

## ALLANITA-(Nd) Y MINERALES DE ELEMENTOS RAROS EN LAS PEGMATITAS GRANÍTICAS DE LA CABRERA, MADRID (SISTEMA IBERICO CENTRAL)

J. González del Tánago

*Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid 28040  
e-mail: tanago@eucmax.ucm.sim.es*

**Resumen:** En el macizo granítico de La Cabrera, emplazado entre 5 y 7 Km de profundidad, son abundantes las manifestaciones pegmatíticas a todas las escalas, desde microcavidades miarolíticas hasta cuerpos de dimensiones métricas, a veces zonados, con algunas mineralizaciones de elementos raros (Be, Nb, Ta, Sn, W, U, Y y Tierras Raras). La prolongada actividad hidrotermal del granito originó, en estas pegmatitas, asociaciones minerales tardías de temperaturas decrecientes hasta la formación de ceolitas que se superponen, a veces, a las asociaciones pegmatíticas *s.s.* Destacan, entre estas asociaciones, las de minerales cálcicos de media y baja temperatura, algunos con elementos raros. Los minerales específicos de Be son gadolinita-(Y), helvina y bavenita. Entre los de Nb y Ta cabe destacar la vigezzita, que se encuentra en La Cabrera como -(Ce) e -(Y), así como ilmenita y titanita con contenidos notables de estos elementos. La casiterita también puede contener algo de Nb y Ta. Los minerales específicos de W son wolframita (Fe>Mn) y scheelita. El único mineral con alto contenido en U es la uraninita. El Y reside mayoritariamente en el granate; otros minerales con Y son gadolinita-(Y), thalenita-(Y), kainosita-(Y), xenotima y un carbonato, probablemente synchisita-(Y) desprovista de F. Las TR radican esencialmente en las allanitas -(Ce) y -(Nd) y en algunas zonas de determinadas epidotas, toda vez que la monacita-(Ce) es muy escasa. La allanita-(Nd), que se caracteriza químicamente por vez primera, parece originada a partir de la alteración de una gadolinita-(Y) anterior.

**Palabras clave:** Sistema Ibérico, Madrid, Pegmatitas graníticas, Allanita-(Ce), Allanita-(Nd), Aeschinita, Bavenita, Gadolinita-(Y), Helvina, Kainosita-(Y), Monacita-(Ce), Synchysita-(Y), Thalenita-(Y), Titanita, Vigezzita, Xenotima, Uraninita.

**Abstract:** In the La Cabrera granitic massif, which was formed between 5 and 7 km in depth, there are many pegmatitic signs at all scales, from miarolitic microcavities to sometimes zoned metric bodies, with some rare element mineralizations (Be, Nb, Ta, Sn, W, U, Y and REE). The long hydrothermal activity in the parental granites yielded late mineralogical associations of decreasing temperature to zeolites formation in the pegmatitic bodies. These associations occasionally overprint the pegmatitic *s.s.* ones. The presence of calcic minerals, some of them containing rare elements, which formed at medium to low temperatures is pointed out in these associations. The specific Be minerals are gadolinite-(Y), helvite and bavenite. Vigezzite, both -(Ce) and -(Y), are the main Nb-Ta minerals, along with ilmenite and Nb-Ta - rich titanite. Cassiterite may also contain some amount of Nb and Ta. The W specific minerals are wolframite (Fe>Mn) and scheelite. Uraninite is the only U - rich mineral. Y is mostly present in garnets; other containing Y minerals are gadolinite-(Y), thalenite-(Y), kainosite-(Y), xenotime and a Y - rich carbonate, probably synchisite-(Y) without F. The REE are concentrated in the allanites -(Ce) and -(Nd), and locally into some epidote zones, because monacite-(Ce) is very scarce. Allanite-(Nd) is chemically distinguished for the first time in this work.

**Key words:** Iberian System, Madrid, Granitic pegmatites, Allanite-(Ce), Allanite-(Nd), Aeschynite group, Bavenite, Gadolinite-(Y), Helvite, Kainosite-(Y), Monacite-(Ce), Synchysite-(Y), Thalenite-(Y), Titanite, Vigezzite, Xenotime, Uraninite.

González del Tánago, J. (1997): Allanita-(Nd) y minerales de elementos raros en las pegmatitas graníticas de La Cabrera, Madrid (Sistema Iberico Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 83-105.

El macizo de La Cabrera, situado al N de la provincia de Madrid, constituye el complejo plutónico más oriental del Sistema Ibérico Central. Los yacimientos de pegmatitas graníticas en este área hercínica son escasos, salvo contadas excepciones contempladas en González del Tánago (1981), González del Tánago

(1985), Sánchez *et al.* (1990) y Sánchez y García de Guinea (1992). Ello se debe a que, por lo general, se trata de granitos biotíticos pobres en agua y otros volátiles. La abundancia de pegmatitas en el plutón de La Cabrera se debe, esencialmente, al carácter más evolucionado de este granito y a la escasa profundidad de su

emplazamiento. Algunos aspectos de estas pegmatitas fueron contemplados por Bellido (1979), García de Guinea *et al.* (1982) y Bellido *et al.* (1983).

González del Tánago *et al.* (1986) estudiaron las principales características de estas pegmatitas, señalando varios tipos de pegmatitas intragraníticas. Describieron su mineralogía, encontrando algunos minerales nuevos en el Sistema Ibérico Central (axinita, bavenita, gadolinita, kainosita, thalenita, estilbita, laumontita y chabasita). Posteriormente, la actividad ininterrumpida de extracción de rocas industriales en estos granitos nos ha permitido continuar y ampliar los estudios iniciados por estos autores, aumentando el número de minerales descritos en estas pegmatitas y en el Sistema Ibérico, como son la vigezzita, datolita, heulandita, titanita con altos contenidos en Nb y Ta, y un carbonato de Y, probablemente synchysita-(Y). A ellos hay que añadir la allanita-(Nd), siendo el Macizo de La Cabrera la primera localidad mundial donde se reconoce y caracteriza químicamente.

### El granito de La Cabrera: aspectos generales

El macizo granítico de La Cabrera, de edad  $279 \pm 1$  Ma (Viallette *et al.*, 1981), se encuentra emplazado en metasedimentos precámbricos y ortogneises preordovícicos, fuertemente afectados por la orogenia hercínica. En este macizo se pueden distinguir dos facies mayoritarias: un monzogranito biotítico de grano grueso y un leucogranito biotítico de grano fino a medio de características geoquímicas más evolucionadas. La relativa amplitud de los afloramientos de los leucogranitos es consecuencia del moderado nivel erosivo de este complejo plutónico, como lo prueba la presencia de *roof pendants* en el techo de la intrusión; ello ha permitido que los materiales originados por la acumulación de magmas residuales ricos en volátiles, situados en las zonas apicales del complejo, se hayan conservado relativamente bien y afloren en la actualidad (Bellido, 1979; Villaseca *et al.*, 1993).

Los granitos de La Cabrera (granitos de tipo I) son débilmente aluminicos, con biotita, prácticamente, como único mineral ferromagnesiano; en los leucogranitos esta mica es más escasa, apareciendo también granate, cordierita y, ocasionalmente, con un carácter siempre secundario, moscovita; en las facies granodioríticas marginales aparecen con mayor profusión algunos minerales accesorios, como apatito, circon, hornblenda, allanita s.l., opacos y, esporádicamente, diópsido (Bellido, 1979).

La escasa profundidad de emplazamiento de estos granitos, entre 5 y 7 Km (Bellido (1979), favoreció la formación de numerosas cavidades miarolíticas y pegmatitas, lo que parece denotar que la saturación en volátiles de los fundidos graníticos se produjo cuando todavía una buena parte de los mismos tenía una viscosidad baja, alcanzándose entonces el equilibrio entre la presión litostática y de fluidos. Igualmente, permitió una buena y prolongada circulación de sus abundantes

soluciones hidrotermales, como lo sugieren los frecuentes bandeados intragraníticos, así como los relleños de silicatos cálcicos y sílice amorfa en sus fracturas semidúctiles. En las zonas de mayor circulación de estos fluidos se tuvo que provocar un lixiviado de determinados elementos, al modo que señala Cathelineau (1988). Una buena prueba de ello es, por ejemplo, la elevada cantidad de U contenida en mucha de la sílice amorfa tardía que tapiza algunas de las venulaciones tardías de estos granitos (González del Tánago *et al.*, 1986).

### Las pegmatitas de La Cabrera

Las facies más leucocráticas de estos granitos, y en menor medida los monzogranitos, suelen contener gran cantidad de cavidades micro y macro-miarolíticas de escala hasta centimétrica. Por el contrario, las cavidades de mayor tamaño, así como los cuerpos pegmatíticos zonados, que llegan a alcanzar dimensiones métricas o algo mayor, son ciertamente más escasos. Aunque por lo general estos zonados aparecen poco desarrollados, a veces se puede distinguir, en los cuerpos de mayor tamaño, una zona externa, otra interna y un núcleo de cuarzo; la zona de borde suele estar muy poco definida.

La seriación, sin solución de continuidad respecto al tamaño y mineralogía, entre las cavidades miarolíticas (pequeñas pegmatitas no zonadas) y las mayores pegmatitas métricas (a veces zonadas) parece sugerir un único evento pegmatítico. En él, las pegmatitas de mayor tamaño se habrían formado como respuesta a diferencias de presión local, que favorecieron una corta emigración de los fundidos residuales hacia cámaras de mayor tamaño en donde el proceso pegmatítico s.s. pudo funcionar durante mayor tiempo y eficacia.

Sin embargo, teniendo en cuenta que las pegmatitas de La Cabrera debieron haber funcionado como un sistema por lo menos semipermeable, la actividad hidrotermal continuada de los granitos parentales afectó a las pegmatitas, de tal manera que fue esta actividad, más que la propia etapa pegmatítica en sí, el principal mecanismo de concentración y formación de una buena parte de los minerales con elementos raros que aparecen actualmente en estos cuerpos. En este sentido, no puede extrañar que en pequeñas pegmatitas miarolíticas no zonadas se formaran cristales de relativo gran tamaño que concentraron elementos que de otra manera aparecerían muy diseminados en el granito. El concepto de sistema semipermeable, frente al de sistema pegmatítico cerrado, está bien sustentado en la literatura (Roedder, 1984; Shearer *et al.*, 1986 y Shearer y Papike, 1988; Moller, 1986). El Macizo de La Cabrera puede ser un buen ejemplo de ello.

La mineralogía fundamental de estas pegmatitas es la propia del sistema granítico Qtz, Kfs, Pl, junto a Bt. La cordierita, granate, turmalina y moscovita tienen un carácter más restringido, mientras que son accesorias

Etapa Pegmatítica	Hidrotermal alta-media T	Hidrotermal baja T
Cuarzo -HA -HB	Albita An < 5 -HB	* Prehnita
Plagioclasa An > 10	Helvina	Cloritas s.l.
Feldespato K -HA	* Calcita -HB	* Babingtonita
Biotita	* Epidota-clinozoisita	* Bavenita
Cordierita	* Ferroaxinita	* Datolita
Granate -HA	* Fluorita -HB	* Laumontita
Lepidolita -HA	* Scheelita	* Estilbita
Moscovita ± Li -HA -HB	Hematites -HB	* Heulandita
Chorlo-elbaíta -HA	Thalenita-(Y)	* Chabasita
Ilmenita	* Titanita	* Fluorapofilita
* Viggezita -HA	* Kainosita-(Y)	* Synchronita -(Y)
Gadolinita-(Y) -HA	Esfalerita	Cobre -S
Allanita-(Nd) -HA	Bismutinita	Crisocola -S
Allanita-(Ce) -HA	Galena	Torbernitita -S
Casiterita -HA		
Wolframita -HA		
Uraninita -HA		
* Fluorapatito -HA -HB		
Xenotima		
Monacita-(Ce) -HA		
Pirita -HA		
Arsenopirita -HA		
Pirrotina -HA?		
Calcopirita -HA		
Molibdenita -HA?		

Tabla I.- Mineralogía de las pegmatitas de La Cabrera. Cada mineral se encuentra situado en la etapa donde comienza a formarse. Los signos -HA y -HB indican la continuidad de formación de los mismos en las etapas hidrotermales de alta-media y baja temperatura respectivamente (ver explicación en el texto); el signo -S indica su formación mayoritariamente supergénica. En el cuarzo se incluye la sílice amorfa y en la moscovita ± Li las micas blancas potásicas más tardías. Se han señalado con asterisco las fases netamente cálcicas.

las mineralizaciones de Li, Be, Ti, Nb, Ta, Sn, W, U, Tierras raras (TR) y sulfuros de Fe, As, Cu, Zn, Pb, Mo y Bi (Tabla I).

Una de las peculiaridades más notables y sin duda interesantes de estas pegmatitas es la formación en ellas de minerales de baja temperatura, debido a la ya aludida prolongada actividad hidrotermal de los granitos. Esto hace que se originen minerales como las ceolitas estilbita, chabasita y heulandita que se pueden formar por debajo de 100 °C (Tschernich, 1992). La formación paralela de calcita como producto de esta actividad, confirmada por Bellido (com. pers., 1996) en base a datos isotópicos de la misma, hace que cuando este mineral deja de ser estable en algunas de estas pegmatitas, probablemente por una disminución de la actividad del CO<sub>2</sub>, el excedente de Ca conlleva la formación de minerales cálcicos los cuales caracterizan las paragenesis tardías de estos cuerpos. Conviene señalar que la actividad del CO<sub>2</sub> debió variar a lo largo del proceso, como lo sugiere el hecho de sucederse varias generaciones de calcita de diferentes hábitos y morfologías.

González del Tánago *et al.* (1986) sintetizaron la mineralogénesis de estas pegmatitas en tres etapas generales con asociaciones minerales características: etapa pegmatítica *s.s.*; etapa hidrotermal de alta a media temperatura (HA), que situaron hasta la formación de prehnita, en torno a 350 °C (Liou *et al.*, 1983); y, por último, etapa hidrotermal de baja temperatura (HB),

donde predominó la formación de ceolitas y minerales afines (Tabla I).

Por otra parte, la ausencia o presencia de calcita en las pegmatitas de La Cabrera permite distinguir en ellas, desde un punto de vista químico, dos líneas mineralógicas principales, aunque existan tipos intermedios. En el primer caso, se trata de asociaciones de minerales con bajos contenidos en Ca, no necesariamente en equilibrio, como granate, moscovita y clorita. En el segundo caso, se trata de asociaciones con calcita y / o minerales cálcicos típicos, como epidota, prehnita y ceolitas cálcicas (Tabla I). En ambos casos pueden aparecer superpuestas otras asociaciones minerales controladas por la actividad del S que dan origen a los sulfuros reseñados en la Tabla I; la helvina podría entrar en este último grupo.

Dentro de las pegmatitas intragraníticas de La Cabrera la distribución de los minerales con elementos raros es esporádica e irregular. Sin embargo, en los cuerpos zonados estas mineralizaciones aparecen mayoritariamente en la zona intermedia y, a menudo, en áreas afectadas por los hidrotermalismos postpegmatíticos.

Como principal característica geoquímica, común a todas las pegmatitas consideradas, cabe destacar la escasez de minerales específicos de P, F y B. Así, con respecto al P se puede señalar que el fluorapatito es raro, a pesar de la alta actividad de Ca que se produjo en estas pegmatitas, mientras que la monacita y xenotima son

muy accesorios; en este mismo sentido el contenido en P de los feldespatos muestreados es muy poco significativo. Otro tanto se puede considerar respecto al F, en base a la escasez de fluorita y fluorapatito, ausencia de topacio y dispersión o pobreza de otros minerales fluorados. Por último, los minerales de B (chorloelbaita y, en menor medida, ferroaxinita y datolita) tampoco llegan a alcanzar demasiado protagonismo. Todo ello parece sugerir un bajo contenido global de estos elementos, lo que parece indicar que, probablemente, no tuvieron aquí la importancia que habitualmente suelen tener en la formación de las pegmatitas graníticas (Manning y Pichavant, 1985; London, 1987).

Por otro lado, estas pegmatitas son más bien pobres en minerales de Fe y Mg, y son extremadamente raros los de Ti. La lepidolita y moscovitas líticas son las únicas fases con Li conocidas y ambas aparecen de manera esporádica, como también lo hacen las fases con Be (gadolinita-(Y), helvina y bavenita). Cabe reseñar también que parecen predominar los minerales con Y, principalmente granate y gadolinita-(Y), sobre los de lantánidos ligeros como allanitas y epidota con algún contenido de TR. Por último, cabe destacar la relación Nb>Ta casi general en la mayoría de los minerales que contienen estos elementos. Teniendo en cuenta todo lo anterior y las evidencias sobre su escasa profundidad de formación, estas pegmatitas reúnen características mixtas entre las clases I y II definidas por Ginzburg *et al.* (1979) y Černý (1991), esto es, pegmatitas miarolíticas y de elementos raros, respectivamente.

### Procedimientos analíticos

La identificación de estos minerales se ha efectuado por difracción de rayos X (método de polvo), en un difractómetro Phillips PW 1840, utilizando radiación Cu K<sub>α</sub>, contador de estado sólido y velocidad de exploración de 0.005° 2θ/s. Los análisis químicos se realizaron por WDS en una EPMA modelo JXA-8900M (Jeol), perteneciente a la Universidad Complutense (Madrid), operando entre 15 y 20 KV, 20 y 50 nA, y diámetros de haz entre 2 y 5 micras. Los patrones utilizados, han sido, esencialmente, los descritos por Jarosewich *et al.* (1980) y Jarosewich y Boatner (1991), cedidos por el Smithsonian Institute, Washington. Para el análisis de TR, como se sabe con cierta problemática por sus mutuas interferencias y por las provocadas por otros elementos como Fe, Mn y Ta, entre otros, se han utilizado las líneas y posiciones de los fondos más apropiadas (Roeder, 1985), después de conocer perfectamente el espectro completo de cada mineral en particular, con las interferencias específicas en cada caso concreto. Para la medida del F en fosfatos, se ha tenido en cuenta el solape de la línea K<sub>α</sub> del P sobre el F, mediante la utilización de fluorapatito y fosfato sintético sin F como patrones. Los valores de TR se han normalizado a los del condrito señalado por Evensen *et al.* (1978) adaptados por Taylor y McLennan (1985). Se ha preferido no particularizar la normalización de TR a las

de los granitos de La Cabrera, a fin de poder comparar estos minerales de TR con los de otras procedencias.

### Minerales de Be: helvina y bavenita

Los minerales con alto contenido en Be de estas pegmatitas son la gadolinita-(Y), de la que se hablara más adelante en el apartado de los minerales con Y y TR, helvina y bavenita.

Los minerales del grupo de la helvina, R<sub>4</sub>Be<sub>3</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>S, en donde la posición R está ocupada mayoritariamente por Mn, Fe<sup>2+</sup> y Zn, forman una serie isomorfa de tres términos finales. La continuidad entre los términos danalita y helvina, y danalita y genthelvina, ha quedado bien establecida, pero todavía no se conoce completamente la continuidad entre helvina y genthelvina (Dunn, 1976). En general, estos minerales aparecen en ciertas pegmatitas graníticas de los tipos I y II de Ginzburg *et al.* (1979), en algunas pegmatitas derivadas de magmas alcalinos, y en venas hidrotermales, tanto dentro de las mismas como en las rocas encajantes, formadas mediante procesos metasomáticos en donde el Be es aportado por los fluidos mineralizadores (Vlasov, 1966). En todos los casos se forman en condiciones de temperatura moderada o baja y a escasa presión confinante.

En La Cabrera la presencia de estos minerales es esporádica y dispersa. Navarro y Puche (1995) encontraron aquí helvina por vez primera en un conjunto policristalino milimétrico asociada a arsenopirita. En las muestras estudiadas por nosotros la helvina se encuentra formando venillas hasta milimétricas, constituidas por conjuntos de cristales idiomorfos, de colores amarillos a pardos, dentro de feldespato potásico; en otras ocasiones puede constituir monocristales individualizados de mayor tamaño, con desarrollo de las caras (111) y (1 $\bar{1}$ 1), que han crecido libremente dentro de cavidades pegmatíticas, sobre la superficie de grandes cristales de feldespato potásico.

La composición química de ambos tipos es bastante similar (Fig. 1), con unos contenidos mayoritarios de helvina entre 70.99% y 83.81%, de genthelvina entre 0.96% y 2.34% y de danalita entre 14.65% y 27.56%. Estos resultados están de acuerdo con las estimaciones de Navarro y Puche (1995) y sugieren que la helvina debe ser el término mayoritario en La Cabrera. Contienen algo de Ca, si bien siempre por debajo de 0.1 ipfu., lo que, a pesar de la dificultad para entrar en su estructura, ocurre con cierta frecuencia en estos minerales (Vlasov, 1966; Dunn, 1976). Los contenidos en Mg son prácticamente irrelevantes, observándose también alguna pequeña cantidad de Al que debe sustituir al Si. Análisis representativos de sendos tipos de este mineral se muestran en la Tabla II.

Algunos cristales presentan a simple vista un zonado cromático progresivo, paralelo a las caras (111) y (1 $\bar{1}$ 1), con un núcleo marrón oscuro y un borde amarillo claro (Tabla II). El análisis de la sección de uno de tales cristales nos ha permitido relacionar este cambio de

Tabla II. Análisis de helvinas (H) y bavenitas (B)

	H-141 (10)	H-149 (7)	H-149 centro	H-149 borde	B-50 (7)	B-167 (3)	B-168 (5)
SiO <sub>2</sub>	33.43	32.86	32.74	33.04	57.14	56.69	56.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	0.19	0.22	0.17	10.56	11.03	10.13
FeO <sub>(tot)</sub>	8.45	13.66	14.81	11.70	0.02	0.02	0.03
MnO	43.88	39.47	37.68	42.10	0.06	0.01	0.01
ZnO	1.02	0.67	0.77	0.61	-	-	-
MgO	0.04	0.01	0.01	0.00	<0.07	<0.07	<0.07
CaO	0.72	0.14	0.13	0.11	23.91	23.83	23.50
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.04	0.07	0.03	0.07	0.03	0.03
K <sub>2</sub> O	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.01	0.01	0.01
TiO <sub>2</sub>	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.02	<0.02	<0.02
S	5.28	5.23	5.23	5.38	-	-	-
Total	93.44	92.27	91.65	93.13	91.77	91.62	89.98
S=O	2.63	2.61	2.61	2.68			
Total	90.80	89.66	89.04	90.45			
Núm. de iones calculados para 10 y 25 oxígenos respectivamente							
Si	2.937	2.942	2.949	2.937	9.000	8.943	9.035
Al	0.058	0.020	0.023	0.018	1.961	2.051	1.917
Fe	0.621	1.023	1.116	0.870	0.003	0.003	0.004
Mn	3.265	2.994	2.874	3.170	0.008	0.001	0.001
Zn	0.075	0.051	0.058	0.045	-	-	-
Mg	0.005	0.001	0.001	-	-	-	-
Ca	0.068	0.013	0.013	0.010	4.035	4.028	4.043
Na	-	-	-	-	0.021	0.009	0.009
K	-	-	-	-	0.002	0.002	0.002
S	0.869	0.878	0.884	0.896	-	-	-
Mn/Fe	5.258	2.927	2.575	3.644			
Términos finales							
Danalita	15.67	25.15	27.56	21.29			
Helvina	82.42	73.61	70.99	77.60			
Genthel.	1.91	1.24	1.44	1.11			

El número entre paréntesis, debajo del de la muestra, indica la cantidad de análisis considerados.

color con un aumento de la relación Mn/Fe hacia el borde del cristal. Se trata de un zonado similar al de los granates graníticos y coherente con el esperado comportamiento geoquímico de ambos elementos durante el proceso de consolidación pegmatítica. Los escasos zonados descritos en los minerales de este grupo no contemplan variaciones de este tipo y, o bien reflejan variaciones del Zn (Clark y Fejer, 1976; Dunn, 1976), o constituyen zonados contrarios a los aquí encontrados, aunque, en este caso, en helvinas no pegmatíticas (Dunn, 1976).

La bavenita fue descrita por primera vez en las cavidades miarolíticas y pegmatitas del granito de Baveno (Artini, 1901), en todo muy similares a las de La Cabrera, asociada a ceolitas cálcicas y minerales postpegmatíticos. Aunque la mayoría de las apariciones mundiales de este mineral, por otra parte muy poco frecuentes, corresponden a yacimientos semejantes (Vlasov, 1966; Raade, 1969), también se han descrito pseudo-morfizaciones hidrotermales de berilo por bavenita (Vlasov, 1966; Burt, 1982). En el yacimiento de Be de

Yermakovska (Siberia), la bavenita, junto con milarita, melifanita y eudidymita, se forma sobre rocas cálcicas, metasomatizadas por un granito que aporta el F y Be; fuera de estas rocas el granito forma fenaquita (Litvinovsky *et al.*, 1995). Parece claro, pues, que se trata de un mineral asociado a fases cálcicas, de media a baja temperatura.

La bavenita de La Cabrera suele formar masas de finos monocristales prismáticos sueltos y alargados (hasta de 20 mm de longitud), que tapizan y recubren a minerales anteriores. En otras ocasiones forma agrupaciones fibroso radiadas de hasta 3 y 4 cm de largo que pueden quedar incluidas en cuarzo. Su quimismo, correspondiente a tres afloramientos diferentes, se muestra en la Tabla II, ajustándose siempre al teórico de este mineral y no apreciándose diferencias significativas entre las bavenitas de los tres yacimientos considerados.

La presencia de minerales con alto contenido en Be en La Cabrera denota un enriquecimiento de este elemento en los fluidos residuales. Llama la atención, sin

Tabla III. Análisis de vigezzitas (V), titanitas (T) e ilmenitas (I)

	V-121 (14)	$\sigma$	V-158 (15)	$\sigma$	T-184 (13)	$\sigma$	T-192 (7)	$\sigma$	I-192 (3)	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	-		-		30.46 (0.27)		30.55 (0.65)		<0.01	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-		-		7.10 (0.75)		9.02 (1.62)		0.02 (0.01)	
FeO	0.39 (0.10)		0.21 (0.10)		0.76 (0.22)		0.59 (0.12)		36.61 (0.95)	
MnO	<0.02		<0.02		0.03 (0.03)		0.03 (0.01)		9.87 (0.36)	
MgO	-		-		0.03 (0.03)		0.03 (0.01)		0.06 (0.01)	
CaO	8.98 (0.99)		12.01 (1.81)		28.54 (0.18)		28.72 (0.98)		0.04 (0.01)	
Na <sub>2</sub> O	<0.01		<0.01		<0.02		<0.02		-	
TiO <sub>2</sub>	13.92 (2.34)		9.83 (1.67)		24.18 (1.07)		19.63 (1.84)		47.29 (1.80)	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	33.00 (3.59)		36.53 (5.39)		2.08 (1.40)		3.40 (1.66)		3.43 (1.18)	
SnO <sub>2</sub>	-		-		0.07 (0.04)		0.04 (0.02)		-	
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	20.74 (6.57)		30.83 (9.50)		1.67 (1.16)		2.93 (3.04)		0.67 (0.08)	
ThO <sub>2</sub>	0.23 (0.24)		0.34 (0.18)		0.01 (0.01)		<0.02		-	
UO <sub>2</sub>	0.67 (0.50)		1.08 (0.17)		0.06 (0.03)		0.03 (0.03)		-	
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19 (0.03)		0.54 (0.13)		0.09 (0.04)		<0.01		-	
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.88 (0.95)		3.11 (1.03)		0.51 (0.19)		0.43 (0.06)		<0.02	
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.78 (0.68)		0.06 (0.04)		<0.03		<0.02		<0.03	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.23 (1.61)		0.29 (0.21)		0.12 (0.02)		0.13 (0.01)		0.24 (0.11)	
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.60 (0.56)		0.06 (0.03)		<0.03		<0.03		<0.07	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.97 (0.58)		0.86 (0.16)		0.03 (0.03)		0.03 (0.01)		<0.02	
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43 (0.30)		1.60 (0.45)		0.03 (0.01)		0.03 (0.01)		<0.03	
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32 (0.08)		0.05 (0.03)		<0.08		<0.08		<0.16	
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12 (0.21)		1.52 (0.34)		0.06 (0.02)		0.02 (0.01)		<0.04	
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07 (0.03)		0.16 (0.04)		0.03 (0.01)		<0.03		<0.04	
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23 (0.07)		1.23 (0.21)		0.17 (0.05)		0.04 (0.04)		<0.04	
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.08		0.07 (0.04)		0.08 (0.01)		<0.05		<0.05	
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.05		0.12 (0.06)		0.08 (0.04)		0.02 (0.01)		<0.03	
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.09		<0.09		<0.05		<0.06		<0.06	
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10 (0.14)		0.07 (0.04)		0.12 (0.02)		0.05 (0.02)		<0.03	
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06 (0.03)		0.13 (0.08)		0.04 (0.03)		<0.03		<0.03	
Total	97.91		99.58		96.36		95.72		98.23	
ΣTR	19.79		9.27		0.76		0.32		0.24	

Número de iones calculados para 6, 5 y 3 oxígenos respectivamente

Si	-	-	1.046	1.059	-
Al	-	-	0.287	0.368	0.001
Fe	0.021	0.011	0.022	0.017	0.802
Mg	0.669	0.455	0.002	0.002	-
Ti	-	-	0.624	0.512	0.932
Nb	0.954	1.017	0.032	0.053	0.041
Ta	0.361	0.516	0.016	0.028	0.005
ΣM	2.004	1.998	1.001	0.980	-
Mn	-	-	0.001	0.001	0.219
Ca	0.615	0.792	1.050	1.066	0.001
Sn	-	-	0.001	0.001	-
Th	0.003	0.005	-	-	-
U	0.010	0.015	-	-	-
Sc	0.011	0.029	0.003	-	-
Y	0.030	0.102	0.009	0.008	-
La	0.066	0.001	-	-	-
Ce	0.216	0.007	0.002	0.002	0.002
Pr	0.037	0.001	-	-	-
Nd	0.068	0.019	-	-	-
Sm	0.009	0.034	-	-	-
Eu	0.007	0.001	-	-	-
Gd	0.024	0.031	0.001	-	-
Tb	0.001	0.003	-	-	-
Dy	0.005	0.024	0.002	-	-
Ho	-	0.001	0.001	-	-
Er	-	0.002	0.001	-	-
Tm	-	-	-	-	-
Yb	0.002	0.001	0.001	-	-
Lu	0.001	0.002	-	-	-
Tr	0.466	0.231	0.008	0.002	0.002
ΣA	1.134	1.173	1.072	1.078	-

El número entre paréntesis, debajo del de la muestra, indica el número de análisis considerados.

embargo, el hecho de no haberse encontrado todavía berilo en estos cuerpos, cuando éste es el mineral característico de Be en la mayor parte de las pegmatitas graníticas del tipo que nos ocupan (localmente, en pegmatitas con baja actividad de Al también se podría formar fenaquita). Parece muy probable la formación de un berilo anterior en la etapa pegmatítica s.s. que, más tarde, durante las etapas hidrotermales de baja temperatura, tuvo que desaparecer, ya que no es compatible su estabilidad en tales circunstancias (Barton, 1986). Como consecuencia de ello se formó helvina y, esencialmente, bavenita.

La formación de helvina requiere unas condiciones de  $f_s$  y  $f_{O_2}$  muy críticas (Burt, 1980) lo que justifica la relativa rareza de este mineral en la naturaleza. En el caso de La Cabrera, además, la alta actividad del Ca dificultaría su formación, permaneciendo el Be en solución hasta formar bavenita. Aunque se ha señalado que la formación de helvina en vez de berilo podría estar relacionada con una baja actividad local del Al (Holser, 1953), sin embargo, la presencia aquí de helvina incluida en feldespato potásico parece contradecir esta hipótesis.

Cabe, por último, señalar que la formación de bavenita continúa en estas pegmatitas hasta bajas temperaturas como lo prueba el hecho de crecer, a veces, sobre la clorita y laumontita.

**Minerales de Nb y Ta: Vigezzita**

Las pegmatitas de La Cabrera son bastante estériles en mineralizaciones de Nb y Ta, y la vigezzita (mineral muy raro, del que apenas se conocen yacimientos a escala mundial, Giuseppetti y Tadini, 1990) es, por el momento, el único identificado. No obstante, la titanita y, en menor medida, ilmenita y casiterita también contienen notables contenidos de Nb y Ta.

La vigezzita pertenece al grupo de las aeschinitas, minerales que responden a la fórmula general  $AM^I M^II O_6$ , en donde  $A=Y, TR$ ;  $M^I=Nb, Ta$ ; y  $M^II=Ti$ . Sin embargo, otros cationes pueden entrar en su estructura, siendo el principal de ellos el Ca mediante la sustitución  $Ca_1(Nb, Ta)_1(Y, TR)_1 Ti_1$ , dando lugar a minerales como vigezzita. Aunque las aeschinitas son más propias de pegmatitas derivadas de magmas alcalinos (Vlasov, 1966), también pueden, como en este caso, formar parte de pegmatitas graníticas (Černý y Ercit, 1989).

En La Cabrera, la vigezzita aparece de manera muy esporádica, formando cristales tabulares idiomorfos con gran desarrollo de la cara (010), agrupaciones paralelas o maclas simples, de tamaño submilimétrico. En algún caso se encuentra cubierta por una película de pirita, que denota claramente su formación anterior a este sulfuro, sin que pueda reconocerse, en los escasos hallazgos de vigezzita, algún otro tipo de asociación o paragénesis con otros minerales afines. No se le reconocen alteraciones de consideración, observándose, mediante la utilización de imágenes por electrones

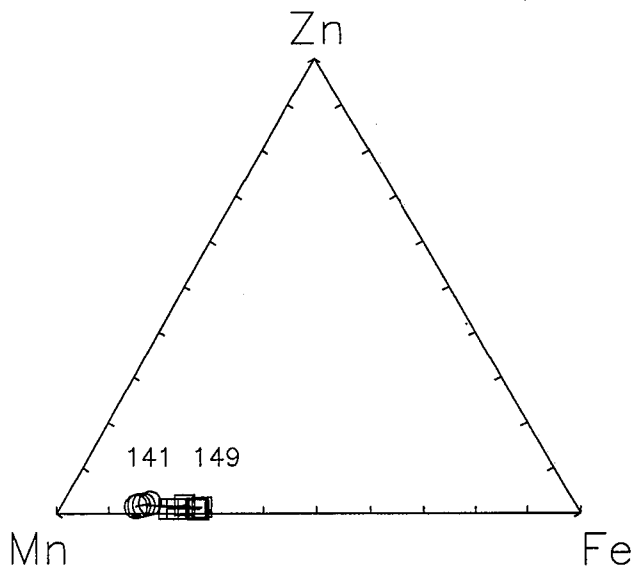


Figura 1.- Proyección en el diagrama Zn - Mn - Fe (genthelvina - helvina - danalita) de helvinas pegmatíticas de La Cabrera. Círculos, muestra 141; cuadrados, muestra 149.

retrodispersados (BSE), zonados oscilatorios irregulares que evidencian una notable heterogeneidad composicional (lámina I, a, b y c).

En la Tabla III se muestra una síntesis de los resultados analíticos realizados sobre dos conjuntos de este mineral, pertenecientes a dos cavidades miarolíticas diferentes. Ambos análisis parecen corresponder al mismo mineral, teniendo en cuenta que el isomorfismo continuo en el sistema Y-Nb-Ta-TR ha sido perfectamente documentado experimentalmente en la aeschinita (Komkov y Belopol, 1966). Esta similitud composicional se pone de relieve en los diagramas de la figura 2, en donde, además, se han representado para su comparación los resultados de las vigezzitas estudiadas por Adusumilli *et al.* (1974) y Graeser *et al.* (1979), debiendo advertir que sólo es relativamente completo el análisis de los primeros autores, ya que los segundos sólo indican los valores de Ti, Nb, Ta, Ca y Ce, normalizados a 100. Llama la atención, en primer lugar, la desigual relación Y/TR de ambas vigezzitas; lo que plantea la existencia en las pegmatitas de La Cabrera de vigezzitas -(Ce) e -(Y). De esta última no parece haber constancia en la bibliografía disponible, pues la aeschinita rica en Y y TR pesadas que estudian Sommerauer y Weber (1972) no contiene prácticamente Ca, lo que la descarta como vigezzita. En este caso, sería La Cabrera la primera localidad mundial donde se caracteriza químicamente la vigezzita-(Y), que completaría la serie de las conocidas: -(Ce) y -(Nd) (Giuseppetti y Tadini, 1990; Fleischer y Mandarino, 1995).

Cabe señalar su bajo contenido en U y Th, lo que parece característico de este mineral en relación a otros del grupo de la aeschinita (Černý y Ercit, 1989). Es de destacar, también, su riqueza en Ca y algo menor en TR, así como una relación Ta/Nb más alta que la que

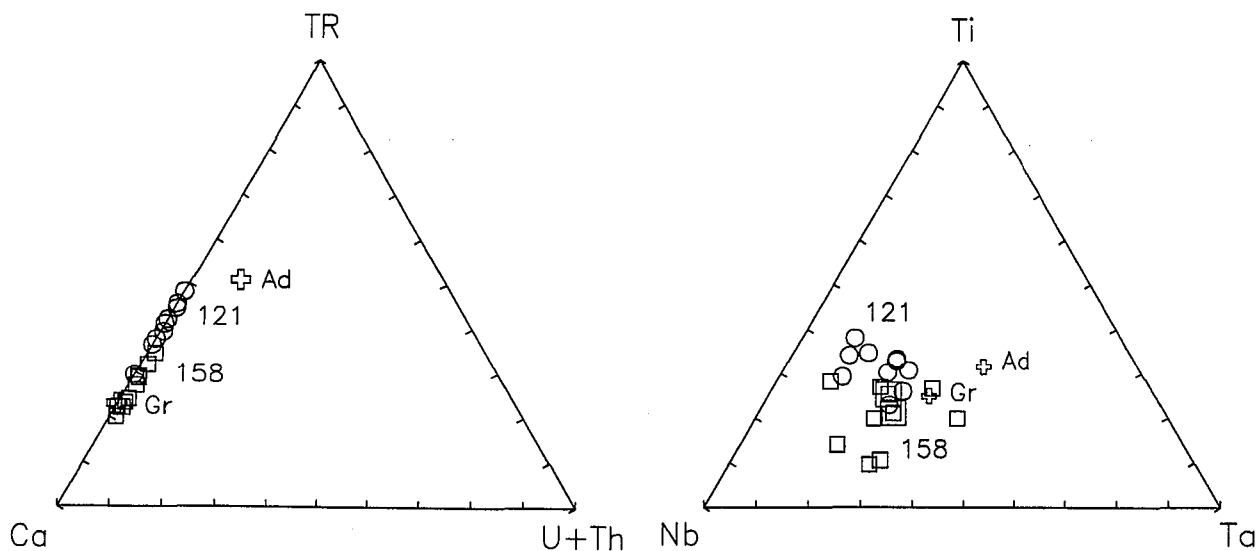


Figura 2.- Proyección en los diagramas TR - Ca - (U+Th) y Ti - Nb - Ta de vigezzitas de las pegmatitas de La Cabrera (muestra 121, cuadrados; muestra 158, círculos) y de las otras dos conocidas: Ad, Adusumilli *et al.* (1974); Gr, Graeser *et al.* (1979). Nota: las de estos últimos autores se proyectan sobre la recta que une los vértices Ca y TR, solapándose con la muestra 158.

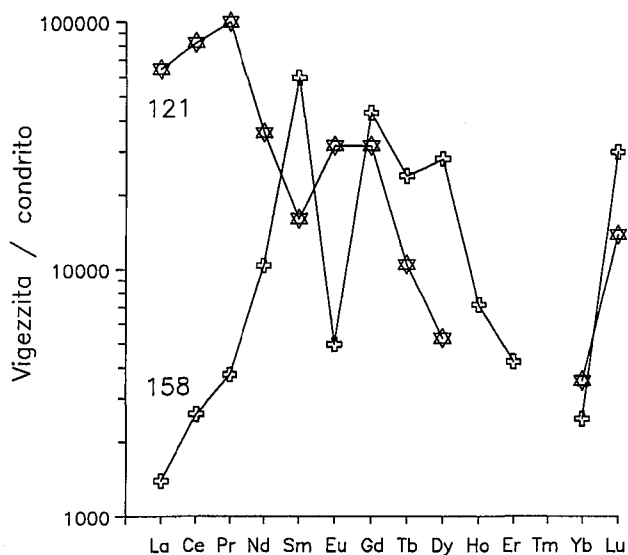


Figura 3.- Diagramas de TR normalizados al condrito para la media de la vigezzitas 121 y 158 de las pegmatitas La Cabrera.

tienen la mayoría de los minerales de ese grupo.

Los perfiles normalizados a condritos se muestran en la Fig. 3. La discrepancia entre los espectros de las vigezzitas 121 y 158, viene impuesta por el desigual fraccionamiento de las TR pesadas y ligeras respectivamente, lo que resulta coherente con la diferente relación Y/TR de ambas.

#### Minerales específicos de Ti: ilmenita y titanita

Los minerales específicos de Ti (ilmenita y titanita) son escasos en las pegmatitas de La Cabrera. Ello está de acuerdo con el bajo contenido en Ti de sus granitos parentales (Bellido, 1979) y, sobre todo, con la baja cantidad de este elemento que cabe esperar contengan

los fluidos residuales generadores de pegmatitas del tipo que nos ocupa, en donde estos minerales suelen ser muy accesorios (Puffer, 1972, 1975).

Entre las características geoquímicas de la ilmenita de estas pegmatitas (Tabla III), cabe señalar su alto contenido en Nb y Ta, con Nb>Ta. Igualmente, se destaca su elevado componente pirofanítico, mucho mayor, por ejemplo, que el de ilmenitas pertenecientes a otros tipos de pegmatitas graníticas (González del Tánago, 1995); ello se puede explicar tanto por la moderada temperatura de su formación como por las características geoquímicas de estas pegmatitas.

En la mayoría de las ocasiones, la titanita suele formar cristales o agrupaciones idiomorfas sin vestigios de una ilmenita anterior, aunque a veces aparezca crecida sobre ella como producto de su alteración. En todos los casos, no obstante, parece propia de una etapa hidrotermal postpegmatítica, como respuesta a concentraciones de Ti en un medio con gran actividad de Ca. Esto justifica sus abundantes zonados composicionales, muy evidentes en imágenes BSE, que muestran una geometría oscilatoria no siempre simétrica (Lámina I, d).

Su quimismo, que se muestra en la Tabla III, denota la entrada de otros elementos además del Ti y Ca en su estructura, con importantes variaciones de Ti, Fe, Nb y Ta, lo que es posible por las sustituciones aisladas o acopladas de los tipos  $Ca_1(Na^{1+}, Mn^{2+}, TR^{3+}, Th^{4+})$  y  $Ti^{4-2}(Nb, Ta)^{5+}(Al, Fe^{3+})_1$ , que permite este mineral (Deer *et al.*, 1982). Considerando el total de cristales analizados, la mayor tasa de oscilación proviene del Nb y Ta (entre 0.28 % y 6.19 % en peso para el  $Nb_2O_5$  y entre 0.41% y 7.54 % para el  $Ta_2O_5$ ; para el conjunto  $Nb_2O_5+Ta_2O_5$ , entre 0.65 % y 13.07 %). Por lo general, hay una buena correlación positiva entre ambos elementos, con un mayor predominio del Nb, aunque esta relación puede verse ocasionalmente invertida. La cantidad de ambos se encuentra entre las más altas

**Lámina I.-** a) Imagen BSE de la sección de un cristal de vigezzita recubierto de piritita, apenas perceptible por su color oscuro. Nótese su zonado composicional muy marcado e irregular. b) Detalle del zonado irregular de la vigezzita anterior. c) Imagen BSE de dos individuos maclados de vigezzita. d) Imagen BSE de la sección de un cristal de titanita con apreciables contenidos de Nb, Ta y Al. Obsérvese que el zonado de crecimiento, muy complejo, guarda en algunas áreas una cierta simetría con la morfología cristalina. e) Imagen BSE de una gadolinita con zonado de crecimiento sobre el que se impone un nuevo zonado posterior representado por las vetas blanquecinas más ricas en Y y TR en comparación con las oscuras más pobres; también varían el Fe, Si y Ca. Véase explicación en el texto. f) Imagen BSE de una gadolinita con zonados de crecimiento y de alteración posterior. Nótese la delgada grieta de color más blanco, por donde, a través del feldespato potásico que aparece de color oscuro, se pierde Fe y, en menor medida, algo de TR. g) Imagen BSE donde aparecen, en el centro y en oscuro, varios cristales de allanita-(Nd) rodeados de gadolinita-(Y) y thalenita-(Y) de colores más claros. h) Imagen BSE de un conjunto de silicatos y fosfatos de TR e Y. En el ángulo superior izquierdo, justo debajo de la letra h, aparece una banda oscura de feldespato potásico. A continuación está situada una banda de allanita-(Nd) que incluye un cristal más oscuro de cuarzo. La zona siguiente, más clara, está ocupada por gadolinita -(Y) y xenotima; esta última, poco perceptible en la fotografía, crece esencialmente rodeando a un cristal idiomorfo de apatito que aparece más oscuro. Por último en el ángulo inferior derecho aparece nuevamente gadolinita-(Y), con algo menor contenido en TR que la de la banda anterior. i) Imagen BSE de un agregado radial de allanita-(Ce). j) Imagen BSE de un agregado radial de un carbonato de Y, probable synchysita-(Y). Nótese el perfecto y débil, aunque no continuo, zonado circular. En la parte inferior, hacia la zona periférica de la esfera, aparecen, en color negro, secciones perpendiculares al eje mayor de cristales de laumontita.

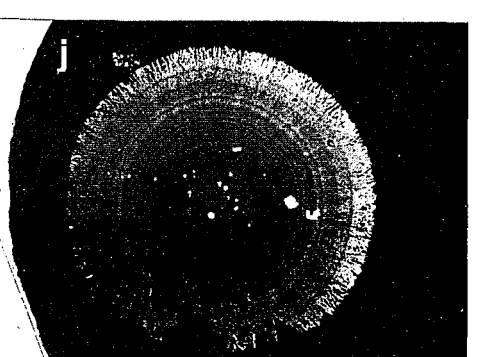
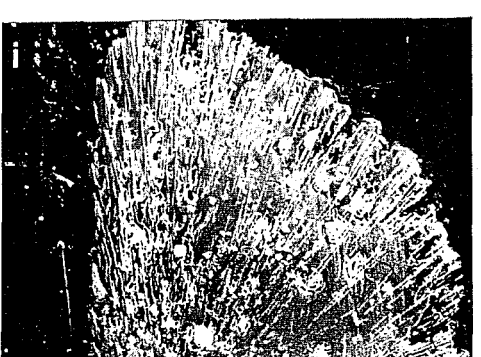
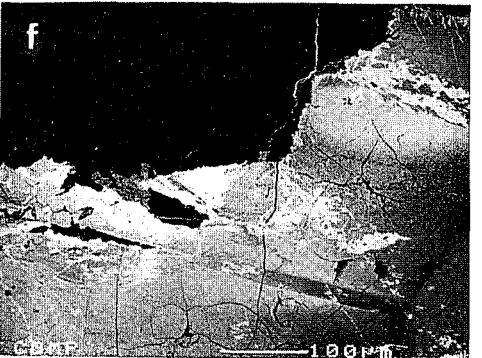
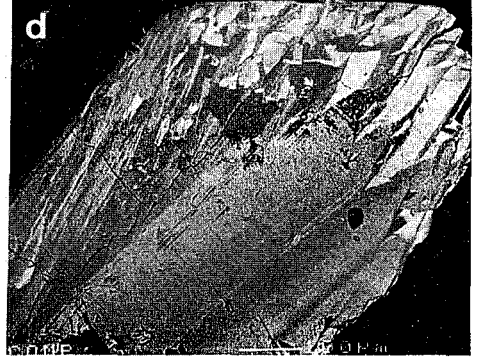
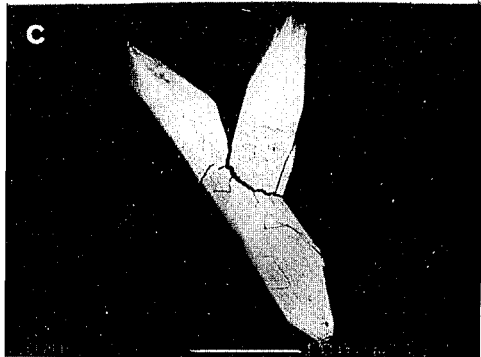
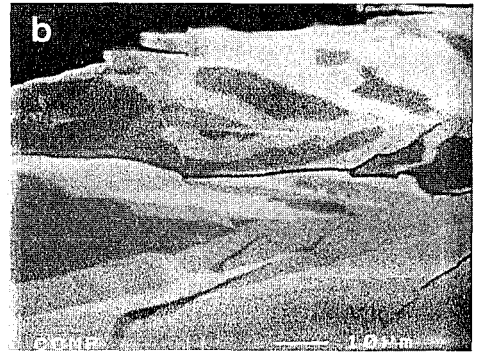
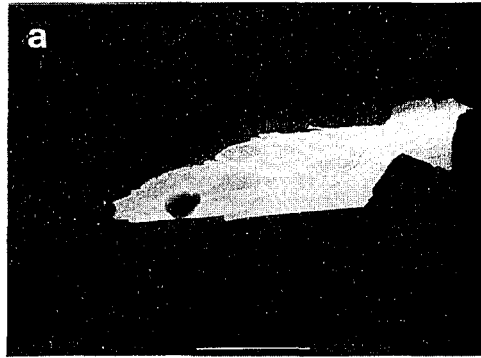


Tabla IV. Análisis de casiteritas, wolframitas, scheelita y uraninita

	casiterita		wolframita		scheelita	uraninita
	15412	15611	11921	18643	12701	19100
FeO	0.23	0.38	17.56	17.61	<0.02	-
MnO	<0.02	0.02	6.58	6.63	<0.01	-
MgO	<0.03	0.03	0.23	0.25	<0.01	-
CaO	<0.02	<0.02	0.01	<0.01	20.03	-
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.32	0.01	<0.01	<0.01	-
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.45	0.30	0.06	0.01	<0.01	-
SnO <sub>2</sub>	99.39	97.53	-	-	-	-
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	1.56	0.01	<0.04	0.02	-
WO <sub>3</sub>	<0.08	<0.08	75.94	76.03	80.36	-
PbO	-	-	-	-	-	1.86
ThO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	3.24
UO <sub>2</sub> *	-	-	-	-	-	91.04
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	2.20
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	<0.03
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.31
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.04
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.29
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.47
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	<0.06
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.38
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.01
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.71
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	<0.03
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.20
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.11
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.26
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.15
Total	100.70	100.15	100.39	100.53	100.41	101.27

Número de iones calculados para oxígenos:

	2	2	4	4	4	2
Fe <sup>2+</sup>	0.005	0.008	0.737	0.738	-	-
Mn	-	0.001	0.280	0.281	-	-
Mg	-	0.001	0.017	0.019	1.022	-
Ca	-	-	0.001	-	-	-
Ti	0.004	0.004	0.001	-	-	-
Nb	0.005	0.003	0.001	-	-	-
Sn	0.983	0.973	-	-	-	-
Ta	0.003	0.020	-	-	-	-
W	-	-	0.987	0.987	0.992	-
Pb	-	-	-	-	-	0.022
Th	-	-	-	-	-	0.032
U	-	-	-	-	-	0.886
Y	-	-	-	-	-	0.051
La	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	0.005
Pr	-	-	-	-	-	0.001
Nd	-	-	-	-	-	0.005
Sm	-	-	-	-	-	0.007
Eu	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	0.006
Tb	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	0.010
Ho	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	0.003
Tm	-	-	-	-	-	0.002
Yb	-	-	-	-	-	0.003
Lu	-	-	-	-	-	0.002

\* Todo el U como UO<sub>2</sub>

conocidas en titanitas, pero dentro de los límites que señalan Černý y Ercit (1989).

Es de destacar también la importante cantidad de Al que contienen estas titanitas (entre 5.28 % y 10.28 % en peso como  $Al_2O_3$ ) que debe sustituir al Ti, el cual queda siempre por debajo de 0.7 ipfu, ya que el Si permanece siempre en torno a 1 ipfu.

Las sustituciones del Ca, por el contrario, tienen mucha menor importancia cuantitativa. El Y llega hasta 1 % en peso como  $Y_2O_3$ , y las TR apenas superan en conjunto el 0.5%. El contenido en actínidos es irrelevante, lo que está de acuerdo con la escasa proporción de TR en estas titanitas, como señalan para estos casos Paul *et al.* (1981). Por último, cabe reseñar que prácticamente carecen de componente malayaítico (silicato isoestructural con la titanita con la que puede formar soluciones sólidas; Higgins y Ribbe, 1977).

### Minerales de Sn y W

La casiterita parece el único mineral específico de Sn que, en cantidades pequeñas y diseminadas, aparece esporádicamente en estas pegmatitas. Todas las muestras analizadas contienen cierta cantidad de Nb y Ta (0.60% de  $Nb_2O_5$  y 2.13% de  $Ta_2O_5$ , como valores medios en peso), con una relación Nb/Ta entre 0.5 y 0.1, tal como acontece en muchas casiteritas pegmatíticas debido a la sustitución  $(Fe, Mn)^{2+}(Nb, Ta)^{5+}_2Sn^{4+}_3$  (Černý y Ercit, 1989; Leal, 1994). Los análisis de dos casiteritas representativas se muestran en la Tabla IV.

Los minerales de W en La Cabrera, tanto wolframita como scheelita, aparecen muy relacionados entre sí y dependientes de la actividad local del Ca. En la wolframita, el menos común de ambos, la relación ferberita/hubnerita es muy constante en todas las muestras analizadas, próxima a 2:1, no conteniendo ningún otro elemento en cantidades significativas (Tabla IV). La scheelita forma desde agregados policristalinos, a veces centimétricos, hasta pequeños cristales de algunas decenas de micras dispersos por el feldespato potásico. También, en ocasiones, reemplaza a la wolframita. Su quimismo es prácticamente el teórico de este mineral (Tabla IV). Cabe destacar, sin embargo, que en uno de estos agregados cristalinos se han medido ciertos contenidos de Nb y Ta (hasta 3.36% de  $Nb_2O_5$  y hasta 2.01% de  $Ta_2O_5$ ), que deben sustituir al W.

### Minerales de U: uraninita

Este mineral es muy infrecuente en las pegmatitas de La Cabrera, al menos en cantidades de cierta consideración, constituyendo pequeñas venillas milimétricas formadas por cristales idiomorfos apenas alterados. Estas venillas están incluidas en masas de feldespato potásico que aparecen coloreadas en su vecindad con halos de alteración característicos.

Su quimismo se muestra en la Tabla IV. El contenido en Pb es moderado en comparación con otras uraninitas (FrondeI, 1958). Algo más atípico es el con-

tenido de Th y, como es habitual en casi todo este tipo de minerales en La Cabrera, contiene bastante Y.

### Minerales con Y y Tierras Raras (TR): silicatos

Los minerales específicos o con altos contenidos de Y y TR, que se tratarán conjuntamente, no son frecuentes en las pegmatitas graníticas del Sistema Ibérico y, salvo en las de Sierra Albarrana (González del Tánago, 1995), las referencias a los mismos son prácticamente inexistentes. Sin embargo, en las pegmatitas de La Cabrera, estos minerales, sobre todo silicatos, son comunes aunque siempre de manera dispersa y en cantidades limitadas. Son mayoritarios los minerales específicos de Y o con Y>TR (granate, gadolinita-(Y), thalenita-(Y), kainosita-(Y),  $\zeta$ synchysita-(Y)? y xenotima) frente a los de TR>Y, como epidota, allanitas o monacita. Otros, como la vigezzita ya comentada, contienen relevantes cantidades de ambos.

#### Granate

Los granates naturales pueden contener Y en cantidades moderadas, sustituyendo parcialmente al  $Fe^{3+}$  o Al (hasta 3.32 % de  $Y_2O_3$  en peso, como señalan Deer *et al.*, 1982). Los granates citados por estos autores son siempre de origen pegmatítico, quizás no necesariamente de naturaleza granítica, encontrándose en términos andradíticos y almandino-espesartínicos. En las pegmatitas de La Cabrera, los granates son, entre todos los minerales con Y, los que acaparan mayoritariamente este elemento pues aunque sus contenidos son bajos comparados con los minerales específicos de Y la cantidad total de granate en estas pegmatitas es incomparablemente mayor que la de todos aquellos juntos.

En estas pegmatitas, el granate, que crece con posterioridad a la biotita, está bastante difundido, normalmente como cristales dispersos dentro de ellas sin llegar nunca a formar concentraciones elevadas. Se trata de soluciones sólidas almandino-espesartina en proporciones variables, con contenidos de Mg y Ca muy bajos, como cabe esperar en granates de pegmatitas graníticas del tipo que nos ocupan (Černý y Hawthorne, 1982).

Su contenido en Y, como se muestra en el diagrama de la figura 4, es muy variable, entre 2.72 % y <300 ppm. Los granates más ricos en Y presentan, dentro de un mismo cristal, una escasa variación composicional, tanto del Y como del Mn y Fe. Esto parece sugerir que el crecimiento de estos granates se ha tenido que producir a temperaturas en donde la difusión interna del granate es todavía posible ( $\geq 650$  °C; Tracy, 1982). Ello está de acuerdo con las relaciones espaciales de estos granates dentro de cada pegmatita, ya que suelen estar ubicados en la zona externa de las mismas, la zona formada a mayor temperatura. Por el contrario, los granates más tardíos, que crecen en la zona interna de estas pegmatitas o en las cavidades miarolíticas, apenas contienen Y, aunque sí moderados zonados composicionales en donde varía la relación Fe/Mn.

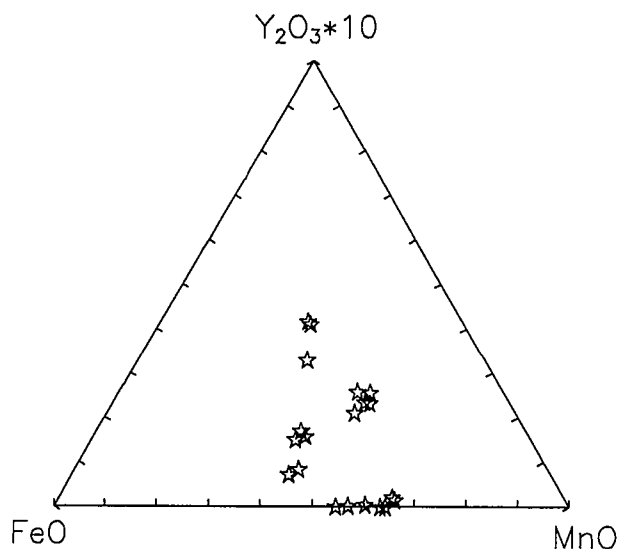


Figura 4.- Proyección en el diagrama  $Y_2O_3 \cdot 10$  - FeO - MnO de granates pegmatíticos de La Cabrera.

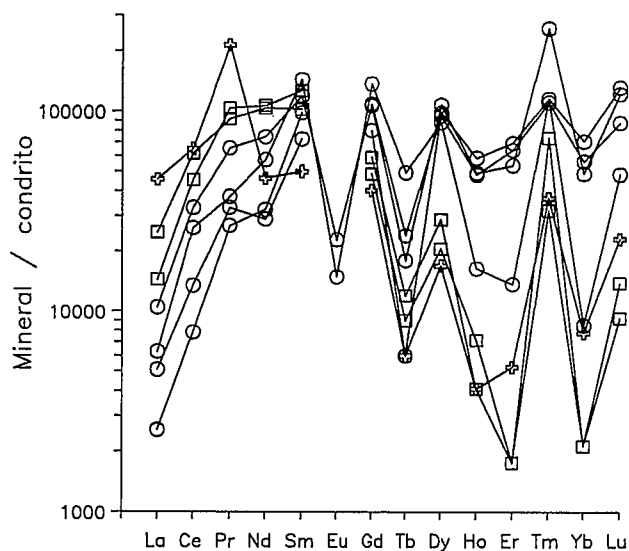


Figura 5.- Diagramas de TR normalizados al condrito para la media de 4 conjuntos de gadolinitas (círculos), 2 de allanitas-(Nd) (cuadrados) y 1 de allanita-(Ce) (cruces) de las pegmatitas de La Cabrera.

#### Gadolinita-(Y).

Las gadolinitas, de fórmula teórica  $(Y,TR)^{3+}_2Fe^{2+}Be_2Si_2O_{10}$ , son isoestructurales con datolita, herderita, homilita e hingganita en la que la posición del Fe queda vacante; la miscibilidad entre todas ellas parece un hecho cierto aun cuando todavía no se conozca completamente si puede llegar a ser total (Ito y Hafner, 1974; Miyawaki *et al.*, 1984). Otros elementos pueden entrar en su estructura en cantidades probablemente limitadas, siendo los más frecuentes: Al, Mn, Mg, K, Ti, Bi, U y Th (Vlasov, 1966; Ito y Hafner, 1974; Segalstad y Larsen, 1978; Voloshin *et al.*, 1983; Miyawaki *et al.*, 1984; Foord *et al.*, 1986; Demartin *et al.*, 1993). Aunque la relación Si/Be puede

suponerse en principio igual a la unidad, y así se ha estimado aquí para tener una cierta idea del contenido de BeO de estas gadolinitas-(Y), la complejidad de los minerales de esta serie, con la posible presencia de B y sustituciones Si-Be, hace que ésta pueda variar. Por otra parte, una cierta cantidad de grupos OH e incluso  $H_2O$  puede entrar en su composición (hasta el 2% de  $H_2O$ , señalan Demartin *et al.*, 1993, en algunas gadolinitas alpinas, aparentemente poco alteradas).

La gadolinita-(Y) de las pegmatitas de La Cabrera forma agrupaciones policristalinas de dimensiones hasta milimétricas. Normalmente está asociada a otros minerales de Y y TR, como allanita-(Nd), xenotima y thalenita-(Y), que aparecen de manera dispersa incluidas entre feldespatos potásicos. Estos conjuntos policristalinos se encuentran casi siempre vinculados a los sectores donde se concentran los minerales ferromagnesianos, principalmente biotita, y, ocasionalmente, granate y turmalina.

En la Tabla V se muestra la composición media de cuatro conjuntos de gadolinita-(Y) pertenecientes a otros tantos afloramientos, señalándose también la desviación típica a fin de dar una idea de la heterogeneidad composicional que las caracteriza. El Fe se considera como  $Fe^{2+}$  si bien es posible que una parte del mismo puede corresponder a  $Fe^{3+}$ .

Se trata de gadolinitas-(Y) con una relación TR/Y variable entre 0.3 y 0.8. Las TR muestran un notable enriquecimiento de Nd, Sm, Gd, Dy, Er y Tb, que está de acuerdo con las características químicas de este mineral (Miyawaki *et al.*, 1984; Demartin *et al.*, 1993). La relación  $Y_2O_3/Dy_2O_3$ , entre 4 y 8, está de acuerdo con el elevado contenido de Dy característico de las gadolinitas (Voloshin *et al.*, 1983), explicable por la similitud de radio iónico entre el Y y Dy, lo que posibilita la mutua sustitución de ambos elementos. Sin embargo, no siempre es el Dy la TR dominante, pues en un caso lo es el Gd y en otro el Nd. La distribución de las TR referidas al condrito se muestra en la figura 6.

La relación Me/Si, donde Me representa el Y más los elementos que le sustituyen parcialmente, permanece en varios individuos de los conjuntos 113 y 900 por debajo de la unidad, lo que señala una pérdida de Y y TR, probablemente por alteración. La sustitución Ca-Y parece poco relevante en la mayoría de los casos y algo más alta en la gadolinita 900, en donde la media de la relación Ca/Y llega a 0.13 (Tabla V). Todas estas gadolinitas contienen una cierta cantidad de actínidos, hasta el 1% en peso total como óxidos, con ligero predominio del Th sobre el U.

El Fe queda en ocasiones bastante por debajo de lo que teóricamente correspondería a este mineral y ello no está compensado por su contenido en Mn que podría sustituirlo. Esto parece sugerir un cierto contenido de componente hingganítico-(Y). Demartin *et al.* (1993) encuentran cantidades de Fe siempre menores que la unidad, incluso por debajo de 0.5 ipfu, que achacan a la presencia de este componente.

Un hecho característico de la gadolinita de La Ca-

brera, que se hace bien patente mediante la utilización de imágenes BSE (Lámina I, e, f, g y h), es la gran heterogeneidad composicional que presentan, incluso a nivel de monocristal, constituyendo zonados muy irregulares y asimétricos con importantes variaciones locales en los contenidos de Fe, Y y TR e, incluso, a veces, en Si y Ca (Lámina I, e y f). En la figura 6 se muestran algunos rasgos de la variación química de un cristal de gadolinita. Como se puede observar, el zonado es oscilatorio y complejo, como suele suceder en muchos minerales de TR (Petrik *et al.*, 1995; Buda y Nagy, 1995; Gieré, 1996).

Una parte de estas heterogeneidades podría atribuirse, como señala Gieré (1996), tanto a fluctuaciones P-T durante el crecimiento de los cristales como a variaciones fisicoquímicas del fluido y, sobre todo, a la cristalización simultánea de otras fases minerales en su entorno inmediato. Esto determinaría variaciones composicionales en el medio, tanto en cuanto a la relación Y/TR, como a la concentración de algunos elementos mayores, esencialmente Fe, Mn, Ca y, posiblemente, Be. En La Cabrera esto parece un hecho cierto, dada la íntima asociación de la gadolinita-(Y) con otras fases de Y y TR (Lámina I, h) y, en menor medida, con granate y biotita.

Hay también que tener en cuenta que los episodios hidrotermales postpegmatíticos que afectan a estos minerales deben introducir variaciones en su composición. Así, por ejemplo, algunos cristales muestran unos halos periféricos de alteración en donde se observa una notable disminución del contenido de TR. La pérdida de estos elementos queda registrada de manera fehaciente por la formación de otros minerales secundarios que forman delgadas capas, de espesores a veces por debajo de la micra, en las diaclasas o grietas que confluyen en los cristales de gadolinita. Se trata, posiblemente, de mezclas de carbonatos o hidróxidos probablemente amorfos, no identificables por su pequeño tamaño.

Por último, este proceso se debe ver acrecentado por el carácter metamórfico de este mineral y la consiguiente destrucción de su red cristalina que facilita enormemente la entrada de agua en la misma, acelerando de este modo la redistribución de algunos de los elementos contemplados. En este sentido, Demartin *et al.* (1993) encuentran en gadolinitas de Baveno una transformación sin solución de continuidad entre zonas de cristales inalteradas a otras transformadas a masas hidratadas amorfas, compuestas esencialmente de Si y Fe, en donde el Y y TR habrían sido lixiviados, un hecho que también señala Vlasov (1966). En base a la analítica disponible se puede asegurar que en las gadolinitas de La Cabrera la degradación de este mineral lleva también consigo la entrada de Al y Ca, probablemente por la alteración simultánea de la allanita asociada.

*Allanita-(Nd), Allanita-(Ce) y Epidota.*

Las allanitas son minerales del grupo de la epidota

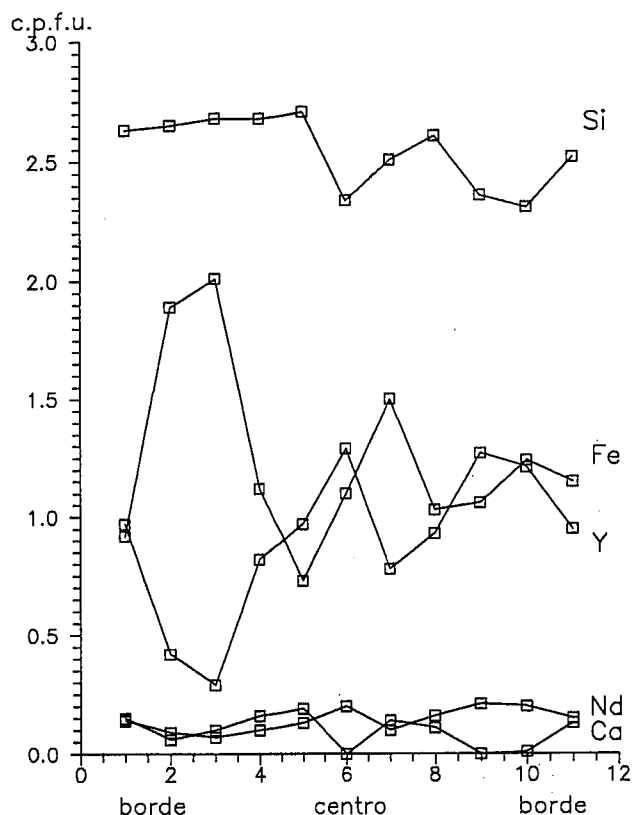


Figura 6.- Perfil de variación composicional de los cationes por fórmula unidad (cpfu) correspondientes a Si, Fe, Y, Nd y Ca en un cristal de gadolinita de una pegmatita de La Cabrera. El diámetro analizado tiene 350 micras de longitud.

cuya fórmula estructural (Dollase, 1971) es de la forma  $A_2M_3Si_3O_{12}(OH)$ , en donde  $A = Ca, Mn, Y, TR$  y  $Th$ ;  $M = Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg$  y  $Al^{3+}$ . Esta fórmula es similar a la de la epidota *s.s.*, con la que forma una solución sólida continua (Deer *et al.*, 1986; Pan y Fleet, 1990) mediante la sustitución  $TR^{3+}Fe^{2+}Ca^{2+}_{-1}Fe^{3+}_{-1}$ , aunque otras como  $Al^{3+}Fe^{3+}_{-1}$  ó  $(Fe^{2+}, Ca) Mg_{-1}$  pueden llegar también a alcanzar bastante relevancia. La complejidad química de estos minerales puede aumentar por cuánto otros elementos como el Be (hasta 3.83% en peso como  $BeO$ ; Deer *et al.*, 1986), Ga, V, Zn, Zr, Ge, Cr, Ti, Sr, P, etc. pueden entrar a formar parte de su estructura en cantidades importantes (Deer *et al.*, 1986; Pan y Fleet, 1991).

En relación a la TR dominante (Fig. 7) se pueden distinguir en las pegmatitas de La Cabrera dos tipos de allanitas:  $-(Nd)$  y  $-(Ce)$ . En la mayor parte de las allanitas descritas en la bibliografía el Ce es la TR mayoritaria, si bien se conocen también, aunque mucho menos frecuentes, allanitas  $-(La)$  e  $-(Y)$  (Frondel, 1964; Deer *et al.*, 1986). Sin embargo, no conocemos que hasta el presente (Fleischer y Mandarinó, 1995) haya sido descrita la allanita- $(Nd)$ , por lo que, si esto fuera así, La Cabrera sería la primera localidad mundial en donde este mineral se reconoce.

La allanita- $(Nd)$  no es demasiado frecuente en estas pegmatitas y aparece, por lo general, íntimamente asociada a la gadolinita- $(Y)$  rica en Nd y, a veces, a otras

Tabla V. Análisis de gadolinitas-(Y)

	101 (14)	$\sigma$	113 (6)	$\sigma$	131 (16)	$\sigma$	900 (15)	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	22.51	(1.47)	27.06	(2.26)	24.63	(1.60)	25.37	(2.27)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	(0.26)	0.81	(0.81)	0.14	(0.20)	0.76	(0.47)
FeO	12.69	(1.01)	8.51	(1.19)	10.44	(1.97)	12.95	(2.76)
MnO	0.38	(0.12)	0.14	(0.02)	0.33	(0.06)	0.43	(0.36)
CaO	0.23	(0.33)	0.68	(0.11)	0.33	(0.48)	1.16	(0.45)
ThO <sub>2</sub>	0.20	(0.02)	0.87	(0.20)	0.20	(0.02)	0.49	(0.16)
UO <sub>2</sub>	0.18	(0.08)	0.26	(0.21)	0.28	(0.05)	0.26	(0.16)
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.50	(2.34)	24.48	(0.29)	26.41	(1.16)	18.56	(4.46)
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	(0.03)	0.11	(0.04)	0.45	(0.04)	0.27	(0.07)
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.51	(0.09)	0.88	(0.05)	3.70	(0.22)	2.93	(0.52)
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	(0.27)	0.43	(0.15)	1.05	(0.66)	0.60	(0.29)
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.40	(0.20)	2.68	(0.08)	6.18	(0.40)	4.75	(1.19)
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.95	(0.30)	2.64	(0.11)	3.20	(0.15)	3.86	(0.71)
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.05		<0.05		0.23	(0.05)	0.15	(0.06)
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.83	(0.14)	3.77	(0.11)	3.84	(0.19)	4.84	(0.80)
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	(0.02)	0.12	(0.10)	0.16	(1.10)	0.33	(0.05)
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.31	(0.11)	4.71	(0.10)	4.16	(0.18)	3.85	(0.50)
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57	(0.13)	0.48	(0.08)	0.47	(0.07)	0.16	(0.08)
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.98	(0.23)	1.53	(0.24)	1.82	(0.09)	0.39	(0.24)
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.47	(0.27)	1.05	(0.25)	0.45	(0.09)	0.47	(0.10)
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.00	(0.21)	1.38	(0.32)	1.59	(0.26)	0.24	(0.17)
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57	(0.10)	0.53	(0.03)	0.38	(0.13)	0.21	(0.05)
BeO *	9.37		11.26		10.53		10.56	
Total	97.57		94.38		100.69		92.95	
$\Sigma / (TR)_2O_3$	19.38		20.31		27.68		22.80	

## Número de iones calculados para 8 oxígenos

Si	1.950	2.310	2.090	2.218
Al	0.013	0.082	0.014	0.078
Fe <sup>2+</sup>	0.921	0.608	0.741	0.947
Mn	0.028	0.010	0.024	0.032
Ca	0.021	0.062	0.030	0.109
Th	0.004	0.017	0.004	0.010
U	0.003	0.005	0.005	0.005
Y	1.501	1.113	1.192	0.864
La	0.007	0.003	0.014	0.009
Ce	0.048	0.028	0.115	0.094
Pr	0.017	0.013	0.032	0.019
Nd	0.074	0.082	0.187	0.148
Sm	0.058	0.078	0.094	0.116
Eu	0.000	0.000	0.007	0.004
Gd	0.081	0.107	0.108	0.140
Tb	0.001	0.003	0.004	0.009
Dy	0.120	0.130	0.114	0.108
Ho	0.016	0.013	0.013	0.004
Er	0.054	0.041	0.049	0.011
Tm	0.013	0.028	0.012	0.013
Yb	0.053	0.036	0.041	0.006
Lu	0.015	0.014	0.010	0.006
$\Sigma TR$	0.558	0.575	0.799	0.689
Me/Si	1.069	0.767	0.972	0.756
TR/Y	0.372	0.517	0.670	0.798
Ca/Y	0.014	0.056	0.025	0.126
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.541	5.197	6.349	4.821

\* Estimado en base Si/Be =1, explicación en el texto. El número entre paréntesis, debajo del de la muestra, indica la cantidad de análisis considerados.

fases de Y como thalenita-(Y). Forma cristales xenomorfos de algunas decenas de micras que se encuentran dentro de masas policristalinas de aquellos minerales (Lámina I, g y h). Su reducido tamaño, no obstante, ha impedido hasta la fecha su identificación estructural.

La allanita-(Ce), que puede aparecer desligada de otros minerales de TR, forma cristales prismáticos, alargados, que llegan a formar asociaciones radiales o paralelas, de tamaño hasta milimétrico (Lámina I, i). Como ocurría con la gadolinita-(Y), las allanitas también se encuentran en estado metamórfico y también

son válidas las consideraciones que allí se hacían respecto a sus heterogeneidades composicionales, tan frecuentes en este mineral (Petrik *et al.*, 1995; Buda y Nagy, 1995).

En la Tabla VI se muestra el quimismo medio de dos conjuntos de allanitas-(Nd) pertenecientes a sendos afloramientos y uno de allanitas-(Ce), diferenciándose esencialmente en la relación Nd/Ce. Todas ellas tienen un alto contenido en TR, que oscila entre el 18% y 25% en peso de sus óxidos, resultando siempre el La minoritario frente al Ce y Nd. A la vista de las proyecciones de estas allanitas (Fig. 7) parece lógico suponer que en estas pegmatitas deben existir términos intermedios entre ambos tipos.

El contenido en elementos de las TR referidos al condrito se muestran en la figura 5, junto con los espectros de las gadolinitas-(Y). Como puede comprobarse, no se aprecia una clara discriminación entre ambas allanitas pero sí en relación a la gadolinita-(Y), con un incremento en las TR ligeras y paralela disminución en las pesadas, permaneciendo la relación del Sm prácticamente similar en ambos minerales. Ello es coherente con la tendencia de este mineral a enriquecerse en TR ligeras (TRL) en detrimento de las pesadas (Deer *et al.*, 1986). Estos espectros difieren de los de allanitas de rocas monzograníticas del Sistema Central, en donde el contenido de TRL es mayor y donde el espectro presenta un predominio más claro de las TRL sobre las pesadas (Casillas *et al.*, 1995). Esta tendencia a producir espectros más planos e irregulares, que también sucede en otros minerales aquí estudiados, parece reflejo de las condiciones tan cambiantes de la relación fundidos / fluidos pegmatíticos.

En todos los casos se aprecia un cierto contenido en Y, más elevado en las allanitas-(Ce). En algunos puntos aislados se han medido elevadas concentraciones de Y, pero en estos casos las relaciones Si, Al, Fe y Ca no corresponden a las de una allanita s.s., debiéndose tratar de áreas alteradas en donde este mineral está parcialmente transformado a otros minerales secundarios, con una pérdida más rápida de TR que de Y. La cantidad de actínidos es más bien baja, especialmente la de Th, sobre todo si los comparamos con los de la gadolinita.

La cuantía de la sustitución  $TR^{3+}Fe^{2+}Ca^{2+}Fe^{3+}$  puede estimarse a partir del diagrama  $TR+Y+Fe^{3+}+Mg$  frente a  $Ca+Mn+Al+Fe^{3+}$  (Fig. 8). La relación  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  ha sido estimada por el método de Droop (1987). Como se puede observar, la proyección de todas ellas queda próxima a la recta sobre la que se proyectan las soluciones sólidas epidota - allanita (ferriallanita), encontrándose cercanas al vértice de esta última, lo que indica que son allanitas próximas al término final.

En cuanto a la epidota cabe señalar que, en general, la mayoría de las analizadas no muestran cantidades de TR significativas (por debajo del límite de detección de la EPMA). Sin embargo, en algunas de ellas, con zonados oscilatorios complejos, la cantidad de TR en zonas muy concretas puede llegar a ser muy elevada (hasta el 8 % de su peso total en óxidos), mientras que

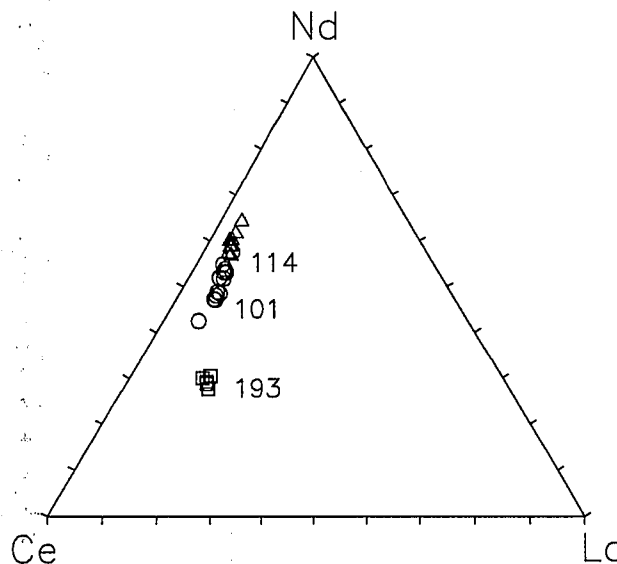


Figura 7.- Proyección en el diagrama Nd-Ce-La de allanitas-(Nd) (muestra 101, círculos; muestra 114, triángulos) y allanitas-(Ce) (muestra 193, cuadrados) pertenecientes a las pegmatitas de La Cabrera.

las zonas colaterales están prácticamente desprovistas de ellas. Ello sugiere cambios en el medio fluido que alteran sensiblemente la solubilidad de las TR a lo largo del crecimiento de estas epidotas. En todos los casos se mantiene siempre la relación  $Ce > La > Nd$ , lo que pudiera confirmar que la formación de allanita-(Nd) es un hecho restringido y que probablemente tiene mucho que ver con la transformación de una gadolinita anterior que, como se ha comentado previamente, puede llegar a contener notables cantidades de Nd.

#### Thalenita-(Y).

Se trata de un mineral raro, más común en pegmatitas asociadas a rocas alcalinas, pero que también puede formar parte de pegmatitas graníticas s.s. (Vlasov, 1966; Adams y Sharp, 1972; Fitzpatrick y Pabst, 1986) asociado a gadolinita, fergusonita, etc. Así acontece en La Cabrera, donde se la encuentra relacionada con gadolinita-(Y) y allanita-(Nd), probablemente como producto de la alteración de la primera por pérdida de Be y Fe. Su quimismo se muestra en la Tabla VII, constituyendo el mineral de más alto contenido de Y de La Cabrera, concentrando también TR, especialmente TRP. Su espectro de TR se muestra en la figura 9, discurriendo de modo paralelo al de la kainosita-(Y) y synchysita-(Y), empobrecidos todos ellos en Eu y Tb, hecho que también ocurre en algunas thalenitas-(Y) recogidas en Fitzpatrick y Pabst (1986). Su contenido en Th es bajo en comparación con los datos de Frondel (1958).

#### Kainosita-(Y).

Este mineral, muy poco común, es propio de pegmatitas alcalinas y raro en pegmatitas graníticas de berilo y gadolinita. Puede igualmente formar parte de

Tabla VI. Análisis de allanitas-(Nd) y -(Ce)

	101 -(Nd)		114 -(Nd)		193 -(Ce)	
	(16)	$\sigma$	(10)	$\sigma$	(7)	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	30.81	(2.22)	30.97	(1.29)	33.19	(0.80)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.45	(1.06)	17.02	(0.57)	19.57	(0.29)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3.37	(0.13)	-		-	
FeO*	9.69	(0.38)	9.69	(0.54)	10.12	(0.16)
MnO	1.39	(0.43)	1.61	(0.17)	0.09	(0.12)
MgO	0.28	(0.04)	0.05	(0.01)	0.14	(0.01)
CaO	10.09	(1.41)	9.01	(0.57)	12.40	(0.42)
TiO <sub>2</sub>	-		0.02	(0.02)	-	
ThO <sub>2</sub>	0.06	(0.07)	0.45	(0.16)	0.07	(0.03)
UO <sub>2</sub>	0.06	(0.06)	0.07	(0.02)	0.17	(0.17)
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	(0.05)	0.88	(0.29)	-	
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.34	(0.36)	1.41	(0.42)	2.40	(0.21)
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.07	(0.26)	0.62	(0.10)	1.97	(0.20)
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.92	(1.34)	5.09	(0.67)	7.28	(0.53)
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.47	(0.19)	1.66	(0.96)	3.42	(0.14)
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.59	(0.81)	8.86	(1.12)	3.84	(0.31)
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.74	(0.57)	3.40	(0.31)	1.34	(0.11)
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.05		<0.05		<0.05	
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.72	(0.22)	2.08	(0.14)	1.42	(0.14)
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	(0.03)	0.08	(0.02)	0.04	(0.02)
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.90	(0.19)	1.26	(0.11)	0.74	(0.06)
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	(0.04)	0.04	(0.04)	0.04	(0.04)
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	(0.04)	0.05	(0.02)	0.15	(0.03)
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	(0.10)	0.30	(0.10)	0.15	(0.04)
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	(0.05)	0.06	(0.02)	0.22	(0.03)
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	(0.01)	0.06	(0.02)	0.10	(0.05)
Total	97.59		94.25		98.86	
	23.82		23.56		20.71	
Número de iones calculados para 12.5 oxígenos						
Si	2.982		3.066		3.047	
Al	1.877		1.987		2.118	
Fe <sup>3+</sup>	0.245		-		-	
Fe <sup>2+</sup>	0.784		0.802		0.777	
Mg	0.040		0.007		0.020	
Ti	-		0.001		-	
$\Sigma M$	2.947		2.798		2.915	
Mn	0.114		0.135		0.007	
Ca	1.046		0.956		1.220	
Th	0.001		0.010		0.001	
U	0.001		0.002		0.003	
Sc	0.019		0.076		-	
Y	0.069		0.074		0.117	
La	0.038		0.023		0.067	
Ce	0.245		0.185		0.245	
Pr	0.052		0.060		0.114	
Nd	0.297		0.313		0.126	
Sm	0.091		0.116		0.042	
Eu	-		-		-	
Gd	0.055		0.068		0.043	
Tb	0.002		0.003		0.001	
Dy	0.028		0.040		0.022	
Ho	0.002		0.001		0.001	
Er	0.002		0.002		0.004	
Tm	0.004		0.009		0.004	
Yb	0.002		0.002		0.006	
Lu	0.001		0.002		0.003	
$\Sigma TR$	0.827		0.823		0.679	
$\Sigma A$	2.079		2.076		2.028	
$\Sigma cat.$	8.000		7.940		7.990	

\* Estimado, explicación en el texto. El número entre paréntesis, debajo del de la muestra, indica la cantidad de análisis considerados.

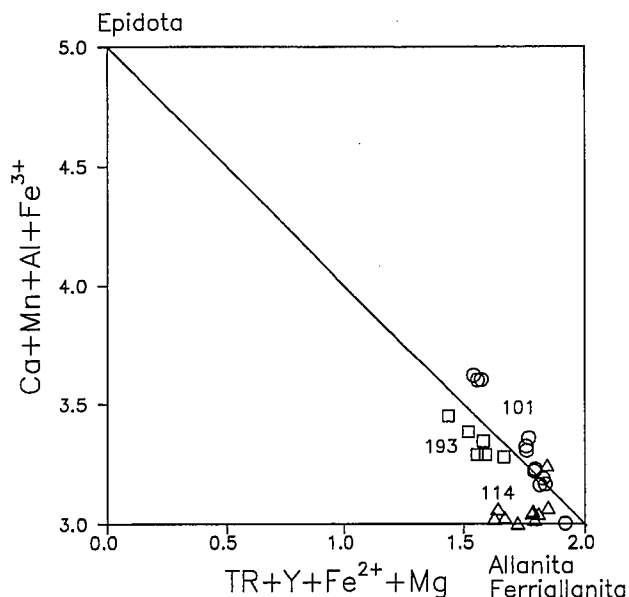


Figura 8.- Proyección de allanitas-(Nd) (muestra 101, círculos; muestra 114, triángulos) y allanitas-(Ce) (muestra 193, cuadrados) en el diagrama (Ca+Mn+Al+Fe<sup>3+</sup>) vs. (TR+Y+Fe<sup>2+</sup>+Mg). Minerales de las pegmatitas de La Cabrera.

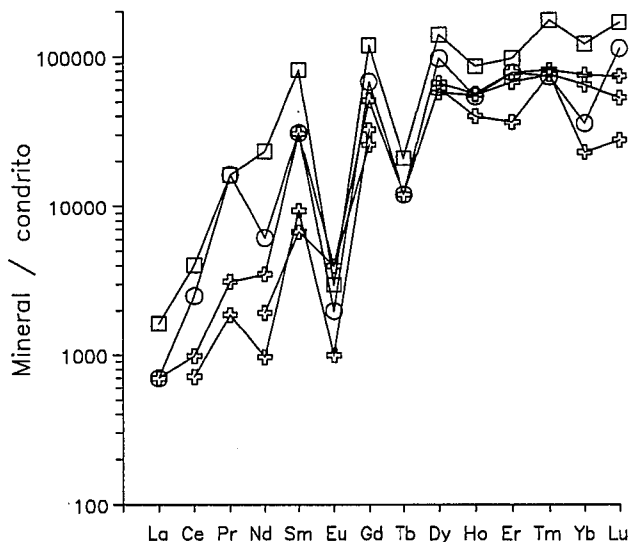


Figura 9.- Diagrama de TR normalizado a condrito para la media de 3 conjuntos de kainositas-(Y) (cruces); 1 de thalenitas-(Y) (cuadros) y otro de un carbonato de Y, probablemente synchysita-(Y) (círculos). Minerales de las pegmatitas de La Cabrera.

algunas rocas skarnoides y así Raade *et al.* (1993) lo encuentran reemplazando metasomáticamente a kuliokita-(Y), con aporte exterior de Ca. En la pegmatita Ploskaya, en Kola (Rusia), constituye un mineral secundario que crece sobre una fluorita rica en Y (Voloshin y Pakhomovskii, 1986).

En La Cabrera es un mineral escaso que forma cristales milimétricos o menores aunque excepcionalmente puede llegar a constituir masas policristalinas centimétricas. Su quimismo se muestra en la Tabla VII, predominando el Y y TRP sobre las TRL, lo que constituye siempre una característica de este mineral; las sustituciones de Si y Ca son irrelevantes. Su espectro de TR referido al condrito se muestra en la figura 9 y es muy similar en todo al de la thalenita-(Y), lo que podría confirmar un antecedente común.

Su génesis parece relacionada con un hidrotermalismo con alta actividad de Ca y, probablemente, bajo en Al y P. Aunque no se han encontrado relaciones claras con minerales anteriores de Y, podría ser una consecuencia de la desestabilización de la gadolinita-(Y) que, como hemos visto, conlleva una pérdida de Fe. La formación de kainosita-(Y) o thalenita-(Y) dependería entonces de la actividad local del Ca; el hecho de que en estas pegmatitas la actividad del Ca sea alta justificaría que la kainosita-(Y) sea más común que la thalenita-(Y), aunque siempre dentro de la escasez de ambos minerales.

**Minerales con Y y TR: fosfatos y carbonatos**

Los únicos fosfatos conocidos en las pegmatitas de La Cabrera son fluorapatito (que aparece de manera esporádica), y monacita-(Ce) y xenotima (mucho más

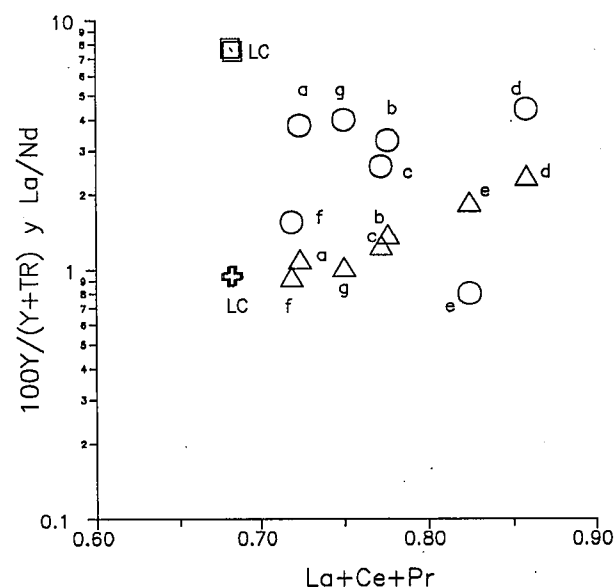


Figura 10.- Relaciones 100\*Y/(Y+TR) vs. (La+Ce+Pr) y La/Nd vs. (La+Ce+Pr) de dos monacitas de La Cabrera (LC), indicadas mediante cuadrados y cruces, respectivamente. Las mismas relaciones para los valores medios de monacitas de otras procedencias según Rosenblum y Fleischer (1995) (círculos y triángulos) respectivamente: a.- pegmatitas graníticas; b.- granitos, granodioritas y cuarzomonzonitas; c.- gneises; d.- rocas y pegmatitas alcalinas; e.- carbonatitas; f.- monacitas oscuras (sic); g.- placeres no identificados.

raros). La mayor parte del fluorapatito de estas pegmatitas, con F entre 3% y 3.5% en peso y sin cloro apreciable, es relativamente rico en Mn y no suele contener TR. Sin embargo, los fluorapatitos asociados a los minerales de Y y TR, que, por el contrario, no tienen Mn, sí pueden contener alguna cantidad de TR (hasta 0.5% de su peso total) y algo más de Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (entre

Tabla VII. Análisis de thalenitas-(Y), kainositas-(Y) y  $\lambda$ synchysitas-(Y)?

	Tha 114 (12) $\sigma$	Kai 54 (9) $\sigma$	Kai 146 (8) $\sigma$	Kai 152 (7) $\sigma$	Syn 181 (*) (10) $\sigma$
SiO <sub>2</sub>	30.85(0.39)	35.59(0.19)	35.15(0.50)	36.71(0.86)	<0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18(0.09)	0.06(0.02)	0.39(0.25)	0.26(0.22)	<0.01
FeO	0.07(0.07)	0.08(0.01)	0.02(0.01)	0.16(0.08)	<0.02
MnO	<0.02	0.02(0.01)	<0.02	<0.02	<0.02
MgO	<0.01	<0.01	<0.1	<0.01	<0.01
CaO	0.14(0.11)	17.13(0.76)	17.39(0.91)	18.05(0.35)	19.40(0.68)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02(0.02)	-	-	-	0.02(0.02)
ThO <sub>2</sub>	0.03(0.03)	-	-	-	0.18(0.09)
UO <sub>2</sub>	0.02(0.02)	-	-	-	0.15(0.09)
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39(0.18)	<0.01	0.07(0.06)	0.15(0.14)	-
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.96(2.44)	30.89(0.67)	23.73(0.78)	26.69(1.31)	35.03(2.00)
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07(0.04)	0.03(0.02)	<0.02	<0.02	0.03(0.02)
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.45(0.26)	0.11(0.03)	0.08(0.05)	0.08(0.04)	0.28(0.07)
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26(0.05)	0.05(0.04)	0.03(0.01)	<0.05	0.26(0.06)
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.93(0.63)	0.29(0.11)	0.08(0.05)	0.16(0.13)	0.51(0.15)
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19(0.44)	0.82(0.17)	0.25(0.099)	0.18(0.17)	0.83(0.22)
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03(0.01)	0.04(0.01)	0.01(0.01)	0.04(0.02)	0.02(0.02)
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.20(0.40)	1.80(0.23)	1.15(0.25)	0.91(0.30)	2.40(0.30)
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14(0.07)	0.08(0.03)	<0.05	<0.05	0.08(0.05)
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.12(0.22)	2.69(0.27)	2.92(0.55)	2.52(0.36)	4.24(0.46)
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84(0.15)	0.39(0.05)	0.55(0.10)	0.54(0.10)	0.53(0.08)
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.77(0.57)	1.04(0.31)	2.23(0.24)	1.93(0.15)	2.22(0.12)
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.71(0.12)	0.31(0.12)	0.33(0.06)	0.31(0.09)	0.30(0.10)
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.43(0.43)	0.65(0.08)	2.13(0.41)	1.83(0.63)	1.01(0.32)
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73(0.42)	0.12(0.04)	0.32(0.34)	0.23(0.11)	0.49(0.16)
Total	96.52	92.19	86.83	90.76	68.22 (*)

Núm. de iones calculados para 5, 13 y 21 oxígenos respectivamente

Si	6.047	3.905	4.027	4.009	-
Al	0.042	0.008	0.053	0.033	-
Fe <sup>2+</sup>	0.011	0.007	0.002	0.015	-
Mn	-	0.002	-	-	-
Ca	0.029	2.014	2.135	2.112	1.869
P	0.002	-	-	0.001	0.002
Th	0.001	-	-	-	0.004
U	0.001	-	-	-	0.002
Sc	0.067	-	0.007	0.014	-
Y	4.272	1.803	1.447	1.551	1.690
La	0.005	0.001	-	-	0.001
Ce	0.032	0.004	0.003	0.003	0.009
Pr	0.019	0.002	0.001	-	0.009
Nd	0.135	0.011	0.003	0.006	0.016
Sm	0.148	0.031	0.010	0.007	0.026
Eu	0.002	0.001	-	0.001	0.001
Gd	0.273	0.065	0.044	0.033	0.072
Tb	0.009	0.003	-	-	0.002
Dy	0.386	0.095	0.108	0.089	0.123
Ho	0.052	0.014	0.020	0.019	0.015
Er	0.171	0.036	0.080	0.066	0.063
Tm	0.043	0.011	0.012	0.011	0.008
Yb	0.205	0.022	0.074	0.061	0.028
Lu	0.043	0.004	0.011	0.008	0.013
$\Sigma$ TR	1.554	0.301	0.367	0.303	0.385
$\Sigma$ cat.	11.984	8.032	8.035	8.024	3.953

El número entre paréntesis, debajo del de la muestra, indica la cantidad de análisis considerados.

(\*) El fluor ha resultado siempre <0.02.

0.25% y 2%).

Por otra parte, la calcita es prácticamente el único carbonato presente en estas pegmatitas, sin sustituciones del Ca de especial relevancia. En este sentido, Bellido (com. pers., 1995) ha determinado contenidos de Y de algunas decenas de ppm en una calcita pegmatítica.

*Monacita-(Ce)*.

Sólo se ha encontrado este mineral constituyendo cristales submilimétricos de color rojizo, sin aparente conexión espacial con otras fases minerales específicas de TR, asociado o incluido en epidota-clinozoisita, lo que denota una génesis anterior a la de este silicato.

En la Tabla VIII se muestran dos análisis represen-

Tabla VIII. Análisis de monacitas-(Ce) y xenótimas

	M-12846	M-12847	X-10152	X-10153
SiO <sub>2</sub>	1.06	0.87	1.02	1.06
FeO	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
MnO	<0.02	<0.02	0.01	0.01
CaO	0.43	0.42	0.04	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29.73	29.97	34.91	33.83
ThO <sub>2</sub>	4.19	3.80	0.60	0.16
UO <sub>2</sub>	0.72	0.60	<0.03	0.35
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.45	3.41	42.74	42.40
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.93	11.11	<0.01	0.01
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.89	27.51	0.07	0.11
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.95	2.97	0.03	<0.02
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.05	12.12	0.42	0.45
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.82	2.81	1.15	1.30
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	0.02	0.01	0.05
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.08	4.43	3.27	3.37
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.10	0.15	0.13
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	0.73	5.54	5.48
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	<0.06	0.47	0.51
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.09	3.17	3.03
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.06	<0.06	0.52	0.61
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.03	<0.03	2.55	2.45
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.03	<0.03	1.32	1.00
Total	99.71	99.88	98.00	96.43

Número de iones calculados para 4 oxígenos

Si	0.041	0.034	0.033	0.036
Ca	0.018	0.017	0.001	0.002
P	0.974	0.978	0.990	0.981
Th	0.037	0.033	0.005	0.001
U	0.006	0.005	-	0.003
Y	0.071	0.070	0.762	0.773
La	0.156	0.158	-	-
Ce	0.381	0.388	0.001	0.001
Pr	0.042	0.042	-	-
Nd	0.166	0.167	0.005	0.005
Sm	0.038	0.037	0.013	0.015
Eu	-	-	-	0.001
Gd	0.052	0.057	0.036	0.037
Tb	0.002	0.001	0.002	0.001
Dy	0.010	0.009	0.060	0.060
Ho	0.001	0.000	0.005	0.005
Er	0.001	0.001	0.033	0.032
Tm	-	-	0.005	0.006
Yb	-	-	0.026	0.026
Lu	-	-	0.013	0.010
100Y/(Y+TR)	7.722	7.516	79.170	79.163
ΣLa+Ce+Pr	0.682	0.683	0.001	0.001
ΣLa-Nd	0.878	0.877	0.021	0.034
ΣSm-Ho	0.120	0.121	0.579	0.597
ΣEr-Lu	0.001	0.001	0.390	0.369
ΣTR	0.848	0.860	0.200	0.201
La/Nd	0.937	0.946	0.002	0.002

100Y/(Y+ΣTR) esta calculado en óxidos, el resto en cationes.  
 (La-Nd)=La+Ce+Pr+Nd. (Sm-Ho)=Sm+Eu+Gd+Tb+Dy+Ho. (Er-Lu)=Er+Tm+Yb+Lu.

tativos en los que se puede apreciar su contenido mayoritario en Ce y una relación La/Nd en torno a 0.94, muy próxima al 0.92 que, como valor medio, encuentran Rosenblum y Fleischer (1995) para un conjunto de 138 monacitas procedentes de pegmatitas graníticas. Una perspectiva de ello se visualiza en la figura 10, trasladada de estos autores. Por otra parte, la Σ (La+Ce+Pr),

en torno a 0.7, es coherente para monacitas pegmatítico-graníticas (Rapp y Watson, 1986; Rosenblum y Fleischer, 1995) y similar al que encuentran Casillas *et al.* (1995) en monacitas graníticas de la Sierra de Guadarrama. Destaca la alta relación  $100 \cdot Y_2O_3 / (TR)_2O_3$ , situada en torno a 7.5. Aunque sustanciales contenidos en Y son propios de monacitas

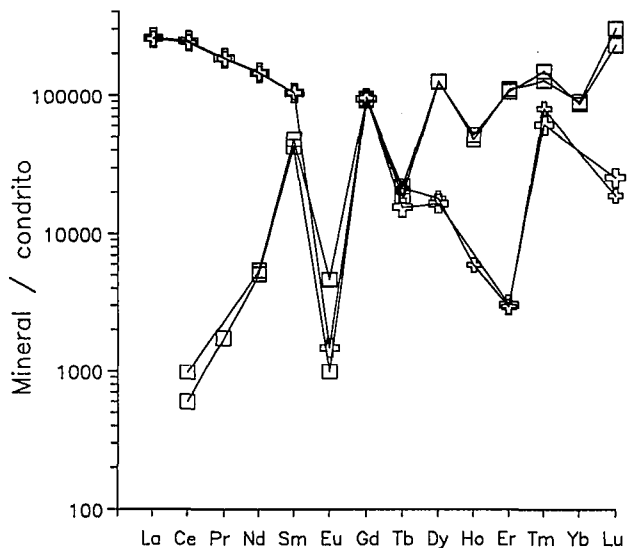


Figura 11.- Diagrama de TR normalizado a condrito de las monacitas 12846 y 12847 (cruces) y de las xenotimas 10152 y 10153 (cuadrados) de las pegmatitas de La Cabrera.

pegmatítico - graníticas y Rosenblum y Fleischer (1995) recogen varios casos en los que este parámetro es mayor de 10, sin embargo, el valor medio que encuentran estos autores para las monacitas de este origen es más bajo (3.8) que el de las monacitas de La Cabrera (Fig. 10). Esto indica una vez más la elevada relación Y/TR que parece caracterizar siempre a los fluidos pegmatíticos de La Cabrera. En la figura 11 se muestra su espectro de TR referido al condrito, mostrando el empobrecimiento en TRP característico de este mineral y llamando la atención su notable contenido en Gd. La cantidad de actínidos, fundamentalmente Th, se puede considerar normal en la monacita, que forma solución sólida continua con huttonita y cheralita (Kucha, 1980) mediante las sustituciones  $\text{Si}^{4+}_1\text{Th}^{4+}_1\text{P}^{5+}_1\text{TR}^{3+}_1$  y  $\text{Ca}^{2+}_1\text{Th}^{4+}_1\text{TR}^{3+}_2$ . Esto podría justificar los contenidos de Si de estas monacitas, aunque no se pueda descartar el funcionamiento de la sustitución  $\text{Si}^{4+}_5\text{P}^{5+}_4$ .

#### Xenotima.

Ocasionalmente constituye cristales asociados a fluorapatito dentro de masas de gadolinita y allanita; ambos fosfatos, muy minoritarios en estas masas, parecen ligeramente previos a los silicatos de TR.

Su quimismo, que se puede contemplar en la Tabla VIII, se caracteriza por una notable cantidad de TR, con un claro predominio de las TRP, aspecto este que parece característico de este mineral (Vlasov, 1966; Amlí, 1975; Demartin *et al.*, 1991). Los perfiles normalizados al condrito se muestran en la figura 11, junto con el de las monacitas. Su contenido en actínidos (facilitado por su isoestructura con algunos silicatos de U y Th) es bajo y no siempre tienen  $U > Th$  como suele acontecer en este mineral (Vlasov, 1966). La presencia de algo de Si (en torno a 0.3 ipfu) es difícil de explicar

y tanto podría deberse a sustituciones del tipo señalado en la monacita como a distorsiones de la red por la entrada en la xenotima de TRL (Demartin *et al.*, 1991).

#### Carbonato de Y y TR: ¿Synchysita-(Y) ?

De manera dispersa y ocasional, sobre la superficie de cristales idiomorfos de feldespatos y cuarzo, se encuentran crecidas algunas esférulas de color blanco de hasta 0.5 mm de diámetro, cuya composición química (Tabla VII) parece corresponder a la synchysita-(Y), teniendo en cuenta además su relación  $\text{Ca}/(\text{Y}+\text{TR})$  próxima a 1 y la estimación semicuantitativa del C. A la espera de poder contar en el futuro con el suficiente material adecuado para su identificación estructural, hay que resaltar su falta de F, por lo que, si se confirmara su identidad, se trataría de una synchysita-(Y) en la que el F estaría sustituido por un grupo OH, tratándose entonces de una hidroxysynchysita, no descrita hasta la fecha (Cesbron, 1989; Fleischer y Mandarino, 1995). En este sentido, Ahijado y Palacios (1991) han encontrado una synchysita-(Ce) en carbonatitas de Canarias, donde parece que el F sólo se encuentra como trazas.

Una sección ecuatorial de una de estas esférulas muestra su crecimiento radial característico y permite reconocer un zonado concéntrico oscilatorio con variaciones composicionales del Y y TR de no demasiada importancia (Lámina I, j). Es de destacar la génesis tardía de este mineral, hasta el punto de incluir laumontita, cuyas secciones romboidales en negro destacan con suficiente claridad en la imagen BSE citada.

#### Conclusiones

El plutón granítico de La Cabrera, debido a sus características geoquímicas y a su somero nivel de emplazamiento, contiene gran cantidad de cavidades, desde tipos micromiarolíticos hasta pegmatitas zonadas de dimensiones métricas. La gran actividad hidrotermal de estos granitos durante su consolidación, continuada hasta temperaturas menores de 100 °C, produjo un lixiviado de los mismos, concentrando algunos elementos raros en sus fluidos hidrotermales. Esta actividad afectó a la mineralogía de las pegmatitas, dando lugar a nuevas asociaciones minerales que se superimpusieron a las primitivas, produciéndose, esencialmente, minerales cálcicos de alta, media y baja temperatura, con algunas mineralizaciones de elementos raros.

Entre las características más destacables de estas pegmatitas hay que señalar, por una parte, la escasez de minerales con P y F, y, en menor medida, con B; por otra, la relativa pobreza de minerales con ferromagnesianos; también el predominio de los minerales con Y sobre los de TRL; y, por último, la relación  $\text{Nb} > \text{Ta}$  en casi todos los minerales de estos elementos. La presencia de calcita en muchas de ellas condicionará las asociaciones minerales cálcicas de media y baja temperatura de estos cuerpos.

Los minerales con altos contenidos de Be que se encuentran en estas pegmatitas son gadolinita-(Y),

helvina y, sobre todo, bavenita. Estos últimos deben probablemente su origen a la desaparición de un berilo anterior. La mayor cantidad de bavenita en relación con la helvina debe achacarse a la alta actividad del Ca durante las etapas hidrotermales tardiepegmatíticas.

Los minerales que contienen Nb y Ta son vigezzita y, en menor medida, casiterita, scheelita, ilmenita y titanita. La vigezzita, además, tiene altos contenidos de TR o de Y, lo que da lugar, según la relación Y/TR, a vigezzita-(Ce) y vigezzita-(Y), planteándose por primera vez, en este estudio, la existencia de esta última como una posible nueva especie mineral.

El principal portador de Y en estas pegmatitas es el granate, encontrándose también algunas fases específicas de este elemento. Las de mayor temperatura son xenotima y gadolinita-(Y), mientras que kainosita-(Y), thalenita-(Y) y ¿synchronita-(Y)? parecen de menor temperatura, originadas probablemente por la desestabilización de la gadolinita-(Y).

Los minerales específicos de TR ligeras son monacita-(Ce), allanitas y epidota rica en TR. Aunque la especie dominante es la allanita-(Ce), se ha constatado la presencia restringida de allanita-(Nd). Su asociación con gadolinita-(Y) y thalenita-(Y) podría indicar que su origen está relacionado con la alteración de la gadolinita-(Y), en alguna de las cuales se ha constatado altos contenidos en Nd.

La presencia de zonados en los minerales con TR, con notables variaciones de los contenidos totales y relativos de ellas, sugiere importantes cambios en el medio fluido que alteran la solubilidad de las TR durante las etapas hidrotermales postpegmatíticas.

El buen hacer y apoyo constante de Alfredo Fernández Larios ha hecho posible realizar en la microsonda Jeol del Centro de Microscopía de la UCM toda la analítica mostrada; las fotografías fueron obra suya. En la analítica de TR hemos contado con la colaboración de José Luis Brandle (CSIC, Madrid) y Gema Nagy (Laboratorio de Geoquímica, Academia de Ciencias, Budapest).

José Antonio Martín, de la empresa Manebach, Manuel Arlandi y José González del Tánago Jr. de la E.T.S. Ingenieros de Minas de Madrid, así como Fabián Ribes, Félix Marco, Antonino Bueno, Borja Sáinz de Baranda y Gonzalo García nos han acompañado en los muestreos de campo o proporcionado múltiples datos e inclusive han puesto a nuestra disposición ejemplares de minerales para su estudio. Todos ellos han hecho posible este trabajo.

Finalmente nuestro agradecimiento a los Doctores Carlos Villaseca (Dpto. de Petrología y Geoquímica, UCM) y Félix Bellido (ITGE) por sus constructivas críticas al manuscrito. Igualmente las valiosas aportaciones del Doctor Carlos Melgarejo (Universidad de Barcelona) y otro revisor anónimo han contribuido a la mejora del mismo.

Los objetivos de este trabajo se incluyen en los del proyecto DGICYT PB93-0295-C02.

## Bibliografía

Adams J.W. y Sharp, W.N. (1972): Thalenite and allanita derived from yttrifluorite in the White Cloud

- pegmatite, South Platte Area, Colorado. *U.S.G.S. Prof. Paper*, 88-c:c63-c69.
- Adusumilli, M.S., Kieft, C. y Burke, E.A.J. (1974): Tantal-aeschynite, a new mineral of the aeschynite group from Borborema region, north-eastern Brazil. *Miner. Mag.*, 39: 571-576.
- Ahijado, T. y Palacios, T. (1991): Synchronita en las carbonatitas de la Pta. del Peñón Blanco, Fuerteventura, Islas Canarias. *Geogaceta*, 10: 83-84.
- Amlí, R. (1975): Mineralogy and Rare Earth Geochemistry of Apatite and Xenotime from the Gloserheia granite pegmatite, Froland, Southern Norway. *Amer. Miner.*, 60: 607-620.
- Artini, E. (1901): Di una nuova specie minerale trovata nel granito di Baveno. *Atti (Rend) reale Accad. Lincei Lincei*, 10: 139-145.
- Barton, M.D. (1986): Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the BeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (BASH) system, with petrologic applications. *Amer. Miner.*, 71: 277-300.
- Bellido, F. (1979): *Estudio petrológico y geoquímico del Plutón granítico de La Cabrera*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid. 331 pp. (inédita).
- Bellido, F., Brandle, J.L., García Cacho, L. y Martínez, M. (1983): Estudio de pegmatitas lepidolíticas en el plutón de La Cabrera. *Bol. Geol. Minero*, 94: 530-537.
- Buda, G. y Nagy, G. (1995): Some REE-bearing accessory minerals in two types of Variscan granitoids. *Hungary Geol. Carpha.*, 46: 67-78.
- Burt, D.M. (1980): The stability of danalite, Fe<sub>4</sub>Be<sub>3</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>S. *Amer. Miner.*, 65: 355-360.
- Burt, D.M. (1982): Minerals of beryllium. En: *Granitic Pegmatites in Science and Industry* (P. Černý, Ed.), Miner. Assoc. Canada. Short Course Handbook 8: 135-148.
- Casillas, R., Nagy, G., Pantó, G., Brandle, J.L. y Forizs, I. (1995): Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain). *Eur. Jour. Mineral.*, 7: 989-1006.
- Cathelineau, M. (1988): Accessory mineral alteration in peraluminous granites at the hydrothermal stage: a review. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 43: 499-508.
- Černý, P. (1991) Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits. *Geoscience Canada*, 18, 2: 49-67.
- Černý, P. y Ercit, T.S. (1989): Mineralogy of Niobium and Tantalum: Crystal, Chemical Relationship, Paragenetic Aspects and Their Economic Implications. En: *Lanthanides, Tantalum and Niobium* (P. Moller, P. Černý y F. Saupé, Eds.). Springer Verlag, Berlín: 27-79.
- Černý, P. y Hawthorne, F.C. (1982): Selected peraluminous minerals. En: *Short Course on Granitic Pegmatites In Science And Industry*. (P. Černý, ed.). Miner. Assoc. Canada, Toronto, 163-179.
- Cesbron F.P. (1986): Mineralogy of the Rare-Earth Elements. En: *Lanthanides, Tantalum and Niobium* (P. Moller, P. Černý y F. Saupé, Eds.). Springer Verlag, Berlín: 3-26.
- Clark, A.M. y Fejer, E.E. (1976): Zoned genthelvitite from the Cairngorm Mountains, Scotland. *Miner. Mag.*, 40: 637-639.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. (1982): *Rock-forming minerals. Orthosilicates. II*. Longman, Londres, 919 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. (1986): *Rock-forming minerals. Desilicates and ring silicates*. 1b. Longman, Londres. 629 p.

- Demartin, F., Pilati, T., Diella, V., Doncelli, S., Gentile, P. y Gramaccioli, C.M. (1991): The chemical composition of xenotime from fissures and pegmatites in the Alps. *Can. Miner.*, 29: 69-75.
- Demartin, F., Pilati, T., Diella, V., Gentile, P. y Gramaccioli, C.M. (1993): A crystal-chemical investigation of alpine gadolinite. *Can. Miner.*, 30: 127-136.
- Dollase, W.A. (1971): Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. *Amer. Miner.*, 56: 447-464.
- Droop, G.R.T. (1987): A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Miner. Mag.*, 51: 431-435.
- Dunn, P.J. (1976): Genthelvitite and the helvine group. *Miner. Mag.*, 40: 627-636.
- Evensen, M.N., Hamilton, P.J. y O'niós, R.K. (1978): Rare earth abundance in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1192-1212.
- Fleischer, M. y Mandarino, A. (1995): *Glossary of Mineral Species*. The Mineralogical Record Inc., Tucson. 280 p.
- Fitzpatrick, J. y Pabst, A. (1986): Thalenite from Arizona. *Amer. Miner.*, 71: 188-193.
- Foord, E.E., Gaines, R.V., Crook, J.G., Simmons Jr., W.B. y Barbosa, C.P. (1986): Minasgeraisite, a new member of the gadolinite group from Minas Gerais, Brazil. *Amer. Miner.*, 71: 603-607.
- Fron del, C. (1958): Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium. *U.S. Geol. Survey Bull.* 1064. 400 p.
- Fron del, J.W. (1964): Variation of some rare earths in allanite. *Amer. Miner.*, 49: 1159-1177.
- García de Guinea, J., Bellido, F. y Galán, E. (1982): La prehnite de La Cabrera (Madrid). Características, génesis e interés gemológico. *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 5: 29-42.
- Gieré, R. (1996): Formation of rare earth minerals in hydrothermal systems. En: *Rare Earth Minerals, Chemistry, origin and ore deposits*. (Jones, A.P., Wall, F. y Williams, C.T.) the Mineralogical Society Series 7, Chapman & Hall, Londres: 105-150.
- Ginzburg, A.I., Timofeyev, I.N. y Feldman, L.G. (1979): *Principios de geología de las pegmatitas graníticas* (en ruso). Nedra, Moscú. 266 p.
- Giuseppetti, G y Tadini, C. (1990): The crystal structure of vigezzite, (Ca,Ce)(Nb,Ta,Ti)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, intermediate term of the aeschynite series. *N. Jb. Miner. Mh.*, 11:301-308.
- González del Tánago, J. (1981): *Las pegmatitas del cerro de San Pedro y sus formaciones encajantes*. Tesis de licenciatura, Univ. Complutense, Madrid, 175 p. (inérita).
- González del Tánago, J. (1985): Las pegmatitas graníticas del macizo de San Pedro (Sistema Central Español). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 8: 207-218.
- González del Tánago, J. (1995): *El núcleo metamórfico de Sierra Albarrana y su campo de pegmatitas graníticas asociado. Macizo Ibérico, Córdoba, España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 1993. Publicado en Laboratorio Xeolog. Laxe, serie Nova Terra 12: 714 p.
- González del Tánago, J., Bellido, F. y García Cacho, L. (1986): Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 97: 103-121.
- Graeser, S. Schwander, H. y Hanni, H. (1979): Vigezzite, (Ca,Ce)(Nb,Ta,Ti)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, a new aeschynite-type mineral from the Alps. *Miner. Mag.*, 43: 459-462.
- Higgins, J.B. y Ribbe, P.H. (1977): The structure of malayaite, CaSnOsiO<sub>4</sub> a tin analog of titanite. *Amer. Miner.*, 62: 801-806.
- Holser, W.T. (1953): Beryllium minerals in the Victorio Mountains, Luna county, New Mexico. *Amer. Miner.*, 38: 599-612.
- Ito, J. y Hafner, S.S. (1974): Synthesis and study of gadolinites. *Amer. Miner.*, 59: 700-708.
- Jarosewich, E.J. y Boatner, L.A. (1991): Rare-Earth Element Reference Samples for electron microprobe analysis. *Geostandards Newsletters*, 15:397-399.
- Jarosewich, E.J., Nelen, J.A. y Norberg, J.A. (1980): Reference samples for electron microprobe analysis. *Geostandards Newsletters*, 4: 43-47.
- Komkov, A.I. y Belopol, S.M.P. (1966): Isomorphism in the system YNbTiO<sub>6</sub>-CeNbTiO<sub>6</sub>. *Dokl. Acad. Sci. URSS, Earth Sci. Sec.*, 170: 163-164.
- Kucha, H. (1980): Continuity in the monazite-huttonite series. *Miner. Mag.*, 43: 1031-1034.
- Leal, C. (1994): *Estudio estructural e paragenético de um sistema pegmatóide granítico - O campo aplito-pegmatítico de Arga Minho - Portugal*. Tesis Doctoral, Univ. do Minho, 695 p.
- Liou, J.G., Kim, H.S. y Maruyamai, S. (1983): Prehnite - Epidote Equilibria and their Petrologic Applications. *Jour. Petrol.*, 24: 321-342.
- Litvinovsky, B., Antipin, V., Reyf, F. y Kuzmin, M. (1995): *Rare metal and paligenetic granitoids of Transbaikalia and related mineralization*. Excursion guide of transbaikalia Field Meeting, Russia. 99 p.
- London, D. (1987): Internal differentiation of rare-element pegmatites: Effects of boron, phosphorous, and fluorine. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 403-420.
- Manning, D.A.C. y Pichavant, M. (1985): Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. En: *Granite-Related Mineral Deposits* (Taylor, R.P. y Strong, D.F. Eds.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, volumen especial 39: 13-24.
- Miyawaki, R., Nakai, I. y Nagashima, K. (1984): A refinement of the structure of gadolinite. *Amer. Miner.*, 69: 948-953.
- Moller, P. (1986): REE (Y), Nb and Ta Enrichment in Pegmatites and Carbonate-Alcalic Rock Complexes. En: *Lanthanides, Tantalum and Niobium* (P. Moller, P. Černý y F. Saupé, Eds.). Springer Verlag, Berlín: 103-144.
- Navarro, A. y Puche, O. (1995): Descubrimiento de helvina y manganochamosita en la Sierra de Madrid. *Bol. Geol. Min.*, 106: 283-292.
- Pan, Y. y Fleet, M.E. (1990): Halogen-bearing allanite from the White river gold occurrence, Hemlo Area, Ontario. *Can. Miner.*, 28: 67-75.
- Pan, Y. y Fleet, M.E. (1991): Vanadian allanite-(La) and vanadian allanite-(Ce) from the Hemlo gold deposit, Ontario, Canada. *Miner. Mag.*, 55: 497-507.
- Paul, B.J., Černý, P. Chapman, R. y Hinthorne, J.R. (1981): Niobian titanite from the Huron Claim pegmatite, southeastern Manitoba. *Can. Miner.*, 19: 549-552.
- Petrik, I., Broska, I., Lipka, J. y Siman, P. (1995): Granitoid allanite-(Ce): substitutions relations, redox conditions and REE distributions (on an example of I-type granitoids, Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpa.*, 46: 79-94.
- Puffer, J.H. (1972): Iron-bearing minerals as indicators of intensive variables pertaining to granitic rocks from the Pegmatite Points Area, Colorado. *Amer. Jour. Sci.*, 272: 273-289.
- Puffer, J.H. (1975): Some North American iron-titanium oxide bearing pegmatites. *Amer. Jour. Sci.*, 275: 708-730.
- Raade, G. (1969): Cavity minerals from the Permian biotite

- granite at Nedre Eiker Church. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 49: 227-239.
- Raade, G., Sæbø, P.C., Austrheim, H. y Kristiansen, R. (1993): Kuliokite-(Y) and its products alteration Kainosite-(Y) and Kamphaugite-(Y) from granite pegmatite in Tørdal, Norway. *Eur. Jour. Miner.*, 5: 691-698.
- Rapp, P.R. y Watson, B. (1986): Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94: 304-316.
- Roeder, P.L. (1985): Electron-microprobe analysis for rare-earth elements: use of calculated peak-overlap corrections. *Can. Miner.* 23: 263-271.
- Roedder, E. (1984): *Fluid Inclusions*. Reviews in Mineralogy, 12, Miner. Soc. Amer. Washington. 646 p.
- Rosenblum, S y Fleischer, M. (1995): The Distribution of Rare-Earth Elements in Minerals of the Monazite family. *U.S.G.S. Bulletin* 2140. 62 p.
- Sánchez, L. y García de Guinea, J. (1992): Feldspatos: mineralogía, yacimientos y aplicaciones. En: *Recursos minerales de España* (J. García de Guinea y J. Martínez, Eds.), C.S.I.C., Madrid, Textos universitarios, 15: 442-470.
- Sánchez, L., López, S., Fernández, M. y García de Guinea, J. (1990): Feldspatos de pegmatitas de clase II y IV en el área de Manzanares - Colmenar Viejo (Madrid). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 13: 155-168.
- Segalstad, T.V. y Larsen, A.O. (1978): Gadolinite-(Ce) from Skien, southwestern Oslo region, Norway. *Amer. Miner.*, 63: 188-195.
- Shearer, C.K. y Papike, J.J. (1988): Pegmatite-wallrock interaction: holmquistite-bearing amphibolite, Edison pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Amer. Miner.*, 73: 324-337.
- Shearer C.K., Papike, J.J., Simon, S.B. y Laul, J.C. (1986): Pegmatite-wallrock interactions, Black Hills, South Dakota: Interaction between pegmatite-derived fluids and quartz-mica schist wallrock. *Amer. Miner.*, 71: 518-539.
- Sommerauer, J. y Weber, L. (1972): Aeschyinit-(Y,Gd,Dy,Er), ein neues Zerrklufftmineral der zentralen Schweizer Alpen. *Schweiz Miner. Petrog. Mitt.* 52: 75-91.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1985): *The Continental Crust. Its composition and evolution*. Blackwell Sci. Pub., Oxford. 312 p.
- Tschernich, R.W. (1992): *Zeolites of the world*. Geoscience Press, inc., Phoenix, Arizona. 563 p.
- Tracy, R.C. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. En: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria* (J.M. Ferry, Ed.), Reviews in Mineralogy, 10, Miner. Soc. Amer., Washington: 355-397.
- Viallette, Y., Bellido, F., Fuster, J.M. e Ibarrola, E. (1981): Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuad. Geol. Iber.*, 7: 327-335.
- Villaseca, C., Barbero, L., Huertas, M.J., Andonaegui, P. y Bellido, F. (1993): *A Cross-section Through Hercynian Granites of Central Iberian Zone. Excursion Guide*. Serv. Pubi. C.S.I.C., Madrid. 122 p.
- Vlasov, K.A. (1966): *Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of Their Deposits, Vol II, Mineralogy of Rare Elements*. Acad. Sci. URSS. Trad. del ruso por S. Monson, Jerusalem. 945 p.
- Voloshin, A.V. y Pakhomovskii, Ya. A. (1986): *Mineralogía, evolución y mineralogénesis de pegmatitas con amazonita de la península de Kola*. Pub. Academia de Ciencias de la URSS, Leningrado 168 p. (en ruso)
- Voloshin, A.V., Pakhomovskii, Ya. A. y Men'shikov, Yu.P. (1983): Hingganite-(Yb)- anew mineral specie from the amazonitic pegmatites of the Kola Peninsula. *Dokl. Acad. Sci. URSS*, 270: 1188-1192 (en ruso).

Manuscrito recibido el 29 de Mayo de 1996

Aceptado el manuscrito revisado el 10 de Mayo de 1997