

Estudio de pegmatitas lepidolíticas en el Plutón de La Cabrera

Por BELLIDO MULAS, F. (*); BRANDLE MATE SANZ, J. L. (**);
GARCIA CACHO, L. (*), y MARTINEZ RIPOLL, M. (***)

RESUMEN

El estudio de las pegmatitas asociadas a los granitos de grano grueso del Plutón de La Cabrera (Sistema Central español), ha permitido la identificación y caracterización de una variedad de lepidolita manganesífera. La asociación y relaciones de crecimiento de esta lepidolita, con biotita y feldespatos y la presencia de granates espartínicos, pone de manifiesto el importante papel que han jugado los fluidos residuales ricos en Li, F y Mn en la evolución geoquímica de los procesos tardípostmagmáticos de los granitos de este plutón.

ABSTRACT

The study of pegmatitic rocks related with coarse grained granites in La Cabrera pluton, has allowed to identify an high-Mn lepidolitic mica. The relationship of this mica with biotite and feldspar minerals, evidences the important role played by Li, F and Mn rich residual liquids in the geochemical evolution of late and postmagmatic stages in this plutonic body.

ENCUADRE GEOLOGICO

La presencia de un número relativamente elevado de bolsadas y venas pegmatíticas en el plutón granítico de La Cabrera, unido a una mineralogía significativa, y en ocasiones inédita, de las mismas, ilustran una serie de fenómenos tardíos y postmagmáticos sufridos por los granitos en su evolución geoquímica, que justifican sobradamente el interés de su estudio.

El plutón de La Cabrera constituye el emplazamiento granítico más oriental del Sistema Central español e intruye discordantemente en una serie de rocas metamórficas (esquistos y neises) de grado medio y alto. Está constituido en su mayor parte por granitos biotíticos de grano grueso, granitos de grano fino y proporciones más restringidas en granodioritas biotíticas y biotítico-anfibólicas, en áreas marginales del plutón (BELLIDO, 1979; BELLIDO y BRANDLE, 1979).

La relativa abundancia de aplitas y pegmatitas en este plutón apoya su alto grado de diferenciación y es un indicador de elevados contenidos en H₂O con notable repercusión en los procesos geoquímicos. No obstante, la profundidad de intrusión ha sido bastante somera ($\approx 1,7$ Kb, BELLIDO, 1979) condicionando que el muy limitado desarrollo de moscovita haya quedado restringido a las etapas post-pegmatíticas.

El quimismo de las rocas graníticas asociadas a los yacimientos pegmatíticos estudiados en este trabajo no presenta ninguna anomalía significativa frente al conjunto de rocas de grano medio-grueso de este plutón. No obstante, al comparar su composición respecto a la media de estas rocas (tabla 1) se observa un desplazamiento hacia los términos más evolucionados.

PEGMATITAS

a) Estructura y mineralogía

Los afloramientos pegmatíticos estudiados se localizan entre los pueblos de Bustarviejo y Val-

TABLA 1

	A	B
SiO ₂	74.40	72.99
Al ₂ O ₃	13.33	14.04
Fe ₂ O ₃	0.45	0.54
FeO	1.20	1.40
MnO	0.05	0.04
MgO	0.33	0.54
CaO	1.20	1.45
Na ₂ O	3.28	3.20
K ₂ O	4.43	4.37
TiO ₂	0.19	0.22
P ₂ O ₅	0.05	0.07
H ₂ O	0.70	0.87
	99.61	
Ba	372	432
Ce	33	65
Ga	17	18
Pb	24	47
Rb	263	228
Sr	99	117
Th	14	20
Zr	127	134

A.—Granito de grano grueso con pegmatitas con lepidolita (Plutón de La Cabrera).

B.—Media de granitos de grano medio-grueso del plutón de La Cabrera (BELLIDO, BRANDLE, 1979).

demanco. Se sitúan en los granitos biotíticos de grano grueso, formando en ellos bolsadas, cavidades y venas irregulares con dimensiones que varían de decimétricas a métricas, con muy fuertes variaciones en el tamaño de los cristales constituyentes. A pesar de la marcada irregularidad de los yacimientos y en orden a sistematizar su descripción estructural y mineralógica, se pueden considerar tres zonas características: zona de borde en el tránsito a los granitos encajantes, núcleo central de la pegmatita y conjunto más o menos masivo gradacional entre los dos anteriores.

Los minerales constituyentes esenciales son siempre cuarzo, feldespato potásico, albita y biotita. En menor proporción, pero en cantidades muy variables, aparecen granate y lepidolita. De forma accesoria y muy esporádica se han detectado casiterita y algún otro mineral metálico, tan fuertemente oxidado que no es posible su identificación.

En la zona más externa de las bolsadas o venas pegmatíticas, el tránsito al granito se realiza me-

dante unas facies aplitoides, sacaroideas y gráficas, muy leucocráticas. Estas facies aumentan gradual, pero rápidamente, el tamaño de los cristales hacia el interior, constituyendo un agregado gráfico cuarzo-feldespático de grandes cristales, entre los que destacan finas láminas de biotita y biotita cloritizada (fig. 1).

Poco antes de alcanzarse el núcleo de la pegmatita, las masas gráficas se independizan en dominios de albita-cuarzo y feldespato potásico-cuarzo, y por último, en la parte más interna, se individualizan las distintas fases minerales. En ocasiones las masas albiticas de estas zonas centrales adquieren una ligera tonalidad azulada característica.

El granate, cuando aparece, suele situarse en puntos próximos al núcleo de la bolsada o cavidad, formando por lo general intercrecimientos simplectíticos con cuarzo o agregados monominerales de idiomorfismo muy variable.

La lepidolita aparece bien como cristales tabulares independientes o bajo la forma de agregados microcristalinos que tapizan las superficies libres de otros minerales, generalmente feldespato potásico y albita. También se observa con frecuencia pseudomorfizando o sustituyendo total o parcialmente antiguos cristales de biotita.

b) Caracteres petrográficos

En la gran mayoría de secciones delgadas estudiadas se pone de manifiesto un predominio de intercrecimientos simplectítico-gráficos de albita-cuarzo y feldespato potásico-cuarzo, aunque también existen, en menor proporción, conjuntos heterogranulares de las tres fases minerales.

Las masas de albita levemente azulada están constituidas por infinidad de individuos maclados en damero, o por agregados plumosos de cristales (figura 2), en tanto que los cristales individuales de albita o los de los crecimientos gráficos presentan siempre maclado polisintético normal. No obstante, se encuentran transiciones entre ambos tipos de maclado.

El feldespato potásico es siempre pertítico, con gruesas venas de albita. Si la albitización es muy pronunciada, el desarrollo de grandes parches albiticos llega a reducir el feldespato potásico a pequeños islotes inmersos en una densa retícula

(*) Instituto de Geología, CSIC.

(**) Instituto de Geología Económica, CSIC.

(***) Instituto Rocasolano, Departamento Rayos X, CSIC.

de albita. Tanto el feldespato potásico como la albita pueden estar sustituidos por un agregado micáceo microcristalino, a causa de los procesos de transformación hidrotermal. De forma muy esporádica se han detectado pequeños cristales de adularia con maclas dentadas.

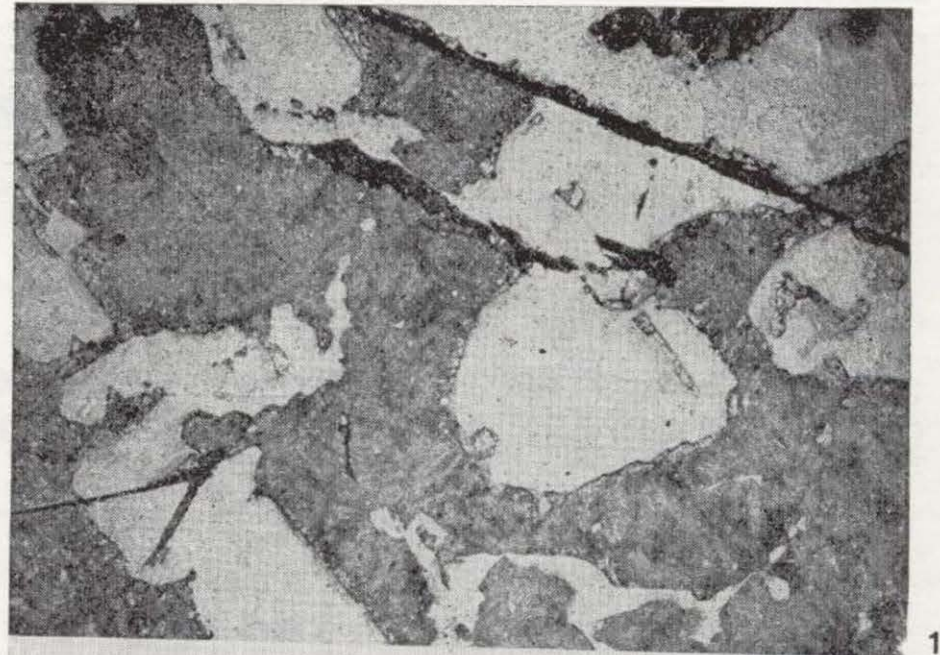
La biotita, en general, aparece totalmente transformada en un conjunto cristalino constituido, casi totalmente, por clorita parda oscura y, en menor proporción, minerales opacos y lepidolita. La biotita cloritizada aparece como grandes láminas de pequeño espesor que dan secciones aciculares. A su vez, la lepidolita también se desarrolla sobre láminas de biotita cloritizada, sustituyéndolas parcialmente bajo la forma de placas gruesas de tono amarillento claro y colores de interferencia similar a la moscovita. En general, suele conservar la orientación y morfología del primitivo cristal de biotita. No obstante, aunque menos frecuentes, se observan sustituciones irregulares constituidas por agregados cristalinos de lepidolita, a veces radiales, tanto sobre biotita como sobre feldespato potásico y albita (siendo microgranulares en los últimos casos) (fig. 3). Los valores de ángulo de ejes ópticos medidos ($2V=34,5$) corresponden con los términos lepidolíticos más ricos en Mn y Fe (DEER, HOWIE y ZUSMAN, 1966).

c) Quimismo y estructura mineralógica

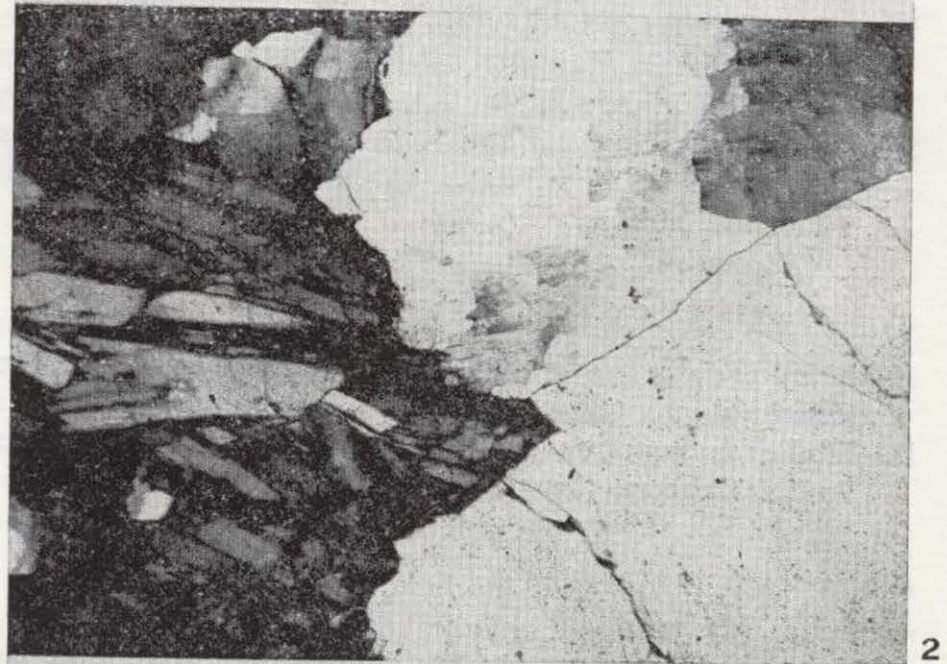
Se han analizado químicamente los minerales más significativos desde el punto de vista de la evolución química de las pegmatitas. En este sentido se consideran los términos cloríticos de transformación de la biotita, la lepidolita y el granate. Por otro lado, se ha verificado un preciso control estructural de estos minerales, excepto de la clorita, debido a la heterogeneidad del proceso de transformación biotita-clorita, que no permite la obtención de cristales idóneos para las determinaciones.

Las técnicas empleadas en el estudio del quimismo han sido el análisis químico, por microsonda electrónica (*), y la espectrometría de fluorescencia de rayos X.

(*) Microsonda JEOL JXA 50A. Condiciones experimentales: tensión 15 kv; corriente absorbida 2.10^{-8} A. Standards utilizados: biotita, cuarzo, corindón, óxido ferroso, óxido magnésico, rodonita, oligoclasa y rutilo. Programa de corrección: BENCE & ALBEE (1968).



1



2



3

Figura 1.—Lámina de biotita cloritizada en matriz gráfica cuarzofeldespática de grano grueso. NP×4.

Figura 2.—Agregados policristalinos de albita junto a cuarzo (albitas azuladas). NC×4.

Figura 3.—Lepidolita microcristalina creciendo sobre feldespato potásico. NC×10.

La identificación estructural se ha llevado a cabo mediante técnicas de difracción de rayos X, utilizando la metodología del cristal único con cámara de precesión y difractómetro de cuatro círculos. En los casos del granate y de la lepidolita se pudieron aislar sendos monocristales de buena calidad, mediante los cuales se pudo realizar una precisa identificación cristalográfica. La simetría del espectro tridimensional correspondiente a la lepidolita y la determinación de las extinciones sistemáticas, conducen a una red monoclinica centrada, compatible con los grupos espaciales $C2/m$, Cm o $C2$. Por otra parte, las observaciones en el caso del granate conducen al esperado grupo espacial cúbico $Ia3d$. Los parámetros reticulares de estos dos minerales fueron determinados a partir del ajuste por mínimos cuadrados de los ángulos de difracción para el granate y 21 para el caso de la lepidolita. Dichas medidas se realizaron utilizando un difractómetro de cuatro círculos y radiación monocromática $CuK\alpha$ ($\lambda=1.54178 \text{ \AA}$), promediando las observaciones para ángulos de difracción positivos y negativos. El parámetro de red de granate resultó ser $a=11.581 (2) \text{ \AA}$, y los correspondientes a la lepidolita se muestran en la tabla 2 acompañados de sus desviaciones típicas (entre paréntesis). En el caso de la clorita sólo pudo aislarse una muestra monocristalina de muy baja calidad y bajo poder de difracción. Los espectros de difracción obtenidos con una cámara de precesión y radiación filtrada de $CuK\alpha$, mostraron la existencia de parámetros reticulares muy similares a los normalmente encontrados para este mineral ($a=5.1, b=9.0, c=14.2 \text{ \AA}$).

En la tabla 2 figuran los resultados analíticos y cristalográficos de estos minerales. A la vista de los datos analíticos correspondientes a la clorita y, de acuerdo con TULLOCH (1979) y DODGE (1973), la biotita original de la pegmatita debe ser muy rica en Fe y pobre en Mg, ya que la transformación biotita-clorita no implica grandes variaciones en la relación $Fe/Fe+Mg$ entre ambos términos minerales. Además, el alto valor de $Fe/Fe+Mg$ de la clorita (biotita cloritizada) correspondería al punto final de la evolución de esta relación, considerando la variación de la misma en biotitas correspondientes a diversos tipos graníticos del plutón, frente al índice de diferenciación de estos últimos (fig. 4 b).

Por otro lado, el contenido en Mn de la clorita es relativamente elevado, pero no anómalo, ya que

comparando la relación $Mg/Mg+Fe$ en la clorita con los correspondientes a otros minerales micáceos en rocas menos evolucionadas de este plutón (fig. 4 a), se sitúa dentro de las pautas normales de evolución.

TABLA 2

	Lepidolita		Clorita (La Cabrera)
	Lepidolita (La Cabrera) A	FOSTER, EVANS, 1962 B	
SiO ₂	47.36	52.06	23.36
Al ₂ O ₃	20.69	15.76	22.05
Fe ₂ O ₃	—	2.24	—
FeO	3.47	7.58	37.20
MnO	6.15	0.26	3.53
MgO	—	—	0.68
CaO	—	0.07	—
Na ₂ O	0.44	0.08	0.23
K ₂ O	8.74	10.04	0.46
Li ₂ O	5.06	5.25	0.70
Ca ₂ O	0.53	0.03	—
Rb ₂ O	0.64	0.64	—
TiO ₂	—	0.12	0.10
H ₂ O	0.31	1.39	10.50
F	8.80	—	0.10

Otros elementos determinados:

A: Ba: —, Ce: —, Sr: —, Zr: —, Pb: 16 ppm, La: 947 ppm, Ni: 169 ppm. B: ZnO: 0,42 %.

Fórmulas	24 (0)	24 (0)	36 (0)
Si	6.65	7.22	5.32
Al ^{IV}	1.35	0.78	2.68
	8.00	8.00	8.00
Al ^{VI}	2.08	1.78	3.24
Fe ³	—	0.24	—
Fe ²	0.41	0.88	7.08
Mn	0.73	0.02	0.68
Mg	—	—	0.23
Ti	—	0.02	0.02
Zn	—	0.04	—
Li	2.86	2.92	0.64
	6.08	5.90	
Na	0.12	0.02	0.10
K	1.57	1.78	0.13
Rb	0.06	0.06	—
Cs	0.03	—	—
	1.78	1.86	12.12
F	3.91	—	0.07
OH	0.29	—	15.96
	4.20	4.00	16.03
Grupo espacial	C 2/m	C 2/m	?
a	5.241 (3) Å	5.25 Å	5.2 Å
b	9.055 (3) Å	9.18 Å	9.0 Å
c	10.110 (4) Å	10.02 Å	14.2 Å
β	100.63° (4)	100.67°	

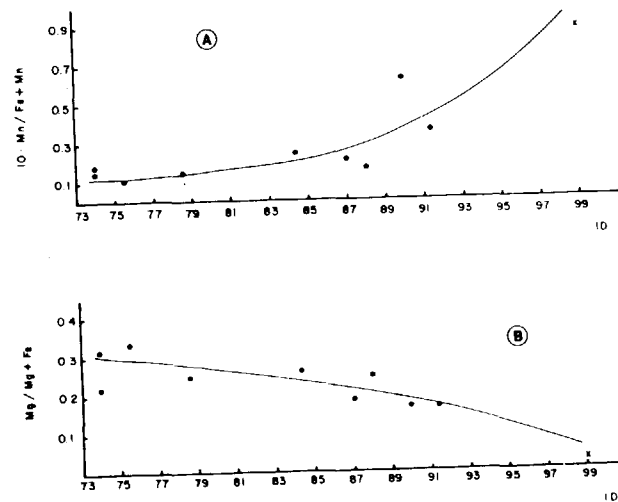


Figura 4.—Variación de las relaciones Mn/(Mn+Fe) y Mg/(Mg+Fe) en los minerales micáceos respecto al índice de diferenciación de la roca huésped (Macizo de La Cabrera) (•, biotitas; x, biotita cloritizada en pegmatita).

El resto de los elementos de la clorita se encuentran dentro de intervalos de fluctuación normales. No obstante, se puede destacar el relativamente alto contenido en Li, conectado con la también relativamente alta concentración de este elemento en la pegmatita, necesaria para la cristalización de lepidolita. Siguiendo las pautas de HEY (1954), la clorita analizada correspondería aproximadamente a una ripidolita, en base a los contenidos en sílice y hierro total pero, sin embargo, la relación Fe/Fe+Mg es demasiado elevada para este tipo de mica.

El análisis químico correspondientes a la lepidolita (tabla 2) presenta un alto contenido en MnO. Igualmente alto es el contenido en F, aunque dentro de los rangos propios de este mineral. En cuanto al agrupamiento de los elementos en la fórmula, cabe destacar que el grupo Y se encuentra ajustado pero, por el contrario, los cationes del grupo X son ligeramente deficitarios respecto de su cantidad teórica. A parte de posibles anomalías o transformaciones debidas a procesos hidrotermales, lixiviaciones, etc., que pudieran provocar dicho déficit, es preciso tomar en consideración que los valores de Rb y Cs se han calculado por XRF y en condiciones no óptimas por la escasez de muestras disponibles, por lo que las concentraciones calculadas pueden ser in-

feriores a las reales. Por el contrario, resulta muy notable la elevada concentración de Ni, considerando la escasez de este elemento en los diferenciados primitivos. Respecto a este punto, merece la pena destacar que se han detectado también en prehenitas procedentes de pegmatitas de estos granitos (GARCÍA GUINEA et al., 1981) unos contenidos de Ni muy elevados. Este hecho induce a pensar que este enriquecimiento en Ni en estadios pegmatíticos-postpegmatíticos puede encontrarse conectado con procesos de lixiviación de minerales precoces por estos fluidos, acumulándose posteriormente el Ni en algunos de los minerales cuya génesis tiene lugar en estas etapas tardías.

La pobreza en Ba concuerda plenamente con las tendencias observadas en los granitos, cuyos términos más diferenciados están empobrecidos en este elemento.

El granate (tabla 3) es muy rico en espesartina y algo menos en almandino. Tiene grandes semejanzas composicionales con los granates de los granitos aplíticos de este plutón (BELLIDO y BARRERA, 1979) y con los granates de las aplitas de otros puntos del Sistema Central español (LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1975).

En el diagrama triangular de la figura 5 se han proyectado todas las composiciones disponibles de los granates de rocas graníticas del Sistema Central español, observándose una clara tendencia de evolución desde términos almandínicos a espesartínicos, al pasar de rocas graníticas a aplíticas y pegmatíticas concordantemente con los fundidos graníticos que aumentan sus relaciones Mn/Fe en estados de evolución progresivos, culminando en las rocas pegmatíticas.

Los parámetros de la celdilla unitaria del granate analizado (tabla 3) presentan valores norma-

TABLA 3
Granate (análisis parcial)

	%		
FeO	19.47	Almandino	45.32
MnO	21.92	Espesartina	51.67
MgO	0.72	Piropero	3.01
CaO	—	Grosularia	0.00
Grupo espacial Ia3d. a=11.581 (2) Å.			

les dentro del rango composicional y pertenecen al grupo espacial Ia3d.

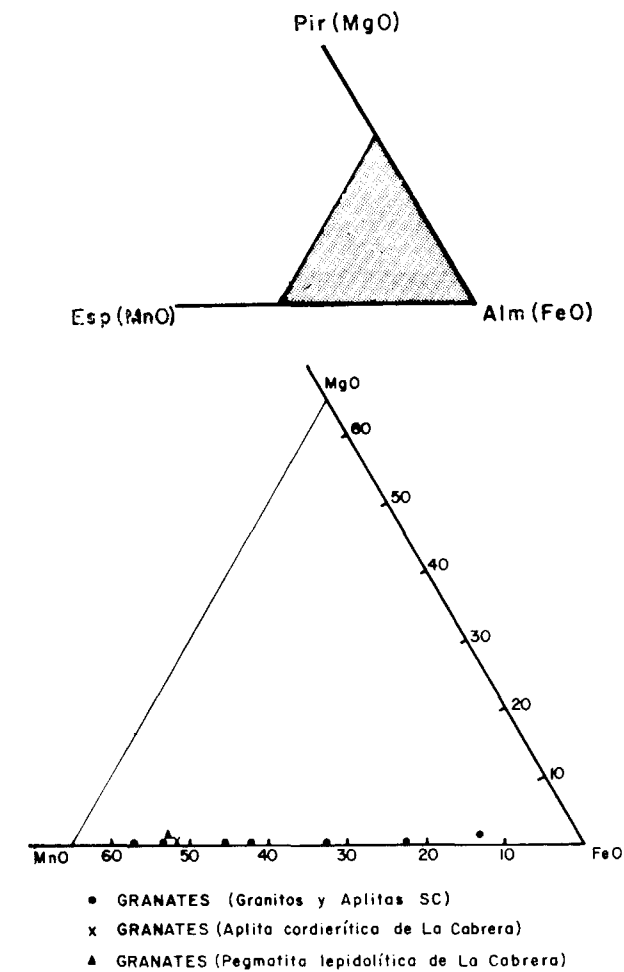


Figura 5.—Composiciones del granate de las pegmatitas estudiadas frente a la de otros granates de rocas graníticas del Sistema Central español.

CONCLUSIONES

El estudio petrológico y mineralógico de las pegmatitas con lepidolita que aparecen como resultado de la diferenciación de algunos granitos de grano grueso del plutón de La Cabrera, evidencian los siguientes hechos:

— La ausencia generalizada de moscovita pone de manifiesto que estas pegmatitas han desarrollado su estadio de cristalización principal a presiones de agua inferiores a las del campo

de estabilidad de este mineral. La intersección entre las curvas de mínima fusión de los materiales pegmatíticos y la banda de desestabilización de la moscovita (fig. 6) marcan el tope máximo de presiones ($P \approx 1,8$ Kb) durante el citado estadio de cristalización de las pegmatitas. Este límite bárico coincide plenamente con la profundidad establecida para la intrusión granítica, tomando como términos de referencia las transformaciones mineralógicas por metamorfismo de contacto durante la intrusión en la serie metamórfica encajante (BELLIDO, 1979).

— Tomando en consideración los caracteres de yacimiento y los datos de observaciones petrográficas, parece posible establecer una génesis de lepidolita posterior a la cristalización de las fases minerales esenciales de la pegmatita. La lepidolita se formó por cristalización directa a partir de los fluidos residuales y/o por reacción entre estos fluidos y las fases mineralógicas cristalizadas (sustitución de biotita y feldspatos por lepidolita).

— A partir de los datos de observación, tanto petrográficos como de yacimiento, y así como de las diferencias de quimismo entre los términos

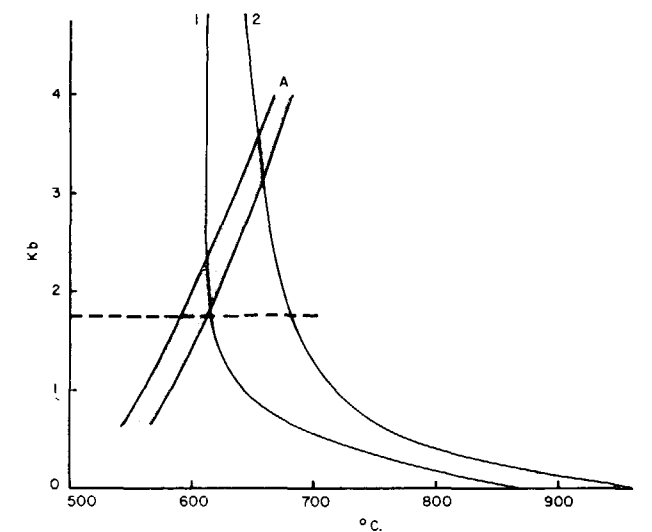


Figura 6.—Proyección de la franja límite de estabilidad de la moscovita (A) y de las curvas de mínima fusión de pegmatitas (1) y granitos (2). La línea de trazos marca el límite de presión superior sugerido para la génesis de estas pegmatitas. (Datos de VAUGHAN, 1963, en PIWINSKII y WYLLIE, 1970; LUTH et al., 1964; ALTHAUS et al., 1970; HAACHK en WINKLER, 1976.)

cloríticos y lepidolíticos parece evidente el desarrollo de un proceso de cloritización independiente de la génesis de lepidolita. Por otra parte y teniendo en cuenta los datos de otros yacimientos pegmatíticos de La Cabrera (sin lepidolita) el proceso de cloritización está en estrecha conexión con otros procesos, tales como prehnitización y epidotización (GARCÍA GUINEA et al., 1981).

- La presencia de lepidota junto a masas albiticas en las zonas internas de las pegmatitas de La Cabrera concuerda con la asociación de los procesos de albitización y génesis de lepidota (GRUBB, 1973), reflejados en la conexión entre Li y Na (VLASOV, 1966), en los estadios tardíos del proceso pegmatítico. El mecanismo de albitización fundamental consiste en el reemplazamiento total o parcial del feldespató potásico.
- En el proceso de transformación de biotita a lepidolita se parte de términos biotíticos ricos en Fe y Mn. La transformación implica una notable pérdida de Fe, así como considerables aportes de Mn, F y Li y en menor proporción de Si, Rb y Cs. El excedente de Fe se puede justificar, dada la escasa cantidad de lepidolita, por la existencia de opacos dispersos en la pegmatita o por la incorporación a otros minerales como epidotas generadas en procesos residuales más tardíos.
- La lepidolita estudiada corresponde a un polimorfo tipo IM con celdilla de dimensiones muy similares a las determinadas por LEVINSON (1953) en una lepidolita de Topsham (Maine) y a las determinadas por FOSTER y EVANS (1962) en una lepidolita ferrosa de Rockport (Mass. USA). Respecto a este último, la lepidolita de La Cabrera presenta una fuerte sustitución de Fe por Mn y de Si por Al (tabla 2). En este sentido y según las observaciones de HEINRICH y LEVINSON (1953) el color débilmente rosado de la lepidolita de La Cabrera sería debido a que la mayor parte del manganeso incorporado está en forma de Mn^{2+} , ya que el Mn^{3+} es un potente cromófono que en concentraciones apreciables conferiría intensa coloración purpúrea al mineral.
- El manganeso desempeña un papel considerable en la evolución geoquímica de los estadios tardíos y postmagmáticos de las rocas graní-

ticas del Sistema Central Español, observándose un progresivo aumento de la relación Mn/Mn+Fe de la biotita al aumentar el índice de diferenciación y alcanzando concentraciones muy elevadas en algunas fases minerales (granate, biotita, cordierita y lepidolita) de los granitos muy evolucionados y pegmatitas.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento a José Arroyo, José L. Casaseca, Tirso Ruiz y Julia de la Puente por la colaboración prestada en la realización de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ALTHAUS, E.; KAROTKE, E.; NITSCH, H. K., y WINKLER, H. G. F.: *An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz*. Neues. J. Miner., 7361, 325-336 (1970).
- BELLIDO, F.: *Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera (Madrid)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 331 pp (1979).
- BELLIDO, F., y BRANDLE, J. L.: *An application of Q-mode factor analysis to the geochemical study of a granitic pluton (La Cabrera, Sistema Central español)*. Sci. de la Terre. Serie Informat. Geol., 13, 111-123 (1979).
- BELLIDO, F., y BARRERA, J. L.: *Nódulos cordieríticos en el granito de La Cabrera (Sistema Central español)*. Estudios Geol., 35, 279-284 (1979).
- BENCE, A. E., y ALBEE, A. L.: *Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides*. Jour. Geol., 76, 382-403 (1968).
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A., y ZUSSMANN, J.: *An introduction to the rock forming minerals*. Longmans, Green and Co. London (1966).
- DODGE, F. C. W.: *Chlorites from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California*. Mineral Mag., 39, 58-64 (1973).
- FOSTER, M. D., y EVANS, H. T.: *New study of criophyllite*. Amer. Miner., 47, 344-352 (1962).
- GARCÍA GUINEA, J.; BELLIDO, F., y GALÁN, E.: *La Prehnita de La Cabrera (Madrid). Características, génesis e interés gemológico*. Bol. Soc. Esp. Mineralogía, pp. 29-41 (1982).
- GRUBB, P. L. C.: *Paragenesis of spodumene and other lithium minerals in rocks Rhodesian pegmatites*. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 3, 201 (1973).

- HEY, M. H.: *A new review of the chlorites*. Mineral Mag., 30, 277-292 (1954).
- LEVINSON, A. A.: *Studies in the mica group; relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite series*. Amer. Miner., 38, 88-207 (1953).
- LÓPEZ RUIZ, J., y GARCÍA CACHO, L.: *Origen de los granates de las rocas graníticas y aplíticas de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central español*. Bol. Geol. y Min., 86, 614-618 (1975).
- LUTH, W. C.; JAHNS, R. H., y TUTTLE, O. F.: *The granite system at pressure of 4 to 10 Kb*. Jour. of Geophysical Research, 69, 759-773 (1964).

- PIWINSKII, A. J., y WYLLIE, P. J.: *Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon*. Jour of Geol., 76, 205-234 (1970).
- TULLOCH, A. J.: *Secondary Ca-Al silicates as Low-grade alteration products of granitoid biotite*. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 105-117 (1979).
- VLASOV, K. A.: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of Their Deposits*. Israel Proj. for Sci. Trans., 688 pp. (1966).
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of metamorphic rocks* (4th edition). Springer-Verlag, Berlin (1976).

Recibido: Diciembre de 1982.