

# Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español)

Por J. GONZALEZ DEL TANAGO (1), F. BELLIDO MULAS (2) y L. GARCIA CACHO (3)

---

## RESUMEN

En relación con el plutonismo granítico de La Cabrera se pueden distinguir varias clases de pegmatitas, atendiendo al tipo de granito que las origina, forma de emplazamiento y relación con el encajante.

Estas pegmatitas están constituidas fundamentalmente por cuarzo, albita, feldespato potásico y micas, pudiendo ir acompañadas de cordierita, granate y turmalina. Ocasionalmente se ha constatado la presencia de apatito, rutilo, casiteria, gadolinita, thalenita y bavenita.

Son características generales de estas pegmatitas la pobreza en ferromagnesianos, ausencia casi absoluta de minerales fosfatados, así como una gran escasez de moscovita que cuando aparece tiene un carácter tardío en relación con los principales minerales pegmatíticos s.s.

Algunos cuerpos pegmatíticos presentan unos procesos evolutivos complejos que denotan una cierta actividad hidrotermal, continuada hasta una etapa de muy baja temperatura. Esta evolución cabe referirla a dos etapas principales:

- a) Etapa de formación de clinozoisita, prehnita, axinita.
- b) Etapa de formación de ceolitas.

En relación con la primera de estas etapas y de una manera ocasional, pueden formarse algunos sulfuros, así como wolframita, schelita y fluorita.

Aceptándose una presión menor de 2 kb durante la formación de estas pegmatitas, se discuten una serie de posibles reacciones para la formación de los nuevos minerales anteriormente citados, así como su posible intervalo termodinámico de cristalización.

Palabras clave: Sistema Central Español, pegmatitas, procesos postpegmatíticos.

## ABSTRACT

Regarding the granitic plutonism of «La Cabrera», several pegmatite types, can be distinguished in relation to the parental granite type, form of emplacement and relation with the surrounding rocks.

These pegmatite bodies are constituted mainly by: quartz, albite, potassic feldspar and micas. Sometimes these minerals can be accompanied by cordierite, garnet and tourmaline. It has occasionally noted the presence of apatite, rutile, cassiterite, gadolinite, thalenite and bavenite.

Some of the characteristics of these pegmatites are: a poorness in Fe-Mg minerals, a near absence of phosphate minerals and a limited presence of muscovite that, when it appears, has a tardy aspect with respect to the main pegmatite minerals s.s.

Some pegmatite bodies display a complex evolutive process that denote a certain hydrothermal activity that continues down to a very low temperature.

These process can be referred to two main stages: the forming of the clinozoisite-prehnite-axinite stage and the zeolites stage. In the first of these stage, some sulphides, wolframite, shelite, and fluorite could occasionally be formed.

A series of possible reactions to the crystalization of the new minerals and the termodinamic interval for this process are discussed, accepting a fluid pressure lower than 2 Kb. during the forming of these pegmatitic bodies.

Key word: Spanish Central Sistema, pegmatites, postpegmatitic process.

---

(1) Dpto. Petrología Fac. Cien. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.

(2) Geoprin, S. A.

(3) Instituto de Geología Económica CSIC. Madrid.

## ENCUADRE GEOLOGICO

El plutón de La Cabrera constituye el afloramiento granítico más oriental del Sistema Central Español, estando formado mayoritariamente por granitos biotíticos de grano grueso y granitos más diferenciados de grano fino. En áreas marginales del mismo existen granodioritas biotíticas y biotíticas anfibólicas (BELLIDO, 1979, y BELLIDO y BRANDLE, 1979). El encajante está constituido por una serie metamórfica de grado medio y alto constituido por gneises y esquistos.

En general, la geoquímica de las rocas asociadas a las pegmatitas, salvo una lógica tendencia hacia los términos más evolucionados, no presenta anomalías composicionales significativas respecto al conjunto de los granitos biotíticos (BELLIDO, opúsculo cit.).

## LAS PEGMATITAS DE LA CABRERA. GENERALIDADES

Los procesos y manifestaciones pegmatíticas en el plutón de La Cabrera son bastante frecuentes, aunque su importancia cuantitativa en el contexto general es muy limitado.

Aun cuando normalmente los magmas generadores de granitos biotíticos son pobres en agua y volátiles, el carácter evolucionado de este plutón determina una mayor riqueza en los mismos comparado con otros plutones del Sistema Central Español. Por otra parte, la escasa profundidad de su emplazamiento ( $\approx 1 \cdot 7$  Kb, BELLIDO, op cit.) permite que en momentos avanzados de la cristalización la presión de sus volátiles sobrepase la presión total, lo que produce sobresaturaciones locales de fluidos que se diferencian como tal fase fluida del resto del magma silicatado, originando pequeños pero a veces abundantes cuerpos pegmatíticos.

La saturación de estos volátiles a relativamente baja presión, unido a la pobreza de los mismos, condiciona la gran escasez de moscovita en estas pegmatitas.

Los principales grupos de pegmatitas que se pueden distinguir en La Cabrera, en relación con las rocas que constituyen este plutón, son los siguientes:

A) Pegmatitas en cavidades o en pequeñas ve-

nas asociadas a los granitos de grano fino y aplíticos muy diferenciados.

B) Pegmatitas relacionadas con los granitos de grano medio y grueso.

C) Diques y venas de pegmatitas cuarzo feldespáticas.

D) Pegmatitas emplazadas en los materiales encajantes.

Las pegmatitas del tipo A son de muy reducidas dimensiones, aunque su presencia sea muy común y estén extendidas por casi todo el conjunto de los granitos de grano fino. A veces la densidad de las pequeñas cavidades miarolíticas es muy grande, evidenciando que la saturación de volátiles se ha producido con una considerable fracción del granito aún sin consolidar.

La asociación mineralógica de este tipo de pegmatitas está constituida por cuarzo, feldespato, albita y micas. Ocasionalmente pueden presentarse granate, cordierita, turmalina, sulfuros y accesorios.

De todo el conjunto de pegmatitas de La Cabrera, y dentro de la pobreza general en moscovita y turmalina que las caracteriza, es en las pertenecientes a este grupo donde aparecen estos minerales con más frecuencia, llegando en el caso de la moscovita a constituir a veces agregados radiales de morfología ovoidal.

Las pegmatitas del tipo B están asociadas a los granitos de grano medio y grueso, disponiéndose fundamentalmente en los afloramientos de estas rocas al SE del plutón de La Cabrera, entre los pueblos de La Cabrera y Bustarviejo. Generalmente alcanzan mayores tamaños que las anteriores, aunque no suelen sobrepasar el metro en su máxima dimensión.

Su morfología es variada, tendiendo a constituir cuerpos de configuración ameboide que pueden formar interdigitaciones con el propio granito, presentando a veces tránsitos progresivos con el mismo y menos frecuentemente contactos netos.

Casi de forma invariable suelen estar asociadas a áreas en las que se encuentran abundantes «schlieren» en los granitos encajantes, con tendencia en los mismos a presentar enriquecimientos biotíticos en las zonas circundantes a la pegmatita.

Sin llegar nunca a desarrollar una completa zonación, sí se pueden distinguir a menudo, siguiendo la terminología utilizada por el U. S. G. S. en CAMERON et al. (1949) e internacionalmente aceptada, las siguientes zonas:

Una zona de borde no siempre presente, caracterizada por un enriquecimiento biotítico en relación con el granito encajante (fig. 1).

Una zona externa, muchas veces sin solución de continuidad con la anterior, caracterizada por el pequeño pero gradual aumento del tamaño de los cristales y en donde la biotita se hace mucho más escasa o desaparece.

De una manera también progresiva se pasa a una zona intermedia que viene definida por un mayor tamaño de los cristales y crecimientos gráficos cuarzo feldespáticos. Dentro de esta zona se puede diferenciar a veces una subzona más periférica, caracterizada por la presencia de grandes cristales de biotita de hábitos alistados y en parte normalmente cloritizados.

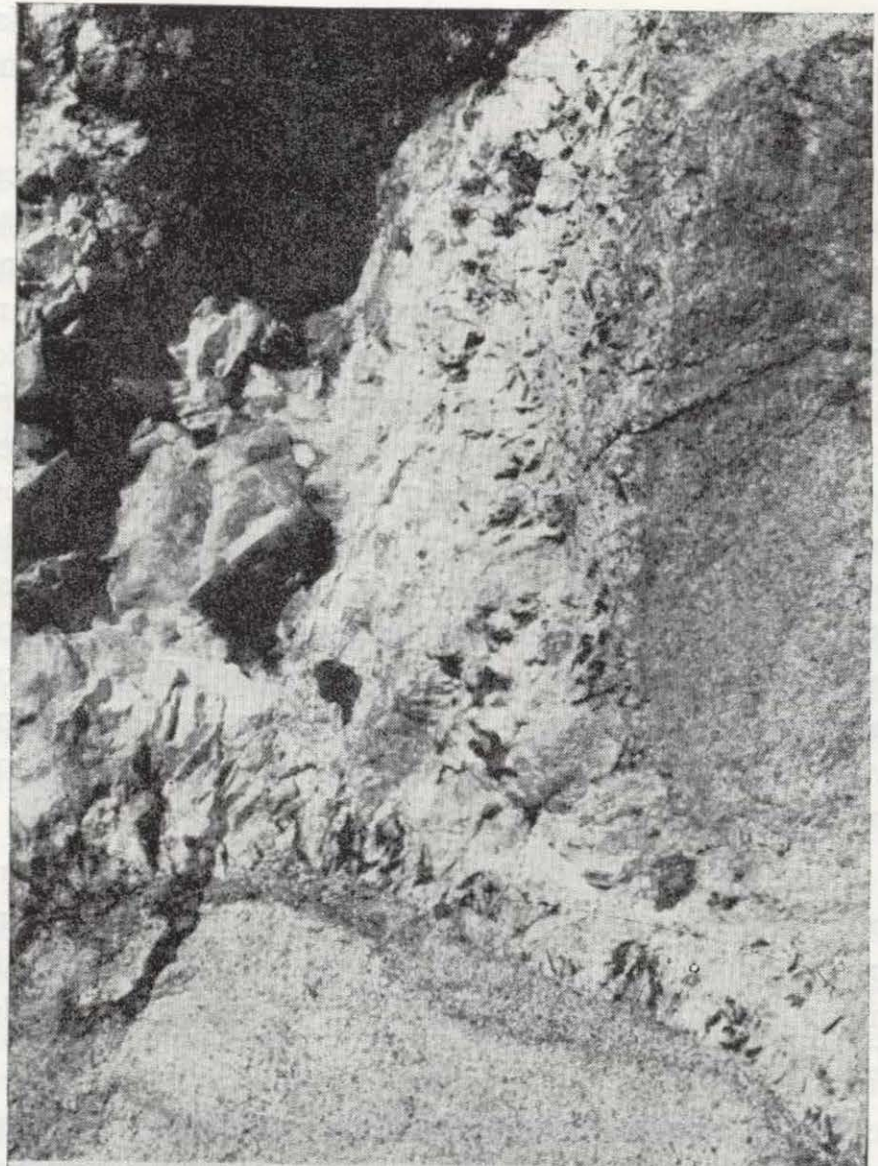
Por último, aunque no frecuentemente o con escaso desarrollo, cabe distinguir una zona de núcleo constituida fundamentalmente por cuarzo.

Este tipo de pegmatitas puede presentar cavidades en donde principalmente el feldespato ortosa y cuarzo, forman monocristales idiomorfos que alcanzan a veces tamaños considerables. Tales cavidades pueden también estar parcial o incluso totalmente rellenas por minerales de génesis más tardía como albita o prehnita (fig. 2).

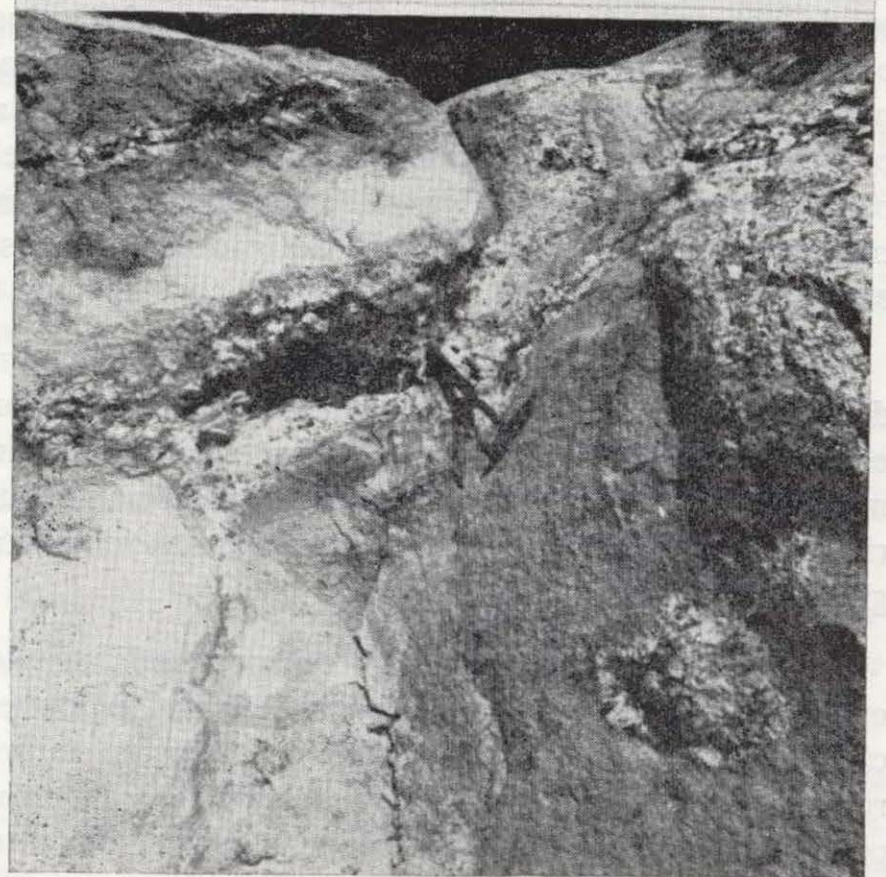
La composición mineralógica de este tipo de pegmatitas está constituida esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, albita y biotita, pudiendo aparecer también granate, cordierita, lepidolita, moscovita, bavenita, thalenita, etc., etc., además de otros minerales de génesis posterior como luego se comentará.

Las pegmatitas del tipo C están constituidas por venas o pequeños diques que forman agregados policristalinos de cuarzo, feldespato potásico y albita, los cuales rellenan totalmente pequeñas fracturas producidas en estadios tempranos de la consolidación granítica.

Debido al carácter en cierto modo intrusivo de estas pegmatitas, los bordes de las mismas suelen presentarse más netos en relación con el granito encajante que las correspondientes pegmatitas del grupo B.



1



2

Figura 1.—Apófisis de un cuerpo pegmatítico en donde se puede apreciar las zonas más características, así como la textura típica alistada de la biotita, que crece perpendicular al contacto. Obsérvese la banda más oscura (enriquecida en biotita) en el contacto encajante-pegmatita.

Figura 2.—Pequeños cuerpos pegmatíticos de formas y dimensiones muy variables. Obsérvese la cavidad que presenta el cuerpo central, tapizada por cristales idiomorfos de feldespato potásico, cuarzo y albita.

Su mineralogía es monótona y su importancia es más reducida en comparación con los tipos anteriores.

Por último cabe considerar las manifestaciones pegmatíticas más o menos asociadas al plutonismo de La Cabrera, pero emplazadas en el encajante. Lógicamente, y dentro del limitado volumen de pegmatitas producidas por este plutón debido a las consideraciones ya expuestas, el máximo porcentaje de las mismas correspondería a sus niveles de cúpula, hoy en día totalmente desmontados por la erosión, lo que explica la inexistencia de grandes áreas pegmatíticas fuera de los granitos. No obstante esto, en los pequeños cuerpos reconocidos se aprecia su carácter cuarzo feldespático, ausencia de biotita y mayor presencia de moscovita y turmalina que en los emplazados en el propio granito.

En algún caso se ha constatado en estos cuerpos la presencia de andalucita, lo que se interpreta como un reajuste de pegmatitas peraluminicas en este caso anteriores al plutonismo de La Cabrera.

Exceptuando las pegmatitas pertenecientes al grupo D, generalmente anteriores al emplazamiento de este plutón y presumiblemente reajustados por el mismo como acabamos de señalar, en general por sus características mineralógicas y escasa profundidad de emplazamiento, las pegmatitas del plutón de La Cabrera tienen características intermedias entre los grupos I y II definidos por GINSBUR (1979) en CERNY (1982).

En efecto, las pegmatitas de La Cabrera son de génesis más profunda que las señaladas por estos autores para el grupo I, y aunque carecen de minerales como el berilo, topacio, espodumena, fluorita, etc., sus características genéticas y morfológicas son típicas de aquéllas.

Por otro lado, aunque por su profundidad de emplazamiento podrían asemejarse a los pertenecientes al grupo II, su acusada pobreza en minerales de Be, Ta, Sn y Nb, características de emplazamiento y génesis, las aleja bastante de este grupo.

Finalmente conviene señalar la extremada pobreza en elementos ferro-magnesianos de estas pegmatitas, así como la ausencia casi absoluta de minerales fosfatados, consecuencia lógica que obedece a las peculiares características geoquímicas del plutón de La Cabrera.

## MINERALOGIA DE LAS PEGMATITAS DE LA CABRERA

### Cuarzo

La sílice es uno de los componentes fundamentales y común en todas las etapas de la evolución pegmatítica y postpegmatítica. Su presencia puede referirse a tres estadios principales. En los dos primeros cristaliza como cuarzo, mientras que en el último genera calcedonia.

El cuarzo formado en la etapa pegmatítica s.s. adopta diferentes texturas que varían desde crecimientos simplectíticos gráficos con los feldespatos, hasta agrupaciones policristalinas de diverso tamaño, con hábitos a veces marcadamente idiomorfos.

Durante esta etapa, y de manera esporádica, se forman a veces pequeñas vénulas constituidas casi exclusivamente por un agregado policristalino de cuarzo que adopta una textura aplítica característica.

En relación con la etapa de formación de clinzoisita y prehnita, vuelve a formarse cuarzo normalmente con un acusado idiomorfismo. Su importancia cuantitativa es, no obstante, pequeña en el contexto general, quedando lógicamente limitada a las pequeñas áreas de desarrollo de esta actividad postpegmatítica, dando origen en casos de sobresaturaciones importantes a cristales esqueléticos propios de un crecimiento muy rápido.

Este cuarzo puede presentar inclusiones de moscovita, clorita, turmalina, rutilo, etc. Igualmente se observa, a veces, intercrecimientos en equilibrio con clinzoisita y axinita.

En determinados casos se presenta en muestra de mano con una marcada incoloridad o tonalidades ahumadas, alcanzando en muchos casos sus cristales tamaños centimétricos.

Finalmente hay una generación de calcedonia que sólo se origina en zonas muy localizadas, generalmente fisuras y más raramente en cavidades pegmatíticas, recubriendo a otras fases minerales anteriormente formadas.

Su importancia, que es muy escasa, evidencia una fuerte saturación local en sílice en los estadios finales.

De hábito brotoidal, generalmente tiene un color más o menos blanquecino o translúcido, pudien-

do a veces presentar tonalidades verdosas, debido a la presencia de trazas de compuestos de uranio, siendo en este caso muy fluorescente frente a las radiaciones ultravioletas.

### Feldespato potásico

La formación de ortoclasa se extiende desde la etapa plutónica hasta la pegmatítica. Más allá de esta etapa sólo cabe citar la aparición muy esporádica de adularia relacionada con el estadio de cristalización de clinzoisita-prehnita.

La ortoclasa se presenta generalmente tanto en cristales individuales de tamaño variable y contorno irregular como constituyendo crecimientos gráficos con cuarzo y plagioclasa. Ocasionalmente, pero de manera espectacular, puede constituir en algunas cavidades de las zonas internas de las pegmatitas del tipo B grandes cristales idiomorfos que llegan a alcanzar varios decímetros.

Tiene siempre un carácter muy pertítico, encontrándose a veces las venas pertíticas tan engrosadas debido a fenómenos de albitización superpuestos que en ocasiones llegan a reducir al feldespato potásico a pequeños islotes dentro de una masa policristalina de albita.

La triclinicidad oscila entre 0,85 y 0,69, lo que da idea de las temperaturas más bien bajas de su formación.

### Plagioclasa

Es un componente fundamental de estas pegmatitas desde los primeros estadios, en los que puede formar intercrecimientos simplectíticos —gráficos con cuarzo y feldespato potásico—, hasta las etapas más tardías, en donde adopta diversos hábitos, pudiendo constituir desde agregados paralelos que crecen sobre otros minerales (principalmente ortosa), hasta formar masas intersticiales policristalinas de tonalidades azuladas y tamaños centimétricos, maclados en damero y adoptando texturas plumosas (BELLIDO et al., 1983).

### Biotita

Su presencia es escasa, como cabe esperar del carácter marcadamente leucocrático de los granitos asociados, constituyendo no obstante en muchas

ocasiones la única fase micácea de estas pegmatitas.

Debido a su génesis temprana, solamente se encuentra formando parte de las zonas más externas de la pegmatita, donde suele adoptar típicas morfologías en listón (fig. 1).

Normalmente está muy cloritizada, y en algún caso, parcial o totalmente, transformada en lepidolita y opacos.

Respecto a su quimismo, cabe deducir del estudio de estas biotitas, aunque parcialmente cloritizadas, una biotita original rica en Fe y pobre en Mg, con una relación Mn/Fe+Mn mucho más alta lógicamente que la de las correspondientes biotitas de los granitos parentales (BELLIDO et al., 1983).

### Clorita

Los minerales de este grupo se encuentran normalmente asociados a transformaciones de minerales ferromagnesianos preexistentes (biotita, cordierita, turmalina), generalmente pseudomorfizándolos en diversos grados, como consecuencia de los procesos hidrotermales frecuentes en estas pegmatitas.

En otras ocasiones, aunque evidentemente ligada a estos procesos, aparecen neoformaciones de clorita con texturas flabeliformes o vermiformes sin relación directa con algún mineral determinado.

El quimismo de estas cloritas (tabla 1) es variable, pero en general no evidencian anomalías destacables, salvo un elevado contenido en Mn y moderada presencia de Li.

Por sus características composicionales y determinaciones estructurales las cloritas de La Cabrera tienen afinidades ripidolíticas o daphníticas.

Hay que constatar también la presencia de cookeita, clorita lítica hasta el momento solamente identificada por D. R. X. en un grupo de pegmatitas cercano al pueblo de Valdemanco.

No debe descartarse, no obstante, que la cookeita esté más difundida entre estas pegmatitas, dada la dificultad que representa su reidentificación en muestra de mano, debido a su similitud con algunas micas leucocráticas.

**TABLA 1**  
Análisis de minerales de las pegmatitas de La Cabrera

	Feldespato potásico			Albita	Moscovita	Lepidolita	Granate		
SiO <sub>2</sub> ... ..	64.28	64.54	64.82	66.35	44.66	47.36	34.91	29.65	n. d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	18.26	18.00	18.00	20.18	35.45	20.69	23.51	26.96	n. d.
FeO ... ..	—	—	0.28	—	2.11	3.47	10.76	22.43	19.47
MnO ... ..	—	—	—	—	tr.	6.15	30.06	20.37	21.92
MgO ... ..	—	—	—	—	tr.	—	0.29	tr.	0.72
CaO ... ..	—	—	0.32	0.28	—	—	—	0.15	n. d.
Na <sub>2</sub> O ... ..	0.22	0.20	2.85	12.47	1.24	0.44	—	—	—
K <sub>2</sub> O ... ..	16.42	16.43	13.20	0.31	9.83	8.74	—	—	—
Li <sub>2</sub> O ... ..	—	—	—	—	0.13	5.06	—	—	—
TiO <sub>2</sub> ... ..	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O ... ..	—	—	0.47	—	4.40	0.31	—	—	—
					(1)				(1)
Si ... ..	11.99	12.04	11.97	11.73	6.08	6.65	5.73	4.97	—
Al ... ..	4.03	3.98	3.92	4.23	5.69	3.43	4.55	5.35	—
Fe ... ..	—	—	0.04	—	0.24	0.41	1.48	3.14	—
Mn ... ..	—	—	—	—	—	0.73	4.18	2.89	—
Mg ... ..	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—
Ca ... ..	—	—	—	0.05	—	—	—	0.03	—
Na ... ..	0.08	0.07	—	4.27	0.33	0.12	—	—	—
K ... ..	3.91	3.91	—	0.07	1.71	1.57	—	—	—
Li ... ..	—	—	—	—	0.07	2.86	—	—	—
Ti ... ..	—	—	—	—	—	—	—	—	—
OH ... ..	—	—	—	—	4.00	0.29	—	—	—

(1) BELLIDO et al., 1983. Otros elementos determinados en la lepidolita. Rb<sub>2</sub>O: 0.64; ZnO: 0.42; F: 8.80.  
n. d.: No determinado.  
tr.: Trazas.

	Prehnita			Clinzoisita			Clorita		Axinita
SiO <sub>2</sub> ... ..	42.66	44.87	42.51	41.21	38.71	38.15	23.04	23.36	41.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	26.79	26.27	24.24	28.05	29.36	29.21	28.12	22.05	17.92
FeO ... ..	tr.	tr.	0.59	7.34	6.31	7.90	32.32	37.20	5.78
MnO ... ..	—	—	—	—	0.50	0.10	2.06	3.53	5.74
MgO ... ..	—	—	tr.	—	—	—	2.80	0.68	0.64
CaO ... ..	27.31	24.24	27.10	23.34	23.05	22.73	—	—	19.02
Na <sub>2</sub> O ... ..	—	—	0.01	—	—	—	—	0.23	—
K <sub>2</sub> O ... ..	—	—	0.12	—	—	—	—	0.46	—
Li <sub>2</sub> O ... ..	—	—	—	—	n. d.	n. d.	—	0.70	n. d.
TiO <sub>2</sub> ... ..	—	—	0.02	—	—	—	—	0.10	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O ... ..	4.41	4.42	4.80	1.96	1.91	1.90	11.02	10.50	n. d.
			(2)						
Si ... ..	5.80	6.09	5.96	3.16	3.03	3.00	5.01	5.32	8.26
Al ... ..	4.29	4.22	3.94	2.53	2.72	2.72	7.24	5.92	3.41
Fe ... ..	—	—	0.07	0.47	0.41	0.52	5.88	7.08	0.96
Mn ... ..	—	—	—	—	0.03	0.01	0.38	0.68	1.13
Mg ... ..	—	—	—	—	—	—	0.91	0.23	0.19
Ca ... ..	3.97	3.52	4.04	1.91	1.93	1.91	—	—	4.06
Na ... ..	—	—	—	—	—	—	—	0.10	—
K ... ..	—	—	0.04	—	—	—	—	0.13	—
Li ... ..	—	—	—	—	—	—	—	0.64	—
Ti ... ..	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—
OH ... ..	4.00	4.00	4.03	1.00	1.00	1.00	16.00	15.96	—

(2) GARCÍA GUINEA, J., et al., 1982. Media de dos análisis.

(3) Calculado sobre base anhidra sin boro (O: 28). En la fórmula estructural se estima OH: 2, y B: 2.  
n. d.: No determinado.  
tr.: Trazas.

La cookeita forma agregados escamosos de color blanco en tonalidades ligeramente verdosas que crecen tapizando a otros minerales en algunas cavidades de pegmatitas del tipo B.

Aun cuando generalmente se asocia la aparición de cookeita a transformaciones de elbaita o petalita, en el caso de La Cabrera, debe en principio relacionarse a la hidrotermalización de la lepidolita, única fase lítica s.s. que ocurre en estas pegmatitas.

#### Moscovita

En general, este mineral es escaso y se encuentra de forma muy subordinada en las pegmatitas de La Cabrera. Sólo se han observado algunos cristales grandes en nódulos de estructuras radiadas en la zona interna de alguna pegmatita asociada a granitos de grano fino. Su composición química figura en la tabla 1, denotando un bajo contenido en SiO, FeO, MgO y TiO<sub>2</sub>, y ligeramente alto en Na<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, en comparación con moscovitas no pegmatíticas de La Cabrera.

Además de este tipo de moscovita, que se encuentra sólo con carácter excepcional, la mayoría de este mineral, sin embargo, se encuentra asociado a procesos tardíos, bien reemplazando parcialmente a otros minerales (biotita, cordierita, feldespato potásico o incluso turmalina), o bien creciendo en cavidades, sin asociarse aparentemente a ninguna fase mineral determinada.

#### Lepidolita

Este mineral, bien caracterizado por BELLIDO et al. (1983), se presenta de manera muy restringida y en escasa cantidad en algunas pegmatitas de características peculiares. Puede aparecer formando desde cristales tabulares aislados en la superficie libre de alguna cavidad pegmatítica, sustituyendo parcialmente a la biotita y más infrecuentemente al feldespato potásico, hasta en agregados microcristalinos que tapizan a los restantes mineralés de la cavidad. Es una variedad muy rica en hierro y manganeso y su génesis parece asociarse tanto a procesos de cristalización directa como a reemplazamientos metasomáticos de otros minerales.

#### Granate

La existencia de este mineral en estas pegmatitas es frecuente y el comienzo de su cristalización relativamente temprano al constituirse ya como mineral accesorio en las rocas graníticas de grano fino. BELLIDO (1979).

Se presenta tanto formando intercrecimientos simplectíticos con cuarzo y feldespatos, como en masas monominerales de carácter intersticial. A veces constituye individuos aislados o agrupados con un carácter marcadamente idiomorfo y coloración rojiza o anaranjada, con adopción de texturas esqueléticas.

Este último tipo de granate es de génesis evidentemente posterior a los primeramente aludidos.

Con frecuencia tiene un carácter zonal, tabla 1, con importantes variaciones del contenido de Mn y Fe, variando su contenido espesartítico entre un 48 por 100 a un 73 por 100, mientras que el contenido almandínico lo hace entre un 52 por 100 a un 26 por 100 respectivamente.

#### Cordierita

La presencia de cordierita en rocas de estricta significación pegmatítica tiene un carácter muy restringido y está exclusivamente asociada a las pegmatitas del tipo A en relación con afloramientos de granitos de grano fino muy diferenciadas. Es de destacar que en estos granitos resulta relativamente frecuente la aparición de estructuras nodulares con cordierita intercrecida con cuarzo y plagioclasa albitica (BELLIDO y BARRERA, 1979).

La cordierita pegmatítica se encuentra casi totalmente reemplazada por un agregado clorítico-moscovítico, observándose que la cordierita originó intercrecimientos simplectíticos con cuarzo, albita y feldespato potásico, lo que evidencia una cristalización en condiciones eutectoides.

#### Turmalina

Su presencia queda casi exclusivamente limitada a las pegmatitas del tipo A, pero aun en este caso su ocurrencia es escasa y poco frecuente.

El grado de alteración es muy variable, habiéndose llegado a observar desde casos de total pseudomorfización por un agregado de grano fino constituido por clorita y sericita, hasta reemplazamiento

tos parciales que generalmente avanzan de núcleo a borde.

En alguna ocasión, sobre todo en ciertas pegmatitas del tipo B, se encuentran muy pequeños agregados cristalinos de turmalina en absoluto alterados. El carácter de estas turmalinas parece desde luego tardío al encontrarse relacionadas con los procesos de reemplazamiento postpegmatíticos.

En todos los casos analizados, incluidos estos últimos, todas las turmalinas de La Cabrera corresponden al mineral chorlo.

### Rutilo

Solamente ha sido reconocido en forma de finos cristales aciculares, orientados aleatoriamente e incluidos en cristales idiomorfos de cuarzo, en los que llega a veces a constituir un denso agregado.

### Apatito

Ya se ha aludido a la notoria pobreza en fósforo de estas pegmatitas, habiéndose sólo observado el apatito en una única pegmatita situada en los alrededores del pueblo de Bustarviejo formando cristales idiomorfos milimétricos y transparentes que han crecido sobre otros cristales idiomorfos de cuarzo, deduciéndose por ello su generación tardía respecto a la etapa pegmatítica principal.

### Bavenita

Constituye, junto a la gadolinita, el único mineral de berilio encontrado en estas pegmatitas. Su presencia es muy escasa, habiéndosele identificado mediante difracción de rayos X solamente en contadas ocasiones, formando finos agregados fibrosos radiales, de color blanquecino y de apenas 1 a 2 cm. de radio (fig. 3).

No se ha podido determinar relaciones claras con los minerales de su entorno, quedando no obstante evidenciado su carácter más bien tardío respecto a la etapa pegmatítica s.s.

La formación de este raro mineral, suele encontrarse generalmente asociada a la presencia de berilio como ocurre en Baveno (Italia). En La Cabrera ello no es así, lo que patentiza la pobreza



Figura 3.—Agrupaciones fibrosas radiadas de bavenita. Los cristales mayores sobrepasan ligeramente los 2 cm.

en berilio de estas pegmatitas. Por otra parte, la formación de bavenita se ha tenido que ver favorecida aquí, por la existencia de calcio excedentario, hecho común en estas pegmatitas desde las etapas más precoces de su evolución.

### Thalenita y Gadolinita

Solamente han sido reconocidos estos minerales mediante difracción de rayos X en una pegmatita de pequeño tamaño del tipo A.

Ambos minerales han aparecido íntimamente asociados. La thalenita de color castaño, rodea en cierto modo a la gadolinita de color negro, cabiendo la posibilidad de ser aquella un producto de alteración de la gadolinita.

Un análisis cualitativo de la thalenita mediante fluorescencia de rayos X, indica además de un mayoritario contenido en Y, altos contenidos en Fe, Dy y Cu, y en menor medida de Gd y Eu. También aparece en su composición Sm, Tb y Th.

La gadolinita presenta altos contenidos en Y y Fe, menos en Cu, Gd y Dy, existiendo igualmente pequeños contenidos en Ca, Sm, Nd y Ce.

La presencia de Cu e incluso Fe, puede ser debida a impurezas de calcopirita, dada la dificultad de separación de estos minerales que aparecen próximos entre sí.

La existencia prácticamente testimonial de ambos minerales justifica los escasos datos que su

presencia aporta al conocimiento de estas pegmatitas. Por otra parte la bibliografía al respecto es muy escasa, sobre todo la referente a thalenita, mineral extremadamente raro a nivel mundial.

No obstante, sí se puede indicar que ambos minerales están constituidos dentro de las primeras etapas y que evidencian concentraciones relativamente importantes aunque muy localizadas de Y y Tierras Raras.

### Calcita

Este mineral aparece con relativa frecuencia en las pegmatitas de La Cabrera formando generalmente masas espáticas que rellenan espacios intersticiales entre el cuarzo, los feldespatos y las placas de biotita cloritizada, presentando también, como luego veremos, relaciones de cristalización tardía frente a la prehnita. Su composición química corresponde a un carbonato cálcico muy puro sin trazas de magnesio (BELLIDO, 1979). La coloración en muestra de mano varía desde tonos melados claros a incoloros.

Con posterioridad a esta calcita y formándose probablemente por recristalización de la misma o incluso debido a nuevos aportes de calcio, pero en todo caso de génesis muy posterior, existe una variedad de calcita con textura hojosa que puede recubrir a la anterior o incluso cristalizar de forma independiente de aquélla, formando cristales idiomorfos que pueden alcanzar algunos centímetros.

Otras maneras de presentarse la calcita, deben relacionarse con procesos de recristalización a partir de disoluciones de los tipos preexistentes, originando variedades fibroso radiadas y sacaroides, semejantes, por su aspecto, a algunos recubrimientos tardíos de sílice.

También se detectan rellenos de calcita en algunas diaclasas, aunque este tipo de calcita no es muy frecuente y resulta cuantitativamente de muy poca importancia.

### Clinozoisita

Mineral bastante extendido aun cuando siempre en muy escasa proporción. Suele presentarse formando agregados aciculares de tamaño milimétrico, que crecen libremente o que quedan a

veces incluidos en el cuarzo o incluso prehnita. Son frecuentes también las formas radiadas. En todos los casos su coloración varía de verde pálido a verde oscuro, posiblemente en razón directa a su contenido en Fe o estado del mismo (figs. 4 y 5).

De su composición química cabe únicamente destacar el bajo contenido en Fe.

### Prehnita

La presencia de este mineral está relativamente extendida en las pegmatitas de La Cabrera, principalmente en las del tipo B, en donde ocurre asociada principalmente a cuarzo, clinozoisita, calcita y aun a axinita.

En general sus formas de aparecer pueden circunscribirse a:

- Cavidades pegmatíticas, recubriendo a feldespato potásico y cuarzo principalmente, en forma de cristales individuales de hábito prismático o en agregados policristalinos paralelos de coloración blanquecina.
- En agregados radiales con superficies externas seudoesferoidales, de intensa coloración verdosa y de hasta 2 cm. de radio.
- En masas policristalinas con marcado carácter intersticial.
- Como producto de alteraciones deutéricas de la biotita (GARCÍA DE GUINEA et al., 1982).

El quimismo de la prehnita (tabla 1) pone de manifiesto, como hecho más relevante, su extrema pobreza en hierro.

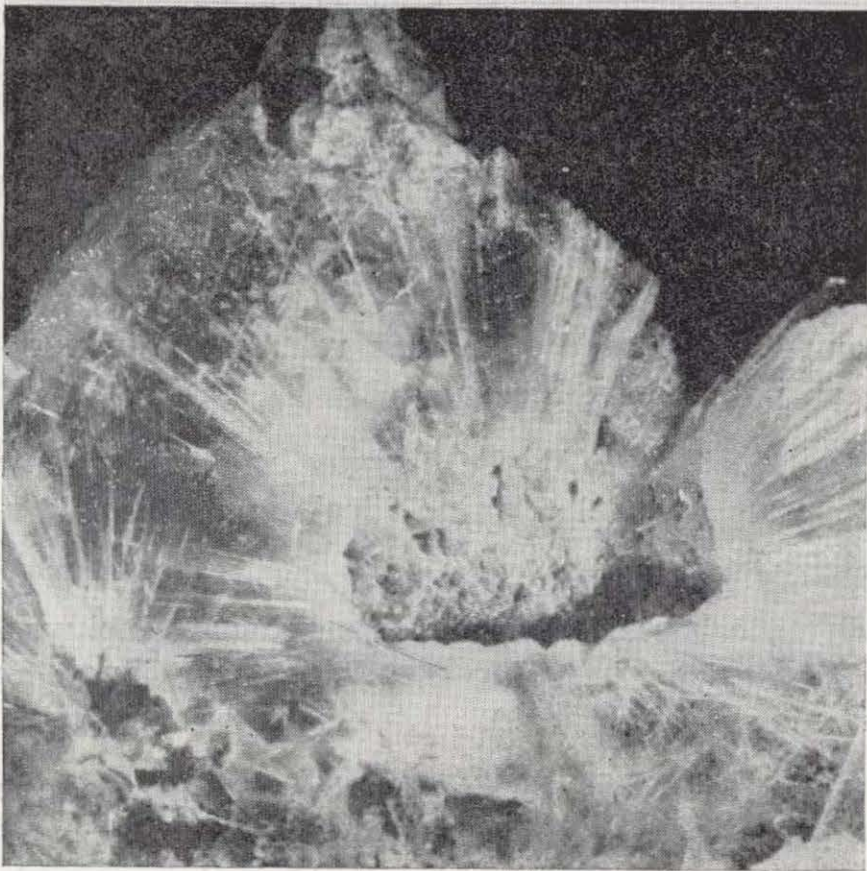
La relación  $Fe/Al+Fe$  es muy baja, tratándose prácticamente del término ideal de prehnita aluminica.

Otras características de este mineral, incluyendo las ópticas, han sido estudiadas por GARCÍA DE GUINEA et al. (op. cit.).

Respecto a sus relaciones de crecimiento con los minerales asociados, se observa de forma generalizada su posterior formación respecto a la clinozoisita, a la que frecuentemente incluye o recubre. Respecto a la calcita ocurre generalmente lo contrario, siendo la calcita la que recubre a la prehnita o rellena a veces pequeñas fisuras en la misma.



4



5

Figura 4.—Geoda rellena parcialmente por clinozoisita (cristales columnares de tonos claros) recubiertos en parte por clorita (tonos oscuros).

Figura 5.—Inclusiones fibroso-radiados de clinozoisita en cuarzo idiomorfos.

Las relaciones con el cuarzo no son tan claras, aunque indudablemente y en un amplio sentido, el intervalo de cristalización del cuarzo desborda ampliamente al de la prehnita.

### Axinita

La presencia de este mineral en el Sistema Central español solamente ha sido citada por HEIM, R. C. (1953), en unas rocas de silicatos cálcicos en Paredes de Buitrago, sin que el mencionado autor añadiera más datos específicos sobre el mineral en cuestión.

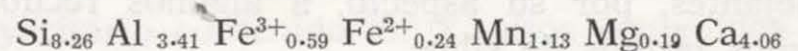
La axinita no es en modo alguno un mineral abundante en estas pegmatitas y solamente en el área cercana al pueblo de La Cabrera, en pegmatitas del tipo B, ha sido observada de una manera más prolija.

Se presenta generalmente en cristales individuales de hasta 1 cm. de máxima longitud, que crecen normalmente sobre el cuarzo, donde llegan también a formar, a veces, pequeñas agrupaciones policristalinas.

En muestra de mano tiene una cierta transparencia y tonalidades violáceas o beigeas.

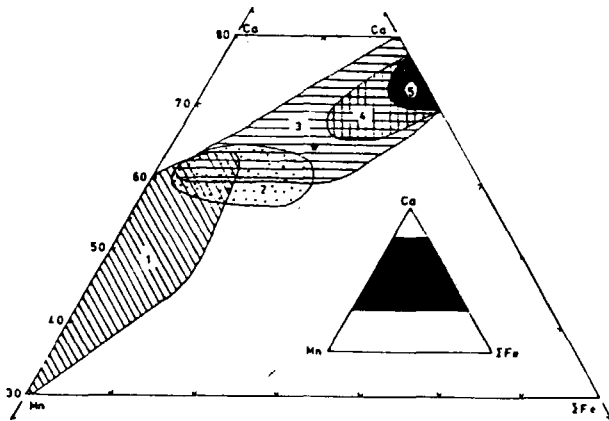
De la composición química (tabla 1) se deduce la fórmula estructural teórica de  $\text{Si}_{8.26} \text{Al}_{3.41} \text{Fe}_{0.96} \text{Mn}_{1.13} \text{Mg}_{0.19} \text{Ca}_{4.06}$  suponiendo todo el Fe como  $\text{Fe}^{2+}$ .

No obstante esto, y aunque no dispongamos de datos sobre el  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  ni del contenido en Zn, cabe, lógicamente suponer, a la vista del déficit en aluminio y de acuerdo con LUMPKIN, R., y RIBRE, P. H. (1979), que parte del Fe, está sustituyendo a Al (VI), en cuyo caso la fórmula estructural para  $\text{Al} + \text{Fe} = 4$  debería quedar:



En relación con su composición química y siguiendo la nomenclatura propuesta por SANERO, E., y GOTTARDI, G. (1968), la axinita de La Cabrera vendría a ser un término intermedio entre ferroaxinita y manganoaxinita, pero habida cuenta de la presumible sustitución anteriormente citada, su composición debe quedar desplazada hacia el término mangano-axinita.

La proyección de su composición en un diagrama Ca, Mn,  $\Sigma$  (Fe+Mg), sitúa a la axinita de La Cabrera (fig. 6), dentro del campo de las axinitas



#### ORIGEN DE LAS AXINITAS

1. Depósitos de Mn y Fe
  2. Pegmatitas
  3. Metamorfismo de contacto y depósitos metasomáticos
  4. Metamorfismo regional
  5. Venas en rocas ígneas y sedimentarias.
- \* Axinita de la Cabrera

Figura 6.—Diagrama triangular Mn-Ca-Fe, indicando las composiciones de axinitas, según su origen. OZAKI, 1972. En PRINGLE y KAWACHI (1980).

generadas en ambientes de metamorfismo de contacto y depósitos metasomáticos (PRINGLE y KAWACHI, 1980), pero en una zona equidistante de las formadas en ambientes pegmatíticos y por metamorfismo regional respectivamente. Ello parece que está de acuerdo con el origen de las axinitas de La Cabrera, originadas, como luego se verá, en una etapa postpegmatítica y como resultado de procesos hidrotermales tardíos.

#### Sulfuros

La existencia de sulfuros en relación con estas pegmatitas es siempre escasa, siendo entre ellos la pirita el más extensamente representado. La pirita aparece en cristales aislados o en pequeños agregados de carácter intersticial, a veces con carácter temprano aunque más comúnmente relacionado con las etapas de formación de clinozoisita-prehnita.

Normalmente se encuentra muy alterada y rodeada de una aureola de óxidos que tiñe a veces a los minerales adyacentes.

La calcopirita es mucho más escasa, presentándose generalmente como mineral muy tardío, siendo uno de los últimos minerales formados en algunas cavidades, en donde crece bien formando pequeños monocristales, o bien en pequeñas agrupaciones, principalmente sobre prehnita, calcita y cuarzo.

Su grado de alteración es muy variable, atribuyéndose a ello las eflorescencias de minerales secundarios de cobre que se observan a veces en algunas diaclasas de estas pegmatitas.

La molibdenita ha sido también identificada en pegmatitas del tipo A y B, formando pequeñas masas laminares dispuestas a veces en formas radiales.

#### Casiterita

Se ha localizado alguna vez este mineral en relación con pegmatitas del tipo A incluida en los agregados albiticos policristalinos de tonalidades azuladas junto con lepidolita. El origen de esta casiterita parece por ello más bien tardío respecto al proceso pegmatítico s.s. al relacionarse esta albita azulada con los procesos de sustitución tardíepegmatíticos.

Carece generalmente de idiomorfismo, no llegando en ningún caso el tamaño de sus granos a sobrepasar escasos milímetros.

#### Fluorita

Solamente se le ha identificado como mineral muy tardío en una pegmatita del tipo B, en donde forma un recubrimiento de cristales octaédricos blanquecinos sobre el resto de los minerales pegmatíticos.

Su génesis cabe situarla, no obstante, en las postrimerías de la etapa de generación de clinozoisita-prehnita.

#### Ceolitas

Dentro de los minerales ceolíticos cálcicos, identificados por difracción de rayos X y que con más relativa frecuencia se presentan en las pegmatitas más evolucionadas de La Cabrera, se encuentra la laumontita, que forma, normalmente, masas cris-

talinas, más o menos intersticiales y más raramente cristales aislados.

La estilbita, mucho más rara, generalmente forma costras o drusas que recubren a otros minerales. Estas costras están formadas por pequeños cristales a veces radiales, o en «gavilla» siempre en dimensiones milimétricas.

Su color es blanco, presentando a veces tonos amarillentos.

La chabacita únicamente se ha identificado en las pegmatitas cercanas al pueblo de La Cabrera. Forma pequeños cristales de apariencia pseudocúbica de muy escaso tamaño (1 ó 2 mm. máximo), creciendo siempre relacionada con estilbita.

#### Otros minerales

Se ha determinado mediante difracción de rayos X la existencia de kainosita en una muestra de mano.

Aparece este mineral en forma de gruesos haces de cristales prismáticos, translúcidos, que alcanzan hasta 4 cm. de máxima longitud, creciendo y recubriendo a cuarzos idiomorfos dentro de una cavidad pegmatítica, por lo que su carácter tardipegmatítico o aún postpegmatítico es evidente.

Un análisis semicuantitativo mediante fluorescencia de rayos X, indica, como cabría esperar, un alto contenido en ytrio y en menor medida en Dy, Er y Gd. Por otra parte los valores de calcio son tan anormalmente bajos como para suponer que pudiera tratarse de una variedad de este mineral. Este hecho, unido al conocimiento de su ubicación, hasta la fecha sólo de una manera aproximada, explica que hayamos omitido su inclusión dentro del cuadro general de la figura 9.

No obstante, sí parece probable que la kainosita representa un término avanzado, dentro de los procesos evolutivos de estas pegmatitas, de los minerales de ytrio del tipo gadolinita-thalenita.

Dado, no obstante, su evidente interés, debido a su rareza y al hecho de que alguno de estos minerales han sido por primera vez citados en España, se está efectuando paralelamente su caracterización mineralógica, aun cuando los resultados de los mismos se salen fuera del objeto de esta publicación.

En otro orden de ideas y en relación con las manifestaciones tardías de la actividad magmática del plutón de La Cabrera, pueden aparecer minerales que sólo ocasionalmente afecten a las pegmatitas.

En esta línea cabe citar la formación de schelita y wolframita en el relleno de algunas diaclasas del encajante que pueden interesar a la pegmatita. La schelita se forma en las partes más cálcicas de la pegmatita, mientras que la wolframita lo hace en las restantes zonas y en el encajante.

#### PROCESOS EVOLUTIVOS POSTPEGMATITICOS. GENERALIDADES

Es muy frecuente observar en algunas áreas del plutón de La Cabrera, cómo las pegmatitas allí existentes han sufrido unos procesos hidrotermales desarrollados de una manera gradual y continuada desde la finalización de la etapa pegmatítica s.s. hasta prácticamente su enfriamiento total.

Este hecho se interpreta como el resultado de las últimas manifestaciones plutónicas previas a la consolidación final, produciéndose por ello de una manera paulatina, siguiendo una clara trayectoria de temperaturas en descenso sin que se aprecien inversiones significativas de la temperatura en todo el proceso.

En este orden de ideas, finalizada la etapa pegmatítica s.s., hemos distinguido una etapa neumatólica como continuación de la anterior, para dar paso seguidamente a una fase que denominaremos de reemplazamientos y que será el principal objeto de consideración en esta última parte del trabajo.

Al solo objeto de sintetizar un poco el estudio de esta fase de reemplazamientos, hemos diferenciado en ella dos etapas marco principales, cada una de ellas con una mineralogía característica que va a venir estrechamente controlada por la progresiva disminución de la temperatura, sin excluir en algunos casos ligeros cambios del quimismo original y globalizado de estas pegmatitas, debido al aporte externo principalmente de Na y CO<sub>2</sub>.

En primer lugar hemos distinguido la etapa de formación de clinzoisita-prehnita-axinita (C.P.A.),

en la cual, frente a la llegada de fluidos hidrotermales de temperatura alta-media, se producen hidrólisis y reajustes en la mineralogía original, formándose además de los nuevos minerales ya citados otros como albita, calcita, clorita, etc.

A veces estos fluidos aportan pequeñas cantidades de S, F, o incluso elementos más complejos, tales como: W, Fe, Cu, Mo, etc., generándose en pequeñas cuantías, sulfuros, wolframita, fluorita, etc.

La segunda etapa, ya de más baja temperatura, conduce principalmente a la formación de ceolitas y al final de la misma, calcedonia.

En el cuadro esquemático de la figura 9 se señala el orden de cristalización más factible de estos minerales, así como los intervalos más probables de sus temperaturas de formación.

La simple contemplación de la figura 9, señala en general una secuencia mineralógica inversa a la que muchos autores, como MIYASHIRO (1973), WINKLER (1978), etc., etc., utilizaron para caracterizar el metamorfismo de grado bajo y medio en rocas de quimismo afín al de La Cabrera.

El evidente paralelismo entre ambos procesos, aunque, repetimos, obviamente aquí con un carácter inverso, nos permitirá utilizar algunos de los múltiples trabajos regionales o experimentales de minerales relacionados con este metamorfismo progresivo, dada la posibilidad de utilizar alguno de los comportamientos termodinámicos de estos minerales y su aplicación en el estudio de la evolución de estas pegmatitas.

#### ETAPA DE FORMACION CLINOZOISITA-PREHNITA-AXINITA

El comienzo de generación de clinzoisita, como cristales aciculares incluidos en el cuarzo y feldespato potásico en sus zonas más periféricas, señalará el final de la etapa pegmatítica s.l. y el comienzo de la etapa C.P.A., que se extenderá hasta la aparición de laumontita.

La presencia de fluidos de temperatura intermedia en determinadas áreas de La Cabrera, produce, en primer lugar, un reajuste de las plagioclasas albiticas, que tienden a formar albita como forma más estable de este mineral frente a las temperaturas decrecientes. A ello hay que unir el

evidente aporte de Na por estos fluidos, lo que conduce no ya a la albitización total de las plagioclasas, sino incluso a pseudomorfizaciones del feldespato potásico por albita o cristalización de ésta en cavidades, sobre otras fases minerales anteriormente formadas.

Evidentemente, este proceso implica un importante excedente de calcio. Si la presión de CO<sub>2</sub> es suficientemente alta se forma calcita. Pero si, como ocurre en nuestro caso, ésta normalmente es baja, teniendo en cuenta la notoria pobreza en hierro de las pegmatitas de La Cabrera y en las condiciones termodinámicas a que esto se produce, se forma una epidota pobre en hierro del tipo de la clinzoisita.

El escaso volumen de calcita formado en este primer estadio, indica la baja concentración de CO<sub>2</sub> en estos primeros fluidos, toda vez que una pequeña fracción molar de CO<sub>2</sub>, del orden del 0,02 por 100, supondría la formación de calcita en detrimento de clinzoisita (THOMPSON, 1971).

La mayoría del hierro necesario para la formación de clinzoisita con toda probabilidad debe ser aportado por la biotita a partir de transformaciones paralelas del tipo biotita-moscovita, o biotita-clorita, o incluso, aunque en mucha menor medida, en algún caso a partir de la desestabilización de cordierita cuando se altera a biotita y moscovita.

La temperatura a la que comienza este proceso, teniendo presente el campo de estabilidad de la clinzoisita en presencia de cuarzo (WINKLER, 1974), y teniendo en cuenta también la presión existente, siempre inferior a 2 Kb, calculada por BELLIDO (1979), puede estimarse muy próxima a los 500°, temperatura que concuerda perfectamente con la deducida de las observaciones textuales y compatibles con el proceso teórico pegmatítico-granítico en general.

Respecto al límite inferior de la formación de clinzoisita, todo parece indicar que está totalmente relacionado con el comienzo de la aparición de prehnita o eventualmente axinita, como luego comentaremos, sin que parezca en ningún caso que ambos minerales hayan coexistido.

En efecto, las observaciones sobre la relación clinzoisita-prehnita no permiten deducir ningún vínculo parental entre ambos minerales y todo hace suponer que el control en la aparición de

prehnita, está fuertemente condicionado por el descenso de la temperatura. No se ha observado tampoco una apreciable desestabilización de la clinozoisita, ni en ningún caso crecimientos directos de prehnita sobre clinozoisita, lo que probablemente hubiera originado una prehnita más rica en hierro que la de La Cabrera.

La prehnita puede comenzar a generarse, según LIU (1971) y LIU et al. (1983), a una temperatura variable, pero siempre por debajo de 405°C, para una presión confinante inferior a 2 Kb.

GARCÍA DE GUINEA et al. (1982) considera como temperatura de formación para la prehnita de La Cabrera el intervalo 300 a 350°C, tanto para la formada a expensas de biotita, ajena a nuestra problemática, como la correspondiente al proceso que estamos describiendo.

El intervalo de temperaturas de formación de la prehnita, estudiado por LIU et al. (1983) para un sistema parecido al que nos ocupa como es el de prehnita-epidota, depende también en parte, según estos autores, de la fugacidad de oxígeno. Todos estos parámetros controlan, a su vez, la relación  $Fe^{3+}/Al$ , así como las dimensiones de la celdilla unidad de la prehnita.

Así, pues, el cambio que supone la formación de prehnita en lugar de clinozoisita, puede haberse visto en nuestro caso parcialmente favorecido por una disminución en la fugacidad de oxígeno (FROST, 1980, y LIU et al., 1983).

Sin disponer de suficientes datos analíticos para ello, la relación  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  que se deduce del análisis de una prehnita de La Cabrera, según GARCÍA DE GUINEA et al. (op. cit.), es de 0,55, cifra lo suficientemente baja como para no desechar este factor como favorecedor del cambio y, por ende, elevador del comienzo de la temperatura del mismo.

Aún teniendo en cuenta la limitación que supone el no disponer de un más amplio estudio geoquímico de estos minerales, ni de sus características cristalográficas, en base a las consideraciones anteriormente expuestas y trabajos experimentales citados, parece razonable estimar como temperatura más probable para el cambio de formación de clinozoisita a prehnita la de  $360 \pm 20^\circ C$ .

El límite inferior de formación de la prehnita, como luego veremos, podrá llegar hasta los  $200^\circ C$

cuando comience a formarse laumontita. No obstante esto, conviene anticipar aquí el control que también ejerce en este proceso la presión de  $CO_2$ . En efecto, si esta presión es menor del 1 por 100 (THOMPSON, 1971) la prehnita puede seguir formándose hasta temperaturas tan bajas como  $100^\circ$  (BOLES y COOMBS, 1977).

Ello indudablemente, aunque no sea lo normal, ha ocurrido en algunas áreas de La Cabrera, en las cuales el proceso evolutivo termina con la formación de prehnita y ausencia de laumontita y calcita.

De una manera paralela a la formación de prehnita y cuando la riqueza en boro del medio lo permite, el exceso de calcio puede formar axinita. Son frecuentes los crecimientos en equilibrio de axinita tanto con prehnita como con cuarzo, por lo que puede suponerse, como luego veremos, que al menos la cota superior de temperatura de formación de este mineral, coincide aproximadamente con la de la prehnita, o la supera muy ligeramente.

Los minerales del grupo de la axinita han sido relacionados con el metamorfismo de bajo grado por algunos autores, entre los que cabe destacar a PRINGLE y KAWACHI (1980). Según estos, la formación de axinita en tales ambientes, proviene de la desaparición de minerales del grupo de la turmalina, en reacciones del tipo turmalina + epidota + actinolita = axinita + clorita + albita + cuarzo + agua.

En el caso de las pegmatitas de La Cabrera, no hay datos que fundamenten una hipótesis de este modelo, aunque la formación de la axinita de La Cabrera a partir de la transformación de turmalina en moscovita-clorita con la consiguiente liberación de boro no puede descartarse totalmente. Ello también vendría a explicar de alguna manera la escasez de axinita en estas pegmatitas que estaría relacionada evidentemente con la penuria en turmalina de las mismas.

Sin embargo, el hecho de no haber encontrado este mineral más que en un grupo de pegmatitas y que en éstas, el volumen de axinita sea muy pequeño en el contexto general de estos cuerpos, parece que contradice la anterior hipótesis y hace más lógico pensar en una alta concentración de boro muy localizada, que en condiciones termodinámicas y geoquímicas apropiadas ha hecho posible la generación de axinita.

Esta última hipótesis, queda reforzada al constatar que en estas pegmatitas portadoras de axinita, existe (aunque muy esporádicamente) turmalina sin alterar. Por otro lado, en aquellos sitios en donde se han observado importantes pseudomorfizaciones micáceas de turmalina, no se ha reconocido nunca la presencia de axinita.

Para intentar conocer su temperatura de formación, es importante tener en cuenta el balance Mn/Fe de este mineral. En general, se puede establecer que el valor de esta relación está en razón directa de su temperatura de formación. OZAKI (1972), en PRINGLE y KAWACHI (1980).

Teniendo en cuenta que la relación Mn/Fe en las axinitas de La Cabrera es próxima a 1 y, de acuerdo con lo establecido por estos autores, puede suponerse que este mineral comenzó a generarse a temperaturas próximas a 400, lo que concuerda perfectamente con las relaciones interminerales observadas.

Por otro lado, la formación de axinita está aquí, evidentemente, muy subordinada a la existencia de boro, reduciéndose por ello el intervalo de formación de este mineral de manera muy notable.

La clorita es otro mineral generado en esta etapa, aunque el carecer de datos geoquímicos más precisos sobre su composición nos impide, de momento, obtener conclusiones sobre el papel que juega en toda esta evolución.

Sin embargo, parece lógico pensar que nos encontremos ante cloritas de composición variable, generadas en diferentes épocas, hecho en parte avalado por los análisis disponibles de las mismas (tabla 1). Además de una clorita visiblemente asociada a la clinozoisita, puede suponerse que existe también una clorita asociada a la prehnita, que recoge de alguna manera el Fe excedentario en el cambio que supone la formación de prehnita en vez de clinozoisita.

Por otra parte, la cloritización de la biotita comienza prácticamente al finalizar la etapa pegmatítica s.s., pudiendo llegar en mayor o menor medida hasta las etapas finales del proceso.

La cristalización de calcita, ya habíamos visto cómo podía comenzar en época temprana, y en algún caso puede que ello haya ocurrido. No obstante, en la mayoría de estas pegmatitas se obser-

va que la calcita es netamente tardía respecto a la prehnita. Ello indica, evidentemente, un aumento de la presión de  $CO_2$  hacia las postrimerías de la etapa C.P.A., paralelamente al descenso de la temperatura.

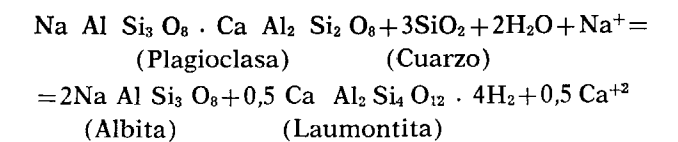
## ETAPA DE FORMACION DE CEOLITAS

La formación de ceolitas, a partir de transformaciones hidrotermales de rocas magmáticas ácidas, no es un hecho muy frecuente, y en el Sistema Central español ha pasado generalmente inadvertido.

No obstante esto, la presencia de determinadas ceolitas, como la laumontita, está relativamente extendida en el plutón de La Cabrera, y recientemente la presencia de estilbita ha sido determinada y está siendo objeto de estudio por uno de nosotros en el plutón de La Pedriza de Manzanares (G. T., J.).

La aparición de laumontita ha sido considerada tradicionalmente como indicadora de las condiciones propias del metamorfismo de bajo grado, y en el caso de La Cabrera señalaría una disminución de la temperatura. Aun cuando, como indica BOLES y COOMBS (1977) (fig. 7), la formación de prehnita, laumontita o heulandita puede venir controlada solamente por el quimismo de los fluidos y el balance de  $Ca^{++}$ , independientemente de las condiciones termodinámicas del medio, en La Cabrera, y en base a las relaciones minerales observadas, parece que este hecho viene también acompañado, como luego veremos, por una disminución de la temperatura. Por otra parte, la heulandita, que sólo puede formarse en ambientes subsaturados en sílice, está forzosamente, por esta causa, ausente en las paragénesis de La Cabrera.

En la secuencia general que venimos estudiando sobre la evolución de estas pegmatitas, la formación de laumontita, a partir del calcio excedentario de las plagioclasas, es un hecho perfectamente explicable de acuerdo con la ecuación propuesta por BOLES (1977):



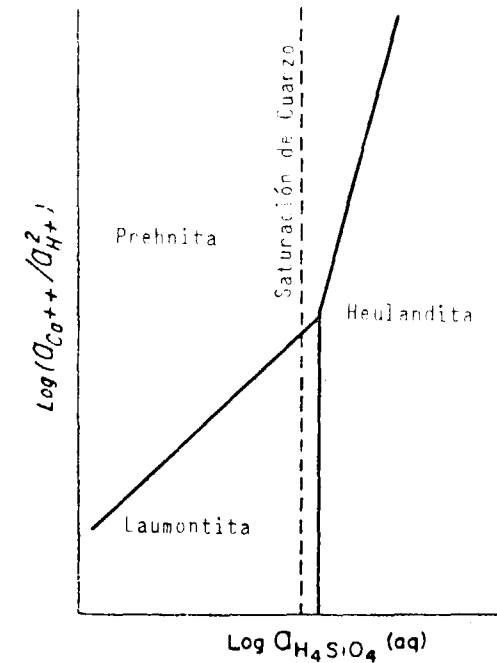
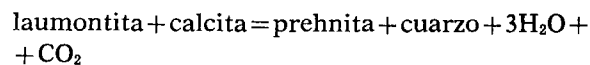


Figura 7.—Diagrama de actividad a P, T, y actividad de H<sub>2</sub>O constantes, para las fases Laumontita CaAl<sub>2</sub> Si<sub>4</sub> O<sub>12</sub> · 4H<sub>2</sub>O; Heulandita CaAl<sub>2</sub> Si<sub>7</sub>O<sub>18</sub> · 6H<sub>2</sub>O, y Prehnita Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub> Si<sub>3</sub> O<sub>14</sub> (OH)<sub>2</sub>. Según BOLES y COOMBS, 1977.

aunque, obviamente, cuando este proceso de albitización se produzca dentro del campo de estabilidad de la laumontita, estudiado experimentalmente por LIU (1971), en el sistema Ca Al<sub>2</sub> Si<sub>2</sub> O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O, toda vez que en caso contrario se formaría prehnita, como hasta ahora ha ocurrido.

Por otra parte, THOMPSON (op. cit.) estudia teóricamente las reacciones de formación de laumontita y establece que la ecuación:



para  $P = P_{\text{total}} = 2 \text{ Kb}$ , está en equilibrio en un fluido hidrotermal con una cantidad próxima al 1 por 100 de CO<sub>2</sub>.

No se ha evidenciado en La Cabrera la coexistencia en equilibrio de prehnita y laumontita, hecho además muy improbable dada la siempre baja proporción de Fe de estas prehnitas. Solamente parece factible tal coexistencia en prehnitas ricas en Fe (LIU, 1971).

También parece descartable que la laumontita se haya originado por desestabilización de la clinzoisita, teniendo en cuenta la ausencia de lawsonita, que como fase puente debería aparecer en este proceso.

Igualmente no ha sido observada la existencia de wairakita, fase ceolítica de génesis intermedia entre prehnita y laumontita, aunque no obstante su presencia no debe descartarse del todo, teniendo en cuenta que la baja presión a que se está produciendo esta evolución indudablemente favorecería la formación de este mineral (FROST, 1980).

Así, pues, todo parece indicar que en el caso de La Cabrera el comienzo de cristalización de la laumontita está controlado fundamentalmente por un aumento de la presión de CO<sub>2</sub> paralelo al progresivo descenso de la temperatura.

Respecto a la temperatura de comienzo de su formación, teniendo en cuenta las observaciones apuntadas y de acuerdo con los trabajos experimentales citados y los de RUSINOF (1965), en LIU (1971), se confirma lo que ya anticipábamos de que debe situarse por encima de los 200° C, pudiendo extenderse ocasionalmente hasta casi los

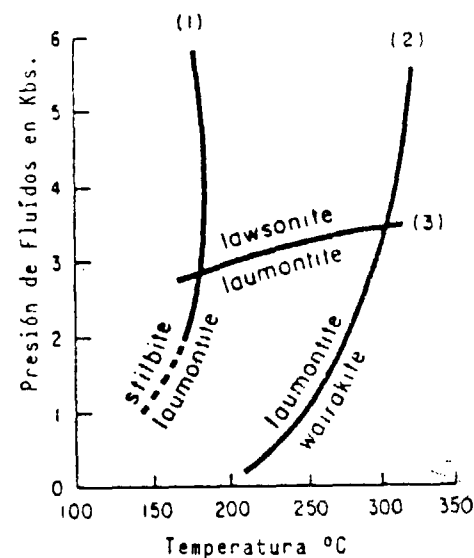


Figura 8.—Diagrama P-T para las siguientes reacciones experimentales, a  $P_{\text{fluidos}} = P_{\text{total}}$ . Según LIU, 1971.

- (1) Estilbita = Laumontita + 3 cuarzo + 3H<sub>2</sub>O
- (2) Laumontita = Wairakita + 2H<sub>2</sub>O
- (3) Laumontita = Lawsonita + 2 cuarzo + 2H<sub>2</sub>O

SECUENCIA GENERAL DE CRISTALIZACION DE LAS PEGMATITAS DE LA CABRERA								
E T A P A	PEGMA-TITICA	NEUMATO-LITICA	R E E M P L A Z A M I E N T O S			SUPER-GENICA		
			CLIN-PREH-AXIN		CEOLITAS			
Mineral	Temperatura	> 600°	550°	450°	350°	250°	150°	50°
CUARZO								
FELDESPATO POTASICO								
PLAGIOCLASA (An>5)								
ALBITA (An<5)								
CORDIERITA								
BIOTITA								
MOSCOVITA								
LEPIDOLITA			- ? -					
CLORITA								
GRANATE								
TURMALINA								
APATITO			- ? -					
RUTILIO				- ? -				
GADOLINITA			? -					
THALENITA			? -					
CASITERITA			- ? -					
BAVENITA								
CLINOZOISITA								
PREHNITA								
AXINITA								
CALCITA								
PIRITA								
CALCOPIRITA								
MOLIBDENITA								
WOLFRAMITA								
SCHELITA								
FLUORITA								
LAUMONTITA								
ESTILBITA								
CHABACITA								
CALCEDONIA								

Figura 9

300°, dependiendo lógicamente de la presión local de CO<sub>2</sub>, aun cuando todo parece indicar que la mayoría de la laumontita ha sido generada en la parte inferior de esta banda.

En cuanto al límite inferior de cristalización de la laumontita, autores como SEKI et al. (1969), lo sitúan en 75° ± 5° C, mientras que CASTAÑO y SPARKS (1974), lo establecen en 104° C, ambos en BOLES (1977).

No parece, de todas formas, que este límite de crecimiento de la laumontita haya sido tan bajo en La Cabrera, sino más bien, de acuerdo con lo estudiado experimentalmente por LIU (1971) (figura 8), quede situado ligeramente por encima de los 150°, temperatura a la que comience a formarse estilbita.

La manera de presentarse la estilbita denota claramente su último lugar en la secuencia que venimos describiendo. Su formación puede verse también favorecida, en parte, por la existencia de sobresaturaciones locales de sodio, que no pueden ya generar albita.

Tampoco puede descartarse, y así parece que ocurre en ciertos casos, que estos fluidos ricos en sodio afecten a la laumontita, generando estilbita a partir de aquélla. Las transformaciones entre ceolitas, como señala ZEN (1974), y otros autores en BOLES (1977), son poco sensibles a los cambios de presión debido a que estas transformaciones implican generalmente pequeñas variaciones de volumen molar, pero esto no ocurre con los cambios de temperatura, que causan deshidrataciones o hidrataciones que implican importantes variaciones de entropía.

En este sentido también se podría explicar la presencia de chabacita creciendo siempre en relación con las dos anteriores ceolitas, aun cuando su tan escasa ocurrencia nos ha impedido hasta el momento obtener conclusiones sobre su período de formación. Sin embargo, es clara la generación tardía de la misma, que crece siempre sobre otras fases ceolíticas anteriormente constituidas. Ello está de acuerdo con las observaciones realizadas sobre este mineral por MIYASHIRO (1973) en determinadas áreas japonesas que han sufrido un metamorfismo de baja temperatura y que sitúa a la chabacita entre los minerales de más temprana formación.

El proceso evolutivo se cierra con una formación de calcedonia que generalmente tapiza fracturas frágiles, generadas probablemente en una etapa póstuma y prácticamente con el plutón de La Cabrera ya consolidado como tal.

En general, estas formaciones apenas afectan a las pegmatitas y parecen en cierto modo descolgadas del proceso evolutivo aquí descrito. La temperatura de su formación puede suponerse muy baja, dada la inexistencia de reacciones con el encajante sobre el que se depositan.

#### AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer vivamente al mineralogista D. Angel Roldán, los valiosos datos suministrados tanto respecto a la ubicación de muchos de los cuerpos pegmatíticos, como respecto a los minerales encontrados por él en los mismos. Igualmente, por haber puesto a nuestra disposición algunos ejemplares de su colección privada a fin de realizar en ellos los correspondientes análisis y determinaciones.

La labor de mecanografía del manuscrito ha sido realizada por D. Antonio Frago, al que expresamos nuestro agradecimiento por su eficaz y desinteresada colaboración.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALBERTINI, C.: *Famous mineral localities. Baveno (Italy)*. The mineral. Record, vol. 14, 157-168 (1983).
- BELLIDO, F., y BARRERA, J. L.: *Nódulos cordieríticos en el granito de La Cabrera*. Est. Geol., 35, 279-284 (1979).
- BELLIDO, F.: *Estudio petrológico y geoquímico del Plutón granítico de La Cabrera* Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid, 331 pp. (1979).
- BELLIDO, F., et al.: *Estudio de pegmatitas lepidolíticas en el Plutón de La Cabrera*. Bol. Geol. y Min., t. XCIV-VI, 530-537 (1983).
- BOLES, J. R., and COOMBS, D.: *Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand*. Amer. Journ. Scien., vol. 277, 982-1012 (1977).
- BOLES, J. R.: *Zeolites in Low-grade metamorphic rocks*. Mineralogy and Geology of Natural Zeolites. A. S. M. Washington, 103-135 (1977).
- CAMERON, E. N., et al.: *Internal Structure of granitic pegmatites*. Econ. Geol. Monograf., 2, 115 pp. (1949).

- CERNY, P.: *Anatomy and Classification of granitic pegmatites*. M. A. C. short course handbook 8, 1-39 (1982).
- FROST, B. R.: *Observations on the boundary between zeolite facies and prehnite pumpellyite facies*. Contrib. Mineral Petrol., 23, 365-373 (1980).
- GARCÍA DE GUINEA, J., et al.: *La prehnita de La Cabrera (Madrid). Características, génesis e interés gemológico*. Bol. Soc. Esp. Min., núm. 5 (1982).
- GISNBURG, A. I.: *Internal Structure of granitic pegmatites*. Izvestiya. Acad. Sci. U. R. S. S., 9, 53-58 (en ruso) (1959).
- HEIN, R. C.: *Metamorfismo en la Región de Buitrago, Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral, Univ. Utrech (1952). Resumen y comentarios a la misma por MARTÍN CARDOSO, G., Notas y comunicaciones núm. 31, IGME (1953).
- LIU, J. G.: *P-T Stabilities of Laumontite, wairakite, Lawsonite, and related minerals in the sistem Ca Al<sub>2</sub> Si<sub>2</sub> O<sub>8</sub> SiO<sub>2</sub> H<sub>2</sub>O*. Jour. Petrology, 12, 379-411 (1971).
- LIU, J. G.: *Synthesis and Stability relations of prehnite Ca<sub>2</sub> Al<sub>2</sub> Si<sub>3</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>*. Amer. Mineral, vol. 56, 507-531 (1971).
- LIU, J. G., et al.: *Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications*. Jour. Petrol., 24, 321-342 (1983).
- LUMPKIN, G. R., y RIBRE, P. H.: *Chemistry and Physycal Properties of Axinites*. Amer. Mineral, vol. 64, 635-645 (1979).
- MIYASHIRO, A.: *Metamorphism and Metamorphic belts*. Trad. del japonés. Londres, 481 pp. (1973).
- PHILIPS, E. R., y RICKWOOD, P. C.: *The biotite-prehnite association*. Lithos, 8, 275-281 (1975).
- PRINGLE, I. J., y KAWACHI, Y.: *Axinite Mineral Group in Low Grade Regionally Metamorphosed Rocks in Southern New Zeland*. Amer. Miner., 65, 1119-1129 (1980).
- SANERO, E., y GOTTARDI, G.: *Nomenclature and Crystal Chemistry of Axinites*. Amer. Miner., 53, 1407-1411 (1968).
- THOMPSON, A. B.: *P CO<sub>2</sub> in Low-grade metamorphism: Zeolite carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system: CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. Contrib. Mineral. Petrol., 33, 145-161 (1971).
- TULLOCH, A. J.: *Secondary Ca-Al Silicates as Low Grade Alteration products of granitoid biotite*. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 105-117 (1979).
- WINKLER, G. F. H.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Ed. Springer Verlag (1974), traducción Casquet, C., y Peinado, M. Madrid, Ed. Blume, p. 346 (1978).

Recibido: Septiembre de 1985.