

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía



AÑO IV

N.º 4
DICIEMBRE 1981



EL BOLETIN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA SE EDITA CON LA
COLABORACION DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Nota: La Sociedad Española de Mineralogía y el Comité de Redacción del Boletín, no se responsabilizan de las opiniones emitidas en los artículos, las cuales corresponden exclusivamente a sus autores.

BOLETIN SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA

Nº 4

DICIEMBRE 1981

DIRECTORA

PURIFICACION FENOLL HACH-ALI

COORDINADOR

SALVADOR MIRETE MAYO

COMITE DE REDACCION

JOSE M^a AMIGO

JOSE LUIS AMOROS

RAFAEL ARANA

RAMON COY

MANUEL FONT ALTABA

EMILIO GALAN

FRANCISCO LOPEZ-AGUAYO

SANTIAGO LEGUEY

MANUEL RODRIGUEZ-GALLEGO

FERNANDO VAZQUEZ-GUZMAN

CONSEJO EDITORIAL Y DE ADMINISTRACION

JUNTA DIRECTIVA DE LA S.E.M.

INDICE

Pág.

3

GRANATES BIRREFRINGENTES DEL SKARN CON
MAGNETITA DE CALA, HUELVA (ESPAÑA)
por F. Velasco y J.M. Amigó y F. Fontán

15

LOS CARBONATOS DE LAS FACIES MARGOSAS JU-
RASICAS EN LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS COR-
DILLERAS BETICAS (PROVINCIAS DE GRANADA Y
JAEN)
por I. Palomo Delgado; M. Ortega Huertas y
P. Fenoll Hach-Ali

29

COLECCIONABLE-SISTEMATICA: TOPACIO Y AN-
GLESITA
por S. Mirete

37

LAS JAROSITAS DE SIERRA ALMAGRERA (ALME-
RIA): MINERALOGIA Y GENESIS
por R. Hueso; J. Rodríguez Gordillo y F. López Aguayo

47

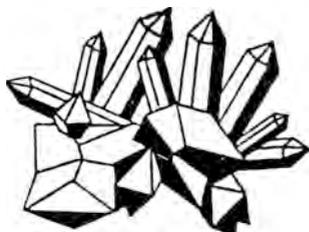
ESCAPOLITA EN ROCAS DE LAS SERIES PERMO-
TRIASICAS DEL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE
(CORDILLERAS BETICAS). ORIGEN
por M.T. Gómez Pugnaire; J. Torres Ruiz y
J.M. Martínez Martínez

51

ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LA ABUN-
DANCIA DE FORMAS CENTROSIMETRICAS EN MI-
NERALES
por G. Barceló

NUEVOS LIBROS

CRISTAL DE ROCA Y MINERALES DE LOS ALPES



JULIAN COBAS

Gotthardstrasse 38
6460 Aldorf (Suiza)

Tel. 0741 / 44 2 69 39



B.R.E.R.A.

MAYORISTA — IMPORTADOR

MINERALES PARA COLECCION Y DECORACION
MANUFACTURAS DE PIEDRAS SEMI-PRECIOSAS
FOSILES



Attoya de Fontarron 17. Bajo B. MORATALAZ
Telef 733 60 30 (Almacén: 430 99 24) (MADRID 30)
Ext 203

GRANATES BIRREFRINGENTES DEL SKARN CON MAGNETITA DE CALA, HUELVA (ESPAÑA)

F. VELASCO y J.M. AMIGO

*Departamento de Cristalografía y Mineralogía
Universidad del País Vasco. Apartado 644, Bilbao*

F. FONTAN

*Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie
Université Paul Sabatier. 31400 Toulouse (Francia)*

RESUMEN

Se estudian los granates anisótropos procedentes de Minas de Cala, Huelva (España), yacimiento típico de skarn con magnetita. Análisis químicos muestran que se trata de andraditas aluminicas con sustitución de Ca por Fe^{2+} y de Fe^{3+} por Al. No se ha observado correlación entre variación zonal en el contenido Fe^{3+}/Al y la zonación óptica de birrefringencia de segundo género. Las composiciones oscilan alrededor de $And_{51}Gro_{40}Alm_9$.

ABSTRACT

Anisotropic garnets from Cala Mine (Huelva, Spain), typical skarn deposit with magnetite, have been studied. Chemical analysis have shown that these garnets are aluminian andradites with replacement of Ca and Fe^{3+} by Fe^{2+} and Al, respectively. Correlation between the Fe^{3+}/Al content and the optical zonation have not been observed. Mineralogical compositions of these garnets oscillate around $And_{51}Gro_{40}Alm_9$.

INTRODUCCION

La existencia de anomalías ópticas en los granates cálcicos se conoce desde los tiempos de LACROIX (1892) y GOLDSCHMIDT (1911), habiéndose elaborado, desde entonces, diversas hipótesis para explicar su aparición. Diversas causas han sido propuestas, entre ellas tenemos:

a) Estados de tensión que provocan birrefringencia de esfuerzos, como resultado de la mezcla isomorfa de sustancias de volúmenes moleculares diferentes (GOLDSCHMIDT, 1911), o bien, esfuerzos internos relacionados con una laguna de miscibilidad entre los miembros finales de la serie, a bajas temperaturas (SEKI, 1965).

b) Existencia de una transición cristalina entre una modificación polimórfica de alta temperatura y otra de baja temperatura (WINCHELL y WINCHELL, 1956; FRIEDEL, 1964).

c) Variación zonal del contenido Fe^{3+}/Al (VERKAEREN, 1971), de la composición de las soluciones hidrotermales (LESSING y STANDISH, 1973), o bien, variaciones cíclicas de la temperatura y/o del pH (MURAD, 1976).

d) Efecto magneto-óptico ligado a la presencia de tierras ytricas que sustituyen al Ca en las posiciones c del grupo espacial del granate (BLANC y MAISONNEUVE, 1973).

Los granates que presentan este tipo de anomalías son frecuentes en los yacimientos metasomáticos de contacto, particularmente en los skarns con magnetita. Así, la zonación química durante el crecimiento de granates que presentan alternancia de lamelas isótropas y anisótropas, llevó a VERKAEREN (1971) y MURAD (1976) a pensar que las maclas de aspecto polisintético (anomalías de segundo género) no eran maclas en sentido cristalográfico, al existir una estrecha relación entre contenidos altos en hierro y lamelas isótropas, siendo las bandas más anisótropas las más aluminicas. Sin embargo, granates igualmente birrefringentes, de composición intermedia entre grosularita y andradita, no presentan una correlación entre composición zonal y maclas de tipo polisintético, superpuestas a sectores triangulares (anomalías de primer género) paralelos a las caras del rombododecaedro (MORGAN, 1975; VELASCO, 1976).

Nuestro trabajo presenta datos relativos a la aparición de granates birrefringentes, encontrados en las Minas de Cala (Huelva). El análisis de las distintas zonas nos ha permitido replantear la discusión sobre el origen de estas anomalías.

LOCALIZACION DE LAS MUESTRAS

La Mina de Cala, de donde proceden las muestras estudiadas, está situada a unos 3 Km al Oeste de Cala (Huelva) y a unos 80 Km al Norte de Sevilla. En el área afloran materiales del Cámbrico Inferior, Georgiense, distinguiéndose una serie carbonatada rica en intercalaciones detríticas, debajo de otra serie fundamentalmente detrítica (pizarras, grauvacas y rocas volcánicas). El skarn cálcico, post-magmático, mineralizado con magnetita, se encuentra en el contanco entre la serie carbonatada y detrítica y la inyección de un apófisis magmático de granodioritas-monzodioritas cuarcíferas. Pensamos que este magma aprovechó la superficie de discontinuidad entre los dos tipos de rocas para su "mise en place" (VE-

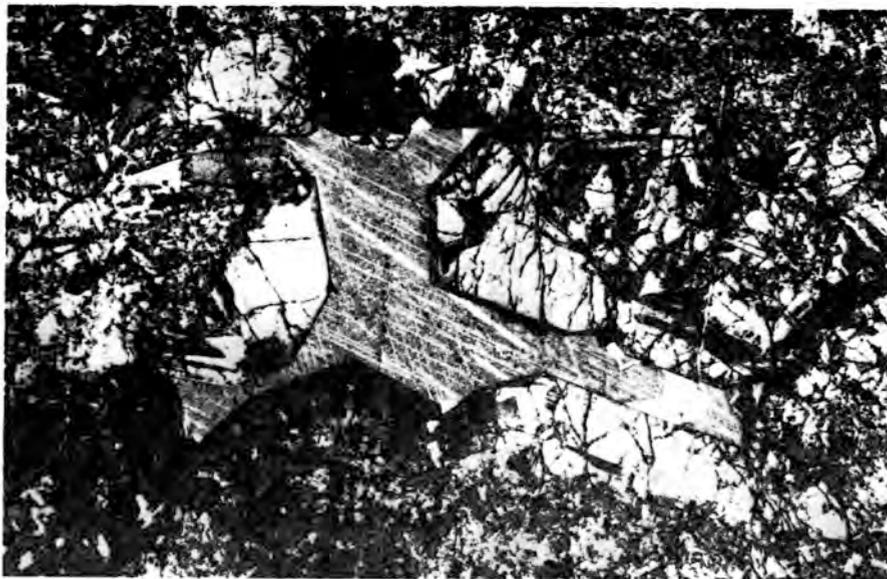


Fig. 1.— Granates birrefringentes entre nicoles cruzados, mostrando anisotropía. Calcita relleno los huecos entre los cristales. X120.

LASCO, 1976). Los diferentes conjuntos litológicos exhiben huellas evidentes de tectonización, sobre todo en áreas próximas a las corneanas de techo. Este yacimiento ha sido recientemente estudiado por anteriores autores, proponiéndose para explicar su génesis diversas hipótesis, algunas de ellas en franca controversia (CALVO, 1977; DOETSCH y ROMERO, 1973; VAZQUEZ GUZMAN y FERNANDEZ POMPA, 1976; CASQUET y VELASCO, 1978; VELASCO y AMIGO, 1979).

Entre los minerales principales del skarn se encuentran los clinopiroxenos (salitas), granates (grosularita-andradita), anfíboles cálcicos (ferropargasita-tschermakita), epidotas, cloritas, magnetita (y musketovita), hematites, pirita, calcopirita, carbonatos y cuarzo. De los estudios realizados se desprende la existencia de tres generaciones de granates, todos de composición cálcica y ricos en hierro. De ellos, los formados en la segunda paragénesis, de tercera generación (Fig. 1), junto con anfíboles, epidotas, magnetita, calcita y cuarzo, son los que muestran anomalías ópticas. Estos granates suelen presentar numerosas fracturas y efectos de corrosión: sustitución parcial por cuarzo, carbonatos y epidota, principalmente.

En resumen, en lo que concierne a los granates, hemos encontrado tres tipos diferentes:

1) Granates asociados a clinopiroxeno —“skarn con piroxeno y granate”— de composición intermedia entre grosularita y andradita. Formados durante la primera paragénesis del skarn, dentro de la etapa silíceo. Su tamaño nunca supera los 2 mm (tamaño medio 1 mm).

2) Granates de composición andradítica de color marrón oscuro —“skarn con granates”— formando cuerpos masivos (granatitas). Estos granates, formados igualmente durante la etapa silíceo, presentan a veces zonación y hábitos rombododecaédricos (idio- e hipidiomorfos). El tamaño de estos cristales es próximo a los 5 mm y mayores. Suelen contener inclusiones de clinopiroxeno. En las masas de granatitas se conservan a veces fantasmas de estratificación, marcada por la presencia de minerales de la primera paragénesis. Rara vez son débilmente birrefringentes (menor de 0,001).



Fig. 2.— Granates mostrando maclados polisintéticos complejos. Nicles cruzados. X8.

3) Andraditas alumínicas de tendencia idiomorfa de tamaño centimétrico (hasta 5 cm de diámetro), constituidos por rombododecaedros con aristas truncadas por caras trapezoidales (Figs. 1 y 2). Se originaron en los comienzos de la etapa ferrífera, ocupando los bordes de los 'manchones' ricos en carbonato, cuarzo, epidota, anfíboles y magnetita, en cristales de gran tamaño que se encuentran en el interior de las masas de granatitas.

Estos granates marcan el final de la formación del skarn propiamente dicho y comienzos del desarrollo del "aporskarn". Son frecuentes en las fracturas desarrolladas en el conjunto skárnico y suelen presentar fuertes huellas de corrosión por las soluciones que depositan cuarzo, carbonatos y epidota. Estos granates son, en general, los que presenta mayor anisotropía, distinguiéndose dos 'generaciones':

- a) Maclados en sectores y polisintéticos.
- b) Anisótropos, con maclas, tapizando fracturas que atraviesan los primeros (a). (Véase fig. 3).



Fig. 3.— Granates anisótropos tardíos, tapizando una fractura. Nícoles cruzados. X25.

Las muestras de granate, correspondientes a esta última generación, presentan invariablemente, bajo el microscopio, un anisotropismo anómalo, sin zonado visible superpuesto.

ESTUDIO OPTICO

Las secciones delgadas muestran que los granates se componen de zonas de distinta birrefringencia, escaseando las áreas totalmente isotropas. Las zonas birrefringentes se disponen según las clásicas maclas en sectores (anomalías de primer género), sobre las que se superponen sistemas paralelos de maclas lamelares de aspecto polisintético, anomalías de segundo género (Fig. 4). Algunas lamelas paralelas al borde de los granos de 'mayor isotropía' pueden acunarse rápidamente, dando paso a zonas fuertemente birrefringentes (que tendrían que ser igualmente isotropas si aceptamos que la zonación es concéntrica y responsable de las anomalías).



Fig. 4.— Maclas de aspecto polisintético y sectores con maclas triangulares en anhidritas aluminicas. Los números indican el emplazamiento de los análisis puntuales de la Tabla 2. Nícoles cruzados. X8.

En sección delgada son incoloros o ligeramente coloreados de amarillo-marrón. Colores de polarización de gris a blanco de primer orden. En los que presentan una birrefringencia más débil, la separación entre láminas se puede hacer más fácilmente visible introduciendo algún compensador (Rojo de primer orden). Menos frecuentes, pero casi siempre presentes, aparecen zonas birrefringentes con maclas que recuerdan a las del 'enrejado' de la microclina (Fig. 5). En estos cristales la extinción es ondulante y difusa. La presencia de estos últimos no guarda ninguna relación con la proximidad de fracturas, bordes de granos, etc.

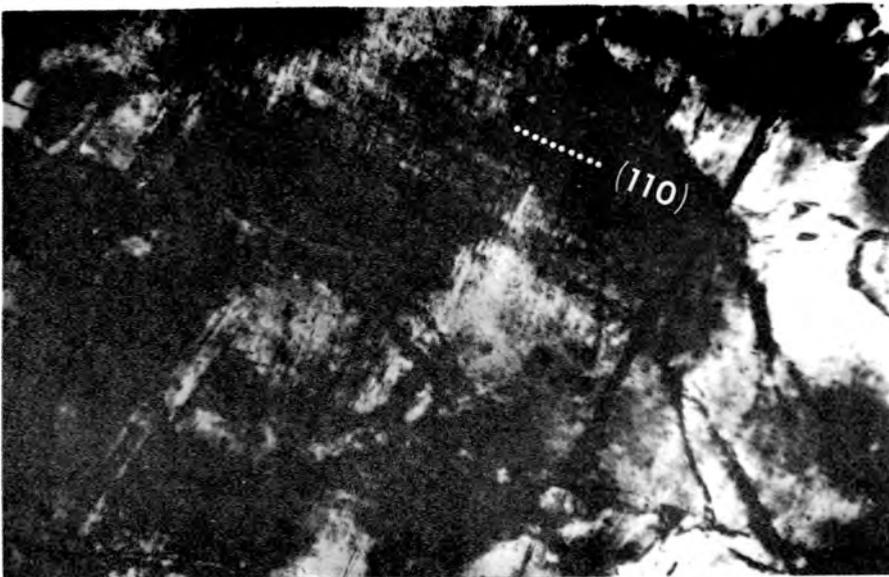


Fig. 5.— Maclas de tipo "enrejado" en granates cálcicos. Nícoles cruzados. X400.

Además de los maclados de aspecto polisintético, paralelos a las caras de rombododecaedro, también se observa la aparición de otros tipos de maclas o intercrecimientos de aspecto triangular (Fig. 4 y 6), restringidos a los sectores paralelos a las caras de trapezoedro (211) que trunca las aristas de hábito rombododecaédrico dominante.

Las medidas de birrefringencia en las lamelas más anisótropas, realizadas usando un compensador giratorio (Eringhaus-Zeiss) proporcionan valores de hasta 0.005. Los valores medios observados oscilan entre 0.0015 y 0.0040. Por lo general las zonas de borde de los cristales son las más anisótropas.

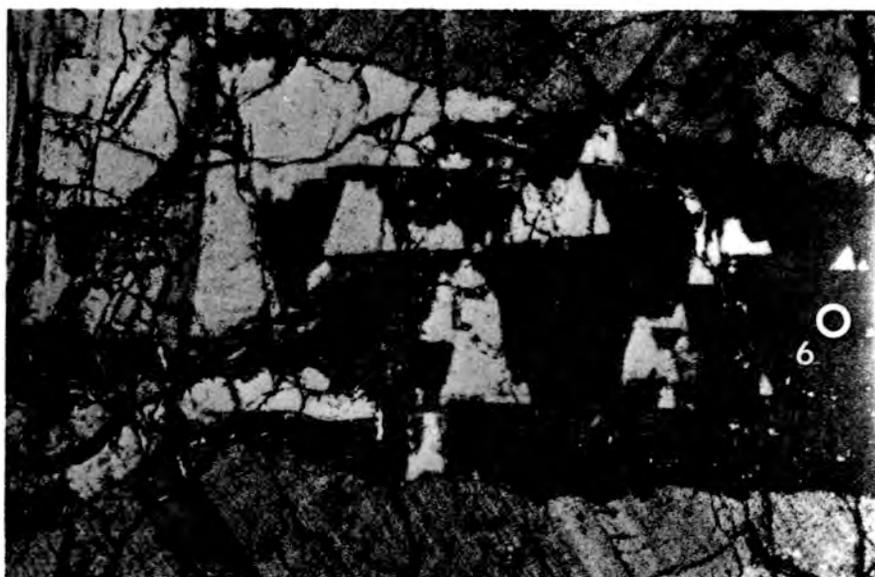


Fig. 6.— Detalle de las maclas triangulares en el interior de los sectores paralelos a las caras (211). Nícoles cruzados. X25.

Las láminas delgadas de muestras de granate anisótropo, calentadas en un horno a temperaturas de 800°C, durante una hora, no muestran ninguna señal de birrefringencia.

COMPOSICION QUIMICA

La Tabla I resume los resultados obtenidos del análisis químico, efectuados mediante la técnica de absorción atómica. De los resultados se deduce que se trata de andraditas aluminicas, con bajos contenidos de magnesio y manganeso, y porcentajes variables, pero relativamente altos, de hierro y aluminio. Estos datos, junto a los obtenidos con microsonda, han sido representados en el triángulo composicional Alm-Gro-And (Fig. 7) comprobándose que se trata de granates con las composiciones propias de los que aparecen en los yacimientos polimetálicos y de hierro-cobre (ZHARIKOV, 1970).

A las mismas conclusiones se llega utilizando para la determinación del tipo de granate los gráficos de SKINNER (1956) y WINCHELL (1958). El valor medio del parámetro de la celdilla unidad obtenido es de 11.937 ± 0.05 Å. La densidad específica, usando la técnica del picnómetro, promedio de 10 medidas es de 3.75. Finalmente el índice de refracción, medido con líquidos Cargille a 22°C, es de aproximadamente 1.82 ($\lambda = 549$ nm).

TABLA I

ANALISIS QUIMICOS DE LOS GRANATES BIRREFRINGENTES

	A	B	Número de iones sobre la base de 24 (O)			
				A	B	
SiO ₂	37.31	37.14	Si	6.10	6.08	
TiO ₂	0.05	0.05	Ti	0.006	0.006	
Al ₂ O ₃	5.69	5.95	Al	1.10	1.14	3.85
Fe ₂ O ₃	21.61	21.89	Fe ^{'''}	2.65	2.70	
FeO	1.21	1.45	Fe ^{''}	0.17	0.20	
MnO	0.53	0.59	Mn	0.07	0.08	
MgO	0.18	0.40	Mg	0.04	0.10	6.01
CaO	29.72	28.50	Ca	5.21	5.00	
Na ₂ O	2.66	2.77	Na	0.84	0.89	
K ₂ O	0.49	0.55	K	0.10	0.12	
H ₂ O ⁺	0.37	0.30	H	0.41	0.33	
H ₂ O ⁻	0.10	0.21				
p.c.	0.56	0.43				
	<hr/>	<hr/>				
	99.82	100.23				

COMPOSICION EN % MOLECULAS DE LOS TERMINOS EXTREMOS

ANDRADITA	50.54	50.13
GROSULARITA	40.57	39.97
ALMANDINO (+PIROPO+SPESARTITA)	8.87	9.89

Las mismas conclusiones se obtienen al estudiar los resultados de análisis por microsonda* de distintas zonas de un mismo granate anisótropo. Los puntos de análisis han sido elegidos (Fig. 4) en función de su distinta anisotropía. Los barridos centro-borde (perfiles) insinúan un ligero descenso hacia los bordes del contenido en hierro. Estas ligeras zonaciones no han sido puestas de manifiesto en las imágenes de distribución de los elementos, y en concreto, en la imagen de distribución del hierro, aluminio y calcio. Queda, por tanto, en entredicho que la variación composicional sea la responsable de la birrefringencia, ya que al estudiar los resultados del análisis con microsonda, Tabla II, comprobamos que las variaciones de composición son muy pequeñas, dentro de un mismo grano y comparando entre lamelas de distinta birrefringencia. En esta tabla la totalidad del hierro analizado ha sido transformado a hierro férrico.

A partir de estos resultados podemos afirmar que:

a) Tanto las lamelas más isotropas como las más anisótropas no reflejan cambios significativos de composición entre ellas, situándose las variaciones observadas dentro del margen de error aceptado en la obtención de estos datos.

TABLA II

ANALISIS QUIMICOS POR MICROSONDA*

Zonas de análisis	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37.61	37.56	37.64	37.81	37.92	37.41
Al ₂ O ₃	7.43	7.67	6.54	4.38	5.90	7.50
Fe ₂ O ₃	21.44	21.04	22.88	26.24	23.84	21.76
FeO	2.49	2.38	1.94	1.14	1.01	4.03
MgO	0.07	0.10	0.12	—	—	0.10
MnO	0.79	0.95	0.77	0.63	0.66	0.88
CaO	31.42	31.36	31.74	32.48	32.68	31.65
	101.35	101.15	101.63	102.68	102.01	103.33

Número de iones calculados sobre la base de 12 oxígenos

Si	0.03	3.03	3.03	3.04	3.04	2.98
Al	0.70	0.73	0.62	0.42	0.56	0.70
Fe ^{'''}	1.30	1.27	1.38	1.58	1.44	1.30
Fe ^{''}	0.17	0.16	0.13	0.07	0.07	0.27
Mg	0.01	0.01	0.01	—	—	0.01
Mn	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.06
Ca	2.71	2.71	2.74	2.80	2.81	2.70

Composición en % molecular de los términos extremos

And	53.58	47.49	49.69	53.87	51.20	47.37
Gro	36.47	41.05	40.53	39.60	40.60	40.30
Alm	9.94	11.45	9.77	6.51	8.19	12.29

El hierro Fe^{'''} y Fe^{''} ha sido calculado de manera que Fe^{'''} + Al = 2 en la fórmula estructural; el hierro restante es considerado como bivalente.

(*) CAMECA MS – 46, Laboratoire de Mineralogie et Cristallographie. Univ. Paul Sabatier, Toulouse (Francia). Analista: F. Autefage.

b) Las lamelas paralelas a las caras (110) son verdaderas maclas.

c) Todas las composiciones se sitúan en términos intermedios entre los extremos grosularita y andradita.

d) Los contenidos en Fe²⁺, Mn y Mg son bastante bajos.

e) Las composiciones medias oscilan alrededor de And₅₁ Gro₄₀ Alm₉, es decir, andraditas aluminicas (Fig. 7).

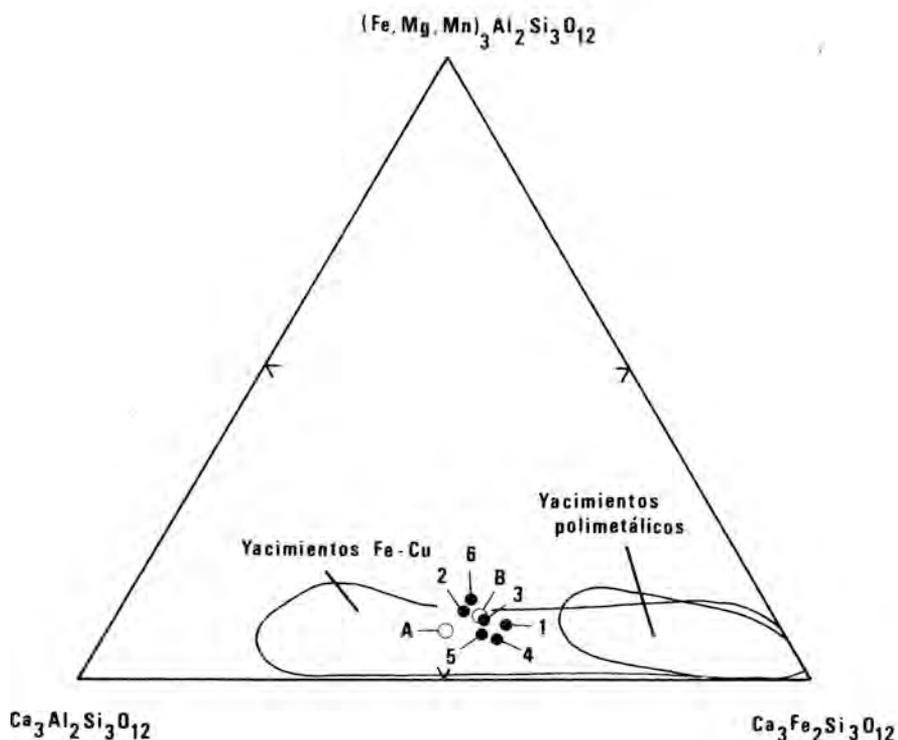


Fig. 7.— Composición de los granates birrefringentes de Cala. Los puntos señalan la composición de las muestras analizadas. (Tablas I y II).

ESTUDIO POR ESPECTROGRAFIA DE INFRARROJO

Los espectros de absorción realizados, utilizando un espectrómetro Perkin Helmer 621, siguiendo el método de la pastilla de KBr al 3 por ciento, muestran bandas de absorción análogas a las descritas en la bibliografía para los granates. Cabe destacar la ausencia de bandas en la región comprendida entre 3.500 a 3.000 cm^{-1} , y de 1.800 a 1.600 cm^{-1} , que caracterizan la presencia de agua. De esta manera eliminamos la posibilidad de existencia de hidrogranate (hidrogrosularita) a pesar de que el análisis químico muestra una pequeña cantidad de agua.

ANÁLISIS TÉRMICO DIFERENCIAL

Hemos efectuado dos análisis en atmósfera ambiente e inerte (argón) a una velocidad de calentamiento de $10^{\circ}/\text{mm}$, de estos granates. El termograma efectuado en atmósfera ambiente muestra aproximadamente a 140°C una ancha depresión-endotérmica, después la curva se estabiliza con una ligera tendencia exotérmica hasta 700°C , temperatura a la cual tiene lugar una reacción endotérmica de poca amplitud, pero neta; a 980°C se observa un brusco pico endotérmico, seguido de un pico exotérmico a 1.000°C . Las pesadas, antes y después del calentamiento, indican una pérdida de peso del 0.8 por ciento.

En atmósfera de argón se obtiene una curva similar a la precedente, sin embargo, la pérdida de peso obtenida antes y después del calentamiento es de 1.1 por ciento.

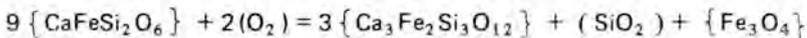
La diferencia de pérdida entre estos dos ATD, en el aire y en inerte, debe atribuirse a la oxidación de la pequeña cantidad de hierro ferroso. Sea $1.1 - 0.8 = 0.3$ por ciento.

El análisis químico por vía húmeda indica un contenido en FeO comprendido entre 1.21 y 1.45 por ciento, (Tabla I). Por oxidación del hierro se obtiene una ganancia de peso comprendida entre 0.1 y 0.2, valores que son muy próximos a los obtenidos por análisis térmicos.

CONCLUSIONES

La aparición de anomalías ópticas no se debe exclusivamente a las variaciones composicionales, según se deduce de los análisis realizados. Ni los análisis puntuales, ni los perfiles con microsonda en dirección perpendicular a las lamelas que muestran distinto comportamiento óptico, señalan variaciones significativas en el contenido de ningún elemento. Por lo tanto se han de buscar otras posibles causas de la aparición de anisotropía.

Los granates birrefringentes del skarn de Cala presentan siempre un hábito de tendencia idiomorfa (euhédricos) con formas completas en los bordes de las masas de granatitas, sobre todo tapizando geodas rellenas de los minerales de la etapa ferruginosa y sulfurada de formación del skarn (paragénesis secundaria). Por otro lado, conocemos las condiciones físico-químicas que han presidido el desarrollo de estas etapas. Han sido estimadas por VELASCO (1976), CASQUET y VELASCO (1978) y VELASCO y AMIGO (1979) en $P_f = 100$ bars ($P_t = 500$ bars) y temperaturas de 450°C, decrecientes. La formación de estos granates secundarios, "andraditización", a partir de clinopiroxenos primarios, resulta de la siguiente relación:



que implica un incremento en la fugacidad de oxígeno, a P y T constante (KURSHAKOVA, 1971).

La presencia de granates aluminicos, en el caso que estudiamos, con bordes ligeramente más pobres en hierro, parecen indicar que las condiciones que propiciaron la formación de masas de granates ricos en hierro, se invirtieron parcialmente, desplazando las reacciones hacia la formación de granates más aluminicos.

Admitiendo un cambio oscilatorio de las condiciones de génesis que permitan la formación de granates con diferente contenido en aluminio, a las pequeñas variaciones de composición observadas, le correspondería pequeñas variaciones relativas de volumen, del orden de 0.1-1.0 por ciento que pueden ser ignoradas. Los autores que sostienen que los cambios de volumen, debidos a la sustitución de hierro por aluminio, son los responsables de las anomalías ópticas (VERKAEREN, 1971; LESSING y STANDISH, 1973; MURAD, 1976) encuentran alternancias de lamelas isótropas, correspondientes a términos de andraditas prácticamente puras, And_{98} , And_{100} , And_{95} y And_{97} , mientras que las zonas anisótropas son de composición intermedia, And_{50} y And_{75} . Si los cambios de volumen entre las citadas composiciones, estimados en un 4 por ciento, pueden explicar la aparición de birrefringencia, no parece ser el caso de los granates de Cala, con cambios de volumen inferiores al 1 por ciento.

Podemos afirmar que las variaciones en la composición no explican la aparición de birrefringencia, si bien, es posible que favorezcan su aparición. Sin embargo, es probable que el estado de oxidación de hierro —hemos hablado de la existencia de fluctuaciones en la $f\text{O}_2$ — intervenga en la aparición o no de birrefringencia. Sabido es que el Fe^{2+} normalmente no entra en la posición que ocupa el Fe^{3+} en la red. Un exceso del primero podría deformar apreciablemente la estructura cúbica y provocar anisotropía.

También puede proponerse la hipótesis de que las anomalías son resultado de la

existencia de una transformación polimorfa desde una fase cúbica de alta temperatura, a otra tetragonal pseudocúbica (WINCHELL y WINCHELL, 1956; FRIEDEL, 1964) o monoclinica (TAKEUCHI y HAGA, 1976) de baja temperatura. Un enfriamiento relativamente rápido no permite la ordenación del hierro y aluminio a sus posiciones, lo que implica una configuración energética no mínima que se resuelve con la aparición de maclas complejas. El descenso brusco de la temperatura se justifica, en el caso de Cala, en la presencia de una extensa etapa sulfurada en el desarrollo del skarn, cuando las fracturas conectan al sistema con el exterior, comportándose como abierto, con una caída de temperatura hasta los 200°C, descenso en el régimen de presiones y cambio en la composición de los fluidos mineralizadores.

En resumen, los posibles estados de tensión ligados a alternancias entre lamelas de distinta composición, no justifican en el caso de Cala, la aparición de birrefringencia en los granates. Por otra parte, las dificultades para obtener información sobre el estado de oxidación zonal del hierro, no nos permite decidir sobre su influencia en la deformación de la estructura del granate.

Finalmente, la aparición de anomalías, siempre ligadas a granates de la etapa ferrífera, nos hacen pensar que las causas estén, más bien, en la aparición de transiciones polimórficas entre fases cúbicas de alta temperatura y otras de menor simetría, de acuerdo con las aportaciones de los últimos autores citados.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su reconocimiento a F. AUTEFAGE por su ayuda en la realización de los análisis con microsonda.

BIBLIOGRAFIA

- BLANC, Y. y MAISONNEUVE, J. (1973).— Sur la birrefringence des grenats calciques. *Bull. Soc. fr. Min.*, **96**, pp. 320-321.
- CALVO, B. (1977).— A possible syndimentary origin for the Cala magnetite iron ores (Western Sierra Morena). *V Reunión geol. Oeste Peninsular*.
- CASQUET, C. y VELASCO, F. (1978).— Contribución a la geología de los skarn cálcicos en torno a Santa Olalla de Cala (Huelva-Badajoz). *Estudios geol.*, **34**, pp. 399-405.
- CHASE, A. y LEFEVER, R. (1960).— Birrefringence of synthetic garnets. *Amer. Mineral.*, **45**, pp. 1126-1129.
- DEER, W.; HOWIE, R. y ZUSSMAN, J. (1967).— *Rocks forming minerals*. Vol. 1. Longman, London, 333 p.
- DOETSCH, J. y ROMERO, J. (1973).— Contribución al estudio de las menas magnéticas del suroeste de España. Minas de Cala (Huelva). *Bol. Geol. Min.*, **84-4**, pp. 236-253.
- FRIEDEL, G. (1964).— *Leçon de Cristallographie*. Librairie Sc., Paris, 602 p.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1911).— *Videnskapselskapets Skriftr.*, I, Mat. Naturv., K1., II.

- HSU, L.C. (1980).— Hydration and phase relations of grossular-spessartine garnets at $\text{PH}_2\text{O} = 2 \text{ Kb}$. *Contrib. Mineral. Petrol.* **71**, pp. 407-415.
- KURSHAKOVA, L.D. (1971).— Stability field of hedenbergite on the $\log \text{PO}_2$ -T diagram. *Geoch. Intern.*, **8**, pp. 340-349.
- LACROIX, A. (1892).— *Minéralogie de la France*, t. 1, Paris Baudry.
- LESSING, P. y STANDISH, R. (1973).— Zoned garnet from Crested Butte, Colorado. *Amer. Mineral.* **58**, pp. 840-842.
- MORGAN, B. (1975).— Mineralogy and origin of skarns in the Mount Morrison Pendant, Sierra Nevada, California. *Amer. Journ. Sc.* **275**, pp. 119-142.
- MURAD, E. (1976).— Zoned birefringent garnets from Thera Island, Santorini Group (Aegean Sea). *Mineral. Magazine*, **40**, pp. 715-719.
- SEKI, Y. (1965).— Chemical characterers of the grossularite-andradite mineral series in rodingites. *Japan J. Geol. Geogr.* **36**, pp. 1-16.
- SHIMAZAKI, H. (1977).— Grossular-Spessartine-Almandine garnets from some Japanese scheelite skarns. *Canad. Mineral.* **15**, pp. 74-80.
- SKINNER, B. (1956).— Physical properties of end-members of the garnet group. *Amer. Mineral.* **41**, pp. 428-436.
- TAKEUCHI, Y. y HAGA, N. (1976).— Optical anomaly and structure of silicate garnets. *Proc. Japan. Acad.*, **52**, pp. 228-231.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. y FERNANDEZ POMPA, F. (1976).— Contribución al conocimiento geológico del SW de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas. *Mem.* **89**, IGME.
- VELASCO, F. (1976).— *Mineralogía y Metalogenia de los skarns de Santa Olalla (Huelva)*. Tesis doct. Univ. Bilbao.
- VELASCO, F., y AMIGO, J.M. (1979).— Los skarns con magnetita en el entorno del granito de Santa Olalla, Huelva. *Temas geol. min.* **3**, pp. 89-116.
- VERKAEREN, J. (1971).— Les grenats biréfringents des skarns a magnetite de San Leone (Sardaigne SW). *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, **94**, pp. 492-499.
- WINCHELL, A. y WINCHELL, H. (1951).— *Elements of optical Mineralogy*, Part II, Willey, New York, 551 p.
- WINCHELL, H. (1958).— The composition and physical properties of garnet. *Amer Mineral.* **43**, pp. 595-600.
- ZHARIKOV, V. (1970).— Skarns. Parts I, II and III. *Intern. Geol. Rev.*, **12**, 5, 541-559; 6, 619-647; 7, 760-775.

(Recibido: Julio 1981)

LOS CARBONATOS DE LAS FACIES MARGOSAS JURASICAS EN LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS (PROVINCIAS DE GRANADA Y JAEN)

I. PALOMO DELGADO; M. ORTEGA HUERTAS y P. FENOLL HACH-ALI

Departamento de Cristalografía y Mineralogía y Departamento de Investigaciones Geológicas. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

RESUMEN

Se estudian muestras, procedentes de distintos afloramientos del Subbético Medio y Externo en la transversal Granada-Jaén, de edades comprendidas entre el Lías Medio-Superior y el Dogger Inferior. Dichas muestras se presentan bajo facies de margas y margocalizas grises; localmente, bajo facies de "ammonítico rosso".

La calcita es el carbonato predominante, en tanto que la existencia de dolomita es muy irregular. Ambos minerales presentan una composición química única, independientemente del afloramiento considerado o de la edad del sedimento.

Para la calcita se propone un origen orgánico condicionado por dos factores: una baja razón Mg/Ca (0,01 a 0,05) y la presencia de una determinada fauna, de caparazón calcítico.

Los criterios texturales y la aparición de dolomita en el muro de las secuencias indican que durante la diagénesis se produciría la disolución de la calcita magnésica y la liberación de los iones magnesio.

Si se aplican las ideas de ALDERMAN (1965) en el sentido de que la razón Mg/Ca aumenta directamente en una situación de incomunicación parcial, concluimos que este hecho está más desarrollado en las series más externas (situadas más al Norte), aunque en dichos afloramientos se producen los primeros depósitos pelágicos.

El análisis de la variación cuantitativa de estos minerales en los diversos afloramientos y para épocas geológicas distintas, evidencia gran homogeneidad desde el Domerense Superior al Aalenense.

ABSTRACT

Samples from several Median and External Subbetic outcrops of the Granada-Jaén region are studied; they have been obtained from materials of Middle and Upper Liassic and Lower Dogger under marl and marly-limestones, -locally "ammonitic rosso"-, facies.

Calcite is the dominant carbonate while dolomite have a irregular appearance. Both of them show the same chemical composition all over the studied region independently of age or palaeogeography of the sediments. For the calcite a organic origin is proposed based mainly in two facts: a low Mg/Ca ratio (0,01 to 0,05) and the occurrence in the sedimentary environment of abundant calcitic shell organisms.

Textural criteria and the presence of dolomite in the botton of the sequences indicates that the Mg-calcite solution during the diagenesis supplies the magnesium ions.

ALDERMAN (1965) indicates that the Mg/Ca ratio increases in partialy closed environment; therefore we can conclude that the northern sequences (External Subbetic) were deposited in a more confined environment. This conclusion may contrast the fact that it is in this northern realm where the breakdown of the carbonate platform takes place earlier with subsequent deposit of "pelagic" sediments.

The quantitative variation of these minerals in the studied outcrops shows a high homogeneity for the sediments from Upper Domerian to Aalenian age.

1.- INTRODUCCION

Desde hace algún tiempo se viene estudiando con gran interés la variación de la mineralogía y su evolución en los medios de depósito, con objeto de reconstruir la paleogeografía de las cuencas en base principalmente al estudio de minerales de la arcilla (PALOMO DELGADO, 1981; PALOMO DELGADO et al., 1981).

En el presente trabajo se ha prestado especial atención a la fase carbonatada, puesto que constituye una parte muy importante en el conjunto de las muestras analizadas.

2.- LOCALIZACION

Los afloramientos estudiados se encuentran en la hoja topográfica 2-3 de Granada a escala 1:800.000 y están comprendidos entre las siguientes coordenadas geográficas (Fig. 1):

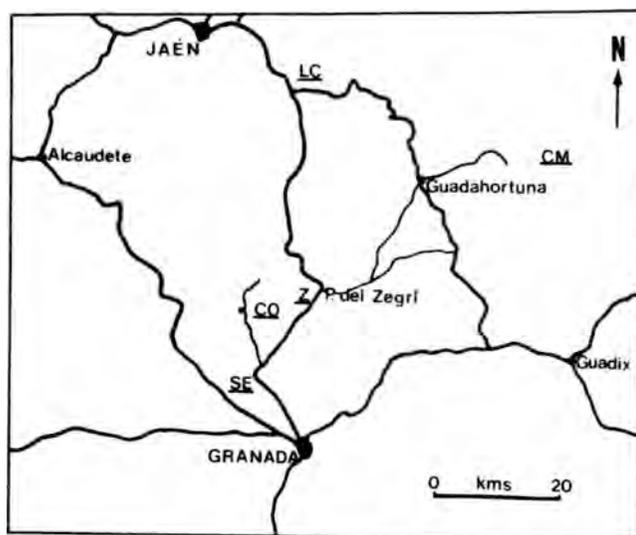


Fig. 1.— Localización geográfica de los afloramientos estudiados. (SE) Sierra Elvira; (CO) Colomera; (Z) Zegri; (CM) Cerro Méndez; (LC) La Cerradura.

Afloramiento	Latitud	Longitud
"Sierra Elvira" (SE)	37° 12' 23"	3° 42' 40"
"Colomera" (CO)	37° 21' 23"	3° 36' 56"
"Zegri" (Z)	37° 23' 7"	3° 55'
"Cerro Méndez" (CM)	37° 36' 44"	3° 10' 30"
"La Cerradura" (LC)	37° 41' 49"	3° 38' 53"

Estas secuencias estratigráficas se sitúan en las zonas externas de las Cordilleras Béticas, más concretamente dentro de la Zona Subbética. En ella se ha muestreado el Subbético Externo ("La Cerradura") y el Medio (afloramientos restantes), debido a que son los únicos que presentan materiales jurásicos domerenses y toarcenses bajo facies de margas y margocalizas grises, propias de una sedimentación marina pelágica.

3.— RESULTADOS

El estudio de la fase carbonatada se ha realizado mediante microscopio y difracción de rayos X.

El estudio óptico se ha llevado a cabo especialmente para identificar calcita, dolomita y los restos de organismos presentes. A continuación se describen los niveles carbonatados encontrados. (Únicamente los competentes).

Serie de "Sierra Elvira"

- Nivel SE-4-132 Biomicrita con abundantes filamentos, ostrácodos y equinodermos. Facies pelágica.
- Nivel SE-3-115 Biomicrita con filamentos, radiolarios y pelets. Facies pelágica.
- Nivel SE-3-96 Facies turbidítica. Abundantes cristales de dolomita de tamaño medio 14 micras.
- Niveles SE-2-89 y 2-73 Biomicrita de radiolarios. Facies pelágica más profunda.
- Nivel SE-2-67 Calcarenita. Oolitos micritizados y retrabajados. Fragmentos de crinoideos y elementos detríticos (3 por ciento). Contiene dolomita. Esta muestra correspondería a una facies oolítica, resedimentada por corrientes de turbidez.
- Nivel SE-1-66 Biopelmicrita con matriz ligeramente recristalizada. Contiene filamentos, foraminíferos bentónicos y planctónicos, radiolarios, fragmentos de elementos detríticos (cuarzo: 2-3 por ciento) y pequeños rombos de dolomita. Facies pelágica.
- Nivel SE-1-40 Calcarenita. Presenta fragmentos de oolitos, crinoideos y foraminíferos bentónicos así como pequeños bioclastos muy redondeados y micritizados. Existen también granos de cuarzo y pequeños rombos de dolomita, esta última proveniente de los crinoideos por exsolución. Presencia de estilotitos. La muestra corresponde a una facies turbidítica alimentada por materiales carbonatados de plataforma y de borde de plataforma.
- Nivel SE-1-25 Biopelmicrita con matriz menos recristalizada. Se reconocen pelets, radiolarios, filamentos y equinodermos (estos últimos son los más abundantes). Existen zonas bioturbadas. Facies pelágica de mar abierto.
- Nivel SE-1-13 Biopelmicrita con matriz recristalizada. Fragmentos de equinodermos, ostrácodos, foraminíferos y elementos detríticos (2 por ciento de cuarzo). Se trata de una facies pelágica de mar abierto.

Serie de "Zegrí"

- Nivel Z-5 Biomicrita con matriz micrítica no recristalizada. Contiene foraminíferos, numerosos embriones de ammonites y secciones de *aptychus*. Se trata de una facies pelágica de mar abierto aunque, dentro de las zonas profundas, correspondería a las de menos profundidad.

Nivel Z-4 Biopelmicrita con filamentos, crinoides, algunos radiolarios y foraminíferos planctónicos. Existen numerosos embriones de ammonites. Corresponde a una facies pelágica.

Serie de "Cerro Méndez"

Nivel CM-11 Micrita con matriz algo recristalizada. Contiene radiolarios y filamentos. Facies pelágica.

Niveles CM-10 y -9 Micrita con matriz poco recristalizada. Contiene radiolarios, filamentos y pelets. Facies netamente pelágica.

Nivel CM-7 Micrita con matriz recristalizada microsparítica. Contiene filamentos y pelets. Facies pelágica.

Nivel CM-1 Micrita con matriz recristalizada microsparítica. Contiene filamentos, pelets y trazas de bioturbación (restos de burrows). Corresponde a una facies pelágica.

En las fotos 1 a 4 se observan algunos ejemplos en los que, por lo general, existen numerosos restos de organismos. En algunas ocasiones aparecen pequeños cristales de dolomita (foto 4).

Mediante difracción de rayos X se ha determinado la composición mineralógica, teniendo en cuenta los poderes reflectantes de los minerales implicados (BARAHONA, 1974), para cada uno de los niveles muestreados (Tabla 1), obteniéndose los valores medios que se resumen en la Tabla 2.

En base a dicha composición mineralógica semicuantitativa se ha aplicado el diagrama de BARTH et al. (1939) para clasificar litológicamente rocas en las que los minerales esenciales son carbonatados y filosilicatos. Los resultados se expresan en la Tabla 3.

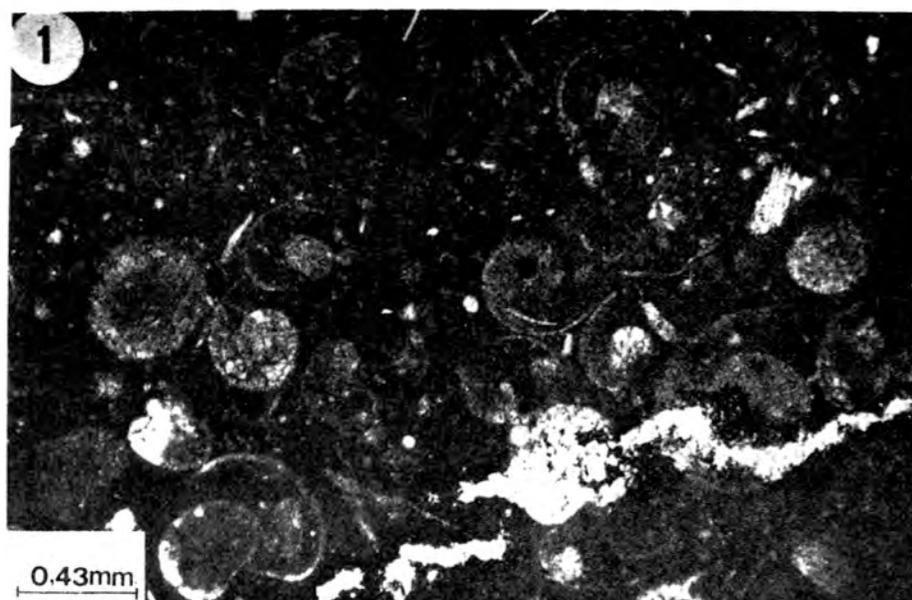


Foto 1.— Biomicrita con embriones de ammonites (nivel Z-5).

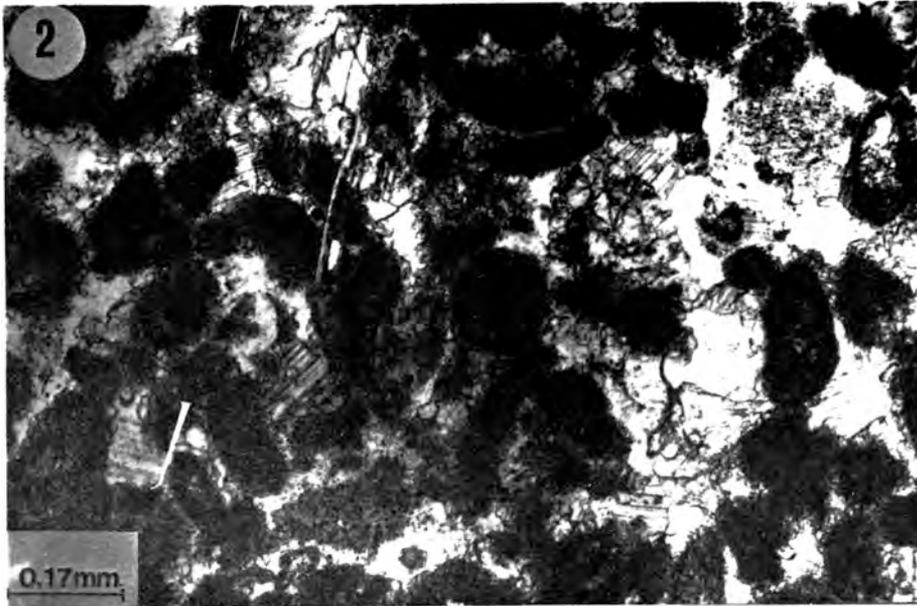


Foto 2.— Calcarenita con fragmentos de pellets y crinoideos (nivel SE-1-40)



Foto 3.— Biomicrita con abundantes filamentos (nivel SE-4-132).

Muy interesante ha sido la determinación del espaciado de la reflexión ($10\bar{1}4$) de calcita y dolomita (HARKER y TUTTLE, 1955) por estar ligado a la variación de la composición química y permitir, por tanto, calcular el porcentaje de moles de CO_3Mg presentes en la calcita, de acuerdo con los datos de LIBORIO y MOTTANA, 1973. Los resultados obtenidos se expresan en la Tabla 4.

TABLA 1

ANALISIS MINERALOGICO CUALITATIVO Y CUANTITATIVO (°/o)

Muestra	Calcita	Dolomita	Cuarzo	Minerales Laminares	Feldespatos
SE -4-139	45	t	12	43	
4-138	31	t	11	58	
4-132	54	t	5	41	
4-119	36	5	6	53	
3-116	25	t	7	67	
3-115	49	t	17	34	
3-102	37	t	7	56	
3-96	53	t	22	25	
2-89	49	t	15	36	
2-73	48	t	13	39	
2-67	18	5	20	57	
1-66	20	5	20	55	
1-35	20	t	13	67	
1-(18-25)	27	t	10	63	
1-16	58	t	6	36	
CO -7	36	5	9	50	
6	42	t	10	48	
5	43	t	10	47	
4	15	5	18	62	
3	27	t	17	56	
2	33	-	27	40	
1	33	t	24	43	
Z -6	29		17	54	
5	75		5	20	
4	50		10	40	
3	52		9	39	
2	45		11	44	
1	60		9	31	
CM -11	45	t	12	43	
10	33	5	17	46	
9	39	6	14	41	
8	36	5	11	48	
7	34	11	17	38	
6	50	t	5	46	
5	30	9	5	56	
4	42	8	5	45	
3	43	t	13	44	
2	36	5	16	43	
1	34	10	10	46	
LC -9	21	5	9	65	t
8	49	5	8	38	t
7	49	5	9	37	t
6	46	t	10	46	5
5	53	5	7	35	t
4	50	5	10	35	t
3	51	7	9	28	5
2	54	8	8	30	t
1	39	10	10	37	5

(t) Cantidad no cuantificable.

TABLA 2

COMPOSICION MINERALOGICA MEDIA DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

Serie	Calcita	Dolomita	Cuarzo	Minerales Laminares
Sierra Elvira	38	t	12	49
Colomera	33	t	16	49
Zegrí	52	-	10	38
Cerro Méndez	38	5	11	46
La Cerradura	46	5	9	39

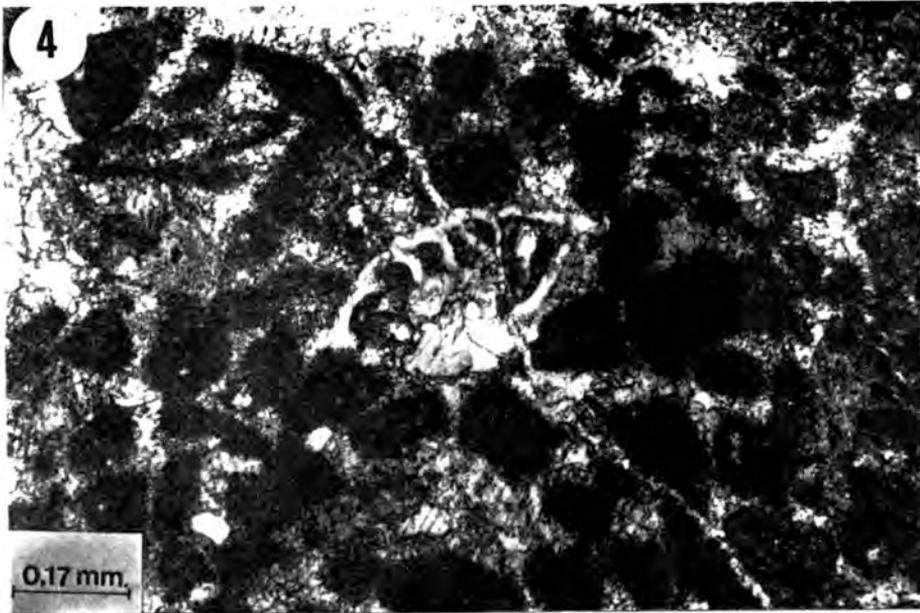


Foto 4.— Biopelmicrita con pequeños cristales de dolomita y restos de Lagenidae (nivel SE-3-96)

TABLA 3

CLASIFICACION LITOLOGICA DE LOS NIVELES ESTUDIADOS
(BARTH et al., 1939)

Nivel	Clasificación	Nivel	Clasificación
SE -4-139	Marga	CM -11	Marga
4-138	Marga	10	Marga
4-132	Marga	9	Marga
4-119	Marga	8	Marga
3-116	Marga arcillosa	7	Marga
3-115	Marga	6	Marga
3-102	Marga	5	Marga
3-96	Marga calcárea	4	Marga
2-89	Marga	3	Marga
2-73	Marga	2	Marga
2-67	Marga arcillosa	1	Marga
1-66	Marga arcillosa		
1-35	Marga arcillosa	LC -9	Marga arcillosa
1-(18-25)	Marga arcillosa	8	Marga
1-16	Marga	7	Marga
CO -7	Marga	6	Marga
6	Marga	5	Marga
5	Marga	4	Marga
4	Marga arcillosa	3	Marga
3	Marga arcillosa	2	Marga calcárea
2	Marga	1	Marga
1	Marga		
Z -6	Marga calcárea		
5	Marga		
4	Marga		
3	Marga		
2	Margocaliza		
1	Marga		

TABLA 4

ESPACIADO DE LA REFLEXION 10 $\bar{1}$ 4 EN CALCITA Y DOLOMITA.
CONTENIDO EN MOLES (°/°) DE CO₃Mg EN CALCITA

Muestra	Calcita d _{10$\bar{1}$4} (Å)	°/° moles CO ₃ Mg en calcita	Dolomita d _{10$\bar{1}$4} (Å)
SE -4-139	3,033	1,00	
4-138	3,033	1,00	
4-132	3,033	1,00	
4-119	3,030	2,00	
3-116	3,031	1,80	
3-115	3,031	1,80	
3-102	3,031	1,80	
3-96	3,031	1,80	
2-89	3,031	1,80	
2-73	3,029	2,40	
2-67	3,030	2,00	2,887
1-66	3,030	2,00	2,897
1-35	3,031	1,80	
1-(18-25)	3,035	0,40	
1-16	3,031	1,80	2,895
CO -7	3,031	1,80	
6	3,031	1,80	
5	3,029	2,40	
4	3,029	2,40	
3	3,030	2,00	
2	3,031	1,80	
1	3,032	1,40	
Z -6	3,033	1,00	
5	3,031	1,80	
4	3,029	2,40	
3	3,036	0,00	
2	3,031	1,80	
1	3,030	2,00	
CM -11	3,031	1,80	
10	3,031	1,80	2,900
9	3,030	2,00	2,900
8	3,031	1,80	2,900
7	3,030	2,00	2,900
6	3,031	1,80	2,900
5	3,030	2,00	2,900
4	3,031	1,80	2,905
3	3,031	1,80	
2	3,029	2,40	2,905
1	3,031	1,80	2,908
LC -9	3,029	2,40	
8	3,028	2,70	
7	3,028	2,70	
6	3,030	2,00	
5	3,030	2,00	
4	3,030	2,00	
3	3,031	1,80	2,900
2	3,031	1,80	2,900
1	3,301	1,80	2,900

4.- DISCUSION Y CONCLUSIONES

De la Figura 2 es conveniente resaltar que todos los histogramas presentan un máximo único, muy bien definido, lo que podría interpretarse como que existe una única composición en la calcita y dolomita, independientemente del afloramiento que se considere o de la edad del sedimento en cuestión.

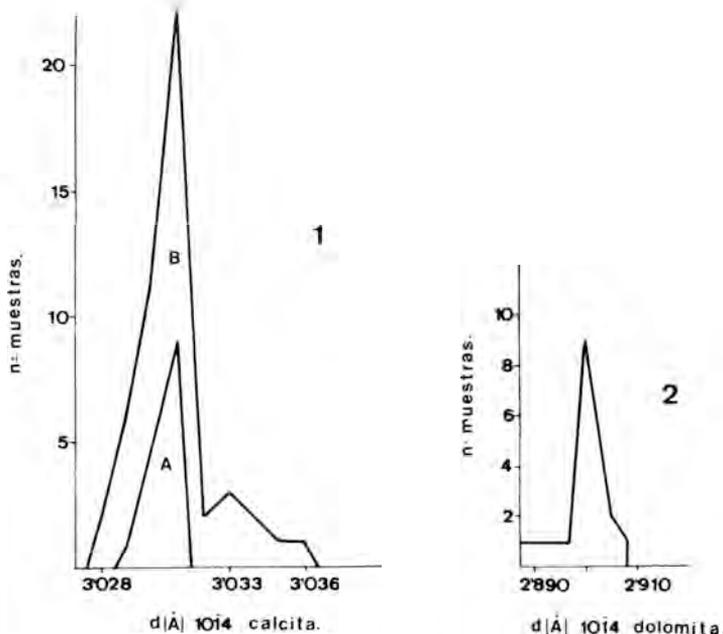


Fig. 2.— Histograma de distribución del espaciado $d(10\bar{1}4)$ de calcita(1). (A: muestras en las que coexisten calcita y dolomita; B: muestras con calcita) y dolomita (2).

Del contenido en moles de CO_3Mg se puede concluir que el tipo de calcita detectada es calcita magnésica (Tabla 4). Para ella se propone un origen orgánico ya que su desarrollo ha estado condicionado por diversos factores: baja razón Mg/Ca (LIPPMAN, 1960; MULLER et al., 1972), presencia de una determinada fauna de caparazón esencialmente calcítico (Tabla 5) y un medio ambiental en el que hay cationes tales como estroncio y magnesio.

TABLA 5

DATOS SOBRE CO_3Mg EN ESQUELETOS DE ORGANISMOS
(Según GRAF, 1960 y CHAVE, 1954). Únicamente se indican los detectados en los sedimentos estudiados en esta Memoria

Clasificación	O/O Aragonito	O/O en peso de CO_3Mg
Foraminíferos	0	4,00 – 15,90
Equinodermos	0	5,50 – 14,10
Crinoides	0	7,30 – 15,90
Ostrácodos	0	4,00 – 10,20
Cefalópodos	0 – 100	0,05 – 7,00

La existencia de organismos de caparazón calcítico parece estar condicionada esencialmente por factores biológicos y genéticos, y no tanto por la abundancia relativa de determinados cationes en el medio.

Por otra parte, diversos autores consideran que hay una relación entre el contenido en

moles de CO_3Mg en la calcita y la edad del sedimento, sin que exista una opinión unánime (GOLDSMITH et al., 1955; GARRELS y MacKENZIE, 1971). Los valores medios obtenidos para cada uno de nuestros afloramientos se expresan en la Tabla 6.

TABLA 6

CONTENIDO MEDIO EN MOLES (O/O) DE CO_3Mg EN LA CALCITA

Afloramiento	A	T.s.	T.m.	T.i.	D.s.	D.m.	D.i.	C.s.
SE	1,00	1,50	1,80	2,05	1,33	—	—	—
CO	1,80	1,80	2,40	2,20	1,60	—	—	—
Z	1,00	1,80	1,40	2,00	—	—	—	—
CM	1,85	1,93	1,80	2,10	—	—	—	—
LC	—	—	—	2,55	2,70	1,95	1,80	1,80
Composición media	1,41	1,75	1,85	2,18	1,87	1,95	1,80	1,80

Se observa una tendencia general a disminuir el contenido en carbonato magnésico en los sedimentos más jóvenes. Ello está en consonancia con las ideas de GOLDSMITH et al. (1955). En los afloramientos estudiados, este fenómeno queda parcialmente enmascarado debido a la escasa diferencia de edad entre los sedimentos (Figura 3).

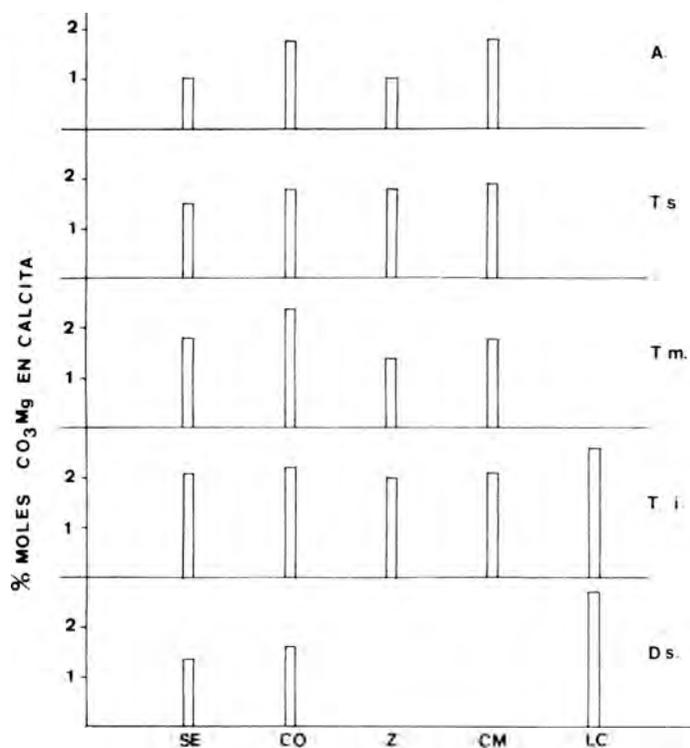


Fig. 3. — Variación del contenido en moles de CO_3Mg en la calcita en relación con la edad y el afloramiento.

Ds: Domerense Superior; Ti: Toarcense Inferior; Tm: Toarcense Medio; Ts: Toarcense Superior; Aa: Aalenense.

El estudio de la **dolomita** es interesante porque, aunque aparece en pequeñas proporciones, presenta una distribución muy irregular en los diferentes afloramientos.

En relación con su origen sería arriesgado y no justificable proponer una génesis por precipitación directa, según los esquemas de DEGENS y EPSTEIN (1964), CHILINGAR et al. (1966), FRITZ y SMITH (1970), etc., ya que todos ellos se refieren a condiciones ambientales y físico-químicas muy restrictivas y —en cualquier caso— muy diferentes de las que se han desarrollado en estos afloramientos.

En nuestra opinión consideramos muy probable un origen por reemplazamiento según el siguiente esquema. Durante la diagénesis se produciría la disolución de la calcita magnésica y la liberación de los iones magnesio que contenía. Simultáneamente precipitaría y se formaría dolomita como fase mineral independiente mediante un proceso de exsolución (Foto 4).

El origen diagenético es el propuesto por otros autores (ALDERMAN, 1965; MULLER et al., 1972, etc.).

Una génesis como la defendida para el caso presente es más coherente con las observaciones generales (de tipo geológico y mineralógico) establecidas para estos afloramientos. Además, existen criterios más definitivos sobre este tipo de origen, como son los texturales detectados en las muestras estudiadas. En ellas se han observado la presencia de partículas, que originalmente eran de carbonato cálcico, en los rombos de dolomita y reemplazamiento de estructuras orgánicas.

Un último aspecto planteado sobre este mineral consiste en tratar de explicar su distribución y abundancia relativa. A este respecto es necesario discutir algunos datos cuya influencia puede resultar decisiva en mayor o menor grado.

— **Porcentaje de CO_3Mg en la calcita.** Hay que destacar que los valores más altos corresponden a las series con mayor contenido en dolomita ("Cerro Méndez" y "La Cerradura") y el más bajo a la del "Zegrí", en la que no existe dolomita. En "Sierra Elvira" y "Colomera" aparecen valores intermedios y la dolomita no es cuantificable. En resumen no existen diferencias muy significativas, aunque los datos indicados pueden ser notorios sobre todo si se conjugan con otros resultados.

TABLA 7

RELACION Mg/Ca EN LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

"SE"	Mg/Ca	"CO"	Mg/Ca	"Z"	Mg/Ca	"CM"	Mg/Ca	"LC"	Mg/Ca
4-139	0,02	7	0,04	6	0,01	11	0,03	9	0,05
4-138	0,02	6	0,03	5	0,02	10	0,05	8	0,05
4-132	0,02	5	0,03	4	0,02	9	0,05	7	0,05
4-119	0,05	4	0,05	3	0,00	8	0,05	6	0,03
3-116	0,03	3	0,03	2	0,02	7	0,08	5	0,05
3-115	0,03	2	0,02	1	0,02	6	0,03	4	0,05
3-102	0,03	1	0,02			5	0,07	3	0,06
3-96	0,03					4	0,06	2	0,06
2-89	0,03					3	0,03	1	0,07
2-73	0,03					2	0,05		
2-67	0,05					1	0,07		
1-66	0,05								
1-35	0,03								
1-(18-25)	0,01								
1-16	0,03								
Valor medio	0,03		0,03		0,015		0,05		0,05

— **Razón Mg/Ca.** Los valores medios encontrados son los siguientes (Tabla 7): “Sierra Elvira” y “Colomera” = 0,03; “Zegri” = 0,015; “Cerro Méndez” y “La Cerradura” = 0,05. En la línea de argumentación anterior se puede decir que si bien existen diferencias entre afloramientos, ¿hasta qué punto son decisivas, por sí solas, en la aparición o no de dolomita?

— **Grado de diagénesis.** Aceptado un origen por reemplazamiento, el grado de diagénesis puede haber desempeñado un papel notorio, aunque se entiende que la dolomitización tiene lugar desde los estadios más tempranos (diagénesis, s.l., FAIRBRIDGE, 1957) con lo que las posibles diferencias quedarían amortiguadas.

Es de destacar el hecho de que la dolomita está ligada a los niveles más bajos de la serie estratigráfica, bien porque sólo exista en ellos (caso de “Sierra Elvira”) o porque en el muro adquiera los mayores porcentajes.

— **Tipo de organismos.** Es sabido que la calcita acepta en su red magnesio (entre otros cationes) en tanto que no sucede así con el aragonito. En la serie del “Zegri” (ausencia de dolomita) se han detectado restos de cefalópodos y de bivalvos, organismos de caparazón aragonítico, en tanto que en los restantes afloramientos los organismos son de caparazón calcítico.

Este hecho puede ser el responsable de la escasa presencia de magnesio en el “Zegri” y —por tanto— de la baja razón Mg/Ca. Sin embargo, sería aventurado proponer este factor, por sí solo, como explicativo de toda la cuestión planteada, si bien es verdad que al ser tan baja (0,015) la razón Mg/Ca cabe la posibilidad de que no se haya propiciado, ni siquiera mínimamente, la aparición de dolomita, (Tabla 5).

— En relación con el **medio de depósito** hay que señalar que un medio propicio para la formación de dolomita debería, en principio, satisfacer las condiciones de una sedimentación carbonatada de carácter químico. Ello trae consigo la formación de soluciones sobresaturadas en magnesio. Supondría también la precipitación previa del calcio, que no se llegaría a compensar por aportes exteriores y, por lo tanto, la existencia de un medio confinado, aislado del mar por una barrera material o hidrodinámica.

Como se indicaba antes, las diferencias —aunque pequeñas— en la razón Mg/Ca pueden ser indicativas en relación con el medio de depósito. Dicha relación es mayor en las series más externas (“La Cerradura” y “Cerro Méndez”) y disminuye hacia las más internas (“Colomera” y “Sierra Elvira”) si se exceptúa la del “Zegri”. Si se aplican las ideas de ALDERMAN (1965) en el sentido de que la razón Mg/Ca parece aumentar directamente con una situación de incomunicación parcial, ha de concluirse que este hecho está más desarrollado en las series más externas. El “Zegri” representaría el afloramiento más abierto, de mayor grado de comunicación, en tanto que los de “Sierra Elvira” y “Colomera” mantienen una posición intermedia. Esta situación concuerda, pues, con la ausencia de dolomita en el “Zegri”, con la presencia —como fase no cuantificable— en las series de “Sierra Elvira” y “Colomera”, y con su existencia como mineral representativo en los afloramientos de “Cerro Méndez” y “La Cerradura”.

De la exposición y comentarios de los argumentos anteriores, debe concluirse que todos los factores citados han de ser interrelacionados para explicar coherentemente la presencia o no de dolomita.

Finalmente, ha de indicarse que la evolución temporal y espacial de la fase carbonatada revela una uniformidad casi general desde el Domerense Superior al Aalenense, si bien

conviene indicar que existen algunos períodos, tales como el Toarcense Inferior y Superior, en los que se manifiestan variaciones cuantitativas entre el "Zegrí" y el resto de los afloramientos. Ello quizá sea consecuencia de una mayor riqueza planctónica en aquél. En general puede decirse que la homogeneidad, desde el punto de vista mineralógico, se instalaría en la cuenca a partir del Toarciense Medio.

BIBLIOGRAFIA

- ALDERMAN, A.R. (1965).— Dolomitic sediments and their environment in the South-East of Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* vol 29, pp. 1355-1365.
- BARAHONA, E. (1974).— Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. *Secret. Publicaciones.* pp. 398.
- BARTH, CORRENS y SKOLA (1939).— En PETTIJOHN, F.J. (1957). *Sedimentary rocks.* Harper and Brothers, New York.
- CHAVE, K.E. (1954).— Aspects of the biogeochemistry of magnesium. *J. Geol.*, vol. 62, pp. 266-283.
- CHILLINGAR, G.V.; BISELL, H.J.; WOLF, K.H. (1966).— Diagenesis of carbonate rocks. In: Diagenesis of sediments. *Devel. in Sedimentology*, vol. 8, pp. 179-332.
- DEGENS, E.T.; EPSTEIN, S. (1964).— Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 28, pp. 23-44.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1957).— The dolomite question. Regional aspects of carbonate deposition. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogist Spec. Publ.*, vol. 5, pp. 125-178.
- FRITZ, P. and SMITH, D.G.W. (1970).— The isotopic concentration of secondary dolomites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 34, pp. 1161-1173.
- GARRELS, R.M. and MACKENZIE, F.T. (1971).— Evolution of sedimentary rocks. *W.W.N. Orton and company.* New York, pp. 397.
- GOLDSMITH, J.R.; GRAF, D.L. and JOENSU, O.I. (1955).— The occurrence of magnesian calcites in nature. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 7, pp. 212-230.
- GRAF, D.L. (1960).— Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. *Illinois state geol. Survey Circ.*, vol. 297, 298, 301, 308, 309.
- HARKER, R.I. and TUTTLE, O.F. (1975).— Studies in the system CaO-MgO-CO₂ :
I.— The thermal dissociation of calcite, dolomite and magnesite.
II.— Limits of solid solution along the binary join, CaCO₃-MgCO₃.
Am. Journal Science, vol. 253, pp. 209-224, 274-282.
- LIBORIO, G. e MOTTANA, A. (1973).— Il carbonati dei calcescisti in relazione alla distribuzione delle temperature metamorfiche alpine. *Extract. dei Rediconti della Soc. Italiana di Min. e Petrol.* vol. XXIX, p. 72.

- LIPPMAN, F. (1960).— Versuche zur Aufklärung der Bildungsbedingungen von Calcit und Aragonit. **Fortschr. Mineral.**, vol. 38, pp. 156-161.
- MULLER, G.; IRION, G. and FORSTNER, U. (1972) — Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environments. **Naturwissenschaften**, vol. 59, pp. 158-164.
- PALOMO DELGADO, I. (1981).— Mineralogía de las facies margosas jurásicas en afloramientos del Subbético Medio y Externo (Cordilleras Béticas). **Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias. Univ. Granada.** pp. 195.
- PALOMO DELGADO, I.; ORTEGA HUERTAS, M. and FENOLL HACH-ALI, P. (1981).— Clay minerals in relation with the evolution of the Jurassic deposits of the Betic Cordillera (Southeast Spain). **Proceeding de la 7th. International Clay Conference.** Bolonia-Pavia.

(Recibido: Julio 1981)

SISTEMATICA

TOPACIO

($\text{SiO}_4(\text{FOH})_2\text{Al}_2$.SILICATO DE FLUOR Y ALUMINIO)
CLASE IX: SILICATOS



Fig. 1.— Cristal piramidal de Topacio imperial (variedad azul) procedente de la mina Nicolás en el Valle de la Serena (Badajoz). (Col. y Fot. Mirete).

Sistema Cristalográfico: Rómbico

Clase de simetría: Holoedría ($2/m2/m2/m$)

Grupo espacial: Pmnb

Tipo de red: P

Hábito cristalino: En cristales prismáticos cortos con predominio de (110) generalmente sueltos y raras veces en drusas. Es frecuente la estriación vertical en las caras de los cristales. Los cristales están terminados por un pedión ó pirámides (112), (113), (111). Se han identificado más de 150 formas diferentes. Algunos cristales son hemimórficos.

Exfoliación según (001) y (021)

Maclas: no se conocen

Estructura: Es parecida a la de la distena, situándose planos intercalares de $\text{Al}(\text{F},\text{OH})$ paralelos a (001).

Líneas de difracción más importantes: 2,937—3,295—3,693.

Dureza: 8.

Densidad: 3,5.

Color: Amarillo, transparente o blanco, los más frecuentes. Azul (imperial) u otro color más raramente.

Raya: Incolora.

Brillo: Vítreo.

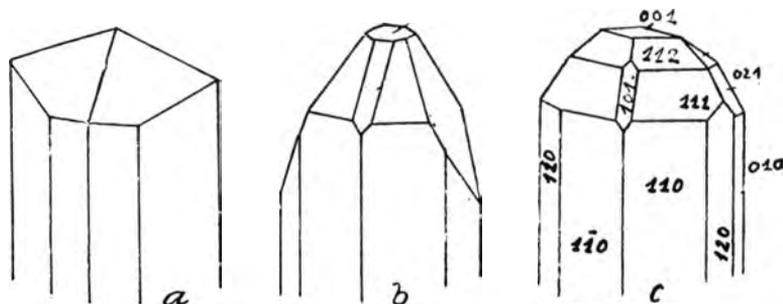


Fig. 2.— Hábitos cristalinis más frecuentes del Topacio.

- a) Cristal de Topacio combinación prismas (110), (120) con la pirámide (112).
 b) Combinación de los mismos prismas con pirámide (111); domos (101) y (102) y pinacoide (001) que trunca el vértice.
 c) Cristal complicado. Formas anteriores más pirámide (112), domo (011) y pinacoide (010).



Fig. 3.— Cristal transparente. Minas de Geraes (Brasil) (F. y C. Mirete)



Fig. 4.— Prisma clásico de Topacio de Brasil (F. y C. Mirete).

Tenacidad: Algo frágil.

Fractura: Fácil según los planos de exfoliación. También subconcoidea o desigual.

Composición química: 56 por ciento de Al_2O_3 , 33 por ciento de SiO_2 y 19 por ciento de fluor por término medio.

Reconocimiento: Infusible al soplete, los coloreados de amarillo pueden tornarse de color rosa. Calcinado con unas gotas de nitrato de cobalto toma el color azul. Se disuelve lentamente en el borax y el sulfúrico lo ataca parcialmente.

Propiedades ópticas: Varían con la proporción de OH. Biáxico positivo. Birrefringencia baja como la del cuarzo.

Inclusiones: Ilmenita, hematites y líquidas de gas carbónico y agua.

Varietades: "Zafiro del Brasil", de color azul pálido. "Rubíes del Brasil", rosas o rojos.

"Fisalita" o pirofisalita-opaco, se hincha al calentarse.

"Picnita" en masas compactas y columnares.

Yacimientos: De origen neumatolítico, típico de pegmatitas, se presenta con casiterita, fluorita, turmalina, berilo y wolframita. También en granitos y gneis llegando a formar las "topazolitas". Localidades: Verdes y azules, en los Urales, en muchas localidades de Brasil, en Durango y San Juan de Potosí (Méjico); Tasmania y Nueva Gales del Sur; Otani-yama en Kioto (Japón); Usakos (Africa del Sur). En Estados Unidos, en las riolitas de Thomas (Utah), Topaz Butte, Nathrop y montes Chalk (Colorado); picnita en Zinnwald y Altenberg (Alemania), Iveland (Noruega) y Monte Mourne (Irlanda).

En España: Significativos sólo los azulados del Valle de la Serena (Badajoz).

ANGLESITA

(VITRIOLO DE PLOMO)

(SO_4Pb) (SULFATO DE PLOMO)

CLASE VI: SULFATOS, WOLFRAMATOS Y MOLIBDATOS



Fig. 1.— Cristal piramidal de Anglesita de la localidad de Tuisen en Marruecos.

Fot. y Col. Mirete

Sistema cristalográfico: Rómbico.

Clase de simetría: Bipiramidal (Holoédrica). $2/m2/m2/m$

Grupo Espacial: Pnma.

Tipo de red: P

Hábito cristalino: Ninguno en especial, ya que los cristales son muy variados o forman grupos. Las formas más corrientes son las piramidales de varios tipos y ricas en caras entre las que predominan (110), (011), (102), (104), (001). También cristales de aspecto tabular y prismáticos según (011) y (110).

Maclas: poco frecuentes

Exfoliación según (001) y (110).

Estructura y composición química: Isoestructural con la baritina. Contiene un 68,3 por ciento de plomo. Por lo general contiene hasta un 7 por ciento de bario constituyendo un término isomorfo "weisbachita". También es isoestructural con la celestina (sulfato de estroncio).

Líneas de difracción más importantes: 3,00—4,26—3,33

Dureza: 3

Densidad: 6,3

Color: Generalmente incolora o blanca grisácea, menos frecuentemente amarillenta. Es frecuente el recubrimiento del sulfuro de plomo (galena), de forma pulverulenta.

Raya: Blanca.

Brillo: Vítreo (diamantino a craso).

Tenacidad: Muy frágil.

Fractura: Concoidea.

LAS JAROSITAS DE SIERRA ALMAGRERA (ALMERIA): MINERALOGIA Y GENESIS

R. HUESO*, J. RODRIGUEZ GORDILLO* y F. LOPEZ AGUAYO**

(*) Dpto. Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

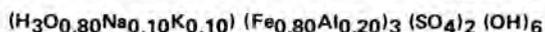
(**) Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Valladolid

RESUMEN

Las jarositas y alunitas en Sierra Almagrera constituyen dos de los minerales más característicos generados en los procesos de alteración de los sulfuros y rocas encajantes de este complejo, no habiendo sido estudiados en detalle hasta el presente.

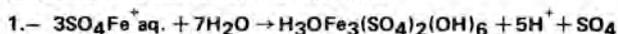
Como consecuencia, en este trabajo se plantea mejorar el conocimiento de estos minerales, tanto desde el punto de vista químico como del genético, tratando de establecer las relaciones pertinentes con las mineralizaciones y rocas encajantes.

Los resultados obtenidos han permitido que se pueden establecer las fórmulas mineralógicas de muchas de las jarositas, cuyo valor medio corresponde a:



si bien aparecen también plumbo y natrojarosita.

Los procesos responsables de la formación de estos minerales parecen bastante complejos, proponiéndose dos reacciones diferentes:



con inclusión de Na, K y Al.



que incorporaría mayores porcentajes de Na, K y Al que la reacción anterior.

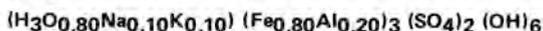
La primera reacción correspondería a la precipitación directa de jarosita a partir de los iones en solución, probablemente en las zonas de pH más bajos. La segunda es el resultado de la reacción de hidróxidos de hierro (limonitas) con los elementos en solución, en condiciones algo más básicas.

ABSTRACT

The jarosites and alunites of S. Almagrera are the two most characteristic minerals founded in the weathering of the sulfides and wall-rocks. They have not been known at the present.

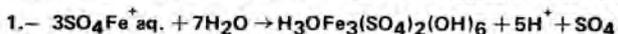
In this paper, both minerals are studied from the chemical and genetic points of view, in order to establish the relation with the mineralizations and wall-rocks.

From the results, some mineralogical formulae have been established with the following mean value:

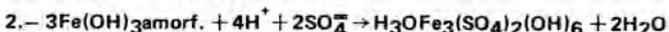


appearing also plumbo and natrojarosite.

The main genetic mechanism are enough complicated, two different reactions are proposed:



with inclusion of Na, K and Al.



with more high percentages of Na, K and Al than the previous reaction.

The first reaction should correspond to the direct precipitation of the jarosite from the ions in solution, probably in the zones with pH more low. The second one is the result of the reaction of iron hydroxides (limonites) with the elements in solution, at pH conditions more basic.

1.- INTRODUCCION

El desarrollo de procesos de alteración en Sierra Almagrera (Almería), es conocido desde antiguo; ya BREITHAUP (1852), describe algunos de los minerales allí existentes. Destaca al respecto, la jarosita que debe su nombre, precisamente, a que la primera descripción científica se realizó sobre muestras del "Barranco del Jaroso", paraje de esta Sierra.

Posteriormente, autores tales como FERBER (1864), ZERRENNER (1872), GROTH (1878) y TENNE y CALDERON (1902), describen una serie de fases minerales, jarosita, brochantita y atacaminta entre otros, según cita de CALDERON (1910).

Con posterioridad a estos datos, no se conoce ninguna otra reseña mineralógica, salvo la de ARANA (1973), quien cita textualmente:

"La jarosita es muy abundante. Se presenta en costras amarillentas y terrosas sobre las capas de siderita."

Entre estos antecedentes no se encuentran datos referentes a los parámetros químicos, que determinan la variabilidad de composición típica, de este grupo mineral, entre los que se incluyen las sustituciones de las parejas Na^+-K^+ , $K^+-H_3O^+$, $Al-Fe^{3+}$ y las menos conocidas de Fe^{3+} y Al por Pb , Sr , Ni , Ti , y Ca reseñadas por BROPHY et al. (1962), ABELEDO (1968), WARSHAW (1955), KUBISZ (1960), BROPHY y SHERIDAN (1965) y WRIGHT y WILSON (1970).

Las descripciones genéticas existentes de las jarositas de S. Almagrera, se limitaban a señalar que se trata de minerales de alteración de los sulfuros primarios, que han constituido una importante industria en la zona, de lo que sólo quedan pequeños restos.

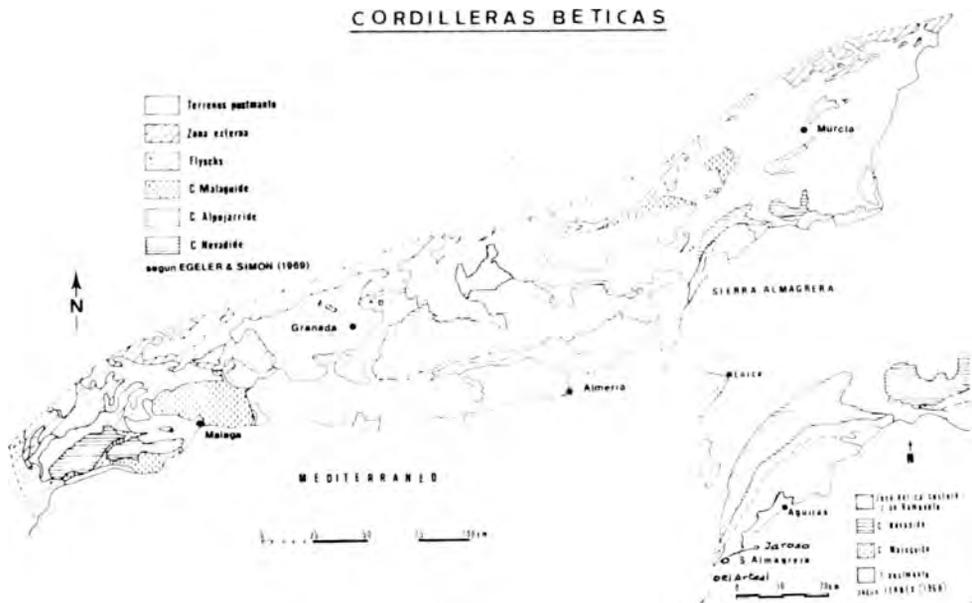


Fig. 1.— Esquema geológico general de las Cordilleras Béticas. Localización de Sierra Almagrera.

Como consecuencia de todo esto, en este trabajo se plantea el conseguir un conocimiento más completo de las jarositas de Sierra Almagrera, tanto desde el punto de vista químico como del genético, tratando de establecer las relaciones pertinentes con las mineralizaciones primarias y otros minerales de alteración con los que se relacionan.

2.— RESULTADOS EXPERIMENTALES

La selección de muestras se efectuó en el campo según el esquema que se presenta en las figuras 1 y 2.

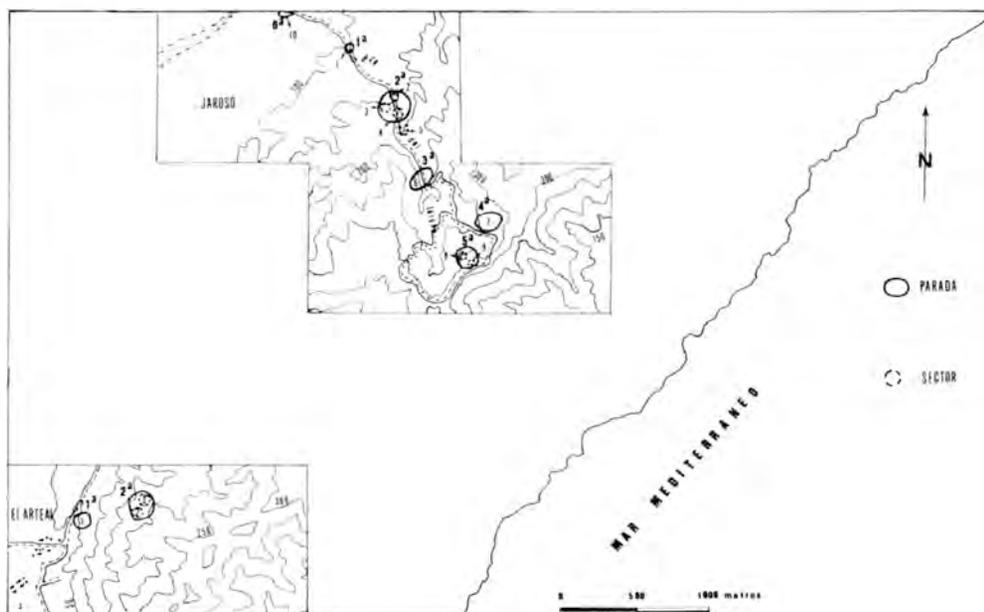


Fig. 2.— Mapa de localización de las muestras en los barrancos del Jaroso y del Arteal, respectivamente.

El estudio de las costras de alteración se ha realizado sistemáticamente mediante difracción de rayos X y análisis químicos.

El método de trabajo seguido consistió en realizar diagramas de difracción de rayos X a las muestras totales y a los residuos insolubles en agua y ácido nítrico respectivamente. La utilización de ácido nítrico fue una consecuencia de los elementos presentes en las muestras, especialmente el hecho de la presencia de Pb junto a la de sulfatos como fases fundamentales.

La presencia de jarosita observable ya en los diagramas correspondientes a las muestras totales, se puso claramente de manifiesto en los diagramas de los residuos insolubles en agua. (Fig. 3).

Los resultados de los análisis químicos se recogen en la tabla núm. 1. Los datos corresponden al porcentaje de fase soluble en ácido y su correspondiente desglose por elementos.

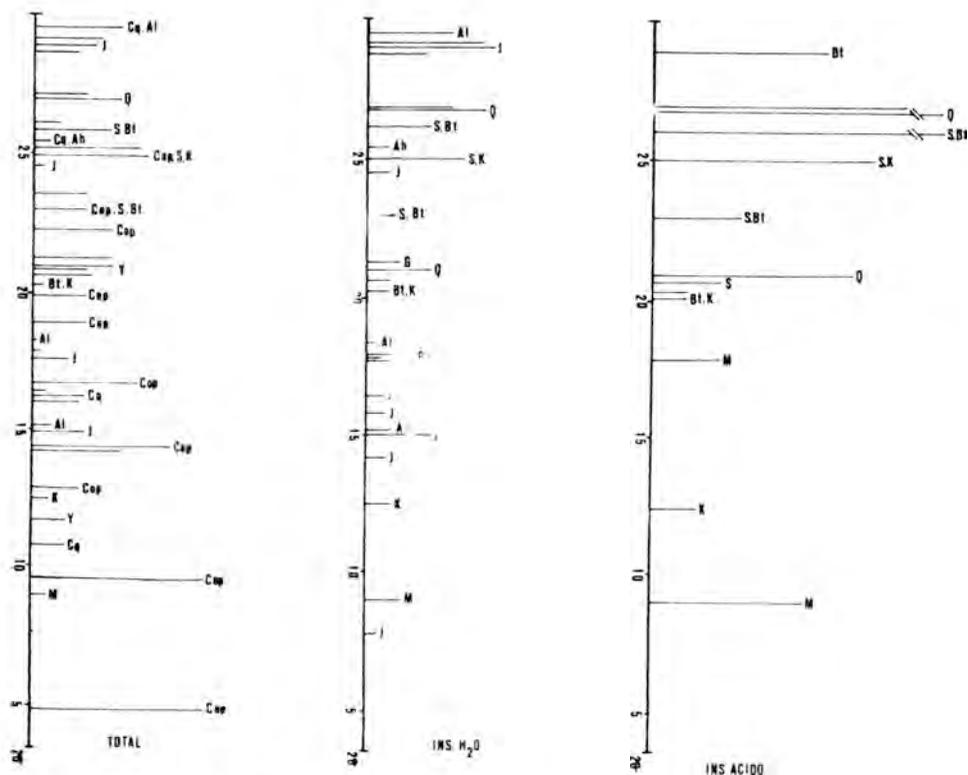


Fig. 3.— Esquemas desarrollados a partir de difractogramas de polvo de una muestra con jarosita, en los que se resume el método de trabajo seguido.

TABLA NUM. 1.— ANALISIS QUIMICO DE LAS ALTERACIONES

PORCENTAJE DE ELEMENTOS

Muestra	^o / _o solubilidad en ácido sobre muestra total	Fe	Al	Mg	Ca	Na	K	Zn	Pb	Mn	Cu	Sr
JR- 1	14,80	42,60	5,16	—	0,22	0,38	0,63	0,19	0,14	0,1	—	—
JR- 2	25,99	63,67	0,60	—	—	1,12	0,50	—	0,35	—	—	—
JR- 4	42,58	28,15	0,76	—	—	1,12	0,79	0,13	0,12	—	—	—
JR- 5	38,86	32,96	1,34	—	—	1,40	0,90	0,60	0,24	—	—	—
JR- 6	13,81	45,18	3,38	0,26	0,79	0,48	0,68	0,97	0,48	0,34	—	—
JR- 7	10,49	36,80	3,78	—	0,27	0,57	0,68	0,51	0,42	1,00	—	—
JR- 8	19,30	37,47	3,02	—	0,15	0,78	1,82	0,22	0,15	0,22	—	—
JR- 9	9,10	44,70	5,32	—	7,62	0,70	1,58	—	0,58	—	—	—
JR-10	7,00	16,43	14,17	—	0,35	5,30	0,15	0,11	—	—	—	—
JR-12	30,45	34,07	0,71	—	1,52	1,52	0,30	0,19	0,51	0,53	—	—
JR-14	3,50	2,34	0,08	—	—	—	0,04	—	0,10	—	—	0,31
JR-18	23,00	46,84	0,91	0,30	—	0,15	0,43	—	1,26	—	—	2,57
JR-19	59,94	25,01	0,51	—	—	—	0,24	0,16	0,87	—	0,13	—
JR-20	26,98	40,32	0,25	—	0,13	0,15	0,60	—	3,06	—	—	—

El desarrollo completo de la técnica se resume de la siguiente forma:

1.— Pesada de una cantidad de muestra determinada, disolución en agua, filtrado y,

2.— Pesado del residuo insoluble en agua y ataque posterior en NO_3H 1:1 en caliente. En algunos casos el residuo insoluble de esta operación se atacó con agua regia.

La determinación de los elementos se efectuó mediante espectroscopia de absorción atómica.

A partir de los resultados obtenidos, por ambas técnicas, se han podido establecer, en un importante número de muestras, las fórmulas químicas de la jarosita y los porcentajes correspondientes a las distintas fases presentes. Estos resultados se recogen en la tabla núm. 2, a, b, c, d. Como puede verse, en relación con la jarosita, la fase fundamental encontrada es

TABLA NUM. 2 (a)

Muestra	% Fases solubles en ácido	Fórmula Jarosita
JR-1	Jarosita de hidronio 80 % Oxidos-Hidróxidos de Fe 15 % Resto 5 %	$(\text{H}_3\text{O}_{0.80}\text{Na}_{0.10}\text{K}_{0.10})(\text{Fe}_{0.69}\text{Al}_{0.31})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
JR-4	Jarosita de hidronio Plumbojarosita 0.5 %	$(\text{H}_3\text{O}_{0.62}\text{Na}_{0.28}\text{K}_{0.10})(\text{Fe}_{0.94}\text{Al}_{0.06})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
JR-5	Jarosita de hidronio Plumbojarosita 1 %	$(\text{H}_3\text{O}_{0.62}\text{Na}_{0.28}\text{K}_{0.10})(\text{Fe}_{0.94}\text{Al}_{0.06})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
JR-6	Jarosita de hidronio Plumbojarosita 2 %	$(\text{H}_3\text{O}_{0.80}\text{Na}_{0.10}\text{K}_{0.10})(\text{Fe}_{0.80}\text{Al}_{0.20})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
JR-7	Jarosita de hidronio	$(\text{H}_3\text{O}_{0.80}\text{Na}_{0.10}\text{K}_{0.10})(\text{Fe}_{0.77}\text{Al}_{0.23})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

TABLA NUM. 2 (b)

Muestra	% Fases solubles en ácido	Fórmula Jarosita
JR-8	Jarosita de hidronio Oxidos-Hidróxidos de Fe 3 %	$(\text{H}_3\text{O}_{0.62}\text{K}_{0.24}\text{Na}_{0.14})(\text{Fe}_{0.82}\text{Al}_{0.18})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
JR-9	Hematites 66o/; Yeso 32 %; Anglesita 1 %	
JR-10	Natroalunita	$\text{Na}(\text{Al}_{0.76}\text{Fe}_{0.24})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
JR-12	Jarosita de hidronio Plumbojarosita 25 %	$(\text{H}_3\text{O}_{0.67}\text{Na}_{0.33})(\text{Fe}_{0.95}\text{Al}_{0.05})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
JR-14	Hematites	
JR-20	Plumbojarosita 15 %; Resto: Fibroferrita y Jarosita de hidronio	$(\text{H}_3\text{O}_{0.90}\text{K}_{0.07}\text{Na}_{0.03})(\text{Fe}_{0.90}\text{Al}_{0.10})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

TABLA NUM. 2 (c)

Muestra	% Fases solubles en ácido	Fórmula Jarosita
JR-24	Natrojarosita	$(\text{Na}_{0.71} \text{H}_3 \text{O}_{0.24} \text{K}_{0.05})(\text{Fe}_{0.94} \text{Al}_{0.06})_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$
JR-27	Jarosita de hidronio Plumbojarosita 24 %	$(\text{H}_3 \text{O}_{0.90} \text{K}_{0.10})(\text{Fe}_{0.97} \text{Al}_{0.03})_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$
JR-29	Jarosita de hidronio	$(\text{H}_3 \text{O}_{0.80} \text{K}_{0.10} \text{Na}_{0.10})(\text{Fe}_{0.85} \text{Al}_{0.15})_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$
JR-32	Yeso 4 % ; Resto (Oxidos- Hidróxidos de Fe y Jarosita)	$(\text{H}_3 \text{O}_{0.80} \text{K}_{0.10} \text{Na}_{0.10})(\text{Fe}_{0.85} \text{Al}_{0.15})_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$
JR-33	Jarosita de hidronio 40 % Estronciobarita 54 % (?) ; Anglesita 5 % ; Yeso 1 %	$(\text{H}_3 \text{O}_{0.78} \text{K}_{0.14} \text{Na}_{0.08})(\text{Fe}_{0.92} \text{Al}_{0.08})_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$

TABLA NUM. 2 (d)

Muestra Fases insolubles en agua

- JR-2 Jarosita de hidronio, Plumbajarosita, Barita, Hematites, Goethita.
- JR-18 Jarosita de hidronio, Plumbojarosita, Alunita, Barita, Estronciobarita, Goethita.
- JR-19 Jarosita de hidronio, Goethita.
- JR-22 Jarosita de hidronio, Plumbojarosita, Natroalunita, Yeso, Hematites.

la jarosita de hidronio, aunque también se describen plumbo y natrojarosita. Directamente ligado con este grupo está el grupo de la alunita, que en Sierra Almagrera aparece con carácter minoritario, describiéndose alunita y natroalunita. En la tabla núm. 3 se recoge la distribución de fases minerales en las muestras estudiadas.

3.- DISCUSION

Los minerales de los grupos de la jarosita y alunita aparecen en Sierra Almagrera, como resultado de fenómenos de alteración de las mineralizaciones de sulfuros y rocas encajantes. Estos fenómenos se encuadran dentro de un proceso bastante complejo, en el que se liberan como elementos fundamentales S, Fe, Zn, Pb, Mn, Al, Na, K, Ca, Sr, Ba y Mg.

Debido a la complejidad de estos procesos, parece necesario considerar dos etapas o fases de alteración diferentes, sin implicaciones temporales, correspondiendo a la primera de ellas la aparición de minerales tales como: oxi-hidróxidos de Fe, anglesita, minerales de la arcilla y los grupos de la jarosita y alunita.

Centrados en el análisis de jarositas y alunitas y con objeto de sistematizar en lo posible la discusión acerca de su génesis en Sierra Almagrera, parece necesario realizar un resumen previo sobre posibles mecanismos de formación.

Según SASS et al. (1965), las jarositas son el resultado de una serie de reacciones, iniciadas por procesos de alteración de la pirita e incluso por fenómenos de diagénesis temprana, WRIGHT y WILSON (1970) afirman, por su parte, que las jarositas son producto de transformación de limonita, resultado éste de la alteración inicial de pirita.

Esta misma idea la sugiere GUSTEFSON y HUNT (1970) cuando indican que difi-

TABLA NUM. 3

Fases minerales	Fórmula	Muestra
Jarosita de hidronio	$H_3OFe_3(SO_4)_2(OH)_6$	JR, 1, 2, 4, 6, 7, 8, 12, 18, 19, 20, 21, 22, 27, 28, 29, 30, 32, 34. AR-14, 15, 17
Plumbojarosita	$PbFe_6(SO_4)_4(OH)_6$	JR-2, 4, 5, 6, 12, 18, 20, 21, 27, 27
Natiojarosita	$NaFe_3(SO_4)_4(OH)_6$	JR-24
Alunita	$KAl_3(SO_4)_4(OH)_6$	JR-18, AR-17
Natroalunita	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	JR-10, 22

cilmente la jarosita puede transformarse a hematites-geothita en un período temprano de oxidación.

En relación con las condiciones de estabilidad de la jarosita, LOPEZ AGUAYO et al. (1977), establecen los diagramas de equilibrio para el sistema $Fe_2O_3-SO_3-H_2O$ y calculan las constantes de equilibrio para las reacciones de formación de jarosita de hidronio con Fe^{3+} en la solución o a partir de hidróxidos.

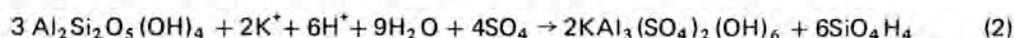
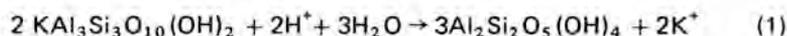
Estos mismos autores suponen que el mínimo de solubilidad de las diferentes jarositas es función del pH, indicando que la jarosita de hidronio, frente a los otros minerales del grupo, es más estable a pH más bajos.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, se puede suponer para las jarositas de Sierra Almagrera dos reacciones de formación diferentes. La primera consistiría en la precipitación de jarosita a partir de los iones en solución que ocurriría probablemente en las zonas de pH más bajos. La segunda correspondería a la reacción de hidróxidos de Fe. Es probable que las jarositas con mayor contenido en H_3O precipitaran a partir de la primera reacción propuesta, mientras que las jarositas con mayores contenidos en Na y K responderían a la segunda.

La presencia ocasional de Plumbojarosita permite suponer la posible reacción de galena con sulfato férrico, dando lugar a oxi-hidróxidos de Fe, anglesita y plumbojarosita (MELLOR, 1946).

Hasta ahora, se ha hablado de alteración a partir de la mineralización, pero estas alteraciones también involucran a la roca encajante. Los procesos de alteración darían lugar a la formación de alunitas debido a la presencia de Al, K, Na,... liberado por estas rocas.

A partir de los diagramas de equilibrio propuestos por LOPEZ AGUAYO et al. (1977), se puede sugerir como mecanismo más probable de formación de alunita la transformación de micas potásicas vía caolinita. Las dos reacciones posibles serían:



La presencia de paragonita justificaría una reacción similar con formación de natroalunita.

BIBLIOGRAFIA

- ABELEDO, M.E.J. DE; GALLONI, E.E. y BENYACAR, M.A.R. DE (1968).— Natroalunita y Natrojarosita formada a partir de solución. **Asoc. Geol. Argentina. Revista**, **23**, pp. 113-118.
- ARANA, R. (1973).— Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada. (Cordilleras Béticas, España). **Tesis Doctoral. Univ. Granada**. 2 tomos, 683 págs.
- GREITHAUPT, A. (1852).— Descripción de minerales, algunos de ellos nuevos, que constituyen el filón del Barranco del Jaroso de Sierra Almagrera. **Revista Minera**, vol. III.
- BROPHY, G.P.; SCOTT, E.S. y SNELGROVE, R.A. (1962).— Sulfate studies II. Solid Solution between alunite and jarosite. **Am. Mineralogist**, **47**, pp. 112-126.
- BROPHY, G.P. y SHERIDAN, M.F. (1965).— Sulfata studie IV: The jarosite, natrojarosite, hydronium jarosite solid solution series. **Am. Mineralogist**, **50**, pp. 1.595-1.607.
- CALDERON, S. (1910).— Minerales de España. **Junta Ampl. estudios e Invest. Cientif.** 2 tomos.
- GUSTAFSON, L.B. y HUNT, J.P. (1970).— The porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile. **Econ. Geol.** **70**, pp. 857-912.
- KOSTOV, I. (1967).— Mineralogy. **Edit. Oliver and Boyd. Edimburg**. p. 587.
- KUBISZ, J. (1960).— Rozenite-Fe SO₄. 4H₂O —, a new mineral. **Bull. Acad. Polanaise, Sci.**, VIII (2), pp. 107-113.
- LOPEZ — AGUAYO, F.; IGLESIA, A. LA.; DOVAL, M. y MENENDEZ, F. (1977).— New data on stability of alunite and jarosite. **Proc. 8th, Int. Kaolin Symposium and Meeting on Alunite, Madrid-Rome. No. A-4**, p. 13.
- MELLOR, J.W. (1946).— A comprehensive treatise on Inorganic and theoretical Chemistry. **Edit. Longmans, Green and Co. London**.
- PALACHE, C.; BERMAN, H. y FRONDEL, C. (1951).— The System of Mineralogy, 7. Edit. vol. II. **Edit. John Wiley and Sons, Inc. New York-London**.
- ROBERTS, W.L.; RAPP, G.R. y WEBER, J.J. (1974).— Encyclopedia of Minerals. **Edit. Van Nostrand. Reinhold. New York-London**.
- SASS, E.; NATHAN, Y. y NISSENBAUM, A. (1965).— Jarosite. **Min. Mag.** **35**, p. 84.
- WARSHAW, L.M. (1955).— The occurrence of Jarosite in Underclays. **Amer. Mineralogist**, **40**, pp. 288-296.
- WRIGHT, C.A. y WILSON, J.R. (1970).— Jarosite from the Eocens of the Hampshire Basin. **Min. Mag.** vol. **37**, p. 941.
- ZERRENNER (1872).— **Zeitschi, d. D. Geol. Ges.** **XXIV**, p. 167.

(Recibido: Octubre 1981)

ESCAPOLITA EN ROCAS DE LAS SERIES PERMO-TRIÁSICAS DEL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE (CORDILLERAS BÉTICAS). ORIGEN

M.T. GOMEZ PUGNAIRE*; J. TORRES RUIZ** y J.M. MARTINEZ MARTINEZ*

(*) *Departamento de Petrología. Dep. de Investigaciones Geológicas del C.S.I.C. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.*

(**) *Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Dep. de Investigaciones Geológicas del C.S.I.C. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.*

RESUMEN

Algunos niveles de rocas carbonatadas y metapelitas del Complejo Nevado-Filábride (Zona Bética s.str.) contienen porfiroblastos de escapolita de hasta 3 cm de longitud. La composición de la escapolita se ha determinado, en términos de la solución sólida Meionita-Marialita, por métodos químicos, ópticos y de R-X con el resultado de $Me_{32}-Ma_{68}$. Esta composición es muy semejante en rocas metapelíticas y carbonatadas por lo que se concluye que la influencia de la razón Na/Ca en la roca original no es el factor determinante de la composición de la escapolita en estas rocas.

Se propone un origen metamórfico para la escapolita y un ambiente de depósito en cuencas restringidas de fuerte evaporación para las rocas que la contienen.

Por otra parte, se indica la posibilidad de usar rocas semejantes a las estudiadas como niveles de referencia estratigráfica en las series permo-triásicas del Complejo Nevado-Filábride.

ABSTRACT

Scapolite porphyroblasts of 3 cm in length occur in both metapelite and carbonate rocks belonging to the Nevado-Filábride Complex (Zona Bética s.s.). Their composition, in the solid solution Meionite-Marialite, has been determined by chemical, optical and X-Ray methods. $Me_{32}-Ma_{68}$ is the result for these analyses. This composition is identical in both metapelite and carbonate rocks. For this reason, no determinative influence of the Na/Ca ratio on the scapolite composition is concluded.

A metamorphic origin for the scapolite and high-evaporation restrictive sedimentary environment for the scapolite bearing-rocks is proposed.

In the other hand, the possibility of using similar rocks as stratigraphic reference levels in the permo-triassic series of the Nevado-Filábride Complex is noted.

1.- INTRODUCCION

El Complejo Nevado-Filábride es el más profundo de los complejos estructurales que constituyen la Zona Bética s. str. (Fig. 1). Tomando como referencia la orogenia alpina, las rocas integrantes de este complejo pueden ser divididas en dos grandes grupos: un primer grupo que forma parte del zócalo bético anterior a dicha orogenia, al que se le ha atribuido una edad Paleozoica y Precámbrica (GOMEZ PUGNAIRE et al., 1981), y un segundo grupo que constituye una cobertera a la que se le ha atribuido una edad Permo-triásica sobre la base de correlaciones litoestratigráficas con los demás complejos béticos (EGELER y SIMON, 1969, entre otros). Tales correlaciones presuponen una similitud de facies y una amplia coincidencia en el tiempo. No obstante, la extrapolación de este tipo de correlaciones es a veces difícil debido a la falta de datos sobre la estratigrafía de las series permo-triásicas en el Complejo Nevado-Filábride.

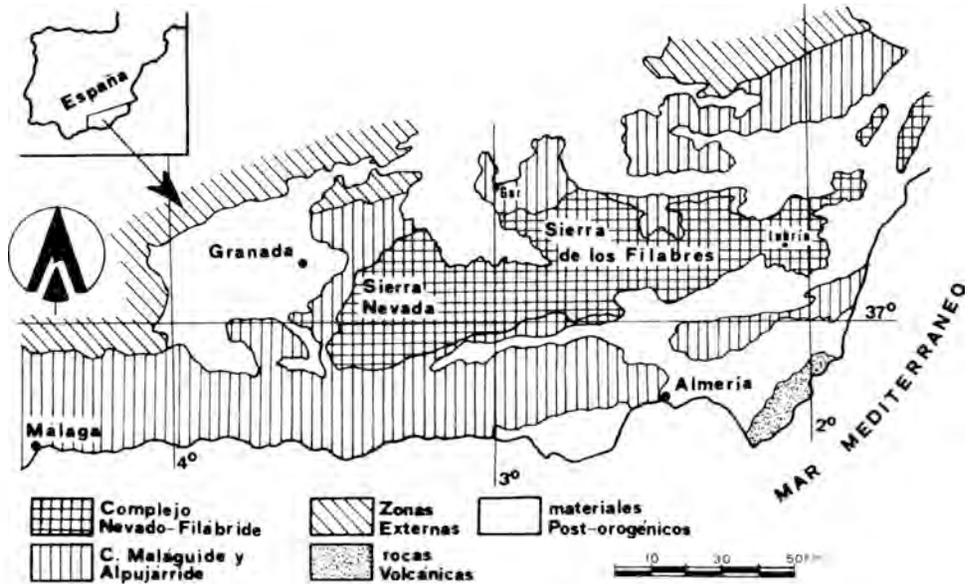


Fig. 1.— Esquema tectónico del sector central y oriental de las Cordilleras Béticas. Tomado de JULIVERT et al. (1974).

Por esta razón, la existencia de escapolita en algunos niveles de matapelitas y rocas carbonatadas es un dato importante a tener en cuenta, como mineral indicador de un cierto ambiente de depósito, y su presencia puede permitir la utilización de las rocas que la contienen como niveles de referencia estratigráfica.

Desafortunadamente, los datos sobre escapolita en las rocas nevado-filábrides son muy escasos. Concretamente, sólo NIJHUIS (1964) hace una ligera referencia a rocas con este mineral. Esta falta de datos regionales no permite hacer, en este trabajo, más que la proposición de un origen metamórfico para la escapolita y de un ambiente de depósito muy concreto para las rocas que la contienen.

La composición química de la escapolita y las consideraciones que se hacen en el capítulo final sobre el metamorfismo de estas rocas, deben de ser tomados como los primeros datos aportados, y por lo tanto como provisionarios.

2.— POSICION ESTRATIGRAFICA Y PETROGRAFIA

Las rocas estudiadas proceden de dos afloramientos situados en las partes NW y E de la Sierra de los Filabres, y se localizan, respectivamente, en las inmediaciones de Gor (Granada) y Lubrín (Almería) (Fig. 1).

La posición estratigráfica de las rocas con escapolita en estas dos áreas es semejante. Todo el conjunto constituye un paquete heterogéneo, cuya edad, podría corresponder al Trías Medio.

Area de Lubrín

La escapolita se encuentra en algunos niveles de una formación de mármoles calcícticos

y dolomíticos, brechoides en la base, generalmente ricos en yeso, con una potencia de alrededor de 60 metros, y que fue definida por NIJHUIS (1964, pág. 56) como "Huertecica brecciated marble zone". Es especialmente abundante en los mármoles brechoides, los cuales contienen limonita en la matriz. Ocasionalmente se encuentra en mármoles calcítico-dolomíticos, en cuyo caso aparece en agregados palmeados de cristales de color blanco, de más de 4 cm de longitud (Foto 1).

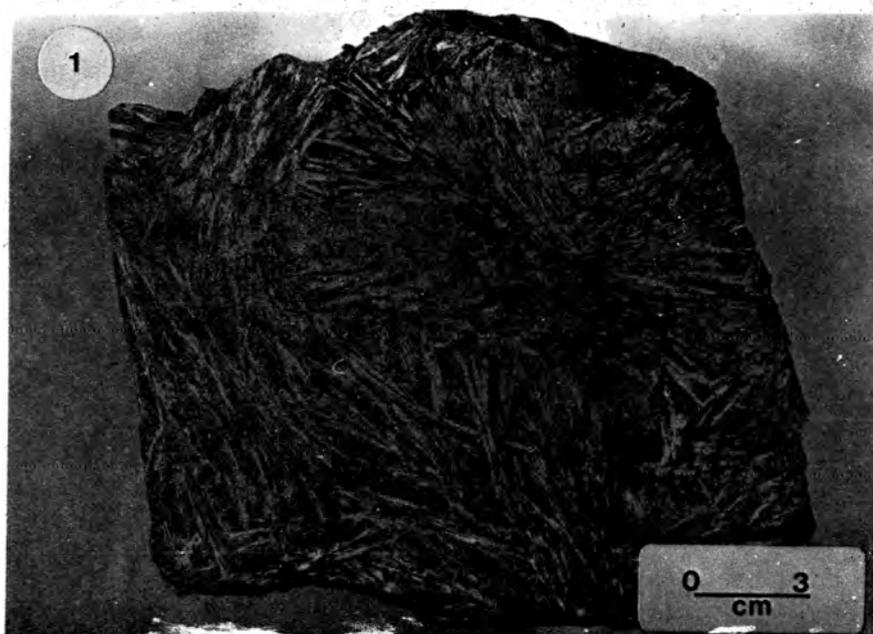


Foto 1.— Agregados palmeados de escapolita en un mármol del área de Lubrín.

La asociación de minerales que se encuentra en estas rocas carbonatadas junto con la escapolita es la siguiente: calcita, plagioclasa (An_0An_{20}), moscovita, cuarzo, dolomita y minerales opacos.

Por otra parte, hemos estudiado también la escapolita que aparece en niveles de metapelitas de grano muy fino de la parte alta de la formación Tahal (NIJHUIS, 1964), considerada de edad Permo-triásica, los cuales se sitúan inmediatamente debajo de la formación carbonatada antes citada. Son niveles de potencia variable con un desarrollo muy deficiente de estructuras penetrativas, y son bastante homogéneos, salvo en el caso de la presencia de escapolita que se reconoce como cristales redondeados de color blanco con un tamaño sensiblemente mayor que el resto de los minerales de la roca (2 a 3 mm). Este mineral aparece como peciloblastos helicíticos respecto de la foliación, aunque ésta está muy mal definida. Biotita y albita son muy abundantes y helicíticas en ambos casos. No obstante, estos dos últimos minerales son englobados por la escapolita y en ningún caso se ha observado un borde de reacción entre ellos y el mineral huésped (Foto 2). Lo que sí es frecuente encontrar es una corona de reacción en el borde de los cristales de escapolita constituida por pequeños cristales de epidota. Cuarzo, alanita, minerales opacos, rutilo, turmalina y apatito completan la asociación de minerales de esta roca.

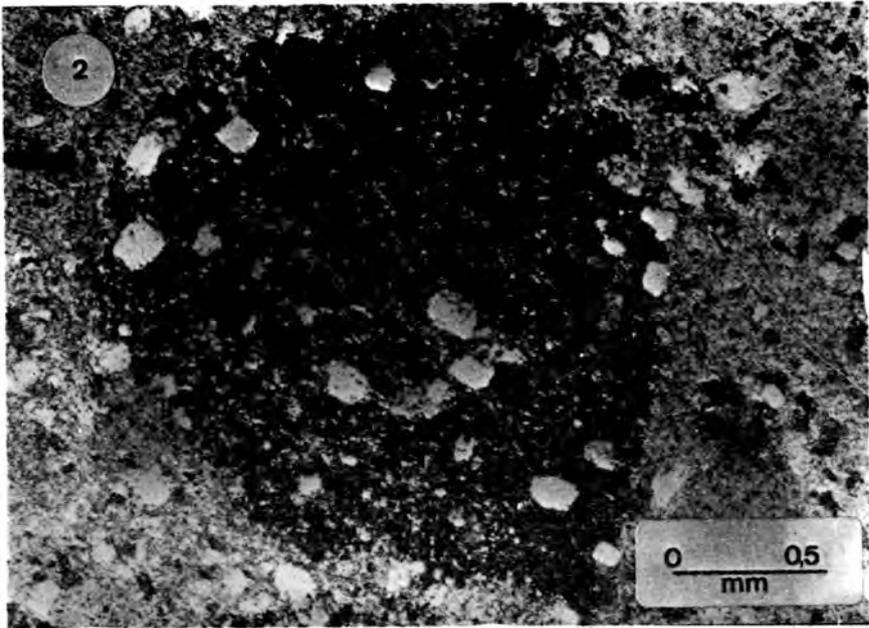


Foto 2.— Peciloblasto de escapolita (en negro) con inclusiones de plagioclasa (en blanco). Obsérvese la falta de reacción en las interfases entre ambos minerales. Pol. cruzados.

Area de Gor

En este afloramiento, la escapolita aparece en una formación carbonatada, de 20 cm de potencia, similar a la de Huertecica, que forma parte de la "Formación del Cerro de los Lobos", definida por GOMEZ PUGNAIRE (1981). Concretamente se encuentra en mármoles ricos en grafito, situados en la parte superior de un paquete de mármoles de aspecto brechoide. El mineral se detecta a simple vista (hasta 3 cm de longitud mayor) y es de color negro debido a las numerosas inclusiones de grafito que contiene (Fotos 3 y 4).

Junto con la escapolita se encuentra la siguiente asociación de minerales: calcita, dolomita (en cristales muy pequeños y concentrada en bandas microplegadas), cuarzo, mica incolora, grafito, minerales opacos y, muy localmente, titanita. En este área no existe plagioclasa coexistente con escapolita.

No se han encontrado escapolita en las metapelitas de grano muy fino semejantes a las del área de Lubrín. Sin embargo, GOMEZ PUGNAIRE et al. (1978) demuestran que dichas rocas, en este área, han debido de ser formadas en un ambiente de depósito comparable al que ha sido deducido para las rocas del área de Lubrín.

3.— DATOS ANALITICOS

Sólo en los mármoles de Gor ha sido posible aislar este mineral lo suficientemente puro para poder realizar un análisis químico preciso por vía húmeda (Tabla I). Conviene mencionar, no obstante, que para la obtención de los datos expresados en esta tabla ha sido

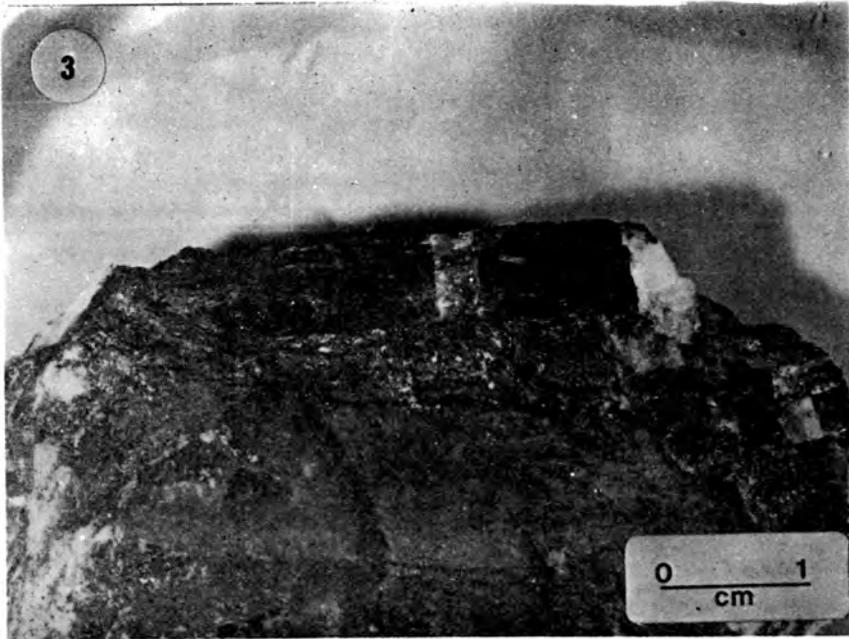


Foto 3.— Cristal primático de escapolita, afectada por fracturas transversales a la mayor longitud y rellenas de calcita. Area de Gor.

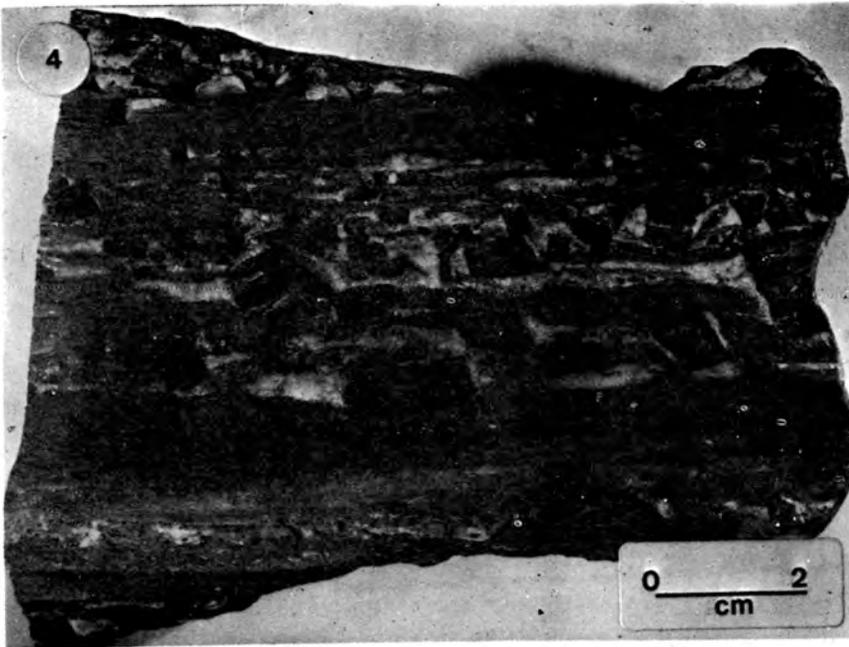


Foto 4.— Agregado de cristales de escapolita, en negro más intenso, en un mármol grafitoso del área de Gor.

TABLA I

ANÁLISIS QUÍMICO DE LA ESCAPOLITA DE LOS MÁRMOL DE GOR*

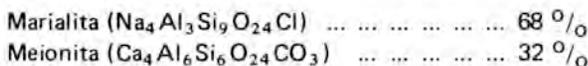
	o/o en peso	Proporciones atómicas calculadas en base a (Si + Al)=12
SiO ₂	55,25	Si 8,111
TiO ₂	0,01	Ti 0,001
Al ₂ O ₃	22,47	Al 3,888
Fe ₂ O ₃	0,10	Fe 0,006
MnO	0,01	Mn 0,001
MgO	0,15	Mg 0,033
CaO	7,90	Ca 1,243
Na ₂ O	9,15	Na 2,605
K ₂ O	0,65	K 0,122
SrO	0,46	Sr 0,039
	96,15	
H ₂ O	n.d.	
CO ₂	n.d.	C + S (0,43)**
Cl	(2,35)**	Cl (0,58)**

$$\text{o/o Meionita} = \frac{\text{Ca} + \text{Sr}}{\text{Ca} + \text{Sr} + \text{Na} + \text{K}} \times 100 = 32$$

- (*) El porcentaje de SiO₂ ha sido calculado por gravimetría y el de los restantes óxidos por absorción atómica. Los datos analíticos representan la media de dos análisis.
- (**) Estos datos encerrados entre paréntesis son estimativos y han sido calculados a partir de los diagramas propuestos por EVANS et al., (1969).

necesario realizar las correcciones oportunas en función del contenido en grafito como inclusiones. Dicho contenido se ha calculado a partir de los datos suministrados por un análisis elemental de C, estudio termogravimétrico y por la pérdida de peso por calcinación a 1.100°C, teniendo así mismo en cuenta en porcentaje aproximado de meionita calculado previamente a partir de la medida de parámetros cristalográficos y de la birrefringencia. Con todo ello se estima que el error máximo cometido en el análisis, debido a las inclusiones de grafito, es inferior al 1 por ciento.

A partir de los datos analíticos de la Tabla I se deduce que la escapolita de los mármoles de Gor muestra la siguiente composición en función de los términos extremos de la solución sólida marialita-meionita:



Llaman así mismo la atención los valores relativamente altos de Sr sustituyendo al Ca, valores significativamente más altos (SrO = 0,46 por ciento) que el límite máximo establecido por EVANS et al. (1969) a partir de un gran número de escapolitas (SrO = 0,29 por ciento). No obstante, en nuestra opinión, los altos valores de SrO presentes en la escapolita estudiada pueden estar justificados si se tiene en cuenta que, a escala regional, los domínios béticos internos suelen presentar una importante anomalía positiva de Sr (ARANA, 1973).

Respecto a la escapolita que se encuentra en los mármoles y en las matapelitas de Lubrín, se ha calculado su composición aproximada a partir de los valores de determinados parámetros cristalográficos y ópticos con los que está relacionada su composición. Estos datos se ha confrontado con los obtenidos por el mismo procedimiento para la escapolita de los mármoles de Gor (Tabla II). De acuerdo con los datos expresados en esta tabla, se deduce que la composición de la escapolita de los tres niveles de rocas estudiados es muy similar y corresponde a un dipiro.

TABLA II

PORCENTAJE DE MEIONITA CALCULADOS A PARTIR DEL VALOR DE ALGUNOS PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS Y OPTICOS**

Parámetro	Mármol de Gor		Mármol de Lubrín		Metapelitas de Lubrín	
	Medida	$^{\circ}/_o\text{Me}^*$	Medida	$^{\circ}/_o\text{Me}^*$	Medida	$^{\circ}/_o\text{Me}^*$
d_{321}	3,0580(5)Å	26	3,0592(5)Å	28	3,0635(5)Å	35
d_{822}	1,3648(1)Å	28	1,3649(1)Å	28	1,3660(1)Å	33
a_o	12,065 (2)Å	33	12,065 (2)Å	33	12,066 (2)Å	34
c_o	7,587 (1)Å	30	7,586 (1)Å	32	7,580 (1)Å	37
V	1104,4 (8)Å ³	34	1104,3 (8)Å ³	34	1103,6 (8)Å ³	32
$2\theta_{400}-2\theta_{112}$	3,905 (1) ^o	29	3,902 (1) ^o	28	3,877 (1) ^o	37
$N_o - N_e$	0,0130(5)	29	0,0115(5)	28	0,0115(5)	28

(**) La relación entre $^{\circ}/_o\text{Me}$ y los valores de los parámetros d_{321} , d_{822} , a_o , c_o y V se han calculado a partir de los diagramas propuestos por ULBRICH (1973). La relación entre $^{\circ}/_o\text{Me}$ y el valor de $2\theta_{400}-2\theta_{112}$ se ha calculado según el diagrama de BURLEY et al. (1961). La relación entre $^{\circ}/_o\text{Me}$ y el valor de la birrefringencia se ha calculado a partir del diagrama de SHAW (1960).

(*) El error estimado en el $^{\circ}/_o\text{Me}$ es de ± 5 por ciento para los valores calculados a partir de la birrefringencia y de ± 8 por ciento para los valores calculados a partir de parámetros cristalográficos. En todos los casos el intervalo de confianza es del 95 por ciento (ULBRICH, 1973).

(e) Error máximo calculado de acuerdo con las condiciones de investigación.

4.- DISCUSION

a) Origen de la escapolita

En las rocas estudiadas, la escapolita es, sin duda, de origen metamórfico. No existe ninguna razón que permita suponer que el metamorfismo de estas rocas no ha sido isoquí-mico. Es decir, que la fuente de todos los elementos necesarios se encontraba en el sedi-mento original. Es suficientemente conocido que en sedimentos carbonatados y/o pelíticos ricos en cloruro sódico evaporítico puede formarse escapolita durante un proceso de meta-morfismo (WHITE, 1959; HIETANEN, 1967). La distribución de este último mineral está, así mismo, relacionada con la distribución original del ClNa en el sedimento. Por esta razón, no debe extrañar la puntualidad de los afloramientos con escapolita en las series permo-triásicas del Complejo Nevado-Filábride.

La composición química de la escapolita es muy semejante tanto en las rocas carbonatadas como en las metapelitas, por lo que muy probablemente, la relación Na/Ca de la roca original no tenga una influencia determinante en dicha composición.

b) Formación e inestabilidad de la escapolita

El carácter helicítico de los peciloblastos de escapolita en las metapelitas prueba que este mineral ha cristalizado en relación con el clímax térmico de la segunda fase de metamorfismo alpino (de presión intermedia). Esto es deducible por su relación con las estructuras planares que han sido formadas durante la segunda fase de deformación. Por otra parte, la plagioclasa y la biotita son inclusiones comunes en los peciloblastos de escapolita, por lo que la formación de esta última ha debido de ser bastante más tardía y progresiva respecto de aquéllas.

La formación de la escapolita no se produce a expensas de la plagioclasa, ya que ambos minerales en contacto se encuentran en equilibrio textural. Por otra parte, la neoblastesis de escapolita puede ser relacionada con el recrecimiento de oligoclasa en el borde de los cristales de albita producido por aumento de temperatura.

Las rocas carbonatadas del área de Gor no contienen nunca plagioclasa coexistente con escapolita. Dos explicaciones alternativas pueden ser propuestas para explicar este hecho:

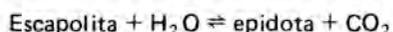
1) La escapolita puede haberse producido, al menos en parte, por la inestabilidad de la plagioclasa, según un equilibrio del tipo siguiente (FERRY, 1976):



2) La falta de plagioclasa puede haber estado determinada por la composición de la roca original. Un valor alto de la presión parcial de CO_2 , como en este caso, y una deficiencia relativa de (Al + Na + K) respecto de Ca puede favorecer la formación de escapolita en lugar de plagioclasa.

Por el momento, y de acuerdo con los datos aportados, ninguna de estas dos hipótesis puede ser descartada.

Sólo los peciloblastos de escapolita que se encuentran en las rocas metapelíticas presentan signos texturales de retrometamorfismo. Como ha sido descrito anteriormente, en los bordes de los cristales de escapolita se forma epidota. Esta transformación retrógrada supone, además, una hidratación de la escapolita y una migración del exceso de Na producido por la descomposición de la molécula marialítica, según la siguiente reacción, propuesta por WHITE (1959):



Esta fase de metamorfismo retrógrado es congruente temporal y mineralógicamente con la observada en las metapelitas del resto de la secuencia permo-triásica del Complejo Nevado-Filábride (NIJHUIS, 1964; GOMEZ PUGNAIRE, 1981).

5.— CONCLUSIONES

La existencia de escapolita en algunos niveles de metapelitas y de rocas carbonatadas es un dato importante en la interpretación sedimentológica y estratigráfica de las series permo-triásicas del Complejo Nevado-Filábride.

Por lo que se refiere al primer aspecto, determinadas características sedimentológicas de estas series de cobertera indican ciertamente unas condiciones de depósito propias de ambientes someros de plataforma continental con frecuente individualización de cuencas restringidas. Concretamente, la existencia de yeso en rocas carbonatadas (NIJHUIS, 1964), de niveles metapelíticos muy ricos en Al_2O_3 (GOMEZ PUGNAIRE et al., 1978) y de mineralizaciones de Fe de origen sedimentario y/o diagenético temprano (TORRES RUIZ, 1980), han sido interpretadas como producidas en medios restringidos tipo "lagoon". La existencia de escapolita en las rocas objeto de este trabajo supone, pues, un dato adicional sobre las características sedimentológicas y paleogeográficas de las rocas triásicas de la cobertera nevado-filábride.

Desde el punto de vista estratigráfico, el metamorfismo alpino supone un grave inconveniente en las tentativas de reconstrucción de la secuencia estratigráfica original. Esta es la razón de la dificultad para correlacionar diversas áreas relativamente alejadas unas de otras en el Complejo Nevado-Filábride. Por ello, la existencia de niveles que puedan ser considerados como "guías", con todas las limitaciones necesarias al respecto, es de bastante importancia en este Complejo. Este ha sido el caso de los niveles de metaconglomerados basales (GOMEZ PUGNAIRE et al., 1981), o de las metapelitas ricas en Al_2O_3 aludidas en el párrafo anterior. En este trabajo se propone, que las rocas con escapolita, semejantes a las estudiadas, pueden ser utilizadas como niveles de referencia estratigráfica.

BIBLIOGRAFIA

- ARANA, R. (1973).— Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España). *Tesis Univ. Granada*. 27, 548 p.
- BURLEY, B.; FREEMAN, B. & SHAW, D. (1961).— Studies on scapolite. *Can. Mineral.* 6, pp. 670-679.
- EGELER, C.G. & SIMON, O.J. (1969).— Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Neder. Akad. c. Wet.* 25, 90 p.
- EVANS, B.; SHAW, D. & HAUGTON, D. (1969).— Scapolite stoichiometry. *Contr. Miner. Petrol.* 24, pp. 293-305.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. (1981).— Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Tecniterrae* 41, pp. 5-130.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T.; SASSI, F.P. y VISONA, D. (1978).— Sobre la presencia de paragonita y pirafilita en las filitas del Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Bol. Geol. Min.* 89, pp. 468-474.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T.; FONTBOTE, J.M. & SASSI, F.P. (1981).— On the occurrence of a metaconglomerate in the Sierra de Baza (Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain). *N. Jb. Paläont. Mh.* 7, pp. 405-418.
- HIETANEN, A. (1967).— Scapolite in the Belt Series in the St. Joe-Clearwater Region, Idaho. *Geol. Soc. Am. Spc. Paper* 86, 54 p.

- JULIVERT, D.; FONTBOTE, J.M.; RIVEIRO, A. y CONDE L. (1974).— Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. **Inst. Geol. Min. Esp. Madrid**.
- NIJHUIS, H.J. (1964).— Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain. **Tesis Univ. Amsterdam**. 151 p.
- SHAW, D. (1960).— The geochemistry of scapolites. Part I. Previous work and general mineralogy. **J. Petrol.** **1**, pp. 218-260.
- TORRES RUIZ, J. (1980).— Los yacimientos de hierro de la comarca del Marquesado del Zenete: Alquife y Las Piletas (Granada, Cordilleras Béticas). **Tesis Univ. Granada**. 321 p.
- ULBRICH, H.H. (1973).— Crystallographic data on refractive indices of scapolites. **Am. Min.** **58**, pp. 81-92.
- WHITE, A. (1959).— Scapolite-bearing marbles and calc-silicate rocks from Tungkillo and Milendella, South Australia. **Geol. Mag.** **96**, pp. 285-306.

(Recibido: Septiembre 1981)

ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LA ABUNDANCIA DE FORMAS CENTROSIMÉTRICAS EN MINERALES

G. BARCELÓ

Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga

INTRODUCCION

Sólo once de los treinta y dos grupos puntuales de simetría poseen centro, lo que representa un 34,37 por ciento del total. Por otra parte, de estas once clases centrosimétricas, el 81,81 por ciento (o sea, 9) tienen simetría par y, concretamente, ejes binarios tienen el 63,63 por ciento (o sea, 7). Igualmente, entre las clases sin centro de simetría también hay una preponderancia absoluta de las que poseen ejes de simetría par (76,19 por ciento del total) y especialmente de las que tienen ejes binarios (52,38 por ciento. (Tabla I).

TABLA I

CLASIFICACION DE LOS GRUPOS PUNTUALES DE SIMETRÍA DE ACUERDO CON LA PRESENCIA DE CENTRO DE SIMETRÍA Y EJES PARES

CON CENTRO			SIN CENTRO		
Con Eje Par 2, 4, 6	Con Eje Binario	Con Eje Impar	Con Eje Par 2, 4, 6	Con Eje Binario	Con Eje Impar
2/m	2/m	$\bar{1}$	2	2	$\frac{1}{6}$
2/m 2/m 2/m	2/m 2/m 2/m	$\frac{2}{3}$	222	222	$\frac{3}{6}$
4/m 2/m 2/m	4/m 2/m 2/m		2 m m	2 m m	3m
4/m	—		4 2 2	4 2 2	3
6/m 2/m 2/m	6/m 2/m 2/m		4 m m	—	m
6/m	—		$\bar{4}$ 2 m	$\bar{4}$ 2 m	
$\bar{3}$ 2/m	$\bar{3}$ 2/m		$\bar{4}$	—	
4/m $\bar{3}$ 2/m	4/m $\bar{3}$ 2/m		6 2 2	6 2 2	
2/m $\bar{3}$	2/m $\bar{3}$		6 m m	—	
			6	—	
			4 3 2	4 3 2	
			$\bar{4}$ 3 m	$\bar{4}$ 3 m	
			2 3	2 3	
			$\bar{6}$ m 2	$\bar{6}$ m 2	
			3 2	3 2	
9	7	2	16	11	5
81,81 %	63,63 %	18,19 %	76,19 %	52,38 %	23,81 %
	11			21	
	34,37 %			65,-3 %	

Estas simples observaciones nos pueden conducir a pensar que al ser bastante más abundantes las clases que no poseen centro de simetría, habrá mayor abundancia de minerales sin centro que con él y que la simetría par será más frecuente que cualquier otra.

El objeto de este trabajo es relacionar la realidad de formas del Reino Mineral con las posibilidades y frecuencias teóricas que debieran ocurrir de acuerdo con la Tabla I.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Se han considerado 1751 especies minerales con estructuras conocidas y se han clasificado de acuerdo con los parámetros ya comentados anteriormente. Los resultados obtenidos quedan expuestos en la Tabla II.

TABLA II

DISTRIBUCION DE 1.751 MINERALES DE ACUERDO CON LA PRESENCIA DE CENTRO DE SIMETRIA Y EJES

CON CENTRO			SIN CENTRO		
Con Eje Par 2, 4, 6	Con Eje Binario	Con Eje Impar	Con Eje Par 2, 4, 6	Con Eje Binario	Con Eje Impar
117 (4/m $\bar{3}$ 2/m)	117	36 ($\bar{3}$)	3 (4 3 2)	3	5 ($\bar{6}$)
32 (2/m $\bar{3}$)	32	112 ($\bar{1}$)	41 ($\bar{4}$ 3 m)	41	23 (3m)
58(6/m2/m2/m)	58		7-(2 3)	7	6-(3)
26-(6/m)	—		9 (6/m2/m2/m)	9	44 (m)
80-($\bar{3}$ 2/m)	80		11-(6 m m)	—	41 (1)
90-(4/m2/m2/m)	90		12-(6)	—	
37-(4/m)	—		9-($\bar{6}$ m 2)	9	
304 ($\bar{4}$ 2 m)	304		16-(3 2)	16	
505 (2/m)	505		9-(4 2)	9	
			3-(4 m m)	—	
			17-($\bar{4}$ 2 m)	17	
			5-(4)	—	
			1-(4)	—	
			53 (2 2 2)	53	
			39 (2 m m)	39	
1.249	1.186	148	235	203	119
89,40 %	84,89 %	10,60 %	66,38 %	57,34 %	33,62 %
	1.397			354	
	79,78 %	1.751		20,22 %	

TABLA III

GRUPOS PUNTUALES DE ALGUNAS FORMAS POLIMORFAS

Fórmula	Nombre	Sistema	Grupo puntual
S	Azufre	Rómbico	2/m 2/m 2/m
	Azufre	Monoclínico	2/m
C	Diamante	Regular	4/m $\bar{3}$ 2/m
	Grafito	Exagonal	6/m 2/m 2/m
SAg ₂	Argentita	Regular	4/m $\bar{3}$ 2/m
	Acantita	Monoclínico	2/m
SCu ₂	Calcosina	Rómbico	2/m 2/m 2/m
	Calcosina	Hexagonal	6/m 2/m 2/m
SZn	Blenda	Regular	$\bar{4}$ 3 m
	Wurtzita	Exagonal	6 mm
S ₂ Fe	Pirita	Regular	2/m $\bar{3}$
	Marcasita	Rómbico	2/m 2/m 2/m
TiO ₂	Rutilo	Tetragonal	4/m 2/m 2/m
	Anatasa	Tetragonal	4/m 2/m 2/m
	Brooquita	Rómbico	2/m 2/m 2/m
AlO.OH	Diaspora	Rómbico	2/m 2/m 2/m
	Boehmita	Rómbico	2/m 2/m 2/m
FeO.OH	Goethita	Rómbico	2/m 2/m 2/m
	Lepidocrocita	Rómbico	2/m 2/m 2/m
CO ₃ Ca	Calcita	Trigonal	$\bar{3}$ 2/m
	Aragonito	Rómbico	2/m 2/m 2/m
SiO ₅ Al ₂	Andalucita	Rómbico	2/m 2/m 2/m
	Silimanita	Rómbico	2/m 2/m 2/m
	Distena	Triclínico	$\bar{1}$
(SiO ₄) ₃ OH Al ₃ Ca ₂	Clinozoisita	Monoclínico	2/m
	Zoisita	Rómbico	2/m 2/m 2/m
SiO ₃ Mg	Enstatita	Rómbico	2/m 2/m 2/m
	Clinoenstatita	Monoclínico	2/m
SiO ₃ Ca	Wollastonita	Triclínico	$\bar{1}$
	Pseudowollastonita	Triclínico	$\bar{1}$
Si ₂ O ₂ (OH) ₄ Mg ₃	Antigorita	Monoclínico	2
		Monoclínico	m
		Monoclínico	2/m
SiO ₂	Cuarzo (baja)	Trigonal	3 2
	Cuarzo (alta)	Exagonal	6 2
	Tridimita (alta)	Exagonal	6/m 2/m 2/m
	Tridimita (baja)	Rómbico	2 2 2
	Cristobalita (alta)	Regular	2 $\bar{3}$
	Cristobalita (baja)	Tetragonal	4 2 2
Si ₂ AlO ₆ K	Leucita (alta)	Regular	4/m $\bar{3}$ 2/m
	Leucita (baja)	Tetragonal	4/m
Sb ₂ O ₃	Senarmontita	Regular	4/m $\bar{3}$ 2/m
	Valentinita	Rómbico	2/m 2/m 2/m

Como se puede comprobar, la realidad es bastante distinta de lo que cabría esperar de las consideraciones teóricas deducidas de la Tabla I. Casi el 80 por ciento de los minerales poseen centro de simetría, lo que parece indicar que la estabilidad en las estructuras centrosimétricas es mayor que en las que carecen de él.

De este 80 por ciento de estructuras centrosimétricas, el 90 por ciento presenta simetría par y concretamente el 85 por ciento contiene ejes binarios. Con ello parece demostrarse empíricamente que no es sólo la presencia de centro de simetría lo que puede dar mayor estabilidad a las estructuras cristalinas, sino la presencia conjunta de centro y eje de simetría par, y más específicamente de la asociación $2/m$.

Inclusive, se puede notar que entre los minerales no centrosimétricos, el 86 por ciento presenta al menos simetría par.

Por otra parte, se han estudiado 18 compuestos que presentan formas polimórficas naturales (Tabla III) y también en este caso existe una preponderancia de las formas centrosimétricas (85 por ciento) y con simetría binaria. Concretamente, la asociación $2/m$ se presenta en un 73,68 por ciento, y la mayoría de los polimorfos conservan este tipo de simetría en una y otra forma antes y después de la transformación, lo que induce a pensar una vez más que esta asociación pudiera conferir una gran estabilidad a la estructura cristalina.

A la vista de lo expuesto, se deduce que no hay relación entre la frecuencia de formas naturales (en minerales) y las posibilidades teóricas existentes, habiendo una gran abundancia de formas centrosimétricas entre los minerales, cuando los grupos centrosimétricos sólo suponen un 34 por ciento del total. Por el contrario, sí hay un mayor grado de acuerdo entre la frecuencia de formas minerales con ejes binarios (85 por ciento si son centrosimétricas y 57 por ciento si carecen de centro de simetría) y la abundancia de grupos puntuales con esta simetría (63 por ciento y 52 por ciento, respectivamente).

(Recibido: Octubre 1981)

NUEVOS LIBROS

ORE MICROSCOPY and ORE PETROGRAPHY

J.R. CRAIG and D.J. VAUGHAN.— *Ed. John Wiley & Sons (1981)*

Ofrece unos primeros capítulos básicos para el estudio microscópico de los minerales opacos en secciones pulidas. Describe los aspectos actuales de la microscopía de menas, relativos a la preparación de probetas e identificación de minerales mediante técnicas y métodos cualitativos y cuantitativos.

A continuación trata los aspectos relativos a la interpretación de texturas de menas y la determinación de las paragénesis con objeto de determinar las condiciones físico-químicas de formación en los ambientes ígneos, sedimentarios, volcánicos, metamórfico y extraterrestres.

Asimismo trata algunos aspectos interesantes de aplicación de la microscopía de menas en la Mineralotecnía.

ECONOMIC MINERAL DEPOSITS

Srd. Ed., Revised Printing

M.L. JENSEN y A.M. BATEMAN.— *Ed. John Wiley & Sons (1981)*

Basándose en las dos ediciones anteriores, en la presente edición se le da más énfasis a los procesos de formación y concentración de minerales que a una clasificación de yacimientos.

El libro consta de cuatro partes que contienen: I Principios; II Procesos de formación de yacimientos; III Yacimientos metálicos y IV Yacimientos no metálicos.

Varios capítulos son enteramente nuevos, como son el capítulo 1 sobre Economía y Exploración minera y los capítulos 10 y 11 que corresponden a procesos bacteriogénicos y exhalativo-volcánicos submarinos. Muchos otros capítulos se han revisado ampliamente mientras que unos pocos han sido modificados levemente.

MINERALES Y FOSILES

NANO



Julián Romea, 2
(Esquina a Guzmán el Bueno, 133)
Centro Comercial Parque de las Naciones
Teléf. 234 26 87
MADRID - 3



PETROPOLIS

minerales y fósiles

ALMACEN
Castrocontrigo 5-Apartado 54
Telefono 54 19 25
(LA BANEZA (Leon))

ESTABLECIMIENTO GIL Y CA-
RRASCO 31º A, LEON TEL. 205456



atractiva, original, única
natural...

... así es la piedra.

NORMAS PARA LA PRESENTACION DE ORIGINALES EN EL BOLETIN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

1. ENVIO DE LOS ORIGINALES

Los originales se enviarán a la Sociedad Española de Mineralogía. Alenza, 1. Despacho 201. Madrid-3

2. TITULO

El título deberá ser lo más conciso posible y reflejar con la mayor precisión el contenido del trabajo. En el caso de que el trabajo hubiera de publicarse en varias partes, cada una de ellas deberá ir precedida de un subtítulo adicional.

3. AUTORES

Debajo del título se indicará el nombre y apellidos del autor o autores y el nombre del Centro donde se haya realizado el trabajo.

Al pie de la primera página deberá indicarse la fecha de envío del original, el título académico de los autores y el nombre y dirección del Centro donde trabajan en esa fecha.

4. RESUMEN

El texto deberá ir precedido de un breve resumen, de una extensión máxima de 200 palabras, que refleje con la mayor concisión y claridad el propósito del trabajo, el método operatorio empleado y los resultados obtenidos.

Este resumen se acompañará de su traducción en inglés.

5. TEXTO

El texto deberá presentarse en original y copia mecanografiada a doble espacio por una sola cara, ajustándose en lo posible al tamaño de 21 por 29,7 cm (UNE-A4), con un margen lateral izquierdo de 2 a 3 cm.

Se procurará que su extensión total no exceda normalmente de 15 páginas del formato indicado. En caso de que excediera de esta extensión, el trabajo deberá dividirse en dos o más partes.

Para facilitar su comprensión y ordenar su exposición el texto se dividirá en apartados lógicos con un breve epígrafe precedido de su número de orden en caracteres arábigos. Dentro de cada apartado se establecerán las subdivisiones necesarias para una clara sistemática expositiva como indica el siguiente ejemplo:

1. INTRODUCCION

2. PARTE EXPERIMENTAL

2.1. Identificación del Mineral

2.1.1. Análisis químico

2.1.2. Análisis mineralógico por difracción de rayos X.

La redacción deberá ser lo más concisa posible evitando descripciones innecesarias y detalles experimentales superfluos. Se evitará asimismo la explicación de procedimientos ya descritos en otros trabajos, a los que el autor deberá limitarse a remitir mediante la correspondiente cita bibliográfica.

A fin de dar un carácter objetivo a la exposición, el texto deberá redactarse en forma impersonal evitando locuciones en primera persona.

El empleo de símbolos, abreviaturas de magnitudes físicas y unidades deberá ajustarse a la norma UNE 5002.

6. TABLAS, GRAFICAS Y FOTOGRAFÍAS

Las tablas y figuras (gráficas y fotografías) deberán ajustarse, en cada caso, a la extensión y a los requerimientos del trabajo, procurando, sin embargo, reducir su número al mínimo indispensable.

Siempre que no redunde en perjuicio de su claridad se recomienda la yuxtaposición de curvas que puedan referirse al mismo sistema de representación.

Salvo casos excepcionales no deberán emplearse simultáneamente tablas y gráficas para representar los mismos resultados.

Las tablas deberán numerarse con caracteres romanos e ir provistas de un breve título. Se presentarán

en hojas separadas reunidas al final del texto.

Las figuras (gráficas y fotografías) se numerarán correlativamente de acuerdo con su cita en el texto. Los pies de todas las figuras deberán ser por sí solos suficientemente aclaratorios de la representación a que se refieren. Precedidos de su correspondiente número, se reunirán en una hoja aparte que se incluirá, junto con las tablas, al final del texto.

Tanto las tablas como las figuras deberán citarse expresamente en el texto, no incluyéndose aquellas a las que no se hiciera referencia directa.

El autor indicará en el margen del texto el lugar apropiado en que desee se intercale cada tabla y figura. El lugar definitivo de su inserción dependerá siempre de las exigencias de la composición tipográfica.

Las gráficas y dibujos se presentarán delineados en tinta china sobre papel vegetal y en hojas independientes.

Los dibujos fotografiados se proyectarán para que puedan ser reproducidos o reducidos a la anchura del Boletín.

El tamaño de la rotulación de las figuras deberá ser aproximadamente igual a 1/25 de la altura de la gráfica y nunca menor de 1/50.

Por ejemplo, si la figura está dibujada a tamaño 21 x 29,7 cm. se recomienda emplear una rotulación de unos 7 mm de altura.

Cuando sea necesario diferenciar curvas representadas conjuntamente, deberán dibujarse en líneas de trazo continuo, línea de trazos, línea de puntos y línea de trazo y punto.

La representación de los puntos experimentales deberá hacerse utilizando los símbolos \bullet \square \triangle \blacktriangle ∇ por el orden de preferencia indicado.

El trazado de la curva deberá interrumpirse en las inmediaciones de cada símbolo, sin llegar nunca a cruzarlos, a fin de respetar la mayor claridad de la gráfica.

Las fotografías se enviarán en papel blanco y negro brillante. Excepcionalmente se admitirán fotografías en color.

Con el fin de permitir su identificación, cada gráfica o dibujo llevará anotado al margen (las fotografías, al dorso) su número correspondiente, el apellido del autor del trabajo y una abreviación de su título.

7. BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS

En el texto las referencias deberán darse en la forma (FYFE and TURNER, 1966) o FYFE and TURNER (1966) según el caso aplicable, y se relacionarán en orden alfabético en el apartado de Bibliografía del siguiente modo:

1^o Autor(es), iniciales de su nombre, 2^o Año de publicación, 3^o título completo del trabajo, 4^o Revista (en abreviaturas usuales) o Editorial si se trata de una obra independiente, 5^o Volumen, 6^o Páginas. Ejemplo:

FYFE W.S. and TURNER F.J. (1966): Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contr. Min. Petrol.* 12, 354–364.

Si se trata de un capítulo de un libro, escrito por diferentes autores se dará como indica el siguiente ejemplo:

BRADLEY W. F. and GRIM R.E. (1966): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. (Ed. G. Brown) *Cap. V*, 212–278. Mineralogical Soc., London.

8. PRUEBAS

Los autores recibirán las correspondientes pruebas de imprenta que deberán devolver corregidas en el plazo de una semana a partir de su recepción. Pasado este plazo, las correcciones serán realizadas por la redacción de este BOLETIN declinándose toda responsabilidad sobre las erratas que involuntariamente pudieran quedar sin corregir.

No se admitirán en las pruebas de imprenta modificaciones con respecto al texto original recibido.

9. SEPARATAS

Los autores recibirán gratuitamente 25 separatas de su trabajo y podrán recibir además, a su cargo, todas las separatas que deseen, siempre que su petición se haga constar en la primera página del original enviado.

10. ADMISION DE ORIGINALES

El Comité de Redacción examinará y juzgará todos los originales recibidos, devolviendo a sus autores los que no se ajusten al carácter del BOLETIN o a las presentes normas. En todo caso podrá solicitar al autor las modificaciones pertinentes sobre su texto original.

11. ORDEN DE PUBLICACION

El Comité de Redacción se reserva el establecimiento del orden de publicación de los trabajos recibidos.

12. DEVOLUCION DE ORIGINALES

Sólo se devolverán los originales que no sean publicados en el BOLETIN, excepto en el caso de que el autor lo solicite expresamente.

ENTIDADES COLABORADORAS DE LA S.E.M.

Instituto Geológico y Minero de España.- c/Ríos Rosas 23, Madrid-3

Fundación Gómez Pardo.- c/Alenza 1, Madrid-3

Compair Ibérica S.A.- c/Conde de Peñalver 47, Madrid-6

Mackina-Westfalia, S.A.- c/Santa Cruz de Mercenado 13, Madrid-8

Cía Auxiliar de Voladuras, S.A. "CAVOSA".- c/Ayala 10, Madrid.

Pasch y Cía, S.A.- c/Capitán Haya 9, Madrid-20

Promotora de Minas de Carbón S.A.- c/Ayala 4,7, Madrid.

Empresa Nacional Carbonifera del Sur, S.A.- c/Monte Esquinza 24, Madrid-4

S.A. Hullera Vasco Leonesa.- c/Abascal 48, Madrid-3.

C.I.D.S.A.- La Robla, León.

SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA

C/ Alenza, 1

MADRID - 3