

## Regímenes estático y dinámico en la evolución estructural de microclinas perthíticas

L. SÁNCHEZ-MUÑOZ, J. GARCÍA GUINEA\*, V. CORRECHER, J. SANZ\*\*

CIEMAT, Avda. Complutense 22, 28040 Madrid.

\*Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid.

\*\*Instituto Ciencia de Materiales de Madrid (CSIC), Campus Cantoblanco, 28049 Madrid.

Se han muestreado y estudiado ochenta y seis microclinas con textura perthítica procedentes de siete pegmatitas graníticas por difracción de rayos-X (DRX), fluorescencia de rayos-X (FRX) y microscopía óptica de luz transmitida (MLT). La tendencia hacia la bimodalidad estructural y la coexistencia de multitud de estados estructurales se describe considerando las microclinas pegmatíticas no como pseudomorfo heterogéneo sino como cristales complejos. Según ésta descripción, los estados estructurales no están distribuidos al azar sino que están organizados según patrones estructurales en torno a las interfases con el feldespato sódico en venas macropertíticas. La tendencia a la bimodalidad en el estado estructural permite distinguir entre microclinas desordenadas y ordenadas, cuyo origen se puede correlacionar con una dualidad en su evolución al estado sólido según un régimen genético estático y otro dinámico durante el enfriamiento. El régimen estático produce un re-equilibrado limitado porque la recristalización de regiones con mayor orden Si/Al es superficial. El ordenamiento Si/Al está localizado en las proximidades de las superficies con circulación acanalada de fluidos acuosos catalizadores de las transformaciones estructurales. El régimen dinámico es adaptativo y el re-equilibrado es extenso operando por recristalización global. Este comportamiento se explica por el flujo volumétrico de las moléculas de agua catalizadoras del re-equilibrado. La penetración parcial del agua a través de la estructura produce un régimen transicional entre los dos anteriores.

*Palabras clave:* TiN, AlN, sputtering reactivo, recubrimientos protectores, resistencia térmica

### Static and dynamic regimes in the structural evolution of perthitic microclines.

Eighty six microclines with perthitic texture from seven granitic pegmatites have been collected and studied by X-ray diffraction (XRD), X-ray fluorescence (XRF) and optical microscopy (OM). The statistical distribution of the structural state of the microclines shows a tendency to bimodality and also the coexistence of different triclinicities. Perthitic microclines are better described when considered as complex crystals and not as heterogeneous pseudomorphic assemblages after sanidine transformation, because the structural state is organized following structural patterns around the interfase with Na-feldspar veins in macropertthitic texture. This tendency to bimodality allows to distinguish among disordered and ordered microclines linked with static and dynamic genetic regimes of solid state evolution on cooling. The static regime produces limited re-equilibration since a surface re-crystallization process of regions with high local Si/Al order occurs along boundaries. The ordering is located next to circulation surfaces because the catalyst aqueous fluids have mainly a channeled motion. The dynamic regime is adaptative and important volumes are re-equilibrated by bulk re-crystallization give rise to an ordered microcline. This behavior can be explained considering that a volumetric flow of catalyst water molecules promote global Si/Al ordering. A transitional regime can be distinguished by partial penetration of water through the structures.

*Keywords:* raw materials, microclines, pegmatites, structural evolution, complex crystals.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los feldespatos potásicos y sódicos son materias primas cerámicas fundamentales utilizadas en todos los sectores de la industria cerámica. Las pegmatitas son una de las fuentes naturales que puede producir materiales feldespáticos de mayor pureza y por tanto para aplicaciones en esmaltes y porcelanas (1). Desde el punto de vista químico-estructural, los feldespatos potásicos naturales muestran una enorme variabilidad, a diferencia de los feldespatos sódicos que son monótonos con estructuras de máxima triclinicidad de tipo albita baja en la mayoría de los casos y casi siempre con bajos contenidos en impurezas. En este artículo se analizan los feldespatos potásicos de las perthitas en pegmatitas buscando procesos genéticos que expliquen dicha variabilidad durante el enfriamiento.

Los cristales originales de feldespato potásico  $(K>Na)AlSi_3O_8$  que crecen en los fundidos ígneos, a elevada temperatura y presión, tienen una estructura con simetría monoclinica  $C2/m$  en la celda unidad, y dos posiciones tetraédricas no equivalentes  $T_1$  y  $T_2$ , en las se distribuyen los átomos de Si y Al de forma desordenada. Esta fase de alta temperatura se denomina sanidina. Durante el enfriamiento, los cristales sufren cambios estructurales para adaptarse a las nuevas condiciones fisicoquímicas que surgen en el entorno geológico. Esta evolución estructural sucede por transformaciones subsolidus de los cristales en su tendencia a re-equilibrarse a medida que desciende la temperatura. El alcance del re-equilibrado depende de factores cinéticos que activen tales transformaciones, que son no sólo la velocidad

de enfriamiento, sino también la acción de fluidos acuosos residuales de la cristalización y la existencia de presiones dirigidas (cizallas), ambos jugando un papel catalítico fundamental (2,3). En ambiente volcánico, los cristales no sufren suficientes cambios estructurales como para modificar la simetría de la estructura debido tanto a un enfriamiento rápido hasta la temperatura ambiente, como a la ausencia de fluidos y presiones de cizalla. Pero en el ambiente plutónico, los factores cinéticos permiten el cambio de fase y la sanidina se transforma en microclina, que es la fase de baja temperatura. Esta transformación ocurre a una temperatura  $T_{s/m}$  de  $\sim 475$  °C debido al ordenamiento difusional del Al en la posición  $T_1$  (4, 5).

La microclina tiene simetría triclinica C-1, cuatro posiciones tetraédricas  $T_{10}$ ,  $T_{1m}$ ,  $T_{20}$  y  $T_{2m}$ , y estructuras en dominios-macla como consecuencia de dicha transformación de fase. Se pueden distinguir distintas variedades de microclina en función del estado estructural que depende del grado de orden Si/Al en los sitios tetraédricos, y del tamaño/forma de los dominios-macla (6). La microclina alta (u ortoclase) presenta estructura modulada con baja triclinicidad y desorden local con Si y Al ocupando indistintamente las cuatro posiciones tetraédricas (aunque el Al tiende a ocupar preferentemente la posición  $T_{10}$ ), en la que los dominios de tamaño nanométrico se pueden resolver con microscopía electrónica (ver revisión reciente en ref. 7). La microclina baja se presenta como cristales maclados con unidades cristalinas de máxima triclinicidad con prácticamente todo el Al ocupando la posición  $T_{10}$ . También existen microclinas con grados de orden intermedio entre estos dos extremos, que presentan maclado irregular submicroscópico y se denominan microclinas intermedias.

Aunque idealmente se pueden formar todos los grados de orden intermedios entre estos extremos, las estadísticas de las observaciones experimentales de granos de microclina que pertenecen a rocas distintas manifiestan dos características: i) existe una clara tendencia hacia una distribución bimodal, esto es, microclinas alta y baja; ii) en la mayoría de los cristales se da la coexistencia de diversas variedades (8,9). En relación con el primer aspecto, el significado termodinámico de las variedades intermedias es todavía un problema sin resolver. El segundo aspecto ha hecho que la mayoría de los autores describan esta fase de baja temperatura como un pseudomorfo formado por intercrecimientos complicados y/o aleatorios de las diversas variedades de microclina (2,6).

Sin embargo, los estados estructurales en los cristales de microclina no están distribuidos al azar sino que pueden formar intercrecimientos organizados relacionados con las texturas de exsolución (10). Además, en estas microclinas es posible que bajo ciertas circunstancias se puedan generar dominios-macla formando patrones macroestructurales por auto-ensamblado y auto-organización (10). En este trabajo se pretende determinar bajo que condiciones fisicoquímicas específicas de recristalización se forman los citados patrones. Para ello se analiza el estado estructural de microclinas procedentes principalmente de explotaciones cerámicas en pegmatitas graníticas formadas en diferentes ambientes geológicos (11), ya que: i) son rocas en las que se ha descrito la existencia de un proceso general de evolución estructural durante el enfriamiento (12), y ii) presentan cristales que varían en tamaño desde pocos milímetros hasta varios metros, lo que facilita enormemente el muestreo y su estudio. En particular se pretende identificar las condiciones geológicas específicas que promueven el cambio estructural y su intensidad, para explicar las causas y el significado genético de la distribución

bimodal, la coexistencia de distintos estados estructurales en las microclinas, así como el origen de patrones estructurales auto-organizados.

## 2. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

### 2.1. Materiales

Para este trabajo se han utilizado ochenta y seis microclinas procedentes de la selección de siete pegmatitas graníticas, una española y seis brasileñas (11). El muestreo se ha realizado de borde a centro de las rocas tomando materiales de distintas zonas con diferente mineralogía y texturas. Esto ha permitido obtener fragmentos minerales homogéneos a la escala de muestra, de perfitas en intercrecimientos con cuarzo en las zonas externas de grano fino (texturas gráficas) y sin éstos en los cristales pegmoporfídicos de las zonas externas de grano grueso y en las zonas intermedias monominerales o en bloques y en el núcleo. Los materiales se han molturado en molino mecánico de ágata hasta obtener un polvo fino, con tamaño de grano inferior a 10 micrómetros.

Los materiales proceden de cuatro distritos pegmatíticos con características geológicas contrastadas. En el distrito de Belvis de Monroy (Cáceres) se ha muestreado la pegmatita de La Isla en el borde del embalse de Vadecañes en la citada localidad. Este distrito pertenece a la Zona Centro-Ibérica del Orógeno Hercínico que se formó durante el Carbonífero en la Península Ibérica. El distrito aparece en la parte NE del Sinclinal de Guadarranque próximo a la Falla de Valdecañas. Los distritos de Galileia-Mendes Pimentel, Itambé y Marilac pertenecen a la Provincia Pegmatítica Oriental de Brasil (13), formada durante la Orogenia Brasiliana de edad Neoproterozoico que formó el Cinturón Ribeira-Araçuaí. En este orógeno se han reconocido dos episodios tectono-térmicos con magmatismo, metamorfismo y desarrollo local de zonas de cizalla con edades de 590-565 y 535-520 millones de años de antigüedad (14,15). En el distrito de Galileia-Mendes Pimentel se han tomado muestras en las explotaciones pegmatíticas de Enio, Fermín, Açio y Corrego Rapa, y en el distrito de Marilac se ha muestreado la pegmatita Golconda III, ambos distritos en la Provincia Estructural Mantiqueira. En el distrito de Itambé, situado en el Cratón de São Francisco, se ha muestreado la explotación pegmatítica de Helio.

### 2.2. Técnicas

La composición química se ha obtenido mediante fluorescencia de rayos-X (FRX) en un Philips 1410/20 utilizando pastillas de las muestras molidas y usando los siguientes patrones internacionales: BCS376 (feldespato potásico), BCS375 (feldespatos sódico), AN-G (anortosita), MA-N, GA y GH (granitos). Los elementos mayores y menores han sido obtenidos trabajando a 30 nA y 50 kV, mientras que para los elementos traza se ha utilizado 50 mA y 55 kV. Las correcciones de los efectos matriciales sobre los óxidos mayoritarios y traza se ha efectuado mediante la metodología desarrollada en ref. 16 y 17.

El estado estructural ha sido analizado mediante difracción de rayos-X (DRX) en muestras en polvo mediante un difractómetro automático Siemens D-5000 usando la radiación  $K\alpha_1$ , trabajando a 40 kV y 30 mA, con una constante de tiempo de 4s, y una velocidad 0.02°/s en el ángulo  $2\theta$ . El estado estructural o variedad de microclina se puede analizar

mediante el estudio de los parámetros de celda unidad, obtenidos a partir de los difractogramas de rayos-X, o mediante el estudio de la posición de los picos que permanecen simples ( $h0l$ ,  $h00$ ,  $0k0$  y  $00l$ ) y de aquellos que se desdoblán ( $hkl$ ,  $hk0$  y  $0kl$ ) cuando cambia la simetría de monoclinico a triclinico (18). Estos efectos de desplazamientos y desdoblamientos han sido utilizados para definir distintos parámetros relacionados con el orden Si/Al local (9, 19,20).

El desplazamiento de los picos (060) y ( $\bar{2}04$ ) puede ser usado para calcular el orden Si/Al con el parámetro  $\Sigma t_i = t_{10} + t_{1m}$  (20) que está ligado a la suma de los contenidos en Al en las dos posiciones  $T_{10}$  y  $T_{1m}$  de las microclinas. Los valores extremos de desorden y orden total en este parámetro son 0.5 y 1.0 respectivamente. La transición sanidina-microclina ocurre para valores de  $\Sigma t_i = 0.69$  (6) y por tanto la microclina alta presenta valores  $\Sigma t_i > 0.69$ . Para este parámetro el grado de orden Si/Al local es máximo cuando todo el Al está ocupando las posiciones  $T_{10}$  y  $T_{1m}$ . El error estimado en la medida del parámetro  $\Sigma t_i$  es de 0.02.

El desdoblamiento de los picos (131) y ( $\bar{1}31$ ) o triclinicidad  $\Delta$  (19) puede ser usado para estimar el ordenamiento Si/Al que provoca aumento del carácter triclinico por desviación progresiva de los  $90^\circ$  de la simetría monoclinica. Para  $\Delta = 0$  entonces  $\alpha = \gamma = 90^\circ$ , mientras que para  $\Delta = 1$  la distorsión triclinica es máxima con  $\alpha = 90.62^\circ$  y  $\gamma = 87.67^\circ$ , y entonces  $\Sigma t_i = t_{10} = 1.00$  y  $t_{1m} = 0$ , como ocurre en la microclina baja.

Sin embargo, en microclinas aparecen dominios cristalinos que van desde tamaños en la escala del nanómetro (estructuras moduladas de la microclina alta) hasta tamaños milimétricos (cristales maclados de la microclina baja). Cuando los dominios tienen un tamaño inferior al dominio cristalino de difracción coherente (que está entre unos 500 y 1000 Å), las estimaciones estructurales por difracción de rayos-X tienen valor limitado ya que la existencia de los elementos de simetría que relacionan la orientación de los dominios (esto es, las leyes de macla) pueden simular simetrías más altas (7,10,21). Este efecto se pone de manifiesto en la microclina alta en la que se observan señales simples del pico (131) en un amplio margen de intensidades y anchuras. En este sentido, las microclinas de baja triclinicidad que aparentan triclinicidad nula cuando se estudian por DRX, presentan triclinicidad apreciable cuando se estudian mediante difracción de electrones (6,7,10). Por otro lado, dada la naturaleza pseudomórfica de las microclinas, la práctica totalidad de los cristales de feldespatos potásicos de las rocas no constan de un único estado estructural sino que coexisten numerosas señales generadas por mezclas íntimas de estructuras con distinto grado de orden Si/Al local.

Con estas consideraciones el desdoblamiento del pico (131) se ha analizado mediante el parámetro  $S_2$ , calculado a partir del segundo momento de la curva envolvente del difractograma entre  $29.50$  y  $30.66^\circ 2\theta$  (que es la zona en grados donde se observa dicho desdoblamiento) utilizando para ello 40 puntos, según la fórmula:

$$S_2 = \frac{\sum f_i(x - \bar{x})^2}{\sum f_i}$$

donde "x" es la posición  $2\theta$ , " $\bar{x}$ " es la posición  $2\theta$  promedio, e "i" es la intensidad. Este parámetro permite el estudio comparativo del estado estructural de todas las muestras y no sólo las más simples, ya que se pueden analizar los materiales formados por el intercrecimiento de volúmenes cristalinos

con distinto estado estructural, que son los más comunes en la Naturaleza (10). Así, con este parámetro se considera que el hecho de que sean intercrecimientos múltiples no significa que éstos sean aleatorios sino que tal complejidad tiene significado y se puede interpretar en términos genéticos de evolución, como se verá en este trabajo. El error estimado en la medida del parámetro  $S_2$  es de 0.002.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Distrito Belvis de Monroy: pegmatita de La Isla.

Las pegmatitas aparecen como un grupo de filones asociados a una intrusión granítica peraluminica, estando todo el conjunto encajado en pizarras negruzcas y esquistos con andalucita de metamorfismo regional. El emplazamiento del conjunto ígneo tuvo lugar en la etapa tardi-tectónica de la orogenia en concordancia con la esquistosidad de las rocas encajantes, generando una aureola de metamorfismo de contacto en las proximidades de la cúpula granítica (10,22). Las rocas pegmatíticas aparecen como filones de hasta cuatro metros de anchura y de hasta trescientos metros de longitud. El campo filoniano forma un conjunto con disposición anular a modo de anillos concéntricos alrededor de la cúpula granítica principal. No existen explotaciones mineras de feldespatos en este distrito.

Las microestructuras de campo indican que el emplazamiento de la pegmatita de La Isla tuvo lugar en ambiente distensivo (10), de forma muy similar a como ocurre en otros casos relacionados con cúpulas graníticas de la región (23). Presenta zonación variable a lo largo de su recorrido, con microclinas en textura gráfica en las zonas externas y en bloques en las zonas intermedias en el sitio del muestreo. Los fenómenos de remplazamiento por fluidos ricos en elementos volátiles están desarrollados sólo localmente, y ocasionalmente aparecen cuerpos de sustitución formados por lepidolita, ambligonita y albita.

En la Tabla I se presentan los valores de los parámetros  $\Sigma t_i$  y  $S_2$  de las microclinas de esta roca, el primer parámetro variando entre 0.742 y 0.886 (con un valor anómalo a 0.914), y el segundo estando comprendido entre 0.010 y 0.037 (con un valor de 0.480). En la Fig. 1 columna primera se representa la zona del difractograma de muestras representativas de distintas zonas de la pegmatita. En general, la intensidad y la anchura del pico (131) es variable siendo más intenso y estrecho en las microclinas en bloque (por ejemplo  $S_2 = 0.010$  en FB35) y más ancho y menos intenso en las texturas gráficas, apreciándose incluso cierto desdoblamiento en FB19, FB32 y FB40 con valores  $S_2$  de 0.048, 0.034 y 0.037 respectivamente. En consecuencia, el estado estructural de las microclinas presenta zonación en la roca. Los análisis químicos muestran que el contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$  promedio en muestras sin cuarzo es de 1.68 % en peso, existiendo un amplio rango de variación. Los contenidos en  $\text{P}_2\text{O}_5$  y Rb son en general más altos en las muestras de las zonas internas que en las externas y por tanto también presentan cierta zonación de borde a centro de la roca, mientras que los contenidos en Sr y Ba no parecen variar significativamente. Los contenidos en  $\text{P}_2\text{O}_5$  de los feldespatos en bloque son los más altos de todas las rocas estudiadas, y en particular en FB34 con 1.68 % en peso de  $\text{P}_2\text{O}_5$  (ver Tabla I)

En la micrografía de la Fig. 2 se aprecia como las regiones cristalinas con textura micropertítica con dominios de feldespatos sódico en películas finas quedan aisladas unas

TABLA I. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE FELDESPATOS PERTÍTICOS DE LA PEGMATITA DE LA ISLA Y PARÁMETROS  $\Sigma_1$  Y  $S_2$  DERIVADOS DE LOS DIAGRAMAS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS-X.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.C.	Rb	Ba	Sr	$\Sigma_1$	$S_2$
FB8 (1)	74.24	13.67	1.91	9.18	0.50	0.35	401	10	5	0.842	0.024
FB9 (1)	70.29	15.92	1.68	11.40	0.43	0.59	634	19	7	0.864	0.035
FB10 (1)	73.58	13.77	1.40	10.21	0.49	0.47	538	20	6	0.877	0.021
FB11 (1)	74.74	13.48	2.25	8.48	0.51	0.33	388	0	4	0.84	0.023
FB12 (1)	72.78	14.76	2.46	8.96	0.39	0.66	463	24	4	0.877	0.024
FB16 (1)	73.74	13.96	1.84	8.63	0.57	0.43	514	12	5	0.882	0.025
FB17 (1)	74.74	14.20	2.19	8.66	0.48	0.37	393	12	0	0.823	0.025
FB18 (1)	74.13	13.42	1.39	10.17	0.46	0.44	370	48	4	0.882	0.027
FB19 (1)	74.19	13.85	1.74	9.37	0.38	0.64	572	11	3	0.914	0.048
FB39 (1)	74.47	14.15	2.37	7.79	0.52	0.44	391	0	3	0.867	0.031
FB40 (1)	70.23	15.67	2.45	9.22	0.41	2.73	555	18	9	0.868	0.037
FB15 (2)	65.38	18.29	2.53	11.43	1.01	1.15	945	14	3	0.816	0.014
FB20 (2)	66.86	17.09	1.70	12.64	0.84	0.62	959	18	3	0.814	0.016
FB21 (2)	69.54	15.77	2.06	12.81	0.46	0.44	370	48	4	0.819	0.018
FB29 (2)	64.64	18.23	1.68	13.89	0.73	0.52	1496	0	4	0.832	0.021
FB30 (2)	68.41	17.31	2.29	10.37	0.72	0.45	828	0	3	0.886	0.015
FB31 (2)	64.96	19.25	0.65	12.79	0.89	1.02	1533	0	2	0.783	0.018
FB32 (2)	65.49	18.58	2.75	10.64	0.95	0.50	1133	8	1	0.815	0.034
FB33 (2)	64.47	18.04	1.77	13.85	0.88	0.74	1363	8	1	0.846	0.033
FB38 (2)	65.73	18.80	0.16	13.46	1.14	0.54	1608	2	5	0.790	0.014
FB13 (3)	63.86	19.58	2.20	13.31	0.79	0.84	1646	37	15	0.805	0.016
FB14 (3)	64.25	18.60	1.70	13.79	0.45	0.63	1501	44	5	0.805	0.032
FB22a(3)	64.33	18.41	2.03	13.29	1.12	0.59	2050	30	4	0.790	0.012
FB22b(3)	63.29	18.49	1.08	15.55	1.21	0.31	634	19	7	0.742	0.017
FB23 (3)	63.99	18.23	1.20	14.95	1.04	0.55	1369	8	4	0.809	0.015
FB24a(3)	63.29	18.49	1.08	15.55	1.21	0.31	1810	6	4	0.802	0.021
FB24b(3)	64.15	18.22	1.63	14.13	1.10	0.55	2188	18	8	0.866	0.017
FB25 (3)	63.60	19.65	1.57	14.10	0.85	0.81	2046	22	7	0.770	0.014
FB26 (3)	63.30	18.77	1.84	13.54	1.43	0.88	2022	0	6	0.754	0.010
FB27b(3)	63.73	18.72	1.89	13.64	1.36	0.51	1930	12	12	0.775	0.013
FB28 (3)	64.26	19.10	0.81	15.45	0.22	0.89	1347	6	0	0.876	0.035
FB34 (3)	63.61	18.60	1.85	13.59	1.68	0.42	2307	6	7	0.768	0.014
FB35 (3)	63.49	18.90	2.10	13.16	1.53	0.62	2775	8	4	0.763	0.010
FB36 (3)	62.49	19.64	2.13	12.85	0.99	1.97	2814	35	7	0.762	0.011
FB37 (3)	64.45	19.11	1.58	12.89	0.97	0.59	1765	0	6	0.768	0.013

(1) pertitas con texturas gráficas finas, habiéndose realizado el análisis químico sin separar los granos de cuarzo de los de feldespato; (2) pertitas con texturas gráficas gruesas en donde se ha separado el feldespato de los granos de cuarzo; (3) pertitas en bloque de las zonas intermedias monominerales. Los errores estimados en las medidas de  $\Sigma_1$  y  $S_2$  son 0.02 y 0.002 respectivamente. Oxidos en % en peso y elementos menores en ppm.

de otras por interposición de venas de feldespatos sódico interconectado en textura macropertítica. Mientras que la textura micropertítica se ha generado por exsolución, las venas macropertíticas se han formado durante la inyección y circulación de fluidos acuosos post-magmáticos a una temperatura superior la de transformación sanidina-microclina  $T_{s/m'}$  a través de una red de fracturas interconectadas. Esta imagen corresponde a la muestra FB35 que es la microclina más primitiva de toda la pegmatita, ya que concurren en ésta uno de los contenidos en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> más alto con el estado estructural menos evolucionado, y la textura micropertítica mejor conservada. La microscopía óptica de este tipo de muestras presenta homogeneidad en el estado estructural ya que la extinción óptica con nícoles cruzados es muy homogénea.

### 3.2. Distrito Galileia-Mendes Pimentel: pegmatita de Enio

Los filones de pegmatíticas están encajados en rocas de metamorfismo regional de tipo Barrow, fundamentalmente

en la Formación São Tomé que consiste en esquistos biotíticos y granatíferos con estauroilita y moscovita y/o sillimanita, con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas (24-26). En el distrito afloran dos tipos de rocas plutónicas: a) tonalitas y granodioritas o granitoides pretectónicos de Galileia, cuya edad calculada por el método U-Pb es de  $594 \pm 6$  Ma; y b) granitoide peraluminico de Urucum de carácter sintectónico y cuya edad por el mismo método es de  $582 \pm 2$  Ma, con geoquímica isotópica de los sistemas Ba-Sr y Sm-Nd que indican procesos de fusión de rocas corticales antiguas (27). Las pegmatitas están genéticamente asociadas al granitoide de Urucum.

En las pegmatitas de este distrito aparecen zonaciones minerales y texturales claras y fenómenos intensos de circulación de fluidos acuosos residuales post-magmáticos ricos en Na, especialmente en el caso de la explotación o Lavra de Enio, pegmatita en la que las albitizaciones están asociadas a las apariciones de berilo aguamarina y a la cristalización de numerosos fosfatos y turmalinas de calidad gemológica (28). La Tabla II presenta los parámetros  $\Sigma_1$  y  $S_2$  de las microclinas

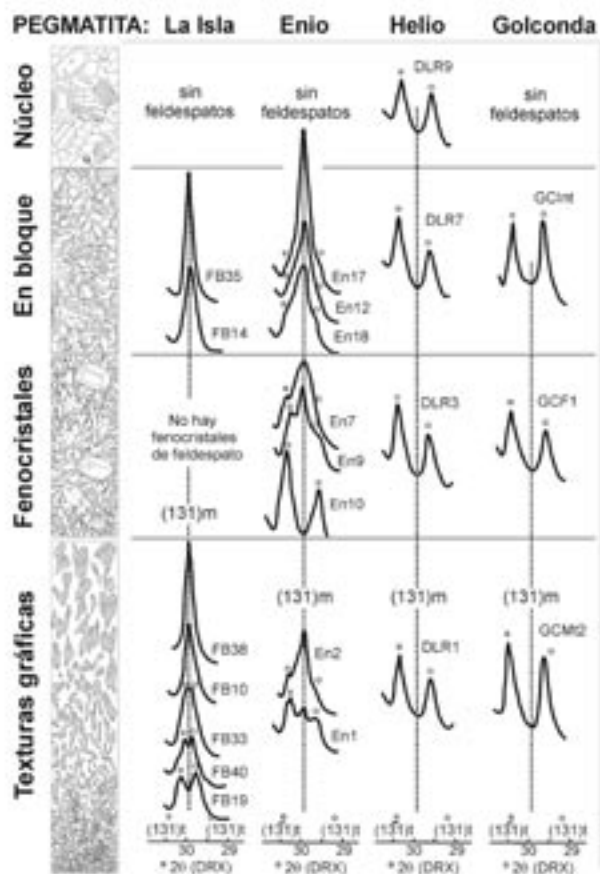


Fig. 1.- Región  $2\theta$  del diagrama de difracción de rayos-X en la que se aprecia la triclinicidad y se calcula el parámetro  $S_2$  de los feldespatos potásicos de la pegmatita de la Isla (Belvis de Monroy, Cáceres, España), Enio (Galileia – Mendes Pimentel, Minas Gerais, Brasil), Helio (Itambé, Bahía, Brasil) y Golconda (Gobernador Valadares, Minas Gerais, Brasil) de muestras tomadas en las cuatro zonas posibles de borde a centro de los filones, esto es, en texturas gráficas con intercrecimientos con cristales cuarzo de tamaño creciente (finas a borde y gruesas hacia el centro), fenocristales de las zonas externas, cristales en bloque de la zona intermedia y en el núcleo con cuarzo. La línea central en cada serie marca la posición del pico (131) de microclina alta, y las señales  $\square$  y  $\circ$  marcan los picos (131) de microclinas con desdoblamiento

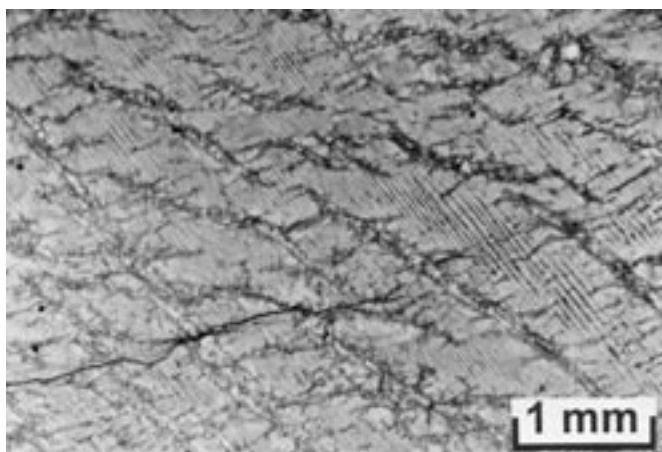


Fig. 2.- Micrografía obtenida por microscopía óptica con nícoles paralelos en la muestra FB35 de la pegmatita de La Isla donde la textura microperftica está formando regiones aisladas limitadas por las venas de feldespatos sódico de la textura macroperftica.

de esta pegmatita, el primero con valores comprendidos entre 0.855 y 0.964, mientras que el segundo varía entre 0.020 y 0.105. En la Fig. 1 columna segunda se representa la región del difractograma que corresponde al desdoblamiento del pico (131) de las microclinas de esta roca. A diferencia de la pegmatita de la Isla, en ésta la gran mayoría de las muestras presentan señales adicionales a las de la microclina alta, por desdoblamientos (131)-(131) perteneciente a regiones de microclina más ordenada. En general las microclinas de las zonas externas están más ordenadas que las de las zonas internas. El valor promedio del contenido en  $Na_2O$  es de 2.25 % en peso, claramente superior al ejemplo anterior. El contenido en  $P_2O_5$  es inferior a la pegmatita de la Isla, a pesar de que en Enio la aparición de múltiples tipos de fosfatos es muy común, y no se aprecian variaciones zonales regulares de su concentración en el seno de la roca. Los contenidos en Rb son en general menores en las zonas externas que en las partes internas, al contrario de lo que se observa en el Ba, siendo el caso del Sr menos claro.

En la Fig. 3 se presenta una textura similar a la Fig. 2 con desarrollo de zonas de microclinas intermedias y baja (áreas en color blanco que transmiten la luz polarizada) en relación espacial directa con la textura macroperftica. La recrystalización de la microclina alta en otras intermedias y baja ocurre a modo de aureolas en torno a las venas más grandes y en forma de estrellas de cuatro brazos en las puntas laterales terminales de las venas más pequeñas. La textura microperftica aparece en el seno de regiones de baja triclinicidad (áreas en extinción óptica) con las películas finas

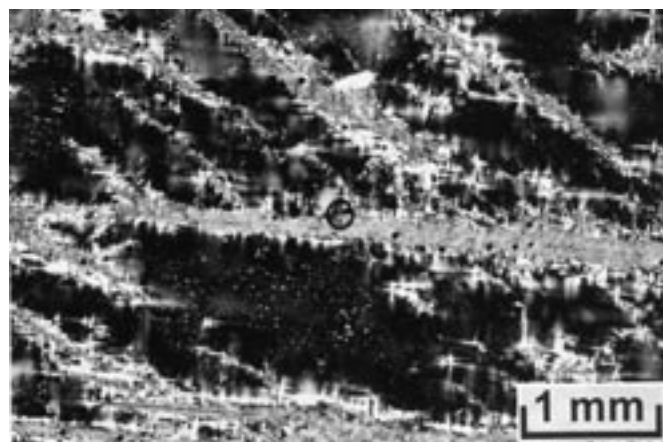


Fig. 3.- Micrografía obtenida por microscopía óptica con nícoles cruzados en la muestra En7 de la pegmatita de Enio, con la textura microperftica en zonas en extinción de microclina alta y venas de feldespatos sódico de la textura macroperftica con aureolas de microclina de mayor triclinicidad que transmiten la luz polarizada.

de feldespatos sódico desdibujadas por engrosamiento o disolución parcial.

En las otras explotaciones de pegmatitas de este distrito también aparecen microclinas con distintos grados de transformación con valores de  $\Sigma t_1$  y  $S_2$  que van desde 0.875 hasta 0.991 y 0.024 hasta 0.117, respectivamente (Tabla III). En la pegmatita Fermín el feldespato potásico muestra una variabilidad similar a la de los más primitivos de la pegmatita Enio, mientras que las pegmatitas Açío y Corrego Rapa tienen carácter transicional entre las pegmatitas de este distrito y las de los dos siguientes. En la región (131)-(131) de los

TABLA II. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE FELDESPATOS PERTÍTICOS DE LA PEGMATITA DE ENIO Y PARÁMETROS  $\Sigma t_1$  Y  $S_2$  DERIVADOS DE LOS DIAGRAMAS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS-X.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.C.	Rb	Ba	Sr	$\Sigma t_1$	$S_2$
En1 (1)	73.40	14.30	2.21	8.79	0.36	0.66	318	740	42	0.953	0.075
En2 (1)	68.25	17.12	2.43	11.25	0.53	0.27	361	648	38	0.906	0.028
En3 (2)	65.34	18.26	2.43	12.18	0.61	0.75	400	1110	56	0.909	0.043
En7 (2)	64.56	18.44	2.13	13.50	0.78	0.45	947	63	9	0.923	0.030
En8 (2)	65.30	18.33	2.56	12.49	0.61	0.55	438	342	19	0.933	0.066
En9 (2)	64.48	18.66	2.03	13.37	0.84	0.56	1156	75	2	0.906	0.047
En10(2)	64.79	18.41	2.07	13.38	0.79	0.48	861	85	3	0.964	0.105
En11(2)	64.88	18.39	2.54	12.85	0.80	0.62	796	68	0	0.893	0.028
En12(3)	65.02	18.40	2.76	12.51	0.66	0.53	408	---	29	0.924	0.020
En13(3)	64.71	18.56	2.49	12.78	0.86	0.44	809	55	2	0.855	0.020
En15(3)	65.15	18.70	2.84	12.25	0.70	0.38	425	263	20	0.890	0.022
En17(3)	64.54	18.39	1.72	13.94	0.79	0.38	2725	44	5	0.883	0.024
En18(3)	64.60	18.16	1.59	14.21	0.64	0.63	4753	48	2	0.902	0.051
En19(3)	64.55	18.09	1.69	14.58	0.48	0.37	5407	554	28	0.900	0.034

(1) pertitas en texturas gráficas; (2) pertitas en fenocristales; (3) zonas intermedias monominerales en bloque. Los errores estimados en las medidas de  $\Sigma t_1$  y  $S_2$  son 0.02 y 0.002 respectivamente. Óxidos en % en peso y elementos menores en ppm.

diagramas de DRX de estas microclinas aparecen múltiples señales evidenciando la coexistencia de regiones con distinto grado triclinicidad. En la Fig. 4 se aprecia cómo la extensión de las zonas de alta triclinicidad con microestructuras en dominios de tipo "tablero de ajedrez" se extienden a mayores distancias desde las venas macropertíticas que en el caso de la Fig. 3.



Fig. 4.- Micrografía obtenida por microscopía óptica con nícoles cruzados en la muestra Ac12, cuyos dominios de feldespatos sódico presentan aureolas de microclina con mesoestructura en "tablero de ajedrez" por alternancias claro oscuro que intersectan a 90°. La extensión limitada de las aureolas deja áreas en extinción de más baja triclinicidad.

### 3.3. Distrito de Itambé: pegmatita de Helio

El distrito pegmatítico de Itambé (Vitoria da Conquista, Bahía, Brasil) constituye la prolongación septentrional de la Provincia Pegmatítica Oriental de Brasil, cercano al distrito pegmatítico de Araçuaí (29,30). Las pegmatitas están encajadas principalmente en rocas metamórficas del Complejo Metamórfico-Migmatítico del Supergrupo Espinhaço, formado por micaesquitos feldespáticos con transiciones a rocas gneísicas y migmatíticas asociadas a la fase metamórfica principal de la Orogenia Brasileña (29).

La pegmatita de la explotación o Lavra de Hélio forma un cuerpo rocoso lenticular de 380 metros de largo por 90

metros de ancho, encajado en un micaesquisto feldespático con niveles anfibolíticos, en las proximidades del Valle del Rio Jibóia. La pegmatita está orientada según un alineamiento NW-SE que representa una gran zona de cizalla a la que están asociadas la mayoría de las intrusiones pegmatíticas importantes del distrito (29). Los fenómenos de albitización están localmente muy desarrollados y se relacionan con la aparición de minerales de Nb y Ta, metales que fueron explotados en la década de los 60.

Aunque en la roca se distinguen cuatro tipos de feldespatos potásicos en función de las texturas pegmatíticas, todos ellos son muy similares y de tipo microclina baja, con valores de  $\Sigma t_1$  en el entorno de 1.00 y  $S_2$  superiores a 0.125, con un valor máximo a 0.154. En la Fig. 1 columna tercera se aprecia que las reflexiones (131) y (131) están perfectamente desdobladas sin interposición de señales de baja triclinicidad. Por lo tanto no existe zonación en el estado estructural de los feldespatos al ser éste homogéneo en toda la roca (Tabla IV). El contenido en Na<sub>2</sub>O promedio de las pertitas es 2.44 % siendo su variación menor que en los dos casos anteriores. Los contenidos en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> son muy bajos en comparación a los otros ejemplos, y no presentan distribución zonal alguna. Los contenidos en Rb, Ba y Sr tampoco presentan pautas claras.

La recristalización de la microclina de baja triclinicidad en otra de alta triclinicidad en este caso ya se extiende a grandes distancias desde las interfases con las venas de feldespato

TABLA III. PARÁMETROS  $\Sigma t_1$  Y  $S_2$  DERIVADOS DE LOS DIAGRAMAS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS-X DE FELDESPATOS PERTÍTICOS DE LAS PEGMATITAS DE FERMÍN (F), AÇIÓ (AC) Y CORREGO RAPA (CR).

Muestra	$\Sigma t_1$	$S_2$
F2b (1)	0.875	0.049
F4 (3)	0.875	0.024
Ac3 (1)	0.931	0.076
Ac7 (2)	0.989	0.095
Ac12 (2)	0.978	0.090
Ac9 (3)	0.885	0.043
Ac11 (3)	0.900	0.053
Ac6 (3)	0.981	0.060
CR4 (3)	0.991	0.117

(1) pertitas en texturas gráficas de las zonas externas; (2) pertitas en fenocristales de las zonas externas; (3) zonas intermedias monominerales en bloque. Los errores estimados en las medidas de  $\Sigma t_1$  y  $S_2$  son 0.02 y 0.002 respectivamente. Óxidos en % en peso y elementos menores en ppm.

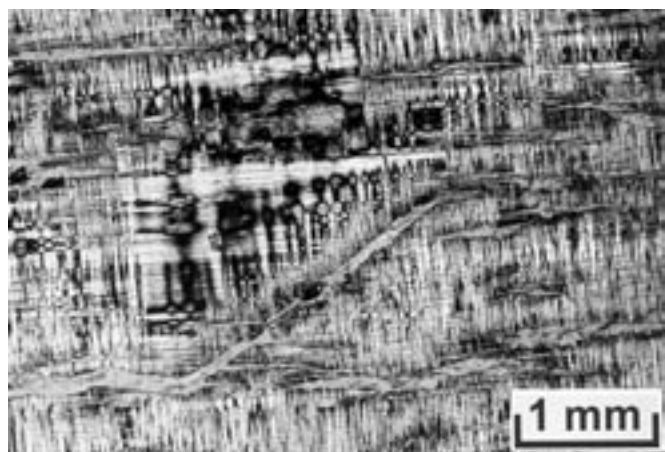


Fig. 5.- Micrografía obtenida por microscopía óptica con nícoles cruzados en la muestra Dlr9, en las que se solapan las aureolas de microclina de alta triclincidad con maclado polisintético alrededor de las venas macroperálticas, excepto en la parte central en donde se aprecia una región de menor triclincidad y se distinguen las películas finas de feldespato sódico microperáltico.

sódico de la textura macroperáltica (Fig. 5) observándose regiones macladas según la ley de la Albita y de la Periclina. La zona central de triclincidad ligeramente más baja está aislada y equidistante de las venas de feldespato sódico de la textura macroperáltica. En esta región aparecen los dominios en película de feldespato sódico de la textura microperáltica. Cuando las películas están cerca de las venas, aparecen divididas y plegadas, manifestando un intenso proceso de recrystalización que parece estar asociado con deformación dúctil y que se dispara desde las interfaces entre el feldespatos potásico matriz y las regiones de feldespatos sódico huésped.

### 3.4. Distrito de Marilac: pegmatita Golconda III

El distrito pegmatítico de Marilac aparece entre Baguari e Itambacuri (al W de Gobernador Valadares, Minas Gerais, Brasil). Las pegmatitas están encajadas en rocas metamórficas de alto grado del Grupo Barbacena/Paraíba do Sul compuesto principalmente por gneises migmatíticos bandeados (31). Algunas de ellas han sido datadas entre 497 y 501 Ma por el método Rb-Sr (13), mientras que otros trabajos posteriores han establecido una edad de 560 Ma para el emplazamiento del magma pegmatítico utilizando el método K-Ar en moscovitas y feldespatos potásicos (32).

TABLA IV. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE FELDESPATOS PERTÍTICOS DE LA PEGMATITA HELIO Y PARÁMETROS  $\Sigma t_1$  Y  $S_2$  DERIVADOS DE LOS DIAGRAMAS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS-X

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.C.	Rb	Ba	Sr	$\Sigma t_1$	$S_2$
Dlr1 (1)	66.86	17.58	2.33	12.71	0.02	0.25	346	613	56	0.989	0.137
Dlr2 (1)	66.01	18.42	1.60	13.43	0.02	0.23	373	520	56	1.003	0.138
Dlr3 (2)	66.00	18.10	2.34	13.28	0.03	0.19	438	225	38	1.000	0.154
Dlr4 (2)	65.99	18.10	2.88	12.61	0.03	0.17	1377	96	3	0.990	0.127
Dlr5 (2)	65.60	17.88	2.84	12.67	0.04	0.75	908	94	1	0.991	0.131
Dlr6 (2)	65.51	18.17	2.31	13.59	0.03	0.22	330	873	68	1.000	0.140
Dlr7 (3)	66.14	18.16	2.81	12.78	0.04	0.19	1004	61	0	1.007	0.127
Dlr8 (4)	65.91	18.25	2.54	13.28	0.00	0.15	716	440	31	1.008	0.147
Dlr9 (4)	66.06	18.19	2.28	13.12	0.01	0.09	711	457	35	0.998	0.143

(1) perlitas en texturas gráficas de las zonas externas; (2) perlitas en fenocristales de las zonas externas; (3) zonas intermedias monominerales en bloque; (4) zonas del núcleo de cuarzo en grandes cristales aislados. Los errores estimados en las medidas de  $\Sigma t_1$  y  $S_2$  son 0.02 y 0.002 respectivamente. Oxidos en % en peso y elementos menores en ppm.

TABLA V. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE FELDESPATOS PERTÍTICOS DE LA PEGMATITA GOLCONDA Y PARÁMETROS  $\Sigma t_1$  Y  $S_2$  DERIVADOS DE LOS DIAGRAMAS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS-X

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.C.	Rb	Ba	Sr	$\Sigma t_1$	$S_2$
GcMt2 (1)	76.25	12.04	2.97	7.89	0.08	0.35	510	167	19	0.994	0.133
GcMt3 (1)	70.35	15.02	4.48	9.89	0.13	0.16	1647	48	2	0.988	0.124
GcF1 (2)	65.45	18.35	2.14	13.29	0.09	0.47	1122	109	22	1.004	0.146
GcF2 (2)	64.09	18.43	2.68	13.47	0.09	0.91	795	119	18	1.004	0.148
GcF3 (2)	64.42	18.73	1.96	13.74	0.12	0.85	1087	76	9	0.996	0.148
GcF4 (2)	65.04	18.16	2.21	12.87	0.14	0.91	1204	57	2	0.998	0.120
GcF5 (2)	65.24	17.98	2.71	13.42	0.14	0.32	1309	57	5	0.979	0.132
GcF+ (2)	65.44	17.89	2.68	13.41	0.13	0.36	1380	45	0	0.987	0.146
GcF- (2)	65.12	17.63	3.95	12.64	0.10	0.29	605	218	29	1.010	0.133
GcI(3)	65.49	18.23	2.42	12.99	0.15	0.39	2022	61	2	0.999	0.137
FKCS1 (3)	65.26	17.86	2.45	13.78	0.26	0.30	---	52	2	0.998	0.134
GcInt1 (3)	65.17	18.00	2.47	13.39	0.19	0.74	1637	61	4	0.990	0.134
GcInt2 (3)	65.32	18.00	2.17	13.69	0.28	0.38	2618	36	3	0.996	0.124
GcInt3 (3)	64.92	17.89	2.31	14.09	0.23	0.42	2892	38	1	0.998	0.126

(1) perlitas en texturas gráficas de las zonas externas sin separar de los granos de cuarzo; (2) perlitas en fenocristales de las zonas externas; (3) zonas intermedias monominerales en bloque. Los errores estimados en las medidas de  $\Sigma t_1$  y  $S_2$  son 0.02 y 0.002 respectivamente. Oxidos en % en peso y elementos menores en ppm.

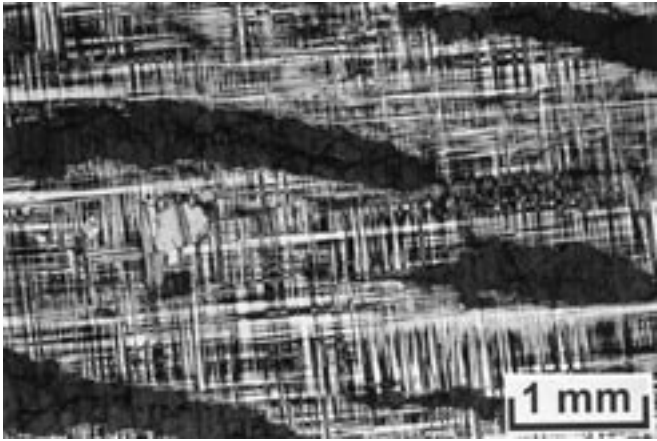


Fig. 6.- Micrografía obtenida por microscopía óptica con nícoles cruzados en la muestra GcInt4Ab (GcI) de la pegmatita Golconda III, donde toda matriz de microclina tiene triclinicidad máxima y se observan diferentes mesoestructuras en dominios macla según la ley de la Albita y de la Periclina, y dominios muy gruesos en vena de feldespatos sódico macropertítico.

La pegmatita Golconda III aparece en la Sierra de los Ferreiras, encajada en un gneis biotítico cataclástico intensamente deformado con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas. Esta pegmatita pertenece a un grupo de tres conocidas por su potencialidad en micas y piedras preciosas, y en especial por la aparición de rubelitas, elbaita, aguamarinas, tantalitas y bertranditas (33). La pegmatita tiene disposición groseramente horizontal, y está emplazada en el núcleo de un pliegue de escala métrica de tipo anticlinal y eje sub-horizontal, con ramificaciones rellenando fracturas (34). Presenta una buena distribución zonal de la textura y mineralogía, con abundantes remplazamientos de tipo albitico.

Al igual que en el caso anterior, el estado estructural de los feldespatos potásicos de la matriz de las pertitas es homogéneo en toda la roca, independientemente de la textura en roca que presenten, y cercano en todos los casos a la microclina baja con valores de  $\Sigma t_1$  próximos a la unidad y  $S_2$  superiores a 0.120 con valor máximo de 0.148 (ver Tabla V). En la Fig. 1 columna cuarta se observa que los picos (131) y ( $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ ) presentan un desdoblamiento perfectamente definido y similar en todas las muestras. El contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$  promedio de los feldespatos sin intercrecimientos con cuarzo es 2.51 %, el más alto de todos los ejemplos estudiados. Las concentraciones de  $\text{P}_2\text{O}_5$  son superiores al caso de la pegmatita Helio e inferior a los otros casos estudiados, en concentraciones ligeramente superiores en las pertitas de las partes internas respecto a las zonas externas. De igual forma el contenido en Rb en las muestras de las zonas internas es mayor que en las externas, no siendo tan claro ningún patrón para el Ba y Sr.

La micrografía de la Fig. 6 muestra los grandes dominios de feldespato sódico macropertíticos en el seno de una matriz de microclina baja homogénea a esta escala que consiste en una microestructura formada por dominios-macla según la ley de la Albita y de la Periclina formando patrones de maclado polisintético y en tablero de ajedrez más o menos difuminados.

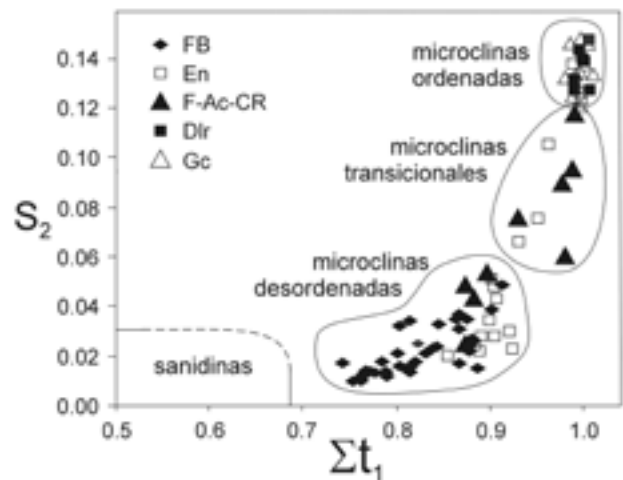


Fig. 7.-Diagrama  $\Sigma t_1 - S_2$  de parámetros de DRX donde se representan las muestras de las pegmatitas estudiadas: rombos rellenos (♦) para la pegmatita de la Isla FB, cuadrado vacío (◻) para la pegmatita de Enio En, cuadrado relleno (■) para la pegmatita de Helio Dlr, triángulo vacío (Δ) de la pegmatita Golconda III Gc, así como triángulos rellenos (▲) para las pegmatitas de Fermín (F), Achio (Ac) y Corrego Rapa (CR).

## 4. DISCUSIÓN

### 4.1. Descripción de microclinas como cristales complejos

En la Fig. 7 se representan los datos de DRX de todas las muestras en el diagrama  $\Sigma t_1 - S_2$  y en la Fig. 8 la evolución de la triclinicidad utilizando muestras seleccionadas. Obsérvese que no aparecen sanidinas (no hay muestras con valores de  $\Sigma t_1$  comprendidos entre 0.50 y 0.69) indicando que en todos los casos se ha completado la transición sanidina-microclina. En la Fig. 7 se aprecia la tendencia a la bimodalidad en el estado estructural de las microclinas ya conocido en la bibliografía (8), así como el carácter progresivo de la evolución estructural (12). Pero cuando se tiene en cuenta las microestructuras obtenidas por microscopía óptica (micrografías de la Fig. 2 a la Fig. 6) y los perfiles de la evolución de la triclinicidad (Fig. 8) se puede observar que el carácter de la transformación microclina alta-baja es aparentemente discontinuo, ya que se da la coexistencia de los extremos.

Las microclinas más primitivas están formadas íntegramente por el estado estructural de menor triclinicidad (microclina alta, y por tanto más próximo estructuralmente al cristal original formado en la etapa magmática, (por ejemplo la muestra FB35). Consiste de una única señal (131) simulando triclinicidad nula,  $S_2 = 0.010$  y  $\Sigma t_1 = 0.763$  (ver Tabla I). En microscopía óptica estas microclinas son homogéneas y no muestran intercrecimientos con otras variedades de mayor triclinicidad. En el otro extremo aparecen aquellas muestras en las que la evolución por recristalización durante el enfriamiento ha sido completa, apreciándose alta triclinicidad formada por el par (131)-(131) bien desdoblado, hasta producir valores  $S_2 > 0.12$  y  $\Sigma t_1 = 1.00$ , que corresponde a la variedad microclina baja (por ejemplo la muestra GcI en la Tabla V). Estas microclinas también son homogéneas a la escala óptica y están formadas por dominios-macla de alta triclinicidad, sin intercrecimientos con variedades de menor triclinicidad.



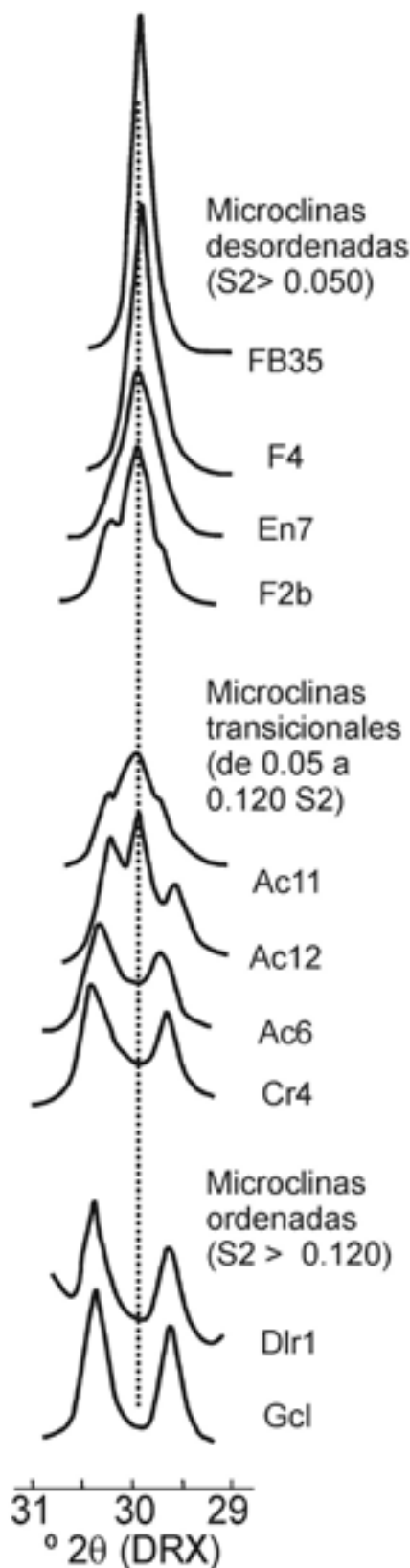


Fig. 8.-Región  $2\theta$  del diagrama de difracción de rayos-X en la que se aprecia como evoluciona la triclincidad por representación de distintas muestras con distinto grado de transformación. Es típica la coexistencia de triclincidades extremas en una misma muestra, y la transformación avanza por sustitución progresiva de la señal simple de baja triclincidad por el doblete cuya triclincidad también aumenta progresivamente.

Sin embargo, estos casos son excepcionales y la regla es el intercrecimiento de regiones con distinto estado estructural en un mismo cristal, producto de la transformación parcial. En ellas coexisten regiones compuestas por estos dos extremos estructurales en diferente proporción, como ya ha sido observado en otras muestras por microscopía electrónica (35). Las microclinas a menudo son descritas como pseudomorfo heterogéneo desarrollado a partir de la fase de alta temperatura, en los que se distribuyen distintos estados estructurales de forma aleatoria a lo largo del cristal (2,6). La existencia de estos materiales ha dado lugar al desarrollo del concepto de estructura promedio para analizar su estructura por rayos-X (36). Es importante destacar que las regiones con estados estructurales extremos no están en contacto directo sino que están separadas por zonas de transición con triclincidades intermedias (4, 9, 10, 11, 37). Es importante destacar que las gradaciones en el estado estructural están organizadas en torno a las interfases entre el feldespato potásico matriz y las venas macropertíticas huésped de feldespatos sódico. En consecuencia estas microclinas o fase de baja temperatura no puede ser descrita ni como un cristal simple en el que definir una estructura promedio, ni tampoco como pseudomorfo complicado. Más bien se pueden describir como cristales complejos en los que aparecen multitud de estados estructurales formando patrones bien organizados, pudiendo distinguir tres poblaciones (Fig. 7):

i) Las microclinas desordenadas (con valores de  $S_2 < 0.050$ ) están formadas mayoritariamente por regiones de baja triclincidad coexistiendo con otras regiones de triclincidad intermedia y alta en forma de aureolas de pequeña extensión alrededor de las venas de feldespato sódico de la textura macropertítica.

ii) Las microclinas ordenadas (para valores de  $S_2 > 0.120$ ) consisten mayoritariamente en regiones con estado estructural de alta triclincidad, pudiendo aparecer localmente ciertas regiones aisladas de triclincidad algo más baja que están distanciadas de las venas de feldespato sódico.

iii) Las microclinas transicionales (para  $S_2$  comprendido entre 0.050 y 0.120) no son mezclas de los dos tipos anteriores sino que son intermedias. Las regiones de alta triclincidad a modo de aureolas alrededor de las venas tienen mayor desarrollo que en el primer grupo pero menor que en el segundo.

#### 4.2. Regímenes de evolución estructural

Las pegmatitas de La Isla, Enio y Fermín están formadas por microclinas desordenadas. En estas rocas se observan características debidas a la cristalización magmática primaria que progresa de borde a centro de la roca, concretamente en tres tipos de zonaciones: a) texturales, aumenta progresivamente el tamaño de cristal las microclinas perfiticas de borde a centro, con texturas gráficas en las zonas externas y como bloques en las zonas internas; b) químicas, el contenido de  $P_2O_5$  y Rb aumenta también de borde a centro de las rocas; y c) en el estado estructural de las microclinas en donde el grado de ordenamiento aumenta en sentido inverso a las dos zonaciones anteriores, ya que en las zonas internas y externas aparecen las microclinas de menor y mayor triclincidad, respectivamente. Esta distribución del grado de ordenamiento no puede explicarse por una disminución de la velocidad de enfriamiento de centro a borde, que como es bien sabido, ocurre en sentido contrario (38). Incluso en pegmatitas cuya velocidad de enfriamiento ha sido de 3.3

°C/Ma (32) no ocurre el ordenamiento de las microclinas desordenadas. Es importante destacar que las microclinas sólo sufren ordenamiento Si/Al si interactúan con fluidos acuosos que actúan como catalizadores de este proceso (1-5,11,12). La alcalinidad de los fluidos y la participación de presión durante la catalización de las reacciones del proceso de ordenamiento Si/Al son sus características fundamentales (2,39-41).

Una vez cristalizada toda la roca, durante el enfriamiento inicial suceden procesos tempranos de exsolución que generan las texturas micropertíticas regulares en película. La interacción con fluidos acuosos ricos en Na de alta temperatura (fluidos post-magmáticos) da lugar a la formación de las venas en textura macropertítica, incrementando el contenido en Na<sub>2</sub>O total de la muestra y de feldespato sódico huésped en las pertitas. Esta interacción debe ocurrir a temperaturas T<sub>i</sub> superiores a las de transformación sanidina-microclina T<sub>s/m</sub> como queda registrado en la parte central de la pegmatita de la Isla ya que en éstas no se aprecian signos de microclinas de alta triclinicidad. Sin embargo, estos canales de circulación deben ser reactivados durante todo el enfriamiento a T<sub>i</sub> < T<sub>s/m'</sub> para fluidos acuosos de baja temperatura. De ahí la aparición de microclinas de alta triclinicidad a modo de aureolas alrededor de las venas de feldespato sódico en el resto de los casos estudiados. Como la extensión de estas aureolas es limitada, la penetración de los fluidos acuosos catalizadores en el cristal también lo debe haber sido, y por tanto la circulación ha debido ser acanalada. Las aureolas de transformación en las microclinas de las pegmatitas de Achio y Corrego (con microclinas transicionales) tienen una mayor extensión, y por lo tanto la penetración del agua debe haber sido mayor. Estos regímenes de evolución estructural contrastan con el manifestado en las otras pegmatitas.

En las pegmatitas Helio y Golconda III, donde aparecen las microclinas ordenadas, se aprecia claramente la zonación textural. Sin embargo, la zonación geoquímica es más ambigua, y la del estado estructural está totalmente ausente, ya que la práctica totalidad de las muestras de las dos rocas está compuesta por microclina baja. Esto significa que cuando sucede este tipo de recristalización, toda la roca se ve afectada a un tiempo y no es posible la permanencia de microclinas con menor grado de evolución estructural porque ocurre a temperaturas inferiores a T<sub>s/m</sub> y tiene carácter volumétrico. La característica común a las dos pegmatitas es, además de las fuertes interacciones con fluidos post-magmáticos de baja temperatura, que ambas rocas se han enfriado en condiciones geológicas bajo el efecto de presión de cizalla, que deben actuar como potenciador de los mecanismos de ordenamiento.

## 5. CONCLUSIONES

El estudio estructural de ochenta y seis microclinas por difracción de rayos-X y microestructural por microscopía óptica de ochenta y seis microclinas pertíticas de siete pegmatitas graníticas, formadas en distintos ambientes geológicos, ha permitido observar bimodalidad y coexistencia de estados estructurales extremos. Estos cristales maclados no se pueden entender ni mediante los conceptos de estructura promedio ni de pseudomorfo heterogéneo. Las microclinas se describen mejor como cristales complejos con estados estructurales organizados en torno a las interfases con las venas de feldespato sódico macropertítico. La tendencia a la bimodalidad en el estado estructural está asociada a una

dualidad en el origen según dos regímenes de evolución también extremos durante el enfriamiento, uno estático y otro dinámico.

El régimen estático es pasivo y se caracteriza porque la interacción de los feldespatos potásicos con los fluidos acuosos catalizadores de las transformaciones ocurre fundamentalmente a temperaturas superiores a la T<sub>s/m</sub> (450 °C) y la circulación es acanalada, ocurriendo el proceso de enfriamiento en ausencia de tensiones de cizalla. Por lo tanto la evolución estructural es limitada porque las transformaciones subsolidus no tienen capacidad para reequilibrar la estructura más que en las proximidades de las superficies de paso de dicho fluidos catalizadores (interfase matriz-huésped). Como consecuencia, los feldespatos potásicos aparecen como microclinas desordenadas (S<sub>2</sub> < 0.05 en DRX) compuestos principalmente por regiones de baja triclinicidad, y pueden conservar una parte importante de las impurezas incorporadas durante su cristalización original.

El régimen dinámico es adaptativo ya que el re-equilibrado estructural es extenso. Tiene lugar por recristalización volumétrica debido a que los fluidos acuosos difunden de forma penetrativa a través del volumen de los cristales a temperaturas inferiores a T<sub>s/m</sub> en el seno de un campo de esfuerzos de cizalla. En consecuencia, estos feldespatos potásicos son microclinas ordenadas (S<sub>2</sub> > 0.120 en DRX) formados por regiones con alta triclinicidad, en los que se han eliminado considerablemente las impurezas químicas que pasan a la fase fluida.

El régimen transicional ocurre cuando las moléculas catalizadoras tienen una penetración parcial, y forman microclinas transicionales (0.05 < S<sub>2</sub> < 0.120 en DRX) que están compuestas por regiones de alta triclinicidad en las inmediaciones a las interfases de circulación de fluidos y regiones de baja triclinicidad en las zonas distales a éstas.

## BIBLIOGRAFÍA

1. L. Sánchez-Muñoz, J. García-Guinea, J. Sanz, J.B. Carda Castelló. Feldespatos, materias primas fundentes y otros materiales afines. En: Cap. X, Enciclopedia Cerámica Tomo 2.2: Materias Primas y Aditivos Cerámicos, L. Sánchez-Muñoz y J.B. Carda Castelló, Faenza Editrice Ibérica, S.L., Castellón, 2003.
2. R.F. Martin. The K-feldspar Mineralogy of Granites and Rhyolites: a Generalized Case of Pseudomorphism of the Magmatic Stage. *Rendic. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43, 2, 343-354, (1988).
3. R.A. Yund, J. Tullis. The Effect of Water, Pressure, and Strain on Al/Si Order-Disorder Kinetics in Feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 72, 297-302, (1980).
4. F. Laves, J.R. Goldsmith. Polymorphism, Order, Disorder, Diffusion and Confusion in the Feldspars. *Cursillos y Conferencias del Instituto Lucas Mallada*, Fasc VIII, 71-80, (1961).
5. W. L. Brown, I. Parsons. Alkali Feldspars: Ordering Rates, Phase Transformations and Behaviour Diagrams for Igneous Rocks. *Mineral. Magazine*, 53, 25-42, (1989).
6. H.U. Bambauer, C. Krause, H. Kroll. TEM-investigation of the Sanidine/Microcline Transition Across Metamorphic Zones: the K-feldspar Varieties. *Eur. J. Mineral.* 1, 47-58, (1989).
7. Sánchez-Muñoz, L. L. Nistor, G. Van Tendeloo, J. Sanz. Modulated Structures in KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>: A Study by High Resolution Electron Microscopy and Si-29 MAS-NMR Spectroscopy. *Jour. Electron Microsc.* 47, 1, 17-28, (1998).
8. B. Stewart, T.L. Wright. Al/Si Order and Symmetry of natural Alkali Feldspars, and the Relationship of Strained Cell Parameters to Bulk Composition. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 97, 356-377, (1974).
9. A.S. Marfunin. The Relation Between Structure and Optical Orientation in Potash-soda Feldspars. *Cursillos y Conferencias del Instituto Lucas Mallada*, Fasc VIII, 97-109, (1961).
10. L. Sánchez-Muñoz, O. Rouer, J. Sanz, J. García Guinea. Construcción y Destrucción de Patrones Estructurales en Dominios-Macla en Cristales Pegmatíticos de Microclina. *Bol. Soc. Esp. Ceram. V.*, 44, 5, (2005)
11. L. Sánchez-Muñoz. Influencia de la Exsolución Na/K Sobre las Características Estructurales y Microtexturales de Feldespatos Alcalinos Pegmatíticos. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid 1992.

12. P. Cerný. Evolution of Feldspars in Granitic Pegmatites, pp 501-540 en NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences vol 421: Feldspars and Their Reactions, Ed. I. Parsons, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1993.
13. J.M. Correia Neves, A.C. Pedrosa Soares, V. Marciano. A Provincia Pegmatítica Oriental do Brasil à Luz dos Conhecimentos Atuais. *Rev. Bras. Geoc.* 16, 1, 106-118, (1986).
14. N. Machado, C. Valladares, M. Heilbron, C. Valeriano. U-Pb Geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and Implications for the Evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Res.* 79, 3-4, 347-361, (1996).
15. B.P. Duarte, S.C. Valente, M. Heilbron, M.C.C. Neto. Petrogenesis of the Orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: An Archaean to Palaeoproterozoic Basement Unit Reworked During the Pan-African Orogeny. *Gondwana Res.* 7 [2] 437-450, (2004).
16. Franzini M, Leoni L, Saitta M. Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza-X basata sulla correzione completa degli effetti di matrice. *Soc. Ital. Min. Petrol.* 31, 365-378, (1976).
17. Leoni L, Saitta M. X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards. *Soc. Ital. Min. Petrol.* 32, 497-510, (1976).
18. A. Blasi. The Variation of the 2θ Angles in Powder Diffraction Patterns of One- and Two-step K-rich Feldspars. *Bull. Mineral.* 107, 437-445, (1984).
19. J.R. Goldsmith, F. Laves. The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5, 1-19, (1954).
20. H. Kroll, P.H. Ribbe. Determining (Al,Si) Distribution and Strain in Alkali Feldspars Using Lattice Parameters and Diffraction Peak Positions: a Review. *Am. Mineral.* 72, 491-506, (1987).
21. P. H. Ribbe. Aluminum-silicon order in feldspars; domain textures and diffraction patterns. *Rev. Mineral.* 2, 21-55, (1983).
22. IGME. Mapa Geológico de España, JARAICEJO, 652, 13-26, E. 1:50.000, (1987).
23. A. Castro, C. Fernández. Granitic Intrusión by Externally Induced Growth and Deformation of the Magma Reservoir, the Example of the Plasenzuela Plutón, Spain. *Jour. Structural Geol.* 20 [9-10] 1219-1228, (1998).
24. O.J. de Moura, J.J. Fanton, E.E. Arioli. Geología da Região de Galileia – Mendes Pimentel – MG. *Annais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia V4*, 26-37, (1978).
25. J.J. Fanton, E.E. Arioli, O.J. de Moura. Pegmatitos da Região de Galileia – Mendes Pimentel – MG. *Annais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia V4*, 1770-1781, (1978).
26. O.J. de Moura, J.J. Fanton, E.E. Arioli. Pesquisa de Pegmatitos na Serra do Urucum, Médio Rio Doce – MG. *Annais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia V4*, 1836-1850, (1978).
27. H.A. Nalini, E. Bilal, J.L. Paquete, C. Pin, M. Romulo. U-Pb Geochronology and Sr-Nd Isotopes of Galileia and Urucum Neoproterozoic Granitoids Suites in South-Eastern Brazil. *Comptes Rendus de l'Acad Sci Serie II Fasc A- Sci Terre Planet* 331 [4] 459-466, (2000).
28. J.M. Correia Neves, C.V. Dutra, J. Karfunkel, B. Karfunkel, J.C. Schmidt, J.G. Quemeneur, A.C. Pedrosa Soares. Mineralogy and Geochemistry of Pegmatite Enio (Galileia, Minas Gerais). *Anais Acad. Bras. Ciencias*, 52, 3, 603-616, (1980).
29. A.P. Andrade, A.A. Lago Costa, E.F. Alves da Silva, J.C. Cunha, M.M. Marinho. Projeto Pegmatitos Itambé- Vol 1: Geologia-Texto. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, CBPM (Salvador), 1977.
30. G. Morteani, C. Preinfalk, A.H. Horn. Classification and Mineralization Potential of the Pegmatites of the Eastern Brazilian Pegmatite Province. *Mineral. Dep.* 35, 7, 638-655, (2000).
31. A.I. Filho, O.J. de Moura, J.J. Fanton. Reconhecimento de Pegmatitos da Provincia Oriental Brasileira entre Aimorés e Itambacuri – MG. *Annais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia V3*:1552-1563, 1980.
32. R.R. Viana, I. Mänttäri, Henjes Kunst, H. Jordt-Evangelista. Age of Pegmatites from Eastern Brazil and Implications of Mica Intergrowths on Cooling rate and age calculations. *Jour. South Am. Earth Sci.* 16, 493-501, (2003).
33. W.T. Pecora, G. Switzer, A.L. Barbosa, A.T. Myers. Structure and Mineralogy of the Golconda pegmatite, Minas-Gerais, Brazil. *Am. Mineral.* 35 [9-10] 889-901, (1950).
34. Comunicación personal Odulio Marensi de Moura (1989)
35. J.D. Fitz Gerald, A.C. McLaren. The Microstructures of Microcline from Some Granitic Rocks and Pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 219-229, (1982).
36. P.H. Ribbe. Average structures of alkali and plagioclase feldspars: systematic and applications. En: *Feldspars and Feldspathoids – Structures, properties, and Occurrences*, Ed. W.L. Brown, Proceedings of the NATO Advanced Study Institute, Series C, Mathematical and Physical Sciences, vol. 137, Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1984.
37. F. Laves, K. Viswanath. Relations Between the Optic Axial Angle and Triclinicity of Potash Feldspars, and Their Significance for the Definition of "Stable" and "Unstable" States of Alkali Feldspars. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.* 47, 147-162, (1967).
38. K.P. Furlong, R.B. Hanson, J.R. Bowers. Modeling Termal Regimes. *Rev. Mineral.* 26, 437-505, (1991).
39. E.E. Senderov. Experimental Study of Silicon and Aluminium Ordering Phenomena in Aluminosilicates. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 97, 393-402, (1974).
40. R.A. Eggleton, P.R. Buseck. The Orthoclase-Microcline Inversion: A High-Resolution Transmission Electron Microscope Study and Strain Analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 123-133, (1980).
41. R.H. Vernon, S.R. Paterson. Igneous Origin of K-feldspar Megacrystals in Deformed Granite of the Papoose Flat Pluton, California, USA. *Jour. Electron. Geosciences* 7:31-39, (2002).

Recibido: 06.07.05

Aceptado: 09.01.06

