

LA ASOCIACIÓN DE ALTA PRESIÓN DISTENA + TALCO + FENGITA COEXISTENTE CON ESCAPOLITA EN METAPELITAS DE ORIGEN EVAPORÍTICO (COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE (CORDILLERAS BÉTICAS)

M.T. Gómez-Pugnaire (1) y F. Cámara(1)

(1).- Departamento de Mineralogía y Petrología. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC). Facultad de Ciencias. 18002 GRANADA.

RESUMEN

Las metapelitas con escapolita estudiadas proceden del complejo Nevado-Filábride de las Cordilleras Béticas. Son rocas muy ricas en biotita, de grano muy fino y con grandes porfidoblastos de escapolita. El origen evaporítico de las metapelitas ha sido deducido por su composición química y por la presencia de escapolita, anhidrita, barita y pseudomorfos de yeso. Las relaciones texturales y las asociaciones minerales han permitido deducir que el metamorfismo se desarrolló en dos fases. Las condiciones P-T de la primera de ellas han sido establecidas alrededor de los 16-17 kb y 560-690°C sobre la base de la coexistencia estable de distena + fengita + talco. Esta paragénesis es la de más alta presión descrita hasta ahora en las metapelitas nevado-filábrides. La escapolita cristalizó en la segunda fase de metamorfismo, debido al aumento de la actividad del Cl en la fase fluida. Las condiciones de esta fase han podido ser establecidas en 6 kb y 550°C por la asociación clorita + talco y el geotermómetro biotita-granate. El origen evaporítico de las rocas con escapolita y sedimentos asociados ha permitido establecer un ambiente continental de emplazamiento para las rocas ígneas básicas que cortan esta secuencia metasedimentaria.

Palabras clave: fengita, talco, distena, escapolita, alta presión, evaporitas.

ABSTRACT

The scapolite-bearing metapelites come from the Nevado-Filábride complex (Betic Cordilleras). They are biotite-rich fine-grained rocks containing large scapolite porphyroblasts. The evaporitic origin of these metapelites is deduced from its chemical composition and the occurrence of scapolite, anhydrite, barite and gypsum pseudomorphs. The mineralogical and textural features indicate two metamorphic events. The P-T conditions of the first one are established 16-17 kbars and 560-690°C on the evidence of the stable coexistence of kyanite + phengite + talc. This paragenesis is the highest-pressure association so far reported in the Nevado-Filábride metapelites. The scapolite grew in the second metamorphic event, as its clearly helicitic character indicates, and was stabilized due to the higher Cl activity in the fluid phase. The P-T conditions of this event are established about 550°C and 6 kbars on the basis of the chlorite + quartz coexistence and the garnet-biotite geothermometer. The evaporitic origin of the scapolite-bearing metapelites and the associated metasediments support a continental setting for the mafic igneous rocks intruded in this sequence.

Key words: phengite, talc, kyanite, scapolite, high pressure, evaporites.

Gómez-Pugnaire, M.T. y Cámara, F. (1990): La asociación de alta presión distena + talco + fengita coexistente con escapolita en metapelitas de origen evaporítico (Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 373-384

Gómez-Pugnaire, M.T. and Cámara, F. (1990): The high-pressure assemblage kyanite + talc + phengite coexisting with scapolite in evaporitic metapelites (Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 373-384.

1. INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

Las metapelitas estudiadas proceden del Complejo Nevado-Filábride de las Cordilleras Béticas, en un

área situada en los alrededores de la población de Códar (Almería) (Fig. 1). Este complejo está formado por una secuencia inferior muy rica en grafito formada por metapelitas, cuarcitas y, localmente, rocas carbonáticas de edad probablemente anterior al Pérmico. Sobre ella

se encuentra una serie esencialmente pobre en grafito y litológicamente más variada que, por comparación litoestratigráfica con otros complejos béticos, se supone de edad Permo-Triásica. La presencia de un conglomerado en la base de esta serie (Egeler, 1963, Gómez Pugnare *et al.*, 1981) indica que pudo existir una discordancia angular y erosiva entre las dos secuencias, pre-Permiana y Permo-Triásica, mencionadas. El metamorfismo alpino que afectó a gran parte de estas series (una parte de la secuencia basal pudo no haber sido afectada por las fases principales de este metamorfismo, como sugieren Gómez-Pugnare y Franz, 1989) ha obliterado casi completamente esta antigua superficie de discontinuidad.

Con bastantes variaciones de potencia, la serie permo-Triásicas está formada por una secuencia basal (Permiano superior - Triásico medio?) de metapsamitas y metapelitas con distena, cloritoide y estauroлита, como minerales más indicativos, con algunos niveles de cuarcitas alternantes, sobre todo en el techo. Sobre ella se encuentra un tramo de calcoesquistos con ankerita, mármoles carniolares, las metapelitas con escapolita estudiadas en este trabajo y cuarcitas con carbonato. Encima se encuentra un potente tramo de mármoles con algunas alternancias de metapelitas cuyos afloramientos más representativos, sobre todo desde el punto de vista económico, se localizan en la transversal Macael-Cóbdar. La edad supuesta de estas rocas es Triásico medio-superior. Diques y pequeños stocks de metabasitas aparecen cortando las rocas post-Permianas en diferentes niveles y, en el área de Cóbdar, intruyen dentro de las metapelitas con escapolita.

Por lo que se refiere al posible ambiente de depósito de los materiales post-Permianos nevado-filábrides, la secuencia basal psamítico-pelítica presenta características de depósitos de carácter continental o de transición a marinos someros. La presencia de escapolita primaria en la secuencia inmediatamente superior, indica un ambiente evaporítico durante su depósito, así como para las rocas carbonáticas alternantes, que en ocasiones presentan yeso y pseudomorfos de anhidrita (Muñoz, com. pers.). Así pues, el conjunto de los materiales post-Permianos nevado-filábrides, incluidas las rocas carbonáticas superiores, probablemente se depositaron en ambientes continentales, evaporíticos y de transición a marinos someros. Esta evolución sedimentaria es la misma observada en el Permo-Triásico del Complejo Alpujárride, con el cual se correlaciona habitualmente la cobertera Nevado-Filábride, en la transición de los materiales terrígenos a los materiales carbonáticos (Delgado *et al.*, 1981, Martín y Braga, 1987). Esta información es muy significativa para la interpretación del contexto geológico en el que intruyeron las rocas básicas que, aunque geoquímicamente no presentan características que puedan ser decisivas a favor de un contexto oceánico (Bodinier *et al.*, 1987) o de uno continental (Muñoz, 1986, Muñoz *et al.*, 1988), el tipo de sedimentos en el que han intruido y la presencia de xenolitos continentales en algunas de ellas (Gómez-Pugnare y Muñoz, 1990) permiten precisar un contex-

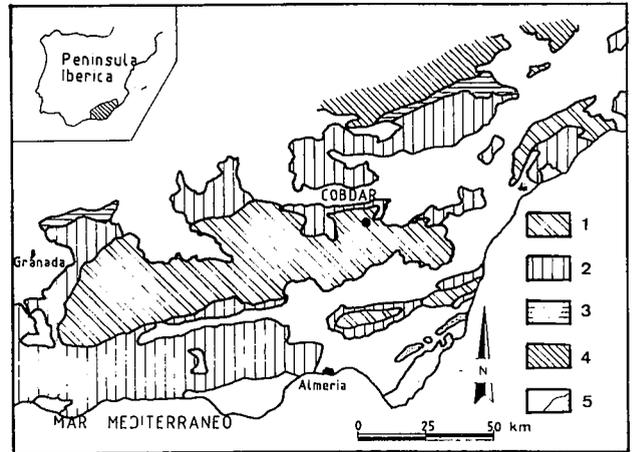


Fig. 1.-Esquema tectónico de la parte oriental de las Cordilleras Béticas. 1. Complejo Nevado-Filábride, 2. Complejo Alpujárride, 3. Complejo Maláguide, 4. Zonas Externas, 5. Rocas volcánicas.

Fig. 1.-Tectonic sketch of the eastern Betic Cordilleras. 1. Nevado-Filábride Complex, 2. Alpujárride Complex, 3. Maláguide Complex, 4. External Zones, 5. Volcanic rocks.

to de corteza continental para el emplazamiento de las mismas.

La escapolita no es un mineral abundante en las series nevado-filábrides, aunque existen referencias del mismo en secuencias semejantes, también interpretadas como evaporíticas (Nijhuis, 1964, Gómez-Pugnare *et al.*, 1981), así como en algún cuerpo de rocas básicas (Gómez-Pugnare, 1982). En el área de Cóbdar, en cambio, la escapolita es un mineral frecuente tanto de origen metamórfico, en mármoles y metapelitas, como de origen hidrotermal, en venas que cortan los cuerpos de metabasitas en contacto, así como en rellenos vesiculares (Portugal-Ferreira *et al.*, 1987) en esos mismos litotipos. Las metapelitas con escapolita contienen además la asociación talco + fengita + distena, muy significativa desde el punto de vista geobarométrico (Chopin, 1981, y Massone Schreyer, 1989), y que hasta ahora no había sido descrita en el Complejo Nevado-Filábride. Esta asociación permite una estimación mucho más precisa de las condiciones del metamorfismo alpino en los metasedimentos nevado-filábrides que, hasta ahora, sugerían mucha menor presión que las rocas ortoderivadas, debido a la falta de asociaciones suficientemente significativas.

2. PETROGRAFÍA

Las rocas estudiadas son masivas, de color verde oscuro, casi negro, (amarillento cuando están alteradas) y de grano muy fino. La escapolita se encuentra formando grandes cristales (hasta 12 mm) redondeados o amigdalares en una matriz de grano mucho más fino y formada esencialmente por pequeños cristales de biotita (hasta 0,05 mm) con débil orientación preferencial. Al microscopio, junto a la escapolita, aparecen crista-



Fig. 2.-Pseudomorfos de talco + cuarzo que reemplazan probables cristales de yeso.
Fig. 2.-Talc + quartz pseudomorphs replacing probable gypsum crystals.



Fig. 3.-Idem anterior y pseudomorfos de distena + talco + fengita + paragonita en la parte superior derecha.
Fig. 3.-The same as Fig. 2 and kyanite + talc + phengite + paragonite pseudomorphs at the upper-right part.

les idioblásticos de plagioclasa (hasta 0,2 mm), distena (hasta 0,3 mm), clorita (hasta 0,5 mm) y, en algunas de las muestras estudiadas, calcita (hasta 0,3 mm) y granate (hasta 0,1 mm). En cantidades normalmente accesorias se encuentra además titanita, epidota, apatito (en amigdalas habitualmente), talco, fengita, paragonita, anfíbol y turmalina. Esta última puede alcanzar excepcionalmente casi el 50% de la roca.

Una característica particular de estas metapelitas es la presencia de dos tipos de pseudomorfos.

Tipo I.-Esta pseudomorfosis se ilustra en las Fig. 2 y 3, las cuales muestran agregados policristalinos de cuarzo y talco que sustituyen un cristal tabular. Este agregado en algunos casos contienen pequeñas inclusiones alineadas que sugieren la existencia de maclas en el cristal reemplazado. Talco y cuarzo sustituyen también a agregados radiales del mismo mineral, como el de la Fig. 3, que a veces sólo se reconocen gracias a las formas de los cristales en los bordes de los agregados. Las formas de los cristales pseudomorfizados (ver Fig. 3 y, entre otros, Tucker, 1981, Fig. 5.12) y la presencia de pequeñas inclusiones de calcita y barita, tanto en los agregados como en los cristales aislados, sugieren que el mineral original pseudomorfizado era yeso.

Tipo II.-Este otro tipo de reemplazamiento, a diferencia del anterior, se ha producido sobre minerales metamórficos, de los cuales aún quedan relictos relati-

vamente frecuentes y en diferente estado de sustitución (Fig. 3). Están formados por cristales euhedrales de distena y un agregado de filosilicatos incoloros constituido por talco y fengita. Como pequeñas inclusiones (menos de 10 μ m) en la distena aparecen biotita, cuarzo, talco, rutilo, anhidrita (o yeso) y barita, todos ellos verificados por microsonda. Es muy frecuente el reemplazamiento, en muchos casos total, de esta asociación por láminas relativamente grandes de biotita, clorita y/o cuarzo y paragonita. Es de destacar que la asociación clorita + cuarzo, bien dentro o en contacto con los pseudomorfos, bien en la matriz de la roca, sólo aparece en aquellos litotipos que, además de escapolita, contienen también agregados de distena + talco + fengita.

La escapolita es, sin embargo, el mineral más abundante y característico de estas rocas. Constituye peciloblastos helicíticos, rara vez zonados, que contienen inclusiones de plagioclasa, biotita, los dos tipos de pseudomorfos descritos, agregados vesiculares de apatito y turmalina. Las inclusiones son en ocasiones tan abundantes que los cristales de escapolita presentan un aspecto esquelético. Ninguna de las inclusiones mencionadas presentan bordes reaccionales con la escapolita. Esta se encuentra, además, rellenando las venas que cortan a las rocas básicas intruidas, con un desarrollo espectacular de los cristales, que llegan a medir hasta 10 cm de longitud. Asimismo, rellenan vesículas (Portugal-Ferreira *et al.*, 1987) de estas mismas rocas, o bien, reem-

TABLA I

Composición química de las metapelitas con escapolita

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	55.40	48.30	50.00	53.50	55.30	49.50	52.30	57.00
TiO ₂	0.76	0.93	0.78	0.94	0.83	0.91	1.01	1.00
Al ₂ O ₃	15.70	19.70	16.10	18.30	16.00	17.90	19.90	18.40
Fe ₂ O ₃ *	6.40	4.84	6.23	7.20	7.50	8.16	4.35	5.11
MgO	8.71	13.50	16.50	6.43	8.13	9.74	6.71	5.42
MnO	0.06	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02
CaO	3.25	1.56	0.73	2.34	3.32	3.56	2.65	2.28
Na ₂ O	1.00	2.67	1.17	3.67	1.78	1.05	4.24	1.70
K ₂ O	4.80	3.65	4.33	4.88	4.95	5.91	5.11	6.01
P ₂ O ₅	0.20	0.24	0.22	0.22	0.23	0.23	0.21	0.18
P.I.	2.61	4.57	3.76	2.36	1.91	2.98	3.12	2.73
Total	98.89	99.98	99.84	99.86	99.99	99.98	99.61	99.85

2 y 3 = con pseudomorfos de distena + talco + fengita

5 y 6 = con plagioclasa

El resto de las muestras sólo contienen escapolita

(*) Todo el Fe como Fe₂O₃

plazan la plagioclasa ígnea primaria. Por otra parte, venas de anfíbol, plagioclasa y epidota, cortan las metapelitas con escapolita (incluso los propios cristales de escapolita) y los calcoesquistos alternantes. También son frecuentes las venas de calcita o el reemplazamiento, a veces total, de la escapolita por ese mineral. Estos tres tipos de venas ponen de manifiesto una activa circulación de fluidos de diferente composición así como una efectiva transferencia de masa entre las diferentes litologías en contacto y en las etapas finales del metamorfismo.

3. DATOS QUÍMICOS

3.1. Roca total

Los resultados de ocho análisis de las metapelitas con escapolita (Tabla I) muestran un rango de composición similar al de muchas otras depositadas en ambientes evaporíticos. Difieren de las metapelitas de otros ambientes por el mayor contenido en MgO y Al₂O₃ y menor en FeO total. El total de álcalis es muy similar pero el contenido en Na₂O es significativamente mayor. En las rocas con distena + talco + fengita el contenido en CaO sufre un fuerte descenso, característica ésta también común en los esquistos blancos, los cuales son interpretados generalmente como parte de secuencias evaporíticas (Schreyer, 1974; Schreyer y Abraham, 1976). Se trata, por tanto, de rocas de procedencia claramente evaporítica con un alto contenido en sales, esencialmente cloruros y boratos. La presencia de pseudomorfo de yeso y las inclusiones de barita y anhidrita en algunos minerales confirman esta interpretación.

3.2. Minerales

La composición química de la escapolita (Tabla II) es bastante constante, predominantemente sódica y con un intervalo de variación, similar en todas las litologías, menor de 10% mol EqAn (entre 25 y 35). La misma variación química aparece desde el centro a los bordes en los porfidoblastos individuales (fig. 4). Sin embargo, el incremento en Ca hacia los bordes no es constante pero las irregularidades en el patrón de crecimiento pueden ser explicadas como consecuencia de ligeras fluctuaciones, o diferencias a escala muy pequeña, en las actividades de algunos componentes (p.e. ClNa) en la fase fluida.

Las escapolitas analizadas muestran una desviación con respecto a la estequiometría de la serie (Evans *et al.*, 1969) con mayores contenidos de Cl que los previstos (Fig. 5), de manera similar a los resultados experimentales de Ellis (1978) y Mora y Valley (1989). La escapolita más rica en Cl, para un contenido dado en mol% EqAn (mol% EqAn = [(Al - 3)/3] • 100), aparece en las rocas carbonáticas sin plagioclasa y la más empobrecida en las metapelitas sin plagioclasa ni calcita coexistentes (Fig. 5). No existe una correlación ne-

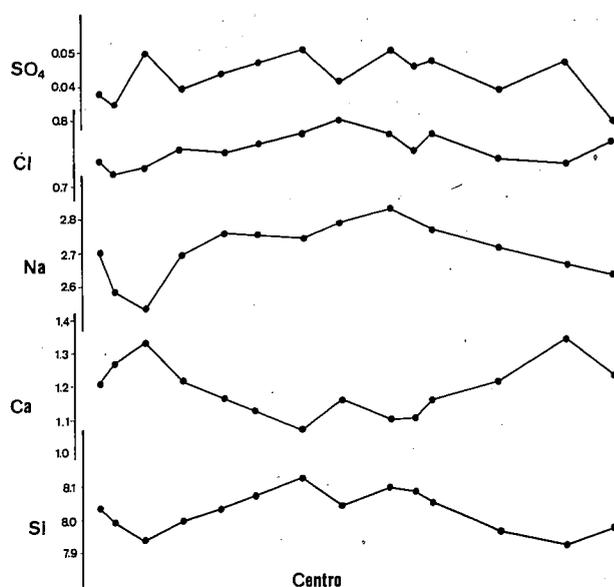


Fig. 4.-Variación composicional del centro a los bordes de un gran porfidoblasto de escapolita (1 cm).

Fig. 4.-Compositional variation from core to rim in a large scapolite porphyroblast (1 cm).

gativa, como sería de esperar, entre el contenido en mol% EqAn y el contenido en cloro, de hecho, la escapolita más sódica es una de las más pobres en cloro (Fig. 5). Estos resultados indican que la composición de la escapolita no depende de la disponibilidad de sodio o calcio en la roca sino de la composición de la fase fluida en equilibrio con ella y, por tanto, de la mayor o menor concentración de ClNa en esta fase durante la formación de la escapolita. La concentración de este componente debe ser mayor en las rocas sin plagioclasa y con calcita coexistente con la escapolita, como indica la situación de los análisis en la Fig. 5. Esto explica el hecho bien conocido de la aparición preferencial de la escapolita rica en cloro en las series ricas en carbonatos (Hietanen, 1963).

Una teórica estimación cuantitativa del contenido en ClNa de la fase fluida coexistente con la escapolita puede hacerse con el coeficiente de reparto entre escapolita, calcita y fluido para el equilibrio:

$$\frac{\text{ClNa en escapolita} + \text{CO}_3\text{Ca en calcita}}{\text{CO}_3\text{Ca en escapolita} + \text{ClNa en el fluido}}$$

según la expresión de Ellis (1978):

$$\ln K_D = -0.0028(X_{\text{Al}}) - 5.5580$$

cuyos resultados en estas rocas no son realmente posibles (ClNa en fluido es mayor de 1 en muchos casos). Esta relación está claro que no puede ser extrapolada a condiciones distintas de las experimentales (700°C y 4 Kb), que son bastante diferentes a las condiciones del metamorfismo sufrido por estas rocas (ver apartado de evolución metamórfica).

No obstante, una estimación cualitativa de la composición de la fase fluida puede hacerse a partir de las variaciones de composición de la escapolita. El menor contenido en cloro de la escapolita en las metapelitas

TABLA II
Análisis de microsonda de escapolita, anfíbol plagioclasa.

MUESTRA	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
ANÁLISIS	Cob 27/5	GW 48	Cob 14/2a	GW 48	GW 48	Cob 14/2a	Cob 27/5	Cob 27/5	GW 48	GW 48	GW 48
	centro	borde	borde	borde	borde	centro	centro	borde	centro	borde	borde
SiO ₂	54.63	52.91	55.63	54.62	56.39	48.02	48.52	62.87	65.00	62.37	61.76
TiO ₂	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00	0.15	0.15	0.03	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	23.14	22.51	24.07	23.44	23.09	12.18	12.30	22.68	21.59	24.03	24.31
FeO (*)	0.06	0.15	0.04	0.02	0.15	1.76	0.83	0.14	0.09	0.01	0.00
MgO	0.00	0.32	0.01	0.01	0.00	6.87	7.30	0.01	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	13.77	13.07	0.00	0.00	0.02	0.01
CaO	8.10	8.92	9.03	8.48	6.20	0.04	0.10	4.15	2.45	5.04	5.38
Na ₂ O	9.10	8.57	8.69	8.85	9.67	8.61	8.17	9.13	10.06	8.53	8.27
K ₂ O	0.37	0.33	0.47	0.42	0.60	3.47	3.33	0.02	0.07	0.06	0.08
Cl	3.03	2.66	2.98	3.09	3.46	0.15	0.47	0.00	0.01	0.02	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.50	0.51				
SO ₃	0.26	0.35	0.28	0.39	0.00						
TOTAL	98.69	96.86	101.20	99.37	99.60	95.52	94.75	99.03	99.30	100.08	99.82
O=Cl	0.684	0.600	0.672	0.697	0.781	Si	7.067	11.219	11.509	11.028	10.958
O=F	0.000	0.000	0.000	0.004	0.017	Al ^{IV}	0.933	4.770	4.506	5.008	5.084
TOTAL	98.006	96.260	100.528	98.669	98.802	Tet	8.000	0.004	0.004	0.000	0.000
Si	8.004	7.992	7.947	7.969	8.094	Al ^{VI}	1.179	0.021	0.013	0.001	0.000
Al ^{IV}	3.996	4.008	4.053	4.031	3.906	Ti	0.016	0.003	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.010	0.000	0.004	0.000	Fe ³⁺	0.091	0.793	0.465	0.955	1.023
Fe ²⁺	0.007	0.019	0.005	0.002	0.018	Fe ²⁺	0.890	3.159	3.454	2.925	2.845
Mg	0.000	0.072	0.002	0.002	0.000	Mg	2.973	0.005	0.016	0.014	0.018
Mn	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	Mn	0.005	0.000	0.000	0.006	0.003
Ca	1.272	1.444	1.382	1.326	0.954	XOCT.	0.026				
Na	2.585	2.510	2.407	2.504	2.691	Ca	1.336	20.04	11.82	24.52	26.33
K	0.069	0.064	0.086	0.078	0.110	Na	0.609				
Cl	0.752	0.681	0.721	0.763	0.842	Na	0.365				
F	0.000	0.000	0.000	0.005	0.018	K	0.028				
SO ₃	0.029	0.040	0.030	0.043	0.000						
EqAn(%)	33.20	33.60	35.10	34.37	30.20						

(*) Todo el Fe como FeO. (**) Cl no incluido en la fórmula estructural

Cob 27/5 y Cob 14/2a = metapelite

GW 48 = marmol con grandes cristales de escapolita y plagioclasa coexistentes.

Fórmulas estructurales calculadas sobre Si + Al = 12 para la escapolita y sobre 32 oxígenos para la plagioclasa. El contenido en Fe³⁺ de los anfíboles ha sido calculado de acuerdo con Papike et al. (1974). Los análisis (1) (2) son de escapolita coexistente con calcita. En las rocas (6) y (7) además coexiste plagioclasa. (10) (11) = anfíbol en la matriz de muestras con venas procedentes de las rocas básicas intrusivas.

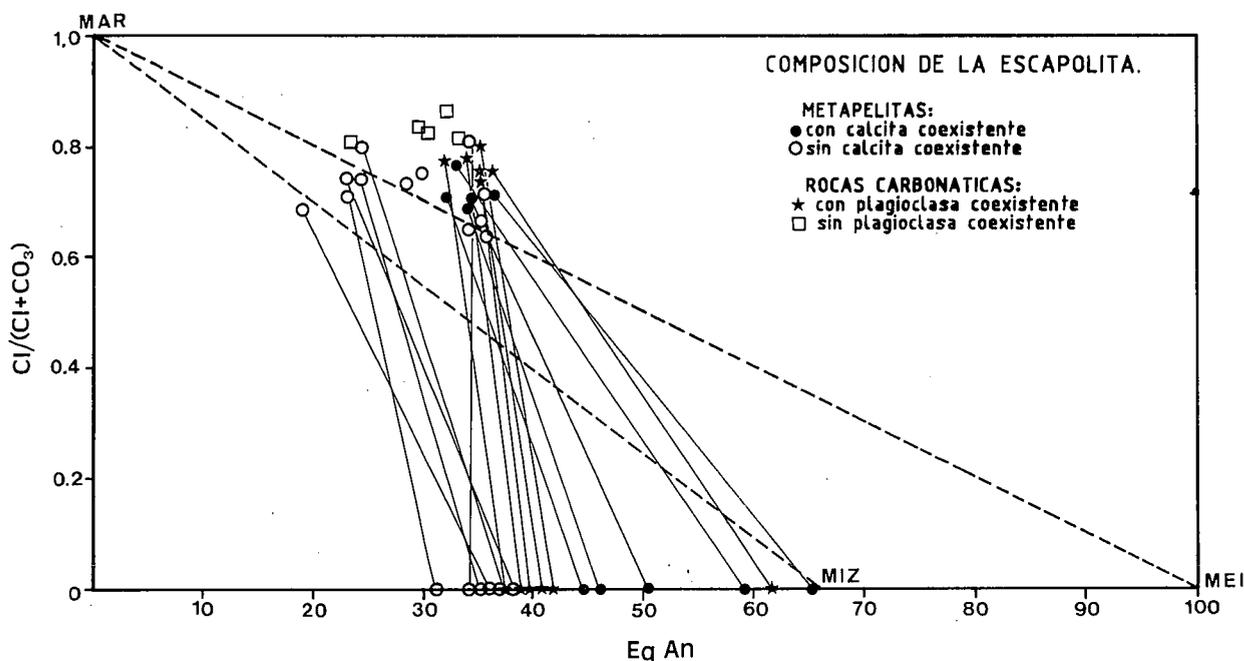


Fig. 5.-Variación composicional de la escapolita y de la plagioclasa coexistente. La composición de la plagioclasa se representa en la base. Las líneas discontinuas representan la solución sólida entre marialita (MAR) y meionita (MEI) / mizzonita (MIZ).

Fig. 5.-Compositional variation of coexisting scapolite and plagioclase. Plagioclase composition is plotted along the horizontal axis. Dashed lines represent the solid solution marialite (MAR)-meionite (MEI) and marialite-mizzonite (MIZ).

con plagioclasa y sin calcita puede explicarse sobre la base de una mayor concentración de CO_2 en el fluido que disminuye la solubilidad del ClNa en H_2O , con el consiguiente aumento de la actividad del ClNa cuando la calcita cristaliza. Estas condiciones de salinidad de la fase fluida estabilizan la escapolita con respecto a la plagioclasa (Oterdoom y Wenk, 1983), lo que explica la disminución, o incluso desaparición, de la plagioclasa en los litotipos más ricos en calcita.

Por lo que se refiere a la **plagioclasa** coexistente con la escapolita, la composición más frecuente de la plagioclasa (Tabla II) oscila alrededor del 10% An y los valores extremos están comprendidos entre 8-24% An. Esta variación no es generalmente observable en lámina delgada ya que sólo unos pocos cristales muestran una zonación petrográfica muy débil. La escapolita siempre tiene unos valores inferiores de %mol EqAn que la plagioclasa coexistente, como muestra la inclinación de las líneas en la Fig. 5.

El **anfíbol cálcico** primario (hornblenda magnésica, Tabla II), presente en la matriz como pequeños cristales y eventualmente como inclusiones en la escapolita, tiene un valor medio de $\text{XMg} = 0,75$. Muestra un contenido en Cl relativamente alto (entre 0,49% - 0,53%), lo que es normal en estas rocas y teniendo en cuenta la posibilidad de este mineral de incorporar este elemento en su estructura.

La composición química de la **biotita**, muy rica en componente flogopítico (Tabla IV), es, asimismo, bastante constante, tanto en la matriz como en los grandes cristales de los pseudomorfos de distena. Los con-

tenidos en Cl y F son relativamente elevados (entre 0,4-0,8% y 0,24-0,26% respectivamente) y muestran un valor bastante alto de la proporción $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, la cual varía desde 0,75 a 0,85, mientras que $(\text{Na} + \text{Ca})$ oscila entre 0,28-0,47.

La **clorita** es, como la biotita, un término muy rico en magnesio (Tabla III) y con una variación química bastante limitada. Los valores de XMg oscilan alrededor de 0,85 y el contenido en Al en coordinación tetraédrica oscila entre 2,6 y 2,7.

El talco (Tabla III) muestra siempre un considerable contenido en FeO (3 - 3,8% de FeO total), Al_2O_3 (entre 0,6 y 1,3 %) y Na_2O (alrededor del 0,2%). No está claro si estas impurezas son debidas a mezclas de grano muy fino con clorita y paragonita. El contenido en Fe es alrededor de 6 moles% del término extremo de la serie.

La **paragonita** (Tabla III) tiene un contenido variable de moscovita (9 - 22 moles%) y bajo en margarita (1,5-3 moles %). Siempre se encuentran Fe y Mg en pequeñas cantidades y la XMg varía irregularmente entre 0,27 y 0,70. Los valores más altos de esta última razón suelen encontrarse en la paragonita de los pseudomorfos.

La **fengita** muestra un contenido en moscovita entre el 6 y el 12 % y relativamente alto en FeO y MgO (el máximo valor figura en la Tabla III). Los valores de Si oscilan entre 6,335 y 6,520.

El **granate** (Tabla III) es rico en almandino (alrededor de 64 moles%) con contenidos relativamente altos de piropo (16-19 moles %) y grosularita (14-16

TABLA III

Análisis de microsonda de micas incoloras, clorita, talco, y granate.

ANALISIS	1	2	3	4		5
SiO ₂	48,87	46,21	28,54	62,73	SiO ₂	37,92
TiO ₂	0,37	0,15	0,04	0,03	TiO ₂	0,09
Al ₂ O ₃	31,05	39,20	22,11	0,64	Al ₂ O ₃	21,32
FeO (*)	1,10	0,57	8,61	3,11	FeO	29,50
MgO	2,28	0,75	27,45	30,11	MgO	4,83
MnO	0,03	0,00	0,01	0,03	MnO	0,79
CaO	0,19	0,23	0,03	0,02	CaO	5,31
Na ₂ O	0,80	6,19	0,05	0,04		
K ₂ O	9,99	1,37	0,00	0,00	Total	99,76
Total	94,68	94,67	86,84	96,71	Si	5,991
Si	6,520	5,956	5,548	7,922	Al	3,971
Al ^[IV]	1,480	2,044	2,452	0,078	Ti	0,011
					Fe	3,898
Al ^[VI]	3,404	3,913	2,615	0,018	Mg	1,137
Ti	0,037	0,015	0,006	0,003	Mn	0,106
Fe	0,123	0,061	1,400	0,328	Ca	0,899
Mg	0,453	0,144	7,953	5,667		
Mn	0,003	0,000	0,002	0,003	Total	10,022
Ca	0,027	0,032	0,006	0,003		
Na	0,207	1,547	0,019	0,010	Alm	64,5
K	1,700	0,225	0,000	0,000	Pir	18,8
					Esp	1,8
Total	5,955	5,937	12,001	6,032	Gros	14,9
Mos	87,90	12,49				
Parg	10,70	85,75				
Marg	1,40	1,76				

(1) (2) = mica incolora
 (3) = clorita
 (4) = talco
 (5) = granate

(*) Todo el Fe como FeO. Fórmulas estructurales calculadas sobre 22 oxígenos (micas y talco), 36 oxígenos (clorita) y 23 oxígenos (granate).

moles%). El geotermómetro granate - biotita de Ferry y Spear (1978) dan valores entre 550°C y 587°C para una presión de 10 Kbars.

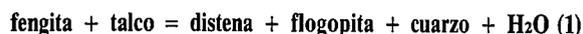
4. EVOLUCIÓN METAMÓRFICA

4.1.- Primera fase de metamorfismo (M1)

La asociación de minerales formada en esta fase está esencialmente representada por distena + talco + fengita + biotita + plagioclasa + calcita + cuarzo. La asociación distena + fengita + talco, típica de los llamados esquistos blancos (Schreyer, 1974), es la primera vez que se describe en las series nevado-filábrides. Representa la paragénesis de mayor presión descrita hasta ahora en los metasedimentos de este complejo. Su

aparición, aparentemente exclusiva, en este tipo de rocas, es explicable debido a la peculiar composición química de los protolitos, muy ricos en MgO y Na₂O y pobres en CaO. Esta composición química es muy similar en todas las referencias conocidas de esquistos blancos y rocas relacionadas, interpretados como consecuencia del metamorfismo de series evaporíticas y en gradientes de alta presión.

Las condiciones de la primera fase de metamorfismo pueden ser estimadas por los equilibrios:



Como se observa en la Fig. 6, estas dos curvas univariantes, que se cortan en un punto invariante (común también para el equilibrio fengita + talco + H₂O / clorita + flogopita + cuarzo), delimitan el espacio P-T de coexistencia de talco + distena + fengita. Las condiciones de presión mínimas están limitadas por las del punto invariante en el que se cortan ambas curvas y que ha sido experimentalmente determinado a 10,5 Kb y 610°C (Massone y Schreyer, 1989). La composición de la fengita coexistente en esta asociación permite estimar más precisamente el valor de la presión. En la Fig. 6 está representada la isopleta para un valor de Si = 3,25. El contenido más alto de Si en las fengitas de estas rocas es de 3,26 (línea paralela discontinua en la Fig. 6), por lo que la presión debió ser del orden de los 16 Kb a 560°C (punto A en la Fig. 6) y 17 Kb a 690°C (punto B en la Fig. 6). No es fácil precisar la temperatura de esta asociación por falta de geotermómetros adecuados en estas rocas durante la primera fase de metamorfismo. No obstante, la presencia de biotita, cuarzo y talco como inclusiones en la distena y la significativa falta de fengita entre ellas, sugieren que en algún periodo la asociación talco + flogopita + cuarzo + distena fué estable y esta asociación requiere como mínimo la temperatura estimada en el punto B, sobre el equilibrio (1). Las condiciones del metamorfismo durante la primera fase, según esta última estimación, son significativamente más rigurosas que las calculadas en rocas básicas por Gómez-Pugnaire y Fernandez Soler (1987, 12 Kb y 550°C). Los valores calculados por estos autores son comparables, al menos por lo que a la temperatura se refiere, a las obtenidas para el punto A. No obstante deben ser precisados algunos aspectos: las rocas básicas referidas corresponden a afloramientos muy alejados geográficamente por lo que el pico calculado, que representa las mínimas condiciones posibles, no tiene porqué corresponder a la misma trayectoria P-T-t y por tanto, no deben ser necesariamente comparables. De hecho, las condiciones del punto B son similares, al menos en cuanto a la presión se refiere, a los obtenidos por Puga *et al.*, (1989) en rocas básicas de la misma región, aunque la temperatura es sustancialmente más elevada (alrededor de 50°C), sobre todo si se tiene en cuenta que la temperatura del punto B es la mínima estimación.

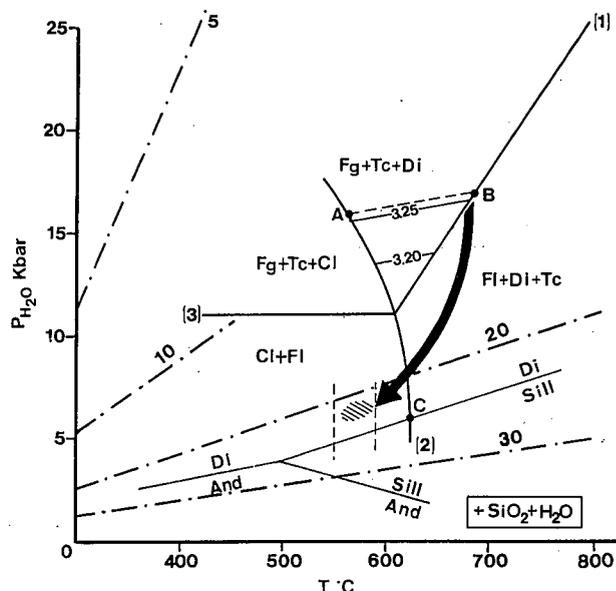
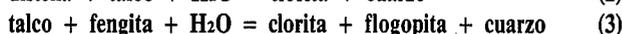


Fig. 6.-Condiciones P-T del metamorfismo y trayectoria P-T-t para las metapelitas con escapolita. Fg = fengita, Di = distena, Tc = talco, Fl = flogopita, Cl = clorita, Sill = sillimanita y And = andalucita. La línea discontinua entre A y B corresponde a la isopleta de Si = 3,26 de la fengita analizada en estas rocas. Las líneas discontinuas verticales son los valores de temperatura calculados con el geotermómetro garnet - biotita. El área rayada, corresponde a las condiciones inferidas para la segunda fase de metamorfismo. El significado de los puntos A, B y C está explicado en el texto.

Fig. 6.-P-T conditions and P-T-t path for the scapolite-bearing metapelites. Fg = fengite, Di = kyanite, Tc = talc, Fl = phlogopite, Cl = chlorite, Sill = sillimanite and And = andalusite. Dashed line between A and B corresponds to the Si = 3.26 phengite isopleth (our rocks). Vertical dashed lines are the temperature values calculated with the garnet - biotite geothermometer. Shaded area corresponds for the inferred P-T conditions for the second metamorphic event. The meaning of A, B and C dots is explained in text.

4.2. Segunda fase de metamorfismo (M2)

La segunda asociación de minerales está representada escapolita + plagioclasa + biotita + clorita + cuarzo. La plagioclasa de esta generación está representada por los escasos cristales zonados mientras que la biotita aparece como láminas de mayor tamaño en la matriz y, sobre todo, en los pseudomorfos de tipo II. Las condiciones de esta segunda fase de metamorfismo pueden ser estimadas por los equilibrios:



La máxima presión posible para la coexistencia de clorita + flogopita + cuarzo está fijada por el equilibrio (3) y la máxima temperatura por el equilibrio (2) (Fig. 6). Este último equilibrio se produce a una presión mínima de 6 kb (Schreyer, 1988) y alrededor de 600°C de temperatura. El equilibrio (2) permite deducir unas condiciones de P y T dentro del campo diva-

TABLA IV

Análisis químicos por microsonda de biotitas

ANALISIS	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,83	40,65	40,35	38,71	40,31
TiO ₂	1,10	0,66	0,56	1,03	1,10
Al ₂ O ₃	15,57	17,79	17,19	15,99	17,21
FeO (*)	9,19	7,66	7,29	9,26	8,96
MgO	19,63	17,30	21,49	15,27	17,69
MnO	0,06	0,01	0,03	0,03	0,12
CaO	0,01	0,00	0,03	0,05	0,04
Na ₂ O	0,29	0,38	0,31	0,27	0,23
K ₂ O	9,42	8,36	8,88	8,86	5,62
%Cl	0,84	0,4	0,38	0,91	0,56
%F	0,24	0,32	0,36	0,20	0,23
Total	93,10	92,81	96,13	89,47	91,28
Si	2,817	3,017	2,848	3,049	2,958
Al ^{IV}	1,183	0,983	1,152	0,951	1,042
Al ^{VI}	0,184	0,574	0,278	0,534	0,447
Ti	0,062	0,037	0,030	0,061	0,061
Fe ²⁺	0,572	0,475	0,430	0,610	0,550
Mg	2,178	1,914	2,260	1,793	1,935
Mn	0,004	0,001	0,002	0,002	0,007
Ca	0,001	0,000	0,002	0,004	0,003
Na	0,042	0,055	0,042	0,041	0,033
K	0,895	0,792	0,800	0,890	0,526
Total	3,938	3,846	3,844	3,936	3,562

(1) (2) = en pseudomorfos

(3) = incluida en distena

(4) = incluida en escapolita

(5) = en la matriz

(*) Todo el Fe como FeO. Fórmulas estructurales calculadas sobre 7 cationes (octaédricos + tetraédricos)

riante de la distena en el sistema de los polimorfos del silicato de aluminio y próximo al punto de corte del equilibrio (2) con la curva univariante distena = sillimanita (punto C en la Fig. 6). El geotermómetro granate - biotita permite estimar unos valores de temperatura entre 550°C y 580°C para el equilibrio de intercambio Fe = Mg entre estos dos minerales. La Fig. 6 muestra la trayectoria P-T-t deducida sobre la base de estos datos.

La formación de la escapolita rica en Cl no es posible utilizarla como monitor de las variables intensivas del metamorfismo. Los datos de Oterdoom y Wenk (1983) indican solamente la expansión del campo de estabilidad de la escapolita rica en Cl con respecto a la asociación plagioclasa + calcita hasta los 550°C, pero no se ha realizado una estimación cuantitativa de P y T en función de los cambios de composición de este mineral.

5. DISCUSIÓN

La formación de grandes porfiroblastos de escapolita sódica en rocas metamórficas, habida cuenta de su requerimiento de una alta actividad de cloro para su estabilización, ha sido generalmente relacionada con rocas ricas en material evaporítico (Aitken, 1982; Oterdoom y Wenk, 1983; entre otros). Esta es la razón de su aparición más frecuente en rocas carbonáticas (White, 1959; Hietanen, 1963; Kerrick *et al.*, 1972). En el área estudiada, aparte de su presencia en los litotipos carbonáticos, la escapolita se encuentra en metapelitas muy ricas en biotita magnésica y aluminica y pobres en micas incoloras y clorita, composición mineralógica indicativa de rocas metamórficas procedentes de arcillas evaporíticas (Moine *et al.*, 1981).

Una fuente alternativa de Cl puede ser la infiltración de fluidos ricos en este elemento procedentes de las rocas ígneas básicas vecinas. Sin embargo, escapolita rica en cloro y muy similar a la descrita se encuentra en otras regiones del complejo Nevado-Filábride muy alejadas de ésta (p.e. en rocas carbonáticas de la Sierra de Baza y en algunas metapelitas de Lubrín, Gómez-Pugnaire *et al.*, 1982) las cuales no tienen relación con cuerpos de rocas básicas. Infiltración de fluidos residuales del metamorfismo ha existido, sin duda, como lo prueba el hecho de las venas descritas anteriormente. Pero este proceso tuvo lugar después de la formación de escapolita ya que sus cristales están atravesados por las venas. Los datos sobre los rellenos vesiculares de escapolita aportados por Portugal-Ferreira *et al.* (1987), coinciden así mismo con esta interpretación.

El origen sedimentario / evaporítico de estas metapelitas es también deducible de su particular composición química, de la presencia de pseudomorfo de yeso, de la abundancia de minerales ricos en flúor y boro (sobre todo de turmalina), elementos comunes en estos medios y, por último, de las inclusiones de barita y anhidrita (o yeso) en la distena.

La formación de escapolita en estas rocas no es, por tanto un hecho anormal desde el punto de vista metamórfico ya que en ellas se cumplen los controles composicionales para su formación. La blastesis de este mineral tuvo lugar, como indica su carácter fuertemente helicítico comparable al de los cristales de clorita y granate, en la segunda fase de metamorfismo, cuando la concentración de Cl en la fase fluida era más elevada, debido a la retirada de H₂O y CO₂ por la cristalización de la calcita y de los minerales hidratados durante la primera fase de metamorfismo. Las relaciones estratigráficas entre la secuencia esencialmente metapelítica - carbonática en el área de Cóbdar y las rocas básicas

permiten conocer el ambiente de emplazamiento de los cuerpos ígneos, lo que aporta una información adicional a tener en consideración sobre un aspecto tan discutido en este complejo como es el ambiente geodinámico en el que se produjo el magmatismo nevado-filábride.

Los estudios geoquímicos sobre estas rocas básicas, como es frecuente en muchos complejos magmáticos metamorfizados, suministran una información que puede dar lugar a interpretaciones muy diferentes acerca del ambiente, oceánico (Puga *et al.*, 1989) o continental (Muñoz *et al.*, 1988; Bakker *et al.*, 1989), del magmatismo. Por el contrario, una interpretación menos ambigua sobre las metabasitas puede ser obtenida a partir de los datos aportados por los sedimentos estudiados en este trabajo, que indican claramente un origen continental o marino muy somero, no sólo para las metapelitas sino también para los calcoesquistos, cuarcitas y mármoles carniolares alternantes.

Los contactos de estos metasedimentos con las rocas básicas son las relaciones intrusivas originales, como indican los bordes enfriados de los diques en el contacto con los metasedimentos (Muñoz, 1986). La naturaleza de estas relaciones indica que las rocas básicas se emplazaron en un ambiente continental, al menos en el área estudiada. Sin embargo, éste debe ser un hecho generalizado en las metabasitas nevado-filábrides habida cuenta de la presencia de xenolitos ricos en aluminio, de clara procedencia continental (Gómez-Pugnaire y Muñoz, 1990), en otros cuerpos, aunque éstos habían sido previamente interpretados como parte de una secuencia ofiolítica (Puga *et al.*, 1989).

Por lo que se refiere al origen del metamorfismo de alta presión se debió producir como consecuencia de un proceso de colisión continental, contexto en el cual no es raro alcanzar presiones y temperaturas como las que se han deducido a partir de las asociaciones mineralógicas descritas en este trabajo (Schreyer *et al.*, 1987) o como las propuestas para las rocas básicas de esta misma región (Puga *et al.*, 1989). Conclusiones semejantes han sido obtenidas por Bakker *et al.* (1989).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto PB87-0461-CO2-O2 (CICYT y CSIC) y el Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía 4028. Los análisis de microsonda han sido realizados en la TU de Berlín y los de roca total en el Instituto di Petrografia de la Universidad de Parma. Agradecemos la colaboración de los Drs. G. Franz y G. Venturelli.

BIBLIOGRAFÍA

Aitken, B.G. (1982): T-XCO₂ stability relations and phase

equilibria of calcic carbonate scapolite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 351-362.

Bakker, H.E., Jong, K., Helmers, H. y Biermann, C. (1989):

- The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *Jour. Metamorphic Geology*, 7: 359-381.
- Bodinier, J.L., Morten, L., Puga, E., Díaz de Federico, A. (1987): Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filábride complex, Betic Cordilleras, Spain: relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos*, 20: 235-245.
- Chopin, C. (1981): Talc-Phengite: A widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. *Jour. Petrol.*, 22: 628-650.
- Delgado, F., Estévez, A., Martín, J.M. y Martín Algarra, A. (1981): Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujarrides (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 37: 45-57.
- Egeler, C.G. (1963): On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundschau*, 53: 260-269.
- Ellis, D.E. (1978): Stability and phase equilibria of chloride and carbonate-bearing scapolites at 750°C and 4000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1271-1281.
- Evans, B.W., Shaw, D.M. y Haughton, D.R. (1969): Scapolite stoichiometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24: 295-305.
- Ferry, J.M. y Spear, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 113-117.
- Gómez-Pugnaire, M.T. (1981): Evolución del metamorfismo Alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Tecniterrae*, 41: 1-130.
- Gómez-Pugnaire, M.T. (1982): Escapolita en metabasitas de las series triásicas Nevado-Filábrides (Sierra de Baza, Cordilleras Béticas). Algunas consideraciones sobre su origen. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 6: 75-79.
- Gómez-Pugnaire, M.T. y Fernández Soler, J.M. (1987): High-pressure metamorphism in metabasites from the Cordilleras Béticas (S.E. Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 231-244.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Fontboté, J.M. y Sassi, F.P. (1981): On the occurrence of a metaconglomerate in the Sierra de Baza (Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7: 405-418.
- Gómez-Pugnaire, M.T. y Franz, G. (1988): Metamorphic evolution of the palaeozoic series of the Betic Cordilleras (Nevado-Filábride complex, SE Spain) and its relationship with the alpine orogeny. *Geol. Rundschau*, 77: 619-640.
- Gómez-Pugnaire, M.T. y Muñoz, M. (1990): Xenolitos de metapelitas de alto grado en metabasitas: evidencia del emplazamiento en corteza continental del magmatismo básico Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 7: 13-15.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Torres Ruiz, J. y Martínez Martínez, J.M. (1981): Escapolitas en rocas de las series Permo-Triásicas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 4: 37-46.
- Hietanen, A.H. (1963): Metamorphism of the Belt Series in the Elk River-Clarkia area, Idaho. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 344-C, 49 p.
- Kerrick, D.M., Crawford, K.E. y Randazzo, A.F. (1972): Metamorphism of calcareous rocks in Three Roof Pendants in Sierra Nevada, California. *Jour. Petrol.*, 14: 303-325.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. (1987): Alpujarride carbonate deposits (southern Spain)- Marine sedimentation in a Triassic Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 59: 243-260.
- Massone, H.J. y Schreyer, W. (1989): Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. *Eur. Jour. Mineral.*, 1: 391-410.
- Moine, B., Sauvan, P. y Jarousse, J. (1981): Geochemistry of evaporite-bearing series: a tentative guide for the identification of metaevaporites. *Contrib. Min. Petrol.*, 76: 401-412.
- Mora, I.C. y Valley, J.W. (1989): Halogen-rich scapolite and biotite: Implications for fluid-rock interaction. *Amer. Mineral.*, 74: 721-737.
- Muñoz, M. (1986): Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 1: 35-36.
- Muñoz, M., Gómez-Pugnaire, M.T. y Fernández Soler, J.M. (1988): Los clinopiroxenos de las metabasitas hipobasales del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas) como indicadores de la afinidad magmática y del ambiente paleotectónico. *II Congr. Geol. Esp., SGE, Granada, Simposio sobre Volcanismo*, 425-433.
- 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.
- Oterdoom, W.A. y Wenk, H.R. (1983): Ordering and composition of scapolite: field observations and structural interpretations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 330-341.
- Portugal-Ferreira, M., Ferreira, J.T., Díaz de Federico, A. y Puga, E. (1987): Escapolite e biotite hidrotermais e o argon excessivo em rochas básicas das Zonas Internas das Cordilheras Béticas (Córdoba, Almería). Origen e papel dos fluidos. *Mem. e Not., Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 104: 41-60.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Bargossi, G.M. y Morten, L. (1989): The Nevado-Filábride metaophiolitic association in the Córdoba region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites. *Geodinamica Acta*, 3: 17-36.
- Schreyer, W. (1974): Whiteschist, a new type of metamorphic rock formed at high pressures. *Geol. Rundschau*, 63: 597-609.
- Schreyer, W. (1988): Experimental studies on metamorphism of crustal rocks under mantle pressures. *Min. Mag.*, 52: 1-26.
- Schreyer, W. y Abraham, K. (1976): Three-stage metamorphic history of white schists from Sar and Sang, Afganistan, as part of a former evaporitic deposit. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59: 111-130.
- Schreyer, W., Massone, H.J. y Chopin, C. (1987): Continental crust subducted to depths near 100 km: Implication for magma and fluid genesis in collision zones. In: *Magmatic Processes: Physicochemical Principles* (B. O. Mysen, Ed.) Special publ. 1, 155-163.
- Turcker, M.E. (1981): *Sedimentary Petrology*. Blackwell. Scient. Public., Oxford, 252 p.
- White, A.J.R. (1959): Scapolite-bearing marbles and calc-silicate rocks from Tungkillo and Milendella, South Australia. *Geol. Mag.*, 96: 285-306.

Recibido el 8 de julio de 1990
 Aceptado el 1 de octubre de 1990