

# Mineralogía y geoquímica de las micas en las pegmatitas Santa Elena y El Peñón, Provincia Pegmatítica Pampeana, Argentina

**Miguel A. Galliski**

Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales  
(IANIGLA-CONICET), Avda. Adrián Ruiz Leal s/n Parque General San Martín,  
CC 330, 5500 Mendoza, Argentina  
e-mail: galliski@lab.cricyt.edu.ar

**Julio Saavedra**

Instituto de Recursos Naturales, CSIC, Cordel de  
Merinas 40-52, 37008 Salamanca, España

**María F. Márquez-Zavalía**

Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales  
(IANIGLA-CONICET), Avda. Adrián Ruiz Leal s/n Parque General San Martín,  
CC 330, 5500 Mendoza, Argentina

## RESUMEN

Se estudiaron las propiedades físicas y ópticas, los politipos, la composición química y la paragénesis de las micas de las pegmatitas de elementos raros Santa Elena y El Peñón. La primera es de tipo complejo, subtipo petalita y la segunda de tipo berilo subtipo berilo-columbita-fosfato: ambas pertenecen al distrito El Quemado, el más septentrional de la Provincia Pegmatítica Pampeana. Las micas son muscovitas, muscovitas litíferas, formas intermedias y lepidolitas. Las muscovitas *s.l.* tienen estructura 2 M<sub>1</sub> y una composición con bajos contenidos de Mn, Li, Rb, Cs, Tl e Y, un espécimen puede ser clasificado como 'muscovita rosa'. Las lepidolitas *s.l.* tienen estructuras del politipo 2 M<sub>2</sub> más algunas difracciones del politipo 1 M ó 2 M<sub>1</sub> y comprenden algunas micas dioctaédricas y otras trióctaédricas. Son más ricas en SiO<sub>2</sub>, MnO, CaO, Li<sub>2</sub>O, Rb<sub>2</sub>O, Cs, Tl, Y y P que las muscovitas. La evolución geoquímica de las micas muestra una tendencia general con relaciones K/Rb decrecientes con la diferenciación y correlación negativa de esta relación con los contenidos de cesio, talio, itrio, litio y manganeso, en algunos casos (itrio) prácticamente lineal. Las micas litíferas de la pegmatita de subtipo petalita habrían cristalizado aproximadamente a una P de 2 a 3 kbar y a 350-400°C, en el campo de estabilidad de espodumeno, bajo un incremento de la actividad ( $\mu$ ) HF, KF y LiF. Las micas de la pegmatita de subtipo berilo-columbita-fosfato habrían cristalizado en el mismo rango de P y T un poco más alta, de una fracción pobre en litio cosanguínea, pero no comagmática, con la que originó la pegmatita litífera.

*Palabras claves: Micas, Pegmatitas, Mineralogía, Geoquímica, Argentina.*

## ABSTRACT

**Mineralogy and geochemistry of the micas from Santa Elena and El Peñón pegmatites, Pampean Pegmatite Province, northwestern Argentina.** This study describes the physical and optical properties, polytypism, chemical composition and paragenesis of a Li-Al-bearing mica suite from the northernmost pegmatite field of Pampean Pegmatite Province. The micas are from two possible cogenetic rare-element pegmatites: Santa Elena, a

complex-type, petalite subtype pegmatite, and El Peñón, a beryl-type, beryl-columbite-phosphate subtype pegmatite. The micas are muscovite, lithian muscovite, mixed forms and lepidolite. The muscovite *s.l.* has 2 M<sub>1</sub> structure and chemistry with comparatively low contents of Mn, Li, Rb, Cs, Tl and Y; one specimen could be classified as a 'rose muscovite'. The lepidolite and mixed forms have 2 M<sub>2</sub> dominant polytypism with some scarce X-ray reflections of 1 M or 2 M<sub>1</sub> polytypes. They are higher in SiO<sub>2</sub>, MnO, CaO, Li<sub>2</sub>O, Rb<sub>2</sub>O, Cs, Tl, Y and P. Li<sub>2</sub>O ranges between 3,71 and 4,73%, and Rb<sub>2</sub>O from 0,29 to 2,53%. The geochemical evolution of the micas, illustrated by K/Rb *versus* lithium, manganese, cesium, thallium and yttrium diagrams, shows a differentiation trend similar to micas from other LCT pegmatite fields. The inferred crystallization path has evolved approximately around 2-3 kbar and 350-400°C, in the stability field of spodumene, in a H<sub>2</sub>O-saturated environment, under increasing HF, KF and LiF activities.

*Key words: Micas, Pegmatites, Mineralogy, Geochemistry, Argentina.*

## INTRODUCCION

Las micas constituyen el grupo de minerales accesorios volumétricamente más significativo de las pegmatitas graníticas. Además de su utilidad como mineral industrial y posible mena de elementos alcalinos, especialmente litio y rubidio, tienen importancia en la clasificación y en la comprensión de los procesos petrogenéticos de estos depósitos. Las variaciones en su composición química y estructura cristalina han motivado estudios para aclarar aspectos cristaloquímicos y paragenéticos (Levinson, 1953, Heinrich y Levinson, 1953; Heinrich, 1967, Foster, 1960, Muñoz, 1968, 1971; Rinaldi *et al.*, 1972; Cerny y Burt, 1984) y para establecer su potencial como guía de exploración geoquímica de pegmatitas (Heinrich, 1962; Gordiyenko, 1971; Möller y Morteani, 1987; Smeds, 1992). Sin embargo, contribuciones recientes al estudio tanto en micas de pegmatitas de signatura NYF (Nb, Y, F) (Foord *et al.*, 1995), como en micas blancas de pegmatitas de signatura LCT (Li, Cs, Ta) (Cerny *et al.*, 1995, Roda *et al.*, 1995), evidenciaron que la información acumulada dista de alcanzar un

desarrollo avanzado en comparación con otros grupos de minerales de importancia petrogenética.

Las investigaciones mineralógicas de las micas en las pegmatitas de las Sierras Pampeanas son escasas, particularmente de las micas litíferas, aunque se conocen varios depósitos donde se presentan en cantidades variables, entre los cuales merecen citarse las pegmatitas Santa Elena, Salta (Galliski, 1983b), La Juana, Córdoba (Gay *et al.*, 1990) y San Elías, San Luis (Angelelli *et al.*, 1983). Por este motivo se ha realizado un estudio para profundizar en el conocimiento de la mineralogía y geoquímica, de las micas más representativas, especialmente las litíferas, que se presentan en dos pegmatitas de elementos raros del distrito El Quemado. El objetivo de esta contribución es estudiar la composición química y mineralógica de las micas blancas contenidas en las pegmatitas con la finalidad de determinar su variación y su utilidad para averiguar las condiciones de formación de estas unidades y su posible relación genética.

## GEOLOGIA

El Quemado es el distrito de pegmatitas de elementos raros más septentrional de la Provincia Pegmatítica Pampeana. Se encuentra ubicado en la provincia de Salta a 24°40'-25°07'S y 66°10'-66°30'W (Fig. 1a). Su geología está definida por un basamento metamórfico de grado bajo, atribuible al Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior, constituido por pizarras, filitas y metagrauvackas. Este conjunto está intruido por 'stocks' epizonales de

trondhjemitas de edad K-Ar cámbrica y por una serie de cúpulas y pegmatitas graníticas de edad K-Ar cámbrica. En las aureolas de metamorfismo térmico alrededor de los granitoides se alcanza un grado metamórfico medio, con amplio desarrollo de esquistos cordieríticos nodulares y, más localmente, con andalusita en la parte norte del distrito y con paragénesis de feldespato potásico-sillimanita en la parte sur (Galliski, 1983a).

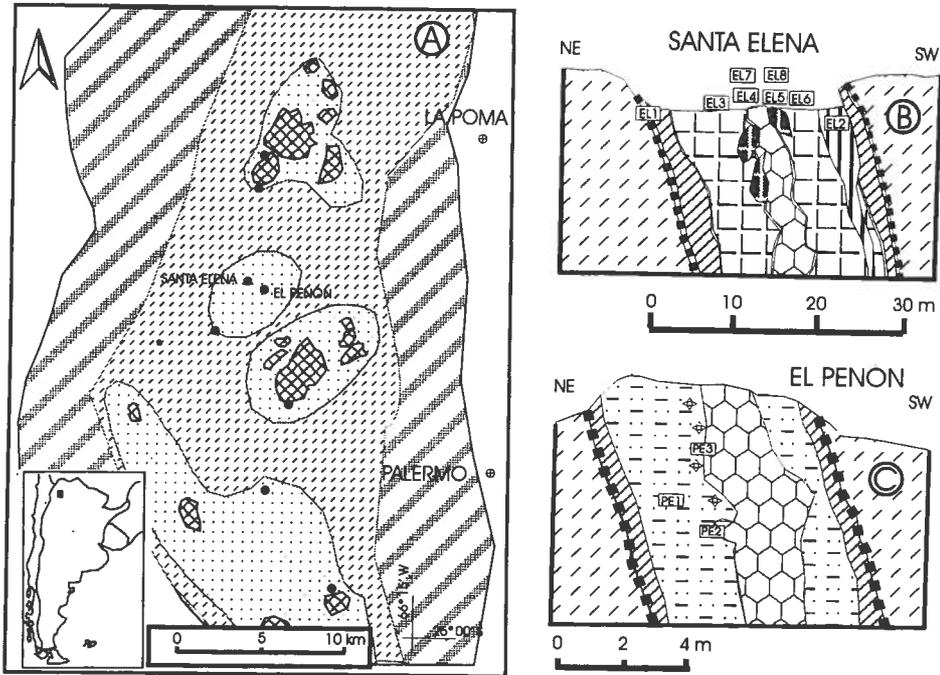


FIG. 1. A- bosquejo litológico del distrito pegmatítico El Quemado (modificado de Galliski, 1983a). La trama bandeada gruesa corresponde a pizarras, filitas y metagrauwackas de bajo grado metamórfico. La raya intermitente representa rocas con metamorfismo de contacto de grado bajo sobreimpuesto. La trama punteada corresponde a esquistos cordieríticos nodulares de grado metamórfico medio. Los intrusivos son trondhjemitas y tienen trama en escamas. Los puntos negros representan pegmatitas individuales o grupos de ellas; B- perfil esquematizado de la pegmatita Santa Elena, con ubicación de las muestras, compuesto por la zonación de la labor principal, a la cual se le superpusieron los nódulos de lepidolita que se presentan en el tramo apical. La caja son esquistos cordieríticos. La línea segmentada gruesa corresponde a la zona de borde y la rayada oblicuamente a la zona externa, ambas están compuestas de plagioclasa-cuarzo-feldespato potásico-muscovita. La zona intermedia con trama cuadrículada está compuesta por albita-espodumeno-cuarzo-feldespato potásico. El núcleo de trama hexagonal es de cuarzo. La zona con trama vertical es una unidad de reemplazo compuesta por albita-cuarzo-muscovita-berilo-columbita-gahnita-turmalina. Los nódulos oscuros representan lepidolita; C- perfil de la pegmatita El Peñón, con igual litología encajante. La zona de borde está compuesta por plagioclasa-cuarzo-muscovita. La zona externa, rayada oblicuamente, contiene plagioclasa-cuarzo-feldespato potásico-muscovita. La zona intermedia, con rayado horizontal discontinuo, tiene igual composición pero grano más grueso y berilo-columbita-fosfatos como minerales accesorios. El núcleo es de cuarzo.

Las pegmatitas pertenecen a una serie de signatura geoquímica LCT (Li, Cs, Ta). El grupo Santa Elena está formado por 18 pegmatitas emplazadas en un área de basamento con mayor grado metamórfico que el entorno (Galliski, 1983b, 1994). Las pegmatitas más interesantes son Santa Elena y El Peñón. Santa Elena es un dique compuesto por dos tramos, Santa Elena Central y Santa Elena I, que en conjunto tiene 380 m de corrida y un espesor variable entre 40 y 6 m. Su estructura interna y la composición mineralógica esencial de sus diferentes unidades están esquematizadas y sintetizadas en la figura 1B y sus referencias, respectivamente. Inicialmente, fue clasificado como de tipo complejo,

subtipo espodumeno de la clasificación de Cerny (1991). Sin embargo, el reconocimiento reciente de intercrecimientos de espodumeno+cuarzo seudomorfo según petalita (squi), indica que debe ser reclasificada como del subtipo petalita. En afloramientos de su cúspide, esta pegmatita muestra amplio desarrollo de nódulos y guías de lepidolita, que por desagregación dio origen a un eluvión con rodados de 0,5 m de diámetro casi monominerálicos. El Peñón, por su parte, es una pegmatita de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, que se encuentra ubicada a ca. 1.200 m de Santa Elena. Tiene 60 m de largo y una potencia media de 7 m. Su estructura zonada y la composición de sus

unidades están sintéticamente descritas en la figura 1C y sus referencias. En función de la proximidad y de la geología descrita se considera que ambas pegmatitas tienen fuertes posibilidades de ser cogenéticas. Una descripción detallada de la geología de ambas pegmatitas se presenta en Galliski (1983b).

Se seleccionaron para este estudio, las micas consideradas como más representativas de las muchas asociaciones observadas. La mayoría de las micas fueron muestreadas *in situ*, pero los especímenes EL3 y EL4 provienen de rodados de lepidolita y su posición en el perfil de la zonación de la pegmatita es inferida.

La ubicación de las muestras en las diferentes zonas de las pegmatitas está indicada en la figura 1B y C. Las asociaciones minerales de los especímenes estudiados se presentan a continuación.

#### PEGMATITA SANTA ELENA

**EL1:** mica blanca de la zona externa de la labor central. Posee un tamaño de grano fino, <0,5 cm, y color verdoso, asociándose con cuarzo y albita amarillenta. Frecuentemente está flexionada y puede alcanzar a formar texturas botroidales en los agregados más finos.

**EL2:** mica blanca de la unidad de reemplazo albitica de la labor central. Se encuentra en escamas de hasta 5 cm, de color verde, asociada con clevelandita en texturas radiales, y cuarzo, berilo, columbita, gahnita, circón y escasa turmalina.

**EL3:** mica de color rosado grisáceo claro, de grano inferior a 2 mm de diámetro, proveniente de Santa Elena I. Se encuentra asociada en agregados macizos con cuarzo incoloro, escasa albita y elbaíta verde, amarillenta o incolora.

**EL4:** es mica fina (0,1 mm), rosada, proveniente de Santa Elena I. Se asocia con elbaíta verde, albita y mica rosada de grano mayor.

**EL5:** mica de color rosado claro algo grisáceo de brillo plateado, que se presenta en escamas de 2 a 4 mm de diámetro en Santa Elena I. Se asocia con cuarzo y albita tabular. En muy poca cantidad se encuentran microlita y tantalita, mientras que la elbaíta verde es un mineral accesorio más común.

**EL6:** mica de color púrpura, maciza, de Santa Elena I. Los agregados están formados por cristales prismáticos de contorno pseudo hexagonal y 1 a 3 mm de diámetro, que se asocian en grupos enmarcados por cuarzo traslúcido y escasa albita sacaroide. Como accesorios menores se presentan granos de circón y otros más pequeños de posible microlita rodeados de halos cromáticos. Las placas de mica tienen, a veces, una leve curvatura y fracturas irregulares que las dividen en 3 ó 4 sectores.

**EL7:** mica rosada que se presenta en cristales formados por placas cóncavas de hasta 1 cm de diámetro en Santa Elena I. Se encuentra asociada con cuarzo, clevelandita, menor cantidad de espodumeno y prismas de elbaíta verde. Como accesorios menores, existen octaedros menores que 1 mm de microlita y laminillas de tantalita. La mica frecuentemente está incluida en clevelandita y suele reemplazar los centros de cristales de hasta 2 cm de diámetro de elbaíta verde.

**EL8:** mica de color rosado fuerte, de 1 a 2 mm de diámetro, asociada con escaso cuarzo blanco y cristales equidimensionales menores que 0,5 mm de posible microlita. Algunos cristales presentan contornos pseudo hexagonales y algo de curvamiento en las caras basales. Se encuentra en Santa Elena I.

#### PEGMATITA EL PEÑÓN

**PE1:** mica de grano fino, inferior a 1 mm, en agregados de color verde claro y brillo satinado, de hábito macizo, que forman guías monominerales constituidas por escamas finamente apretadas y deformadas en una unidad de relleno.

**PE2:** mica de color rosado claro en escamas de hasta 1 cm de diámetro, que se asocia con escasa albita, láminas de columbita y granos irregulares de cuarzo en la asociación de borde de núcleo.

**PE3:** mica de color rosado que se presenta en láminas curvadas de 3-5 mm de diámetro, dispuestas con hábito radial en agregados botroidales. Tiene brillo nacarado y se encuentra en la asociación de borde de núcleo con cuarzo gris claro, albita y muscovita verdosa en escamas de 1 cm de diámetro.

## METODOLOGIA

Las micas de grano mediano fueron desgregadas por medio de un mortero de Abich, tamizadas y separadas bajo lupa binocular. La pureza de los concentrados fue controlada en preparados de grano suelto. La pureza de las micas de grano muy fino fue controlada en cortes delgados y luego se separaron fragmentos de los sectores libres de inclusiones. Las muestras fueron estudiadas con microscopio petrográfico utilizando luz de sodio y líquidos de inmersión Cargille para las medidas de los índices de refracción. Estas medidas se realizaron sobre escamas de clivaje que presentaban las figuras de interferencia mejor centradas posibles, con lo cual los índices determinados son  $\beta$  y un  $\gamma'$  muy próximo a  $\gamma$ . Los ángulos  $2V$  se midieron mediante una platina universal de 5 ejes para las muestras EL3, EL5, EL6, EL7, PE2, los restantes fueron medidos por el método de Mallard. Las desviaciones estándares estimadas para la medida de los índices y ángulos  $2V$  son respectivamente 0.001 y  $2^\circ$ . Los pesos específicos fueron determinados utilizando una balanza de Berman y son el resultado de promediar 3 mediciones realizadas sobre 3 fragmentos distintos de cada muestra. Los diagramas

de rayos X fueron realizados para algunas muestras por medio de un equipo Philips PW1720 con radiación  $\text{CuK}_\alpha$  (1,54060 Å), con cámara de Debye Scherrer de 114,6 mm de diámetro y 8 horas de exposición. Las restantes muestras fueron procesadas en un difractor Rigaku DMII entre  $3^\circ$  y  $65^\circ$  de  $2\theta$ , con un paso de 0,01 y una velocidad de  $2^\circ$  de  $2\theta$  por minuto. Las líneas más significativas de los diagramas obtenidos fueron indexadas por comparación con los diagramas de Bailey (1984, Apéndice) y se refinaron los valores de la celda unidad mediante el programa CELREF (Appleman y Evans, 1973).

Los análisis químicos de Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Li, Na y K fueron realizados por espectrometría de absorción atómica sobre disoluciones en HF. Sobre las mismas disoluciones se determinaron silicio y fósforo por espectrofotometría. Las determinaciones de titanio, rubidio, cesio, y bario fueron realizadas por fluorescencia de rayos X utilizando patrones internacionales de rocas como estándares. La sumatoria de volátiles fue determinada por pérdida de peso por calentamiento a  $1.000^\circ\text{C}$ .

## RESULTADOS Y DISCUSION

### COMPOSICION QUIMICA

Los resultados de los análisis químicos de las muestras de mica están contenidos en la tabla 1 junto con el número de iones calculados sobre la base de 24 O, OH, F. El Fe fue expresado totalmente como  $\text{Fe}^{2+}$  por dos razones: 1- en la mayoría de las lepidolitas donde se ha analizado  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  (Foord *et al.*, 1995) la relación es aproximadamente 10:1 y 2- las pegmatitas de elementos raros están emparentadas casi siempre con granitos de tipo S, los cuales están normalmente reducidos (Henderson *et al.*, 1989).

La figura 2 permite apreciar la proyección de los datos en el diagrama ternario de Foster (1960), que incluye las modificaciones de los campos de lepidolita, zinnwaldita y siderofilita realizada por Stone *et al.* (1988). Las micas estudiadas son pobres en FeO y consecuentemente las muestras de El Peñón caen en el vértice correspondiente a mus-

covita, mientras que las muestras de Santa Elena, si bien están en el campo de lepidolita, utilizando la nomenclatura de Foster (1960) hay ejemplares de muscovita litífera, de formas intermedias y de lepidolita.

Las muestras de muscovita y muscovita litífera tienen contenidos de  $\text{SiO}_2$  alrededor del 45% mientras que las de lepidolita contienen alrededor del 49,5% (Fig. 3a). Los contenidos de  $\text{Li}_2\text{O}$  son mayores en las micas de la pegmatita Santa Elena y se encuentran desde 0,3-0,5% para muscovita hasta casi 5% para lepidolita. En el diagrama de vacancias en sitios octaédricos *versus* iones Si por celda unidad (Fig. 3b), las micas con bajos contenidos de litio se encuentran en el vértice de muscovita, mientras que las litíferas son, también, dioctaédricas con excepción de EL3 que se considera trioctaédrica porque supera el límite de 2,5 en el grado de ocupación de posiciones octaédricas (Bailey, 1984).

TABLA 1. COMPOSICION QUIMICA DE LAS MICAS DE LAS PEGMATITAS SANTA ELENA (EL) Y EL PEÑÓN (PE).

| Peso %                                              | EL1          | EL2          | EL3           | EL4          | EL5           | EL6           | EL7           | EL8           | PE1          | PE2          | PE3          |
|-----------------------------------------------------|--------------|--------------|---------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>                                    | 45,15        | 45,61        | 49,51         | 46,44        | 49,92         | 49,85         | 49,12         | 49,88         | 45,66        | 45,97        | 45,18        |
| TiO <sub>2</sub>                                    | 0,00         | 0,00         | 0,00          | 0,00         | 0,01          | 0,00          | 0,00          | 0,00          | 0,01         | 0,01         | 0,02         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                      | 35,79        | 35,68        | 26,34         | 33,83        | 27,19         | 26,41         | 26,33         | 26,62         | 35,91        | 35,15        | 36,11        |
| FeO                                                 | 0,41         | 0,81         | 0,34          | 0,08         | 0,16          | 0,08          | 0,15          | 0,04          | 0,24         | 0,04         | 0,30         |
| MnO                                                 | 0,02         | 0,02         | 0,23          | 0,03         | 0,14          | 0,11          | 0,49          | 0,15          | 0,02         | 0,02         | 0,02         |
| MgO                                                 | 0,22         | 0,34         | 0,29          | 0,23         | 0,11          | 0,16          | 0,28          | 0,15          | 0,24         | 0,22         | 0,33         |
| CaO                                                 | 0,12         | 0,10         | 0,16          | 0,11         | 0,09          | 0,08          | 0,45          | 0,07          | 0,14         | 0,03         | 0,06         |
| Li <sub>2</sub> O                                   | 0,46         | 0,29         | 4,73          | 0,91         | 3,65          | 4,12          | 4,06          | 4,07          | 0,06         | 0,09         | 0,05         |
| Na <sub>2</sub> O                                   | 1,05         | 0,92         | 1,09          | 0,89         | 0,82          | 0,80          | 1,28          | 0,76          | 1,20         | 0,92         | 1,35         |
| K <sub>2</sub> O                                    | 10,67        | 10,39        | 9,98          | 10,22        | 10,03         | 10,05         | 10,10         | 9,93          | 10,13        | 10,51        | 10,63        |
| Rb <sub>2</sub> O                                   | 0,25         | 0,68         | 1,68          | 0,79         | 2,52          | 2,53          | 2,41          | 2,29          | 0,33         | 0,67         | 0,72         |
| Volátiles                                           | 5,34         | 5,10         | 6,11          | 5,37         | 5,98          | 6,02          | 6,00          | 6,31          | 5,00         | 5,12         | 5,06         |
| <b>Total</b>                                        | <b>99,48</b> | <b>99,94</b> | <b>100,46</b> | <b>98,90</b> | <b>100,62</b> | <b>100,21</b> | <b>100,67</b> | <b>100,27</b> | <b>98,94</b> | <b>98,75</b> | <b>99,83</b> |
| <b>Número de iones sobre la base de 24 O, OH, F</b> |              |              |               |              |               |               |               |               |              |              |              |
| Si                                                  | 5,986        | 6,050        | 6,440         | 6,171        | 6,521         | 6,529         | 6,447         | 6,495         | 6,086        | 6,144        | 6,012        |
| Al                                                  | 2,014        | 1,950        | 1,560         | 1,829        | 1,479         | 1,471         | 1,553         | 1,505         | 1,914        | 1,856        | 1,988        |
| Σ <sup>IV</sup>                                     | 8,000        | 8,000        | 8,000         | 8,000        | 8,000         | 8,000         | 8,000         | 8,000         | 8,000        | 8,000        | 8,000        |
| Ti                                                  | 0,000        | 0,000        | 0,000         | 0,000        | 0,001         | 0,000         | 0,000         | 0,000         | 0,001        | 0,001        | 0,002        |
| Al                                                  | 3,578        | 3,628        | 2,478         | 3,469        | 2,707         | 2,606         | 2,520         | 2,580         | 3,727        | 3,681        | 3,675        |
| Fe <sup>2+</sup>                                    | 0,045        | 0,090        | 0,037         | 0,009        | 0,017         | 0,009         | 0,016         | 0,004         | 0,027        | 0,004        | 0,033        |
| Mn <sup>2+</sup>                                    | 0,002        | 0,002        | 0,025         | 0,003        | 0,015         | 0,012         | 0,054         | 0,017         | 0,002        | 0,002        | 0,002        |
| Mg                                                  | 0,043        | 0,067        | 0,056         | 0,046        | 0,021         | 0,031         | 0,055         | 0,029         | 0,048        | 0,044        | 0,065        |
| Li                                                  | 0,245        | 0,155        | 2,474         | 0,486        | 1,917         | 2,170         | 2,143         | 2,131         | 0,032        | 0,048        | 0,027        |
| Σ <sup>VI</sup>                                     | 3,913        | 3,942        | 5,070         | 4,013        | 4,678         | 4,828         | 4,788         | 4,761         | 3,837        | 3,780        | 3,804        |
| Ca                                                  | 0,017        | 0,014        | 0,022         | 0,016        | 0,013         | 0,011         | 0,063         | 0,010         | 0,020        | 0,004        | 0,009        |
| Na                                                  | 0,270        | 0,237        | 0,275         | 0,229        | 0,208         | 0,203         | 0,326         | 0,192         | 0,310        | 0,238        | 0,348        |
| K                                                   | 1,805        | 1,758        | 1,656         | 1,732        | 1,672         | 1,679         | 1,691         | 1,650         | 1,722        | 1,792        | 1,805        |
| Rb                                                  | 0,021        | 0,058        | 0,140         | 0,067        | 0,212         | 0,213         | 0,203         | 0,192         | 0,028        | 0,058        | 0,062        |
| Σ <sup>XII</sup>                                    | 2,113        | 2,067        | 2,093         | 2,044        | 2,105         | 2,106         | 2,283         | 2,044         | 2,080        | 2,092        | 2,224        |
| OH+F                                                | 4,722        | 4,512        | 5,301         | 4,76         | 5,211         | 5,26          | 5,253         | 5,481         | 4,445        | 4,564        | 4,492        |
| Σ <sup>tot</sup>                                    | 14,027       | 14,009       | 15,164        | 14,058       | 14,784        | 14,935        | 15,072        | 14,804        | 13,917       | 13,873       | 14,029       |
| <b>Elementos traza en ppm</b>                       |              |              |               |              |               |               |               |               |              |              |              |
| Cs                                                  | 50           | 100          | 950           | 100          | 400           | 360           | 580           | 700           | 100          | 50           | 100          |
| Tl                                                  | 10           | 29           | 182           | 42           | 151           | 175           | 153           | 215           | 15           | 81           | 44           |
| Y                                                   | 100          | 280          | 690           | 330          | 1.000         | 1.000         | 1.150         | 1.120         | 130          | 280          | 280          |
| P                                                   | 30           | 25           | 159           | 8            | 132           | 38            | 30            | 125           | 15           | 71           | 26           |
| Ba                                                  | < 50         | < 50         | < 50          | < 50         | < 50          | < 50          | < 50          | <50           | <50          | <50          | <50          |

Los contenidos de TiO<sub>2</sub> son nulos o extremadamente bajos, característica común con otras micas de pegmatitas de signatura LCT (Cerny *et al.*, 1995; Roda *et al.*, 1995). En contraste, las micas blancas de pegmatitas de signatura NYF son más ricas en TiO<sub>2</sub> como se aprecia en los análisis de micas de pegmatitas de Pikes Peak (Foord *et al.*, 1995) o de granitos especializados de Cornwall (Stone *et al.*, 1988).

Las micas litíferas de Santa Elena tienen contenidos de MnO muy superiores a las muscovitas de esta misma pegmatita o de El Peñón (Fig. 4).

Los valores de Rb<sub>2</sub>O son comparativamente altos para todas las micas estudiadas y especialmente para las lepidolitas donde se alcanzan contenidos de hasta 2,5%, similares a algunos especímenes de Tanco (Rinaldi *et al.*, 1972). El Na<sub>2</sub>O varía

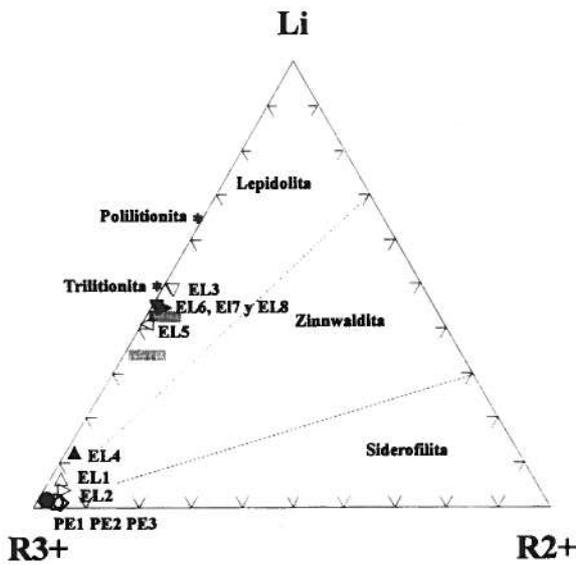


FIG. 2. Triángulo composicional de las micas litíferas de Foster (1960), con los dominios composicionales modificados por Stone *et al.* (1988) y las proyecciones de las micas estudiadas.  $R^{3+} = (Al^{VI}+Ti)$ ,  $R^{2+} = (Fe^{2+}+Mn+Mg)$ , las líneas difusas horizontales son los límites indefinidos de la formas intermedias con muscovitas litíferas y lepidolitas,

entre 0,80 y 1,35 sin que se note correlación con el contenido de  $Li_2O$ . Comparativamente, estos valores duplican los conocidos en micas de pegmatitas equivalentes.

**EVOLUCION GEOQUIMICA**

Para observar el comportamiento geoquímico en la admisión de elementos minoritarios y trazas en las micas estudiadas, se utilizó, como referencia del nivel evolutivo alcanzado por la diferenciación, la relación K/Rb (Fig. 4).

El contenido de cesio aumenta con la diferenciación, pero el grado de correlación es bajo; este comportamiento del cesio es similar a lo observado en micas de pegmatitas de elementos raros de Mozambique y Winnipeg River (Cerny y Burt, 1984). El contenido de talio también aumenta con la diferenciación y tiene una correlación aproximadamente lineal. Con el itrio sucede otro tanto pero en este caso con un alto grado de correlación. El litio en cambio, exhibe la misma tendencia de incremento con la diferenciación, pero los valores están muy dispersos. El rubidio se concentra en las micas de reemplazo de las pegmatitas litíferas y tiene una

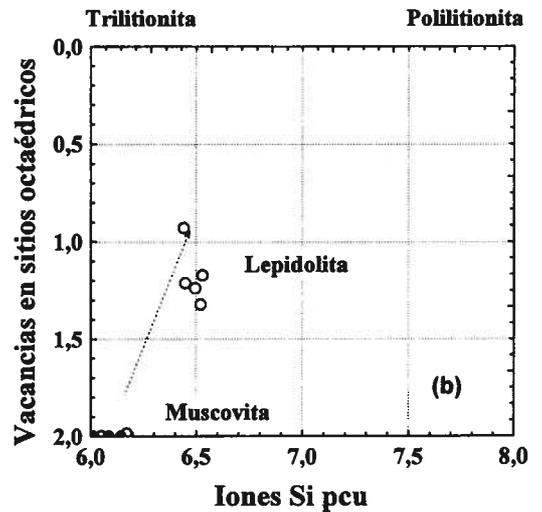
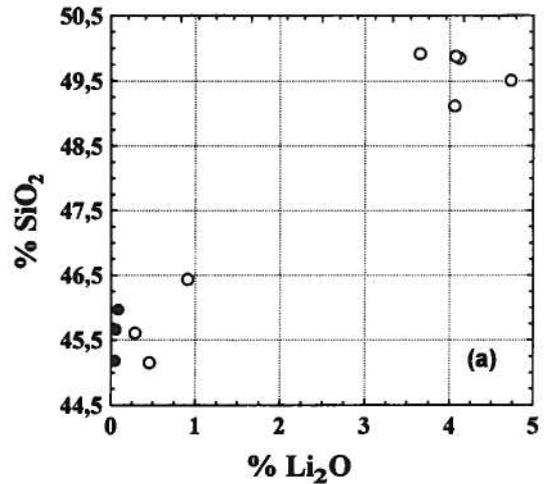


Fig 3. a- diagrama de variación  $SiO_2$  versus  $Li_2O$  de las micas estudiadas; b- diagrama iones Si por celda unidad (pcu) versus vacancias en sitios octaédricos (modificado de Cerny y Burt, 1984), con las posiciones de muscovita, trillitionita y polilitionita. La flecha de puntos representa la trayectoria evolutiva de las micas de la pegmatita Tanco, tomada de Cerny *et al.* (1995).

correlación negativa con potasio, elemento al que reemplaza.

Analizando el comportamiento individual de las micas de cada pegmatita se observa que el mayor rango de diferenciación corresponde a las de Santa Elena. En esta pegmatita, los contenidos de cesio, itrio, talio, manganeso y litio aumentan con la diferenciación desde la zona externa pasando por la unidad de reemplazo sódica hasta la unidad de reemplazo litífera. En esta última, situada en una posi-

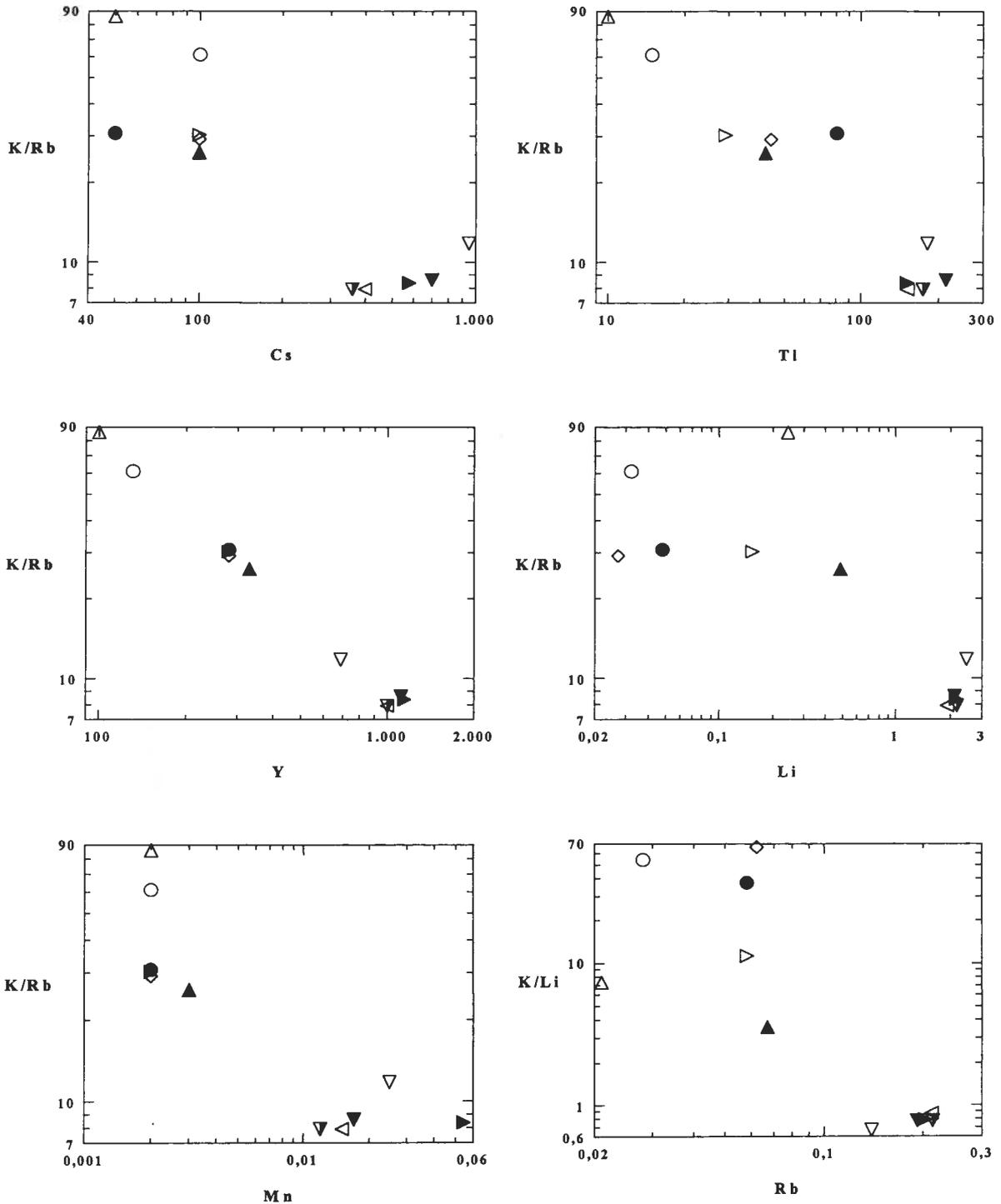


FIG. 4. Diagramas de variación K/Rb versus Cs, Tl, Y, Li, Mn y K/Li versus Rb de las micas de El Quemado. Simbología: EL1 =  $\Delta$ , EL2 =  $\nabla$ , EL3 =  $\nabla$ , EL4 =  $\blacktriangle$ , EL5 =  $\nabla$ , EL6 =  $\nabla$ , EL7 =  $\blacktriangle$ , EL8 =  $\blacktriangledown$ , PE1 =  $\circ$ , PE2 =  $\bullet$ , PE3 =  $\diamond$ .

ción apical, la lepidolita asociada con elbaíta y espodumeno+cuarzo, producidos por la transformación de petalita, alcanza gran desarrollo sustituyendo a feldespato potásico.

### DIFRACCION DE RAYOS X

Los diagramas de rayos X obtenidos son de tres categorías diferentes y responden a los politipos  $2M_1$  y  $2M_2$  puros y a mezclas de  $2M_2$  con  $1M$ . Los resultados se encuentran incorporados en la tabla 2, junto con los parámetros calculados de la celda elemental de cada mica estudiada. Los diagramas de los politipos  $2M_1$  de muscovita no contienen difracciones extrañas con excepción del correspondiente a la muestra PE1, la cual muestra una reflexión a  $3,69 \text{ \AA}$  que concuerda con la equivalente a (204) del politipo  $2M_2$ .

Las muestras con estructura del politipo  $2M_2$  de lepidolita dan diagramas que en pocos casos son puros como EL3 y EL7; más frecuentemente contienen algunas líneas del politipo  $1M$  de lepidolita, en especial las reflexiones ubicadas a  $2,68$ , (023),  $2,59$  (201, 130),  $2,13$  (133, 202, 221) y  $1,99$  (005)  $\text{\AA}$ . No obstante, la participación de este último politipo es subordinada.

Si se compara la estructura de las micas con la composición química, se observa que esta va modificándose desde las muscovitas y muscovitas litíferas que dan diagramas puros correspondientes al politipo  $2M_1$ , hasta las lepidolitas que tienen diagramas correspondientes al politipo  $2M_2$ , puro o con algunas líneas pertenecientes a los politipos  $1M$  ó  $2M_1$ .

Este cambio de la estructura en función del contenido de litio ya fue señalado por Levinson (1953) quién estableció en alrededor de 3,5%  $\text{Li}_2\text{O}$  el límite de estabilidad superior para la estructura  $2M_1$ . Entre 4 y 5,1% de  $\text{Li}_2\text{O}$ , este autor encontró que el politipo estable era  $2M_2$  y para contenidos intermedios entre 3,5 y 4% de  $\text{Li}_2\text{O}$  encontró una estructura transicional.

Otros autores (Heinrich, 1967; Rinaldi *et al.*, 1972) encontraron excepciones a este esquema y en la revisión de Cerny y Burt (1984), elaborada sobre una base de datos más completa, se concluye que la relación entre el contenido de  $\text{Li}_2\text{O}$  y la estructura es menos taxativa que la establecida en los trabajos iniciales, siendo de igual o mayor importancia factores como las condiciones de presión, temperatura, fases volátiles, etc. Los resultados de este trabajo son coincidentes con las observacio-

nes de Levinson (1953), pero la cantidad de datos consideradas es insuficiente para generalizar.

### PROPIEDADES OPTICAS Y PESO ESPECIFICO

Las propiedades ópticas de las micas estudiadas se encuentran en la tabla 2. Los materiales no tienen en general uniformidad total en la orientación óptica en cada escama de clivaje. Esto ocurre en los cristales de la muestra EL3, los cuales están formados por hasta 3 individuos de macla. En EL6 en cambio, aunque se presentan maclas en una dirección, los individuos están compuestos por varias láminas que constituyen parches irregulares. Las escamas pseudo hexagonales cóncavas de EL7 están formadas por distintas laminillas orientadas al azar y tienen extinción ondulante. EL5 y PE1 tienen cristales formados por un mosaico de individuos superpuestos con distinta orientación. En EL4 las mediciones se hicieron sobre dos granos mayores incluidos en la masa afanítica. EL8 se individualiza porque presenta ligero pleocroísmo rosado y sectores concéntricos con distinta orientación correspondientes a los individuos de una macla pseudo hexagonal. PE2 contiene inclusiones aciculares de apatita.

Comparando los valores de los índices de refracción con los de micas de pegmatitas equivalentes como las de Rozná y Dobrá Voda (Cerny *et al.*, 1995), se observa que las muscovitas tienen valores ligeramente superiores, en promedio de 0,004, mientras que la birrefringencia se mantiene similar. En las lepidolitas en cambio, los valores de los índices de refracción están aproximadamente en los mismos rangos, pero los ángulos  $2V$  son menores.

Las propiedades ópticas varían con la composición y estructura. En la figura 5a, se observa que los índices de refracción  $\beta$  e  $\gamma'$  descienden con un aumento de los iones litio dentro de los agrupamientos correspondientes a muscovitas y lepidolitas. Muñoz (1971) ha adjudicado este cambio más a la variación de flúor que a la de litio, en conocimiento de la correlación directa que existe entre ambos elementos en la serie muscovita-polilitionita y de la muy baja energía refractiva del flúor. Rinaldi *et al.* (1972), también suponen que la mayor gravitación en las variaciones de los índices de refracción de estos minerales corresponde a las cambiantes relaciones F/OH. La figura 5b muestra que el ángulo  $2V$  es más bajo para las lepidolitas que para las

**TABLA 2. PARAMETROS DE LA CELDA (a, b, c,  $\beta$ ,  $\gamma$ ), POLITIPO DOMINANTE, PESO ESPECÍFICO (G) Y PROPIEDADES ÓPTICAS DE LAS MICAS.**

|          | EL1       | EL2       | EL3       | EL4       | EL5       | EL6       | EL7       | EL8       | PE1       | PE2       | PE3       |
|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| a        | 5.194(5)  | 5.196(3)  | 9.071(5)  | 5.209(4)  | 8.973(6)  | 9.035(5)  | 9.049(5)  | 9.040(9)  | 5.197(6)  | 5.207(4)  | 5.198(4)  |
| b        | 9.007(5)  | 9.030(8)  | 5.169(3)  | 9.004(8)  | 5.200(3)  | 5.106(1)  | 5.198(3)  | 5.216(2)  | 9.019(8)  | 9.020(8)  | 9.009(8)  |
| c        | 20.274(9) | 20.289(8) | 20.206(9) | 20.308(9) | 20.186(6) | 20.281(8) | 20.256(6) | 20.339(8) | 20.291(7) | 20.157(9) | 20.309(9) |
| $\beta$  | 98.5(4)   | 99.8(3)   | 97.47(3)  | 99.3(4)   | 97.3(3)   | 98.4(3)   | 98.1(2)   | 99.3(3)   | 98.53(4)  | 95.5(3)   | 98.4(3)   |
| V        | 936.9(9)  | 940.0(8)  | 938.9(7)  | 940.8(9)  | 933.7(6)  | 926.4(6)  | 943.5(6)  | 945.9(9)  | 939.7(9)  | 941.9(8)  | 939.7(8)  |
| Politipo | 2M1       | 2M1       | 2M2       | 2M2       | 2M2       | 2M2       | 2M1       | 2M2       | 2M1       | 2M1       | 2M1       |
| G        | 2.788     | 2.814     | 2.833     | 2.849     | 2.835     | 2.838     | 2.848     | 2.827     | 2.813     | 2.805     | 2.723     |
| $\beta$  | 1.590     | 1.588     | 1.560     | 1.586     | 1.568     | 1.566     | 1.566     | 1.567     | 1.589     | 1.589     | 1.588     |
| $\gamma$ | 1.593     | 1.592     | 1.563     | 1.591     | 1.571     | 1.568     | 1.569     | 1.571     | 1.593     | 1.593     | 1.593     |
| 2V       | 43°       | 46°       | 34°       | 46°       | 37°       | 34°       | 31°       | 37°       | 46°       | 47°       | 46°       |

\* a,b, c en Å; V en Å<sup>3</sup>; errores entre paréntesis.

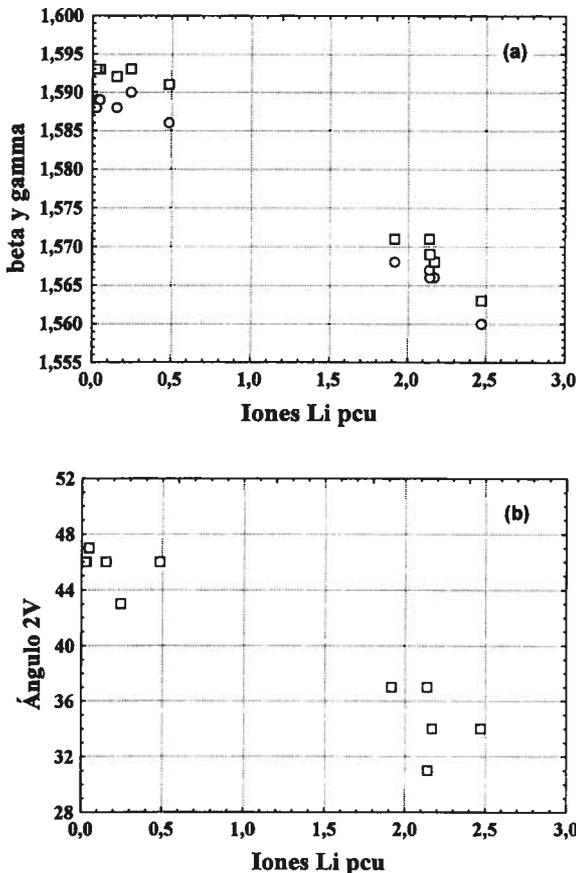


FIG. 5. Gráficos con la relación de a- los índices de refracción  $\beta$  y  $\gamma$  y b- ángulo axial óptico (2V) versus contenidos de iones litio por celda unidad de las micas de las pegmatitas Santa Elena y El Peñón.

muscovitas. Este efecto podría ser una consecuencia directa de la menor diferencia que se observa entre los índices  $\beta$  y  $\gamma$  para cada uno de los especímenes de los diferentes grupos, pues al aproximarse los valores de ambos disminuirían correlativamente los respectivos 2V si los índices  $\alpha$  no tienen variación significativa.

Precisamente, la combinación de los índices de refracción más bajos que la mayoría de las muscovitas en la muestra PE3, sumado a la composición química con trazas de FeO, Li<sub>2</sub>O y Rb<sub>2</sub>O, a las relaciones de reemplazo y al color rosado, permiten considerar a esa muestra como una muscovita rosada de cristalización tardía similar a las estudiadas por Heinrich y Levinson (1953).

El peso específico no reúne grandes variaciones dentro de alguna dispersión de los datos de las muscovitas causados por impurezas mecánicas; en general, es mayor en las lepidolitas.

**CONSIDERACIONES GENÉTICAS**

En la pegmatita El Peñón, las asociaciones minerales existentes no son diagnósticas para inferir las condiciones fisicoquímicas de cristalización, pero al encontrarse muy cerca de Santa Elena se puede inferir que ambas se formaron en los mismos rangos de P y T. En la pegmatita Santa Elena, se encuentran intercrecimientos de espodumeno+cuarzo (squi) pseudomorfos según cristales de petalita. Utilizando el diagrama de fases del siste-

ma  $\text{LiAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (London, 1982) (Fig. 6a) se puede estimar que la presión mínima de emplazamiento fue de 1.8 kbar y probablemente algo mayor, comprendida entre 2 y 3 kbar. Este intervalo de presión estimada se infiere de dos evidencias geológicas. La primera es que las pegmatitas no tienen desarrollo significativo de miarolas, las cuales son típicas de la clase de pegmatitas llamada miarolítica, cuya cristalización se produce normalmente por debajo de 2 kbar (Cerny, 1991). La segunda, es que la presencia de texturas moteadas en los esquistos encajonantes y la persistencia de muscovita en las paragénesis pelíticas, indicarían que el metamorfismo de contacto de grado medio que los formó fue somero y, por lo tanto, desarrollado a presiones inferiores a 3 kbar (Winkler, 1974). Este intervalo es un poco inferior al determinado previamente al estudiar las paragénesis de las metamorfitas (Galliski, 1983a).

Después de cristalizar muscovita desde el fundido en posibles condiciones de subsaturación de  $\text{H}_2\text{O}$ , en las zonas de borde, externa e intermedia,

se produciría la cristalización de petalita la cual, al bajar la temperatura por debajo del límite con el campo de espodumeno se transformaría en squi. Dentro del campo de estabilidad de espodumeno en el sistema  $\text{LiAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HF-LiF-KF}$  (Fig. 6b), al aumentar la actividad de KF y HF se dan las condiciones adecuadas para formación de las muscovitas litíferas primero y de las lepidolitas después, a medida que también se incrementa la actividad de LiF. Finalmente, comparando los gráficos de la figura 4 se observa que las proyecciones de las relaciones K/Rb *versus* los elementos traza no son continuas para todas las muestras sino que las de El Peñón parecen más evolucionadas en términos de K/Rb, pero menos, según los contenidos de cesio o litio. Esta evidencia apunta a debilitar la posibilidad de adjudicar un origen comagmático a las pegmatitas pues en ese caso la diferenciación previsible sería continua, pero no excluye la hipótesis de cosanguineidad sugerida por el marco geológico descrito.

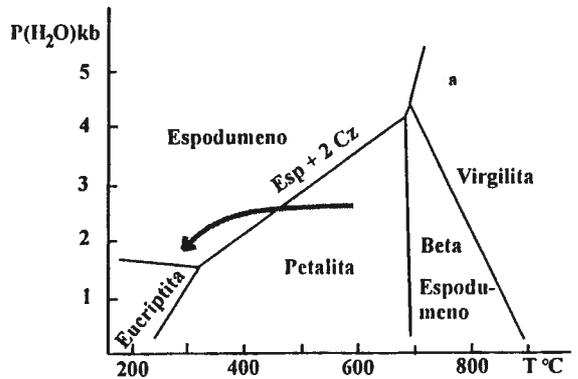
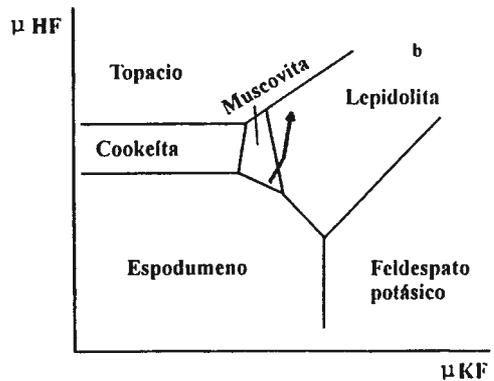


FIG. 6. a-diagrama de equilibrio de fases experimental del sistema  $\text{LiAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  tomado de London (1982, 1984), con la trayectoria de cristalización inferida de la pegmatita Santa Elena, en función de la baja presión evidenciada por las paragénesis del metamorfismo de las rocas de caja y la presencia de petalita transformada en espodumeno+cuarzo; b- diagrama de fases isobárico-isotérmico esquemático  $\mu\text{HF}-\mu\text{KF}$  en el sistema  $\text{LiAlO}_2\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HF-LiF-KF}$  con actividad creciente de LiF y bajo condiciones de saturación de cuarzo y agua dentro del campo de estabilidad de espodumeno (según London, 1982 y simplificado de Cerny, 1991), con la posible trayectoria de cristalización de las micas de la pegmatita Santa Elena.



## CONCLUSIONES

Las micas de las pegmatitas Santa Elena y El Peñón del distrito El Quemado pertenecen a la 'serie' muscovita-polilitionita y corresponden, siguiendo la terminología de Foster (1960), a muscovitas, muscovitas litíferas, formas intermedias y lepidolitas.

Las muscovitas y muscovitas litíferas se caracterizan por presentar la estructura del politipo 2 M<sub>1</sub>, mientras que en las lepidolitas prevalece la estructura del politipo 2 M<sub>2</sub> con algunas reflexiones que indican una participación menor de los politipos 1M ó 2 M<sub>1</sub>.

Las propiedades ópticas varían con la composición química y la estructura notándose un incremento del 2V y una disminución de los índices β y γ con el aumento de flúor evidenciado, indirectamente, por el incremento de litio.

La composición química de los minerales estudiados es normal dentro de la serie de micas de aluminio y litio, al igual que los contenidos de elementos traza los cuales son similares a micas de otros distritos pegmatíticos de signatura geoquímica LCT. La curva de diferenciación geoquímica de estas micas tiene una trayectoria relativamente continua. Sin embargo, aunque esa trayectoria es aproximadamente equivalente para las micas de las dos pegmatitas investigadas, el grado diferente de evolución geoquímica que alcanzan en cada cuerpo demuestra que ellos derivan de fracciones magmáticas de distinta composición posiblemente cosanguíneas. Las micas litíferas habrían cristalizado en condiciones comprendidas entre 2 y 3 kbar de presión y 350-400°C, bajo condiciones de alta actividad de HF, KF e incremento de la actividad de LiF.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a G. Mas (Universidad Nacional del Sur) la realización de los difractogramas. A W. Vivallo (Sernageomin), P. Keller (Universidad de Stuttgart) y un árbitro anónimo se agradecen las sugerencias que ayudaron a mejorar

sustancialmente este trabajo, y a F. Hervé el manejo editorial del mismo. El proyecto PIP 0319 del CONICET facilitó la concreción de las últimas etapas de esta investigación.

## REFERENCIAS

- Angelelli, V.; Brodtkorb, M.K.; de Gordillo, C.E.; Gay, H.D. 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. *Servicio Minero Nacional, Publicación Especial*, 572 p. Buenos Aires.
- Appleman, D.E.; Evans, H.T. Jr. 1973. Job 9214: indexing and least-squares refinement of powder diffraction data. *Computer Contribution 20* (NTIS Doc. PB2-16188). *U.S. Geological Survey*.
- Bailey, S.W. 1984. Classification and Structures of the Micas. In *Micas* (Bailey, S.W.; editor). *Reviews in Mineralogy*, Vol. 13, p. 1-12.
- Cerny, P. 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience*, Vol. 18, No. 2, p. 49-67. Canada.
- Cerny, P.; Burt, D.M. 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. In *Micas* (Bailey, S.W.; editor). *Reviews in Mineralogy*, Vol. 13, p. 257-297.
- Cerny, P.; Stanek, J.; Novák, M.; Baadsgaard, H.; Rieder, M.; Ottolini, L.; Kavalová, M.; Chapman, R. 1995. Geochemical and structural evolution of micas in the Rozná and Dobrá Voda pegmatites, Czech Republic. *Mineralogy and Petrology*, Vol. 55, p. 177-201.
- Foord, E.E.; Cerny, P.; Jackson, L.L.; Sherman, D.M.; Eby, R.K. 1995. Mineralogical and geochemical evolution of micas from miarolitic pegmatites of the anorogenic Pikes Peak batholith, Colorado. *Mineralogy and Petrology*, Vol. 55, p. 1-26.
- Foster, M.D. 1960. Interpretation of the composition of lithium micas. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 354-E, p. 115-147.
- Galliski, M.A. 1983a. Distrito Minero El Quemado, Dptos. La Poma y Cachi, Provincia de Salta, I: El basamento del tramo septentrional de la Sierra de Cachi. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 38, No. 2, p. 209-224.

- Galliski, M.A. 1983b. Distrito Minero El Quemado, Dptos. La Poma y Cachi, Provincia de Salta, II: Geología de sus pegmatitas. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, No. 38, No. 3-4, p. 340-380.
- Galliski, M.A. 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana, I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 49, No. 1-2, p. 123-132.
- Gay, H.D.; Esfragula, J.; Beccio, R. 1990. Micas litíferas, microlita y elbaíta en los afloramientos pegmatíticos 'La Juana', Departamento San Javier, Córdoba, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 11, Actas*, Vol. 1, p. 418-421.
- Gordiyenko, V.V. 1971. Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites. *International Geology Review*, Vol. 13, p. 134-142.
- Heinrich, E.W. 1962. Geochemical prospecting for beryl and columbite. *Economic Geology*, Vol. 57, p. 616-619.
- Heinrich, E.W. 1967. Micas of the Brown Derby pegmatites, Gunnison County, Colorado. *American Mineralogist*, Vol. 52, p. 1110-1121.
- Heinrich, E.W.; Levinson, A.A. 1953. Mineralogy of rose muscovites. *American Mineralogist*, Vol. 38, p. 25-34.
- Levinson, A.A. 1953. Studies in the mica group; relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite system. *American Mineralogist*, Vol. 38, p. 88-107.
- London, D. 1982. Stability of spodumene in acidic and saline fluorine-rich environments. *Carnegie Institution of Washington, Geophysical Laboratory, Annual Report*, No. 81, p. 331-334.
- London, D. 1984. Experimental phase equilibria in the system  $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ : A petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. *American Mineralogist*, Vol. 69, p. 995-1004.
- Möller, P.; Morteani, G. 1987. Geochemical exploration guide for tantalum pegmatites. *Economic Geology*, Vol. 82, p. 1888-1897.
- Muñoz, J.L. 1968. Physical properties of synthetic lepidolite. *American Mineralogist*, Vol. 53, p. 1490-1512.
- Muñoz, J.L. 1971. Hydrothermal stability relations of synthetic lepidolite. *American Mineralogist*, Vol. 56, p. 2069-2087.
- Rinaldi, R.; Cerny, P.; Ferguson, R.B. 1972. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. VI. Lithium-rubidium-cesium micas. *Canadian Mineralogist*, Vol. 11, p. 690-707.
- Roda, E.; Pesquera, A.; Velazco, F. 1995. Micas of the muscovite-lepidolite series from the Fregeneda pegmatites (Salamanca, Spain). *Mineralogy and Petrology*, Vol. 55, p. 145-157.
- Smeds, S.A. 1992. Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 42, p. 351-369.
- Stone, M.; Exley, C.S.; George, M.C. 1988. Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine*, Vol. 52, p. 175-192.
- Winkler, H.G.F. 1974. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (Third Edition). Springer-Verlag, 320 p. Berlin.