Londres.

PLINIO, C. (siglo I): **Historia Natural**. Traducida y comentada por GERONIMO DE HUERTA, en 1629. Imp. Juan González. Madrid.

PUCHE, O y AYALA, F. J. (1993): **La "Orygthología" de Juan José de Elhuyar (1754-1796) y la "Oritognosia" de Andrés Manuel del Río (1764-1849) primeros tratados mineralógicos escritos por españoles, en América**. Bol. Geol. y Minero, 103-1, 72-107.

TOLKIEN, J. R. R. (1980): **El Señor de los Anillos**. Ed. Minotauro. Barcelona.

VV. AA. (1979): **El mundo mágico**. Extra Historia 16. Año XIII, Nº 136.

ZIMMER, G. F. (1918): **The use of meteoric iron by primitive man**. Journal of the Iron and Steel Institute.

## 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 abarquen 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.

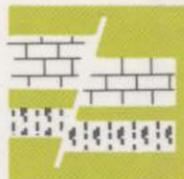
---

Toda la correspondencia referente a las publicaciones  
deberá dirigirse a:  
Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara  
Jefe del Servicio de Publicaciones  
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  
Agua subterráneas, y Disciplinas conexas*



## GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)  
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA  
GEOLOGIA MARINA



## RECURSOS MINERALES

EXPLORACION MINERA E INVESTIGACION DE YACIMIENTOS  
METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA  
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS  
PROCESOS, TECNOLOGIA Y ECONOMIA MINERAS  
NORMATIVA Y SEGURIDAD MINERA



## AGUAS SUBTERRANEAS

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



## INGENIERIA GEOAMBIENTAL

RIESGOS GEOLOGICOS  
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO  
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA  
ESTUDIOS MEDIOAMBIENTALES



## LABORATORIOS Y ENSAYOS

ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS  
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA  
GEOFISICA Y TELEDETECCION APLICADA  
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS  
CARACTERIZACION DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES  
SONDEOS MECANICOS Y ENSAYOS DE BOMBEO



## INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS  
LITOTECA  
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES



## SERVICIO DE PUBLICACIONES

CARTOGRAFIA TEMATICA A DIVERSAS ESCALAS  
PUBLICACIONES SOBRE GEOLOGIA, MINERIA Y CIENCIAS CONEXAS  
«BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO»  
«REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGIA»



## MUSEO GEOMINERO

PALEONTOLOGIA Y MINERALOGIA  
CATALOGACION Y GESTION DE COLECCIONES GEOLOGICAS  
EXPOSICIONES: TEMPORALES Y PERMANENTES  
DIVULGACION CIENTIFICA

### Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID  
☎: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

### Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)  
☎: 803 22 00