UNIVERSIDAD DE GRANADA

CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS





Departamento de Mineralogía y Petrología
Instituto Andaluz de Geología Mediterránea

MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA (PROVINCIA DE CORDOBA)

MARIA DEL MAR ABAD ORTEGA

TESIS DOCTORAL

Biblioteca Universitaria de Granada
01533866

14/28
T
15
82

UNIVERSIDAD DE GRANADA

CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS





Departamento de Mineralogía y Petrología
Instituto Andaluz de Geología Mediterránea

MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA (PROVINCIA DE CORDOBA)

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento 1967812S
Nº Copia 12122565 5

MARIA DEL MAR ABAD ORTEGA

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento
Nº Copia

TESIS DOCTORAL

1993

Tesis Doctoral editada con la colaboración de:

- Grupo de Investigación 4028 de la Junta de Andalucía.
- Grupo de Investigación 4065 de la Junta de Andalucía.
- Proyecto de Investigación de CICYT: PS-87-0107.
- Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada.

© UNIVERSIDAD DE GRANADA
María del Mar Abad Ortega
Mineralogía y geoquímica de las pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba).
ISBN: 84-338-2047-8, Depósito Legal: GR-303/1995.
Imprime: Servicio de Reprografía de la Facultad de Ciencias de Granada. Granada.
Printed in Spain Impreso en España

Tesis Doctoral dirigida por los Dres. Purificación Fenoll Hach-Alí y Miguel Ortega Huertas, profesores de la Universidad de Granada.

Fué defendida el dia 17 de mayo de 1993, obteniendo la calificación de ***"Apto cum Laude" por unanimidad****, ante el tribunal formado por los Profesores:*

- *Dr. Manuel Rodríguez Gallego, Univ. de Granada.*
- *Dr. Nicolás Velilla Sánchez, Univ. de Granada.*
- *Dr. Alfonso Pesquera Pérez, Univ. del País Vasco.*
- *Dr. Juan Carlos Melgarejo i Draper, Univ. de Barcelona.*
- *Dr. François Fontan, Univ. de Toulouse (Francia).*

A Jesús, Antonia y Esther.

"Las pegmatitas son las más inusuales, las más conflictivas y las más complejas de todas las rocas conocidas, pero al mismo tiempo, también son las más interesantes".

Hess, F.L. (1933). Pegmatites ***Econ. Geol.*** *28-5, p. 447.*

INDICE

Publicaciones previas . . . . . *I*
Resumen . . . . . *III*
Abstract . . . . . *VII*
Agradecimientos . . . . . *XI*

I. INTRODUCCION *1*

I.1. Antecedentes *1*
I.2. Objetivos *2*

II. METODOLOGIA *3*

II.1. Métodos de campo *3*
II.1.1. Muestreo *3*
II.1.2. Realización de esquemas de zonación interna de los distintos afloramientos *4*
II.2. Métodos de laboratorio *4*
II.2. 1. Estudios ópticos *4*
II.2. 2. Difracción de Rayos X (DRX) *4*
II.2.2.1. Método de Polvo *4*
II.2.2.1.1. Caracterización estructural y composicional de feldespatos alcalinos *5*
II.2.2.1.2. Caracterización cristalquímica y composicional de micas *15*
II.2.2.1.3. Determinación de los parámetros estructurales de berilos, crisoberilos, granates y bertierinas *15*
II.2.2.1.4. Caracterización, cristalquímica y composicional de cloritas *16*
II.2.2.2. Método de Cristal Unico *18*
II.2. 3. Microsonda Electrónica *19*
II.2. 4. Análisis Químicos *20*
II.2. 5. Análisis de elementos de tierras raras *21*
II.2. 6. Estudio de minerales pesados *22*
II.2. 7. Microscopía electrónica de barrido *23*
II.2. 8. Microscopía electrónica de transmisión *23*
II.2. 9. Inclusiones fluidas *24*
II.2.10. Tratamiento estadístico de datos *25*

III. ANTECEDENTES DE CARACTER REGIONAL *27*

III.1. Situación geográfica *27*
III.2. Contexto geológico regional *28*
III.3. Area de Sierra Albarrana *32*
III.3.1. Materiales metamórficos del Paleozoico Inferior (Cámbrico-Ordovícico) *32*
III.3.2. Materiales sedimentarios del Carbonífero Inferior *35*
III.3.2.1. Cuenca de Valdeinfierno *35*
III.3.2.2. Cuenca de Benajarafe *36*
III.3.3. Rocas ígneas del Carbonífero Inferior *36*
III.3.4. El metamorfismo *37*

III.3.5. Deformación de los materiales 41
III.3.6. Estructura de los materiales 41

IV. LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA 45

IV.1. Antecedentes sobre pegmatitas y su clasificación 45
IV.1.1. Evolución histórica 45
IV.1.2. Criterios actuales de clasificación 48
IV.2. Características generales de las pegmatitas de Sierra Albarrana 49
IV.2.1. Introducción 49
IV.2.2. Tipos de pegmatitas y descripción de los afloramientos 50

V. MINERALOGIA Y GEOQUIMICA 79

V.1. Pegmatitas cuarzo-feldespáticas 79
V.1.1. Feldespato 79
V.1.1.1. Introducción 79
V.1.1.2. Características texturales 79
V.1.1.3. Estado estructural y grado de orden 79
V.1.1.4. Composicion de los feldespatos 87
V.1.1.5. Interpretaciones petrogenéticas 90
V.1.2. Mica 95
V.1.2.1. Introducción 95
V.1.2.2. Tipos de especies que aparecen 96
V.1.2.3. Difraccion de Rayos X 96
V.1.2.4. Evolución geoquímica 101
V.1.2.4.1. Micas dioctaédricas 101
V.1.2.4.2. Micas trioctaédricas 113
V.1.2.5. Interpretaciones petrogenéticas 119
V.1.3. Turmalinas 120
V.1.3.1. Introducción 120
V.1.3.2. Características texturales 121
V.1.3.3. Zonación química 122
V.1.3.4. Ocupación de las posiciones y sustituciones acopladas 130
V.1.3.5. Difractometría de Cristal Unico 134
V.1.3.6. Relación entre la composición de la turmalinas y tipo de roca madre 141
V.1.3.7. Evolución de la composición de las turmalinas en cuerpos pegmatíticos zonados 142
V.1.3.8. Interpretaciones petrogenéticas 145
V.1.4. Berilo 146
V.1.4.1. Introducción 146
V.1.4.2. Características morfológicas, ópticas y texturales 148
V.1.4.3. Difracción de Rayos X 148
V.1.4.3.1. Método de polvo 148
V.1.4.3.2. Método de Cristal Unico 150
V.1.4.4. Composición química 156
V.1.4.5. Inclusiones fluidas 159
V.1.4.6. Interpretaciones petrogenéticas 162
V.1.5. Crisoberilo 164
V.1.5.1. Introducción 164

V.1.5.2. Características morfológicas, ópticas y texturales 164
V.1.5.3. Difracción de Rayos X (método de polvo) 165
V.1.5.4. Composición química 165
V.1.5.5. Interpretaciones petrogenéticas 165
V.1.6. Granates 167
V.1.6.1. Introducción 167
V.1.6.2. Características texturales 168
V.1.6.3. Difracción de Rayos X (método de polvo) 169
V.1.6.4. Zonación química 170
V.1.6.5. Interpretaciones petrogenéticas 179
V.1.7. Cloritas y bertierinas 180
V.1.7.1. Introducción 180
V.1.7.2. Características morfológicas, ópticas y texturales 181
V.1.7.3. Difracción de Rayos X (método de polvo) 182
V.1.7.4. Composición química 185
V.1.7.5. Microscopía Electrónica de alta resolución y analítica 190
V.1.7.6. Interpretaciones petrogenéticas 193
V.1.7.6.1. Relaciones genéticas entre cloritas, bertierinas y cordierita 193
V.1.7.6.2. Cloritas ricas en Mn 195
V.1.8. Fosfatos 195
V.1.8.1. Introducción 195
V.1.8.2. Fluorapatito 195
V.1.8.3. Magniotriplita 196

V.2. Pegmatitas con silicatos de aluminio 200
V.2.1. Polimorfos de silicatos de aluminio 200
V.2.1.1. Introducción 200
V.2.1.2. Características morfológicas, ópticas y texturales 200
V.2.1.3. Composición química de los polimorfos alumínicos 200
V.2.1.4. Alteraciones: Diáspora 202
V.2.1.5. Interpretaciones petrogenéticas 202
V.2.2. Granates 204
V.2.2.1. Características texturales 204
V.2.2.2. Zonación química 204
V.2.2.3. Interpretaciones petrogenéticas 210
V.2.3. Filosilicatos 211
V.2.3.1. Moscovita 211
V.2.3.2. Clorita 213

V.3. Pegmatitas con anfíbol y/o epidota 214
V.3.1. Anfíboles 214
V.3.1.1. Introducción 214
V.3.1.2. Características morfológicas, ópticas y texturales 215
V.3.1.3. Composición química 216
V.3.1.4. Interpretaciones petrogenéticas 221
V.3.2. Epidotas 224
V.3.2.1. Introducción 224
V.3.2.2. Características texturales 225
V.3.2.3. Composición química 226
V.3.2.4. Interpretaciones petrogenéticas 226

V.3.3. Granates 229
V.3.3.1. Características texturales 229
V.3.3.2. Zonación química 230
V.3.3.3. Interpretaciones petrogenéticas 236
V.3.4. Apatito 237

VI. ANALISIS DE ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS 239

VI.1. Introducción 239
VI.2. Resultados 239
VI.2.1. Feldespatos 239
VI.2.2. Mica 241
VI.2.3. Turmalina 245
VI.2.4. Berilo 247
VI.3. Interpretaciones petrogenéticas 248

VII. ANALISIS DE MINERALES PESADOS 249

VII.1. Introducción 249
VII.2. Resultados 249
VII.3. Interpretaciones petrogenéticas 254

VIII. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS ENCAJANTES DE LAS PEGMATITAS . 255

VIII.1. Introducción 255
VIII.2. Resultados 255

IX. MODELO GENETICO 261

IX.1. Introducción 261
IX.2. Consideraciones sobre el origen granítico o metamórfico de las pegmatitas de Sierra Albarrana 261
IX.3. Procedencia del magma pegmatítico 265
IX.4. Evolución del magma pegmatítico en cuerpos pegmatíticos zonados 268

X. CONCLUSIONES 271

XI. BIBLIOGRAFIA 273

ANEXO: POTENCIAL ECONOMICO DE LAS PEGMATITAS: APLICACIONES INDUSTRIALES 289

1. Posibilidades económicas de las pegmatitas de Sierra Albarrana 289
2. Aplicaciones industriales 289
2.1. Feldespatos 289
2.2. Micas 292
2.3. Minerales con uranio 294

PUBLICACIONES PREVIAS

Resultados parciales de esta Tesis han sido presentados en diversos Congresos, tanto de carácter nacional como internacional y han sido publicados en diversas revistas:

- X Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (Oviedo, 1990): Abad-Ortega, M.M. y Martín-Ramos, J.D. "*Caracterización mediante DRX de feldespatos potásicos en pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)*". Bol. SEM, 13-1: 21-22.

- International Pegmatite Workshop (Winnipeg, Manitoba, Canadá, 1990): Abad-Ortega, M.M. y Martín-Ramos, J.D. "*Al/Si order and "Or" content in pegmatitic alkali feldspars of Sierra Albarrana (Córdoba)*".

- Academia de Ciencias de la República de Komi (Syktivkar, Unión Soviética, 1990): Abad-Ortega, M.M. y Martín-Ramos, J.D. "*Al/Si order and "Or" content in pegmatitic alkali feldspars of Sierra Albarrana (Córdoba)*".

- XI Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (San Feliú de Guixols, 1991): Abad-Ortega, M.M.; Fenoll Hach-Alí, P.; Martín-Ramos, J.D. y Ortega-Huertas, M. "*Los feldespatos de las pegmatitas de Sierra Albarrana: cristalquímica, geoquímica y petrogénesis*". Bol. SEM. 14-1: 56-57.

- XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular (Huelva, 1991): Abad-Ortega, M.M.; Fenoll Hach-Alí, P. y Ortega-Huertas, M. "*Presencia de bertierina en las pegmatitas metamórficas de Sierra Albarrana. Prov. de Córdoba*".

- III Congreso Geológico de España y XII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (Salamanca, 1992): Abad-Ortega, M.M.; Fenoll Hach-Alí, P.; Martín-Ramos, J.D. y Ortega-Huertas, M. "*Variaciones composicionales en turmalinas de las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)*". Bol. SEM, 15-1: 207-210.

- Lepidolite 200, International Symposium on Mineralogy, Petrology and Geochemistry of granitic pegmatites (Nova Mesto na Morave, Checoslovaquia, 1992): (a) Abad-Ortega, M.M.; Martín-Ramos, J.D.; Hidalgo, M.A. y Romero-Garzón, J. "*Crystal chemistry and structure refinement of anhydrous beryl of the Sierra Albarrana granitic pegmatites, Córdoba, Spain*"; (b) Abad-Ortega, M.M.; Martín-Ramos, J.D.; Hidalgo, M.A.; Romero-Garzón, J. y Higes-Rolando, F. "*Crystal chemistry of highly zoned schorl of the Sierra Albarrana granitic pegmatites, Córdoba, Spain: Short order arrangement and structure refinement*".

- Abad-Ortega, M.M.; Fenoll Hach-Alí, P.; Martín-Ramos, J.D. y Ortega-Huertas, M. (1993): "*The feldspars from Sierra Albarrana granitic pegmatites (Córdoba, Spain)*". Can Mineral., 31-1: 185-202.

- XIII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (Castellón, Junio 1993): Abad-Ortega, M.M.; Fenoll Hach-Alí, P. y Ortega-Huertas, M.: "*Los granates de las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)*". Bol SEM, 16-1: 38-39.

- Second Biennal SGA Meeting (Granada, Septiembre 1993): Abad-Ortega, M.M.; Fenoll Hach-Alí, P.; Oddone, M. y Ortega-Huertas, M.: "*Rare earth element contents of feldspar, mica, tourmaline and beryl from granitic pegmatites of the Sierra Albarrana (Córdoba, SW Spain)*".

- 16 th General Meeting International Mineralogical Association (IMA) (Pisa, Italia, Septiembre 1994): Abad-Ortega, M.M. y Nieto, F.: "*Textural and chemical relationships between chlorite and berthierine in metamorphic nodules enclosed in granitic pegmatites of Sierra Albarrana (SW Spain)*".

- Abad-Ortega, M.M. y Nieto, F. (1995): "*Extension and closure of the compositional gap between Mn- and Mg-rich chlorites toward Fe-rich compositions*". Eur. J. Mineral., (in press).

- Abad-Ortega, M.M.y Nieto, F. (1995): "*Genetic and chemical relationships between berthinerine, chlorite and cordierite in nodules associated to granitic pegmatites of Sierra Albarrana (Iberian Massif, Spain)*". Contrib. Mineral. Petrol., (in press).

RESUMEN

Los depósitos pegmatíticos de Sierra Albarrana (de edad Hercínica, de acuerdo con Azor *et al.*, 1991), están situados al norte de la provincia de Córdoba, en el término municipal de Hornachuelos, al SW del Macizo Ibérico y dentro de la zona de Ossa-Morena (Chacón *et al.*, 1974; Garrote, 1976; Eguiluz, 1987; Azor *et al.*, 1991).

Las rocas encajantes de las pegmatitas son rocas del Paleozoico Inferior que pertenecen a tres conjuntos litológicos bien diferenciables (Garrote *et al.*, 1980; Azor *et al.*, 1991): (1) Una sucesión de rocas metamórficas constituída por cuarcitas, gneises, esquistos, anfibolitas y metabasitas (Chacón *et al.*, 1974; Garrote, 1976; Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Quesada *et al.*, 1990), (2) sedimentos conglomeráticos de tipo continental, con abundantes clastos de rocas metamórficas y materiales lávicos y piroclásticos, discordantes sobre las rocas metamórficas (Garrote y Sánchez-Carretero, 1983; Gabaldón *et al.*, 1983), y (3) rocas ígneas postmetamórficas que incluyen el complejo volcánico del Alcornocal y el stock granítico de La Cardenchosa (Delgado-Quesada, 1971).

En el área de Sierra Albarrana se ha reconocido una zonación metamórfica (Garrote, 1976; Garrote *et al.*, 1980) que, de mayor a menor grado, comprende las zonas de sillimanita-feldespato potásico, sillimanita-moscovita, estaurolita-andalucita, granate, biotita y clorita. Las pegmatitas muestran una distribución controlada por dicha zonación metamórfica y afloran únicamente en las tres zonas de más alto grado.

La composición de las pegmatitas varía en función de la litología del encajante y, desde un punto de vista mineralógico, han sido divididas en tres grupos principales (Garrote *et al.*, 1980; Ortega-Huertas *et al.*, 1982a):

(a) pegmatitas con anfíbol y/o epidota que aparecen en anfibolitas y gneises anfibólicos dentro de la zona de sillimanita-feldespato potásico. Su mineralogía es simple y está constituída por epidota, granate, anfíbol, biotita, clorita, plagioclasa cuarzo y apatito.

(b) pegmatitas con silicatos de aluminio que afloran en esquistos moscovíticos con silicatos de aluminio dentro de las zonas de estaurolita-andalucita y sillimanita-moscovita. Su mineralogía está compuesta por cuarzo, andalucita, cianita, moscovita, granate, plagioclasa albítica, biotita y clorita.

(c) pegmatitas cuarzo-feldespáticas que se encuentran en gneises, cuarcitas y esquistos dentro de las zonas de sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico. Su mineralogía es bastante variada y compleja, y está formada por cuarzo, feldespato potásico, albita, moscovita, biotita, turmalina, granate, clorita, bertierina, berilo, crisoberilo, circón, menas metálicas (pirita, calcopirita y magnetita), óxidos de Fe-Ti, columbo-tantalita, fluorapatito, magniotriplita y diversos minerales de uranio.

Las pegmatitas con anfíbol y/o epidota suelen constituir cuerpos con tamaño de grano medio y textura granítica, con estructura simple, sin presencia de ningún tipo de zonación interna. Sin embargo, en algún filón es posible observar una estructura interna zonada que, de borde a centro de dicho filón, consta de las siguientes zonas: (a) rica en epidota, (b) rica en granate y, minoritariamente, clorita, y (c) rica en cuarzo, apatito y anfíbol.

Las pegmatitas con silicatos de aluminio muestran una estructura interna simple sin zonaciones internas, con tamaño de grano grueso y textura en bloques.

En las pegmatitas cuarzo-feldespáticas, a falta del típico núcleo de cuarzo, solamente se ha podido establecer en algunos afloramientos, la siguiente zonación de borde a centro y de arriba a abajo de los cuerpos pegmatíticos: (a) zona de borde, con tamaño de grano medio y textura granítica, cuyo tamaño de grano aumenta gradualmente hacia la siguiente zona. Se trata de una zona con cuarzo y feldespato pertítico rica en turmalina, granate, moscovita,

clorita y biotita arborescente, (b) zona intermedia con tamaño de grano grueso y textura gráfica con cuarzo, feldespato potásico, albita y, minoritariamente, moscovita, y (c) zona central, con tamaño de grano muy grueso (con cristales de 1 a 2 m) y textura pegmatítica gigante, compuesta fundamentalmente por cuarzo y feldespato potásico.

En el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada se han llevado a cabo, desde hace algunos años, diversos trabajos de investigación de carácter básico sobre las pegmatitas de Sierra Albarrana (Fenoll *et al.*, 1983; Garrote *et al.*, 1980, 1983; Ortega-Huertas *et al.*, 1982a, 1982b, 1984, 1989, 1992). Como continuación de estos estudios básicos, esta Tesis trata de completar los trabajos de índole mineralógica, critalquímica, geoquímica y petrogenética que expliquen satisfactoriamente la génesis de este tipo de yacimientos. El establecimiento de un posible modelo genético o la confirmación del ya existente (Garrote *et al.*, 1980) y la caracterización de dicho origen y de las condiciones de formación y emplazamiento del fundido generador de las pegmatitas son los objetivos básicos de esta Tesis.

Para ello se han realizado diferentes estudios con técnicas instrumentales avanzadas que han permitido profundizar en el conocimiento de las pegmatitas. Una primera fase consistió en estudios sobre el terreno, con recogida de muestras y realización de esquemas de zonación interna de los distintos afloramientos. Posteriormente, se llevaron a cabo estudios ópticos y de difracción de rayos X, que han sido básicos para la realización de esta Tesis. Los estudios de difracción de rayos X, mediante el método de polvo y de cristal único, han servido para caracterizar estructural y composicionalmente feldespatos, micas y cloritas, para la determinación de los parámetros estructurales de berilos, crisoberilos, granates y bertierinas, así como para realizar determinaciones estructurales en turmalinas y berilos.

Los análisis mediante microsonda electrónica han sido utilizados para los estudios químicos relativos a todos los minerales estudiados, así como para la detección de las posibles zonaciones que aparecen en ellos. El estudio químico se ha completado con análisis mediante fluorescencia de rayos X y espectrometría de plasma.

Los análisis de REE, mediante activación neutrónica, han contribuído al establecimiento de las secuencias de cristalización en los cuerpos pegmatíticos y han ayudado a conocer las condiciones de cristalización de las pegmatitas.

Todos los resultados químicos se han completado con estudios mediante microscopía electrónica de barrido y de transmisión, que se han revelado como técnicas muy importantes para el estudio de cloritas y bertierinas.

Por último, los datos sobre los estudios termométricos mediante inclusiones fluidas han ayudado a establecer las condiciones genéticas de los yacimientos pegmatíticos estudiados.

Como resultado de la aplicación de las técnicas anteriormente mencionadas al estudio de los minerales de las pegmatitas de Sierra Albarrana, se han podido comprobar que, efectivamente, se trata de pegmatitas de carácter metamórfico (Garrote *et al.*, 1980). Profundizando en el estudio de dichos minerales se ha podido establecer que **las pegmatitas de Sierra Albarrana se sitúan dentro de las pegmatitas de tipo II (de gran profundidad, micáceas o con moscovita) con presencia de algunas mineralizaciones de metales raros,** de las definidas por Cerny (1982b, 1984, 1989).

Las fases de **feldespatos potásicos** que aparecen en las pegmatitas estudiadas indican temperaturas de formación por encima de los 500º C, reflejando el desarrollo de las etapas de cristalización magmática, subsólidus y deutérica de Parsons y Brown (1984). Los

resultados de los estudios de REE indican una secuencia de cristalización desde los bordes hacia el centro de los cuerpos pegmatíticos.

Las características geoquímicas de las **micas** son semejantes a las descritas para otras pegmatitas micáceas y sugieren que dichas pegmatitas son productos de fusión parcial de las rocas metamórficas circundantes en condiciones cercanas al pico metamórfico regional (650º C y 4 kb).

El quimismo de las **turmalinas** también induce a pensar en un origen a partir de rocas metapelíticas y metapsamíticas, excluyendo claramente una posible génesis granítica para estas pegmatitas. Los resultados de los estudios de REE indican, igual que en feldespatos, que la secuencia de cristalización se ha producido desde los bordes hacia el centro, y que dicha secuencia de cristalización ha tenido lugar en presencia de una fase fundida y una fase acuosa adicional.

Las inclusiones fluidas primarias presentes en los cristales de **berilo** indican unas presiones mínimas de formación (3.8 - 3.9 kb) para la pegmatita cuarzo-feldespática del afloramiento Peña Grajera, aunque no permiten determinar si el fundido generador era homogéneo o si, por el contrario, se trataba de un sistema con dos fluidos inmiscibles.

Los **granates** asociados muestran que las pegmatitas estudiadas son relativamente primitivas y poco evolucionadas, excluyendo claramente las formaciones de elementos raros. Su asociación con cuarzo y moscovita indica temperaturas de formación entre 550º - 650º C a 4 kb de presión.

Los **polimorfos alumínicos** que aparecen en las pegmatitas con silicatos de aluminio también muestran que estas pegmatitas son poco evolucionadas, generándose en ambientes de baja presión y saturados en agua.

Los **anfíboles y epidotas** de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota avalan una génesis de tipo metamórfico para este tipo de pegmatitas, e indican temperaturas de formación próximas a los 650º C.

Los resultados obtenidos confirman el **modelo genético** propuesto por Garrote *et al.* (1980). En este modelo, las pegmatitas de Sierra Albarrana se formaron por fusión parcial de rocas metamórficas de composición adecuada (esquistos, gneises y cuarcitas en el caso de las pegmatitas cuarzo-feldespáticas, micaesquistos ricos en silicatos de aluminio para las pegmatitas con silicatos de aluminio y, anfibolitas y gneises anfibólicos para las pegmatitas con anfíbol y/o epidota), en condiciones próximas al pico metamórfico regional (650º C y 4kb).

La cristalización de las pegmatitas tuvo lugar mediante un proceso de cristalización fraccionada que explicaría la variación mineralógica y geoquímica observadas. Simultaneamente, el transporte y la dispersión de fluidos procedentes de las pegmatitas hacia las rocas encajantes, producirían la alteración de las paragénesis originales y su sustitución por otras fundamentalmente enriquecidas en B, Li, Rb, Sr y Ba.

ABSTRACT

The pegmatite deposits of Sierra Albarrana, of Hercynian age according to Azor *et al.* (1991), are located in the northern part of the province of Córdoba, near the town of Hornachuelos, in the southwestern part of the Iberian Massif, in the Ossa Morena zone (Chacón *et al.*, 1974; Garrote, 1976; Eguiluz, 1987; Azor *et al.*, 1991).

The host rocks are Lower Paleozoic rocks belonging to three distinct complexes (Garrote *et al.*, 1980; Azor *et al.*, 1991). (1) A succession of metamorphic rocks: quartzites, gneisses, schists, amphibolites and metabasites (Chacón *et al.*, 1974; Garrote, 1976; Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Quesada *et al.*, 1990), (2) continental-type conglomeratic sediments, with abundant clasts of metamorphic rocks, lava flows and pyrockastic materials, which unconformably overlie the metamorphic rocks (Garrote y Sánchez-Carretero, 1983; Gabaldón *et al.*, 1983) and, (3) postmetamorphic igneous rocks including the Alcornocal volcanic complex and the granitic stock of La Cardenchosa (Delgado-Quesada, 1971).

A metamorphic zonation has been recognized in the Sierra Albarrana area (Garrote, 1976): from hign to low grade, sillimanite - K-feldespar, sillimanite - muscovite, staurolite - andalucite, garnet, biotite and chlorite. The distribution of pegmatites is controlled by this metamorphic zonation. The pegmatites appear only in the three higher-grade zones.

The composition of pegmatites varies according to the lithology of the host rocks and, from a mineralogical point of view, three group of pegmatites are distinguished (Garrote *et al.*, 1980; Ortega-Huertas *et al.*, 1982a):

(a) pegmatites with amphibole and/or epidote, which appear in the sillimanite- K-feldspar zone and the host rocks consist of amphibolites and anphibolitic gneisses. Their mineralogy is very simple and it is constituted by epidote, garnet, anphibole, biotite, chlorite, plagioclase, quartz and apatite.

(b) pegmatites with aluminium silicates, which appear in the staurolite-andalusite and sillimanite-muscovite zones. The host rocks are moscovitic schist with aluminium silicates. Their mineralogy are composed by quartz, andalusite, kyanite, muscovite, garnet, albite, biotite and chlorite.

(c) quartz-feldspathic pegmatites, which crop out only in the sillimanite - K-feldspar and sillimanite-muscovite zones. The host rocks consist of gneisses, quartzites and schists. Their mineralogy is very complex and varied and it is formed by quartz, K-feldspar, albite, muscovite, biotite, tourmaline, garnet, chlorite, berthierine, beryl, chrysoberyl, zircon, ore minerals (pyrite, chalcopyrite, and magnetite) Fe-Ti oxides, columbo-tantalite, fluorapatite, magniotriplite y several uranium minerals.

The pegmatites with anphibole and/or epidote constitute pegmatite bodies with medium grain size and granitoid texture. They do not show internal zonation. However, in some bodies it is possible to observe, on a microscopic scale and from border to center of the pegmatitic ores, a zoned internal structure, consisting of: (a) a zone rich in epidote, (b) a zone rich in garnet and minor chlorite and, (c) a zone rich in quartz, apatite and amphibole.

The pegmatites with aluminium silicates show a simple internal structure, with coarse grain size and block texture.

In the quartz-feldspathic pegmatites, as these pegmatites do not contain a typical quartz core, we have only been able to establish the following zonation from border to center and from top to bottom of the pegmatitic bodies in some outcrops: (a) border zone: medium - grained pegmatites of granitic texture, whose size increases gradually inward. This zone contains quartz and perthitic feldspar and it is rich in tourmaline, garnet, chlorite, muscovite

and arborescent biotite, (b) intermediate zone: coarse-grained, with a graphic texture, containing quartz, K-feldspar, albite and minor muscovite and (c) central zone: very coarse-grained (crystals of one to two meters) and giant pegmatitic texture, mainly made up of quartz and K-feldspar.

Several basic investigation studies have been carried out on the pegmatites of the Sierra Albarrana in the Department of Mineralogy and Petrology of Granada University (Fenoll *et al.*, 1983; Garrote *et al.*, 1983; Ortega-Huertas *et al.*, 1982a, 1982b, 1984, 1989, 1992). Continuing from this base, this Thesis attempts to complete the mineralogical, crystalchemical, geochemical and petrogenetic studies which satisfactorily explain the genesis of this type of ore deposits. There are two main aims in this Thesis: one of them is to establish a possible genetic model or the confirmation confirmation of the model made by Garrote *et al.* (1980), and the other is to clarify the origin and the formation and emplacement conditions of the melt which formed the pegmatites.

The first phase of the field studies was to take samples and to establish the internal zonation of the different outcrops. Optical and X ray diffraction studies were then carried out. X ray diffraction studies, by powder and unique crystal methods, have been used for the structural and compositional characterization of the feldspars, micas and chlorites, for the determination of the structural parameters of beryls, chrysoberyls, garnets and berthierines and for structural determinations in tourmalines and beryls.

The electron microprobe analyses have been essential for the mineral chemistry and to observe the chemical zonation of the minerals. The chemical study has been completed by X ray fluorescence and plasma spectrometry studies.

The REE analyses by neutron activation have contributed to establish the crystallization sequences in the pegmatitic bodies and the conditions of crystallization of the pegmatites.

All the chemical results have been completed by scanning and transmision electron microscopy studies. These techniques have been fundamental for the study of chlorites and berthierines.

Finally, the thermometric studies by fluid inclusions in beryls have been used to confirm the formation conditions of these pegmatites.

With the application of the above mentioned techniques it has been possible to confirm that the pegmatites have a metamorphic origin. The detailed study of the minerals has allowed us to establisch than the **pegmatites of Sierra Albarrana belong to type-II, -great depth pegmatites, micaceous pegmatites or with muscovite, with presence of some rare element mineralizations- defined by Cerny (1982, 1984, 1989).**

The **potassic feldspars** which appear in the studied pegmatites indicate temperatures of formation at about 500º C, reflecting the development of the magmatic, subsolidus and deuteric crystallization stages by Parsons & Browm (1984). The REE studies indicate a crystallization sequence from border to center of the pegmatite bodies.

The geochemical characteristics of the **micas** belonging to the pegmatites of the Sierra Albarrana are likely to be similar to the other micaceous pegmatites and indicate that these pegmatites are products of partial melting of the adjacent metamorphic rocks in conditions near to the regional metamorphic peak (650º C y 4 kb).

The chemistry of the **tourmalines** suggest an origin from metapelitic and metapsamitic rocks, clearly excluding a possible granitic origin. The REE results show that the crystallization sequence was from border to center and that this sequence has taken place in the presence of a melt phase and an additional aqueous phase.

The primary fluid inclusions in **beryl** crystals indicate a minimun formation pressure for the quartz-feldspathic pegmatites (3.8 - 3.9 kb), althougy they do not allow to clarify wether the melt is homogeneous or, on the contrary, is made up of a system with two immiscible fluids.

Garnets show that pegmatites are primitive and poorly fractionated, excluding the rare elements formations. Their association to quartz and muscovite indicate temperatures of formation between 550° - 650° C at pressures of 4 kb.

Aluminium silicates show that the pegmatites with aluminium silicates are poorly evolved and were generated in low pressure water-saturated environment conditions.

The **amphiboles and epidotes** of the pegmatites with amphibole and/or epidote support a metamorphic origin of this type of pegmatites at temperatures around 650° C.

The results confirm the genetic model proposed by Garrote *et al.*, 1980. In this model, the Sierra Albarrana pegmatites were formed from partial melting of metamorphic rocks where schists, gneisses and quartzites were the parent rocks of the quartz-feldspathic pegmatites; aluminium silicate-bearing micaschist were that of pegmatites with aluminium silicates and, amphibolite and amphibolitic gneisses were the ones of pegmatites with amphibole and/or epidote. P-T conditions of this partial melting process were similar to the proposed values (650° C and 4 kb) for the higher regional metamorphism detected.

Consolidation of pegmatites took place throug a fractional crystallization process which explain the observed chemical and mineralogical variations. Simultaneously, a diffusion of fluids from the pegmatites into the host rocks, altered their former composition, giving place to a new B-, Li-, Sr- and Ba- rich parageneses.

AGRADECIMIENTOS

En este apartado quiero expresar mi más profundo agradecimiento a todas aquellas personas que, de una y otra forma, han colaborado en la elaboración de esta Tesis, ya que sin ellas su realización no hubiera sido posible.

En primer lugar, a mis dos directores, Purificación Fenoll Hach-Alí y Miguel Ortega Huertas, que me animaron a comenzar este trabajo y me ayudaron a encauzar esta investigación. A ellos debo agradecer también la revisión y crítica de la presente memoria.

A mi tutor, Daniel Martín Ramos, por su constante apoyo y estímulo en cuantos problemas se han planteado, así como por su interés por mi trabajo. El apartado dedicado a Difractometría de Cristal Unico y de polvo se debe, en buena parte, a su colaboración.

He tenido la suerte de trabajar con Francois Fontan (Universidad Paul Sabatier, Toulouse, Francia), haciendo análisis mediante Microsonda Electrónica, estudiando inclusiones fluidas, minerales pesados y fosfatos pegmatíticos. Mi agradecimiento por su hospitalidad y ayuda en los aspectos científicos.

A Masimo Oddone (Universidad de Pavía, Italia) por la realización de los análisis de REE. A Paul Keller (Universidad de Stutgart, Alemania) por su revisión del capítulo de feldespatos. A Ross A. Both (Universidad de Adelaida, Australia) por su colaboración durante el trabajo de campo y por solucionar mis problemas con el inglés.

A Juan Carlos Melgarejo (Univ. de Barcelona), por toda la información sobre "pegmatas" y por su interés en mi trabajo. A Luis Sánchez Muñoz (Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid) por introducirme en el tema de los feldespatos.

A Francisco Velasco (Universidad del País Vasco) con quien he tenido la suerte de visitar algunos de los afloramientos estudiados y a quien tengo que agradecer la realización de parte de los análisis de Fluorescencia de Rayos X. A Alfonso Pesquera (Universidad del Pais Vasco) que, con su amplia experiencia en pegmatitas, me ha ayudado contrastando mis opiniones sobre aspectos de campo y de laboraborio. A él le debo agradecer la revisión de esta memoria. A Encarnación Roda y Pedro Gil por su colaboración durante el trabajo de campo.

Al Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid, donde he podido realizar el estudio de Microscopía Electrónica de Transmisión. A su Director, Carlos Barba, y especialmente a Juan Luis Baldonedo, de quién he aprendido el manejo de TEM.

Quiero agradecer a todos mis compañeros del Departamento de Mineralogía y Petrología sus numerosas y diversas ayudas:

A Fernando Gervilla, en el que siempre he encontrado valiosos consejos y estímulos. A Fernando Nieto, por toda su paciencia a la hora del estudio de las cloritas y por enseñarme el complejo mundo del HRTEM. A Nicolás Velilla, con el que contrasté muchos de los aspectos relacionados con la mineralogía de las pegmatitas. A D. Manuel Rodríguez Gallego,

por sus valiosos consejos. A Alberto López Galindo, por la realización de los análisis de Plasma. A Juan Manuel Fernández Soler, por su ayuda en los análisis de Fluorescencia de Rayos X. A Carlos Rodríguez Navarro y Carlos Garrido, por la realización de algunas de las diapositivas. A José Rodriguez Gordillo y Fernando Bea por su ayuda en los aspectos de análisis químicos. A Antonio Sánchez Navas por sus consejos en los aspectos relacionados con HRTEM.

A todos mis compañeros, que se encuentran también realizando sus Tesis Doctorales, Francisca Martínez, Juan Jiménez, María Jose de la Torre, Antonio García Casco, Abdelmalek Fkihech, Salvador Morales, Diego Morata, Fernando Cámara y Carolina Cardell por su ayuda y por la etapa de convivencia vivida.

Especialmente a Agustín Rueda mi agradecimiento, por la realización de numerosas y cuidadas preparaciones que, en muchas ocasiones, eran bastante difíciles de confeccionar debido al tamaño y fragilidad de las muestras.

A Rafael Loza, Mª Teresa, Mª Victoria y Mati por su solucionar mis problemas con la "burocracia". A Pascual Sánchez y Miguel Martín, por su ayuda en la realización de muchos difractogramas de Rayos X, y preparación de muestras para análisis químicos y de láminas.

A Miguel Angel Hidalgo, a Pepe Romero, a Alicia González, a Isabel Guerra, a Miguel Angel González, a Marisa Moreno, a Juan de Dios Bueno, a David Porcel y a María Jose Martínez (Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada), por su ayuda.

A Antonio Azor, por su inestimable ayuda en la resolución de muchos de los problemas planteados en relación con la geología regional y por sus valiosas informaciones.

A mis amigos, Jorge Sarabia y Carmen Carrasco, por su desinteresada ayuda en el trabajo rutinario y pesado de confección de esta Memoria.

A mis padres y mis tias, por soportarme durante todo este tiempo, por su estímulo para que terminara mi Tesis. A mi hermano, por el mismo motivo y por la corrección de la redacción de todo el texto.

Por último, mi especial agradecimiento a Jesus, a quien debo, en buena parte, la terminación de este trabajo. De él he recibido siempre todo el el cariño, el apoyo y comprensión, y también la ayuda necesaria, tanto para la delineación de muchas de las figuras como para el montaje de esta Memoria.

Esta Tesis ha sido financiada por una Beca del Plan General de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Educación y Ciencia, por los Grupos de Investigación de la Junta de Andalucía 4028 y 4065, así como por el Proyecto de Investigación de la DGICYT PS88/107.

I. INTRODUCCION

Los yacimientos de carácter pegmatítico de Sierra Albarrana están situados al norte de la provincia de Córdoba, en el término municipal de Hornachuelos. Dichas pegmatitas se encuentran emplazadas en rocas metamórficas del Dominio geológico de Sierra Albarrana, situado al SW del Macizo Ibérico y dentro de la Zona de Ossa-Morena (Chacón *et al.*, 1974; Garrote, 1976; Eguiluz, 1987; Quesada *et al.*, 1990; Azor *et al.*, 1991).

Los **materiales encajantes** de las pegmatitas pertenecen a tres conjuntos litológicos distintos (Garrote *et al.*, 1980):

(a) Sucesión de materiales metamórficos: cuarcitas, gneises, esquistos, anfibolitas, metabasitas, etc. (Chacón *et al.*, 1974; Garrote, 1976; Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Herranz, 1983);

(b) Sedimentos conglomeráticos de tipo continental, con abundantes clastos de rocas metamórficas y materiales lávicos y piroclásticos, discordantes sobre las rocas metamórficas (Wagner, 1978; Garrote y Broutin, 1979; Garrote y Sánchez-Carretero, 1983; Gabaldón *et al.*, 1983) y

(c) Rocas ígneas volcánicas (complejo volcánico del Alcornocal) y plutónicas (stock granítico de La Cardenchosa), postmetamórficas (Delgado-Quesada, 1971; Sánchez-Carretero *et al.*, 1990).

En relación con dichos materiales Garrote (1976) ha reconocido una **zonación metamórfica** que, de mayor a menor grado, comprende las zonas de sillimanita-feldespato potásico, sillimanita-moscovita, estaurolita-andalucita, granate, biotita y clorita.

Las pegmatitas muestran una distribución controlada por dicha zonación metamórfica y afloran únicamente en las tres zonas de más alto grado de metamorfismo (sillimanita-feldespato potásico, sillimanita-moscovita y estaurolita-andalucita).

Su morfología corresponde a masas planares o irregulares con multitud de apófisis. Las dimensiones son variables, desde diferenciados de pocos centímetros hasta grandes masas con miles de metros cuadrados.

La composición de las pegmatitas varía en función de la zonación metamórfica, pudiéndose diferenciar -desde un punto de vista mineralógico- tres tipos de pegmatitas (Garrote *et al.*, 1980; Ortega-Huertas *et al.*, 1982a, Ortega-Huertas *et al.*, 1992):

TIPO I: PEGMATITAS CON ANFIBOL Y/O EPIDOTA, aparecen en anfibolitas y gneises anfibólicos dentro de la zona de sillimanita-feldespato potásico.

TIPO II: PEGMATITAS CON SILICATOS DE ALUMINIO, afloran en esquistos moscovíticos con silicatos de aluminio dentro de las zonas de estaurolita-andalucita y sillimanita-moscovita.

TIPO III: PEGMATITAS CUARZO-FELDESPATICAS, se encuentran en gneises, cuarcitas y esquistos dentro de las zonas de sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico.

Este último tipo de pegmatitas muestra una **estructura interna zonada** formada por:

(a) **Zona de borde**, con textura granítica y de grano medio, cuyo tamaño de grano aumenta gradualmente hacia la siguiente zona. Se trata de una zona con cuarzo y feldespato pertítico rica en turmalina, granate, clorita, moscovita y biotita arborescente;

(b) **Zona intermedia**, de grano grueso y textura gráfica, con cuarzo, feldespato potásico, albita y, minoritariamente, moscovita;

(c) **Zona central**, de grano muy grueso (con cristales de 1 a 2 m.) y textura

pegmatítica gigante, compuesta, fundamentalmente por cuarzo y feldespato potásico.

I.1. OBJETIVOS

En el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada se han llevado a cabo, desde hace algunos años, diversos trabajos de investigación de carácter básico sobre las pegmatitas de Sierra Albarrana (Fenoll *et al.*, 1983; Garrote *et al.*, 1980; Ortega-Huertas *et al.*, 1982a, 1982b, 1984, 1989, 1992). Partiendo de esta base, la presente Tesis trata de completar los trabajos de índole mineralógica, cristalquímica, geoquímica y petrogenética que expliquen satisfactoriamente la génesis de este tipo de yacimientos.

El establecimiento de un posible modelo genético o la confirmación del propuesto por Garrote *et al.* (1980), así como la caracterización de las condiciones de formación y emplazamiento del fundido generador de dichas pegmatitas, es uno de los puntos cruciales del presente trabajo.

II. METODOLOGIA

II.1. METODOS DE CAMPO

La localización y el estudio de los distintos afloramientos de pegmatitas graníticas así como el establecimiento de las relaciones existentes entre las pegmatitas y el tipo de roca encajante ha sido un punto fundamental para la realización de estudios posteriores. Por ello, la cartografía y el reconocimiento de las distintas litologías del encajante, el metamorfismo que afecta a estos materiales y su estructuración es una base previa imprescindible para abordar este estudio. En este sentido, y puesto que un trabajo de este tipo escapa de los objetivos de esta tesis, es por lo que se ha utilizado, fundamentalmente, la base cartográfica y petrológica ya existente.

Existen esquemas cartográficos anteriores (Contreras *et al.*, 1983; Garrote, 1976) en los cuales la interpretación de la zonación metamórfica es la aceptada actualmente y asumida para el presente estudio.

Por lo que respecta a los aspectos litológicos y la estructura de los materiales se han seguido los trabajos de Azor (1991, 1992a, 1992b).

Sobre esta base cartográfica, litológica, etc. previa, se han localizado los afloramientos de pegmatitas estudiados en esta Tesis de la zona de Sierra Albarrana.

II.1.1. MUESTREO

Se han recogido 350 muestras pertenecientes a los principales afloramientos de pegmatitas cuarzo-feldespáticas, con silicatos de aluminio y con anfíbol y/o epidota del área de Sierra Albarrana con objeto de realizar una caracterización mineralógica y zonal de los distintos cuerpos representados en la cartografía.

La densidad del muestreo ha estado condicionada por las características particulares de los afloramientos. En aquellos afloramientos de mineralogía más simple y de estructura interna poco o nada desarrollada (Alameda, Beta, Cruz del Chaparral, Pozos de Juan Calvillo, Taravilla, Traviesas,), las muestras recogidas no han sido muy numerosas (8 a 10 muestras). Por el contrario, en aquellas canteras cuya mineralogía es más variada y que presentan una estructura interna zonada (Cerro de la Sal, Colmenar, Coma, Diéresis, Juan Calvillo, Los Morales, Peña Grajera, Río Bembezar, Umbría, Valdenoque, Valverda 5, pegmatitas con silicatos de aluminio, pegmatitas con anfíbol y/o epidota), el número de muestras recogidas ha sido bastante superior (entre 25 y 70 muestras) y se ha tenido en cuenta la zonación del afloramiento.

También se han recogido muestras de algunos filones de feldespato oscuro y cuarzo localizados en los alrededores de Fuenteobejuna (Córdoba) y algunos filones de feldespato blanco pertenecientes a un afloramiento de barita situado en Sierra Albarrana.

Para el estudio de los minerales pesados se recogieron muestras de arenas de varios kg de peso en la parte estratigráficamente más baja de las escombreras de las principales canteras de pegmatitas cuarzo-feldespáticas.

Finalmente, un importante grupo de muestras (además de las ya descritas) corresponden a muestreos anteriores realizados por el Dr. Ortega-Huertas, cuyo estudio dió lugar a toda una serie de trabajos publicados en la década de los ochenta sobre aspectos generales de las pegmatitas (Garrote *et al.*, 1980; Contreras *et al.*, 1983; Ortega-Huertas *et al.*, 1992).

II.1.2. REALIZACION DE ESQUEMAS DE ZONACION INTERNA DE LOS DISTINTOS AFLORAMIENTOS

Para obtener un conocimiento completo de los distintos afloramientos de pegmatitas se han establecido esquemas de zonación interna que muestran los cambios en la mineralogía, texturales y de tamaño de grano, así como las asociaciones paragenéticas que presenta cada afloramiento.

Para su realización se han tenido en cuenta criterios de simplicidad y claridad que permitan presentar en dichos esquemas el mayor número de datos con el mínimo de dificultad de interpretación. Para ello, se han tomado como referencia el tipo de representación, tanto de estructuración interna como de texturas, asociaciones paragenéticas y de minerales individuales, presentados por Cameron *et al.* (1949). Dichos criterios, aunque publicados hace bastantes años, aún continúan siendo vigentes en la mayoría de los trabajos específicos publicados sobre este tema.

II.2. METODOS DE LABORATORIO

II.2.1. ESTUDIOS OPTICOS

En una primera fase se han preparado láminas delgadas, láminas delgado-pulidas y probetas pulidas de las muestras recogidas en los distintos muestreos realizados, con objeto de estudiar las composición mineralógica, textura y relaciones paragenéticas de las pegmatitas mediante microscopía de luz transmitida y de luz reflejada. Este estudio ha permitido seleccionar aquellas muestras con mayor interés para un posterior estudio analítico.

En algunas de las preparaciones sobre feldespatos alcalinos han sido necesarios procesos de tinción con cobaltinitrito sódico (previo ataque con HF durante un minuto) antes de realizar estudios posteriores. Dicho tratamiento permite diferenciar entre feldespatos alcalinos y plagioclasas, ya que los feldespatos alcalinos presentan un color amarillo pálido mientras que las plagioclasas no se afectan por este tratamiento (Deer *et al.*, 1983)

II.2.2. DIFRACCION DE RAYOS X (DRX)

II.2.2.1. Método de polvo

Para los estudios realizados mediante esta técnica se ha utilizado un equipo de difracción Philips modelo PW-1710, empleando radiación CuK_{α}, monocromador de grafito y rendija automática y registro digital. En el calibrado del equipo se utilizaron patrones externos de Si, CaF_2 y $KBrO_3$ y, además patrones internos de distinta naturaleza dependiendo del mineral a estudiar.

En función del mineral a estudiar esta técnica se ha empleado con distintos fines:

- Identificación de fases minerales cuya identificación mediante microscopía óptica se presentaba difícil y, a veces, prácticamente imposible (como sucedía en la mayoría de las especies de minerales con uranio). Para la determinación de dichas fases se ha utilizado el programa de Martín-Ramos (1990) que permite comparar difractogramas teóricos con los correpondientes de las muestras a estudiar.
- Caracterización estructural y composicional de los feldespatos alcalinos.
- Caracterización cristalquímica y composicional de micas.

- Determinación de los parámetros estructurales de berilos, crisoberilos, granates y bertierinas.

- Caracterización cristalquímica y composicional de cloritas.

II.2.2.1.1. Caracterización estructural y composicional de feldespatos alcalinos

La caracterización de feldespatos potásicos mediante Difracción de Rayos X (método de polvo) se ha centrado fundamentalmente en dos aspectos básicos: estudio estructural y estudio composicional.

El **estudio estructural** comprende el cálculo de:

1.- Indice de triclinicidad.
2.- Grado de ordenamiento Al:Si.
3.- Procesos de ordenamiento en feldespatos.
4.- Grado de deformación interna.

El **estudio composicional** se ha realizado calculando la composición de la fase potásica (expresada en moles por ciento de componente "Or", "Ab" y "An").

Los parámetros de la celdilla unidad han sido ampliamente usados para la **determinación estructural** de los feldespatos, teniendo en cuenta, de acuerdo con Orville (1967) que:

- El parametro *a* varía mucho con los cambios de composición y muy poco con el grado de ordenamiento y, por lo tanto, es un indicador muy sensitivo para las determinaciones composicionales de feldespatos alcalinos homogéneos o pertíticos.

- Los parámetros *b* y *c* dependen tanto de factores composicionales como de factores relativos al grado de ordenamiento. El cambio de feldespatos desordenados a feldespatos más ordenados implica reducción en el parámetro *b* e incremento en el parámetro *c*.

- En feldespatos triclínicos el ángulo α depende fundamentalmente de la composición del feldespato, mientras que el ángulo γ depende del estado estructural. Las variaciones del ángulo β no suelen usarse como indicadoras del estado estructural.

- El volumen de la celdilla unidad ha sido usado para la determinación de la composición del feldespato. En general composiciones más ricas en "Ab" implican volúmenes menores.

El **índice de triclinicidad** fue definido por Goldsmith & Laves en 1954:

$$\Delta = 12.5 \, (\, d_{131} - d_{1\bar{3}1} \,)$$

Se basa en que los feldespatos monoclínicos sólo presentan una única reflexión 131 mientras que en los feldespatos triclínicos el pico 131 es reemplazado por un pico doble correspondiente a las reflexiones 131 y $1\bar{3}1$. Goldsmith y Laves (op. cit.) observaron que el valor máximo para $(d_{131} - d_{1\bar{3}1})$ en feldespatos alcalinos triclínicos es algo menor de 0.08 Å y llegaron a la anterior ecuación para establecer el grado de triclinicidad. Es decir, con el incremento de desorden Si:Al dentro del hueco T_1 en feldespatos alcalinos, los espaciados hkl y $h\bar{k}l$ tienden a aproximarse y llegan a coalescer en una única reflexión hkl cuando el mineral llega a ser monoclínico. La triclinicidad expresada de esta forma, implica:

a. Si $\Delta = 1$: Máximo orden. Feldespato triclínico (Ej.: microclina máxima o de baja temperatura).

b. Si $\Delta = 0$: Máximo desorden. Feldespato monoclínico (Ej.: ortosa).

c. Si $0 < \Delta < 1$: Feldespatos intermedios (Ej.: microclinas intermedias).

El **grado de distribución Al:Si** en las posiciones tetraédricas se ha estudiado tradicionalmente siguiendo dos tendencias diferenciadas:

- Derivadas de los diagramas b - c (ó b - c^*) y α^* - γ^*.
- En base a las distancias traslacionales en las direcciones [110] y $[1\bar{1}0]$.

La base metodológica para el primer tipo de determinaciones fue desarrollada fundamentalmente por los siguientes autores: Orville (1967), Wright (1968), Wright & Stewart (1968), Stewart y Ribbe (1969), Stewart & Wright (1974) y Kroll y Ribbe (1987).

Todos estos autores intentaron establecer un método para calcular el contenido en aluminio (t_i) en las posiciones tetraédricas (T_i), utilizando para ello los parámetros de la celdilla unidad b, c, α y γ.

Estas ocupancias están especificadas para feldespatos monoclínicos como

$$\Sigma t_1 = 2t_1 = (1 - 2t_2)$$

Para feldespatos triclínicos dichas ocupancias pueden ser calculadas como:

$$t_1o = (\Sigma t_1 + \Delta t_1)/2$$
$$t_1m = (\Sigma t_1 - \Delta t_1)/2$$
$$t_2o = t_2m = (1 - \Sigma t_1)/2$$

Para el cálculo de $\Sigma t_1 = (t_1o + t_1m)$ se ha usado tradicionalmente el diagrama b - c pero Kroll y Ribbe (1987) proponen el uso del diagrama b - c^*; mientras que para la determinación de $\Delta t_1 = (t_1o - t_1m)$ se ha mantenido el diagrama α^* - γ^* propuesto por Stewart y Ribbe (1969).

Wright & Stewart (1968) propusieron un diagrama (donde se representa b frente a c) particularmente válido para describir feldespatos alcalinos, debido a que muestras con distinta distribución Si:Al se sitúan en líneas paralelas o subparalelas. Posteriormente Stewart & Ribbe (1969) establecieron que la posición relativa en dicho diagrama expresa el contenido en aluminio ($t_1o + t_1m$) en la posición T_1; el aluminio en la posición T_2 (asumiendo que $t_2o = t_2m$) se obtiene por diferencia.

Stewart & Ribbe (1969) mostraron que el diagrama α^* - γ^* puede ser usado para medir cuantitativamente la diferencia en el contenido en aluminio entre las posiciones T_1o y T_1m: Si dicho diagrama se divide proporcionalmente por líneas rectas subparalelas a las series limitantes, la posición relativa proporciona una estimación de la diferencia en la cantidad de aluminio entre la posición T_1o y T_1m (t_1o - t_1m).

Las fórmulas usadas actualmente (derivadas de los trabajos de Kroll & Ribbe, 1987), son las siguientes:

a. Diagrama b - c^* (para obtener $\Sigma t_1 = t_1o + t_1m$) (Fig.II.1):

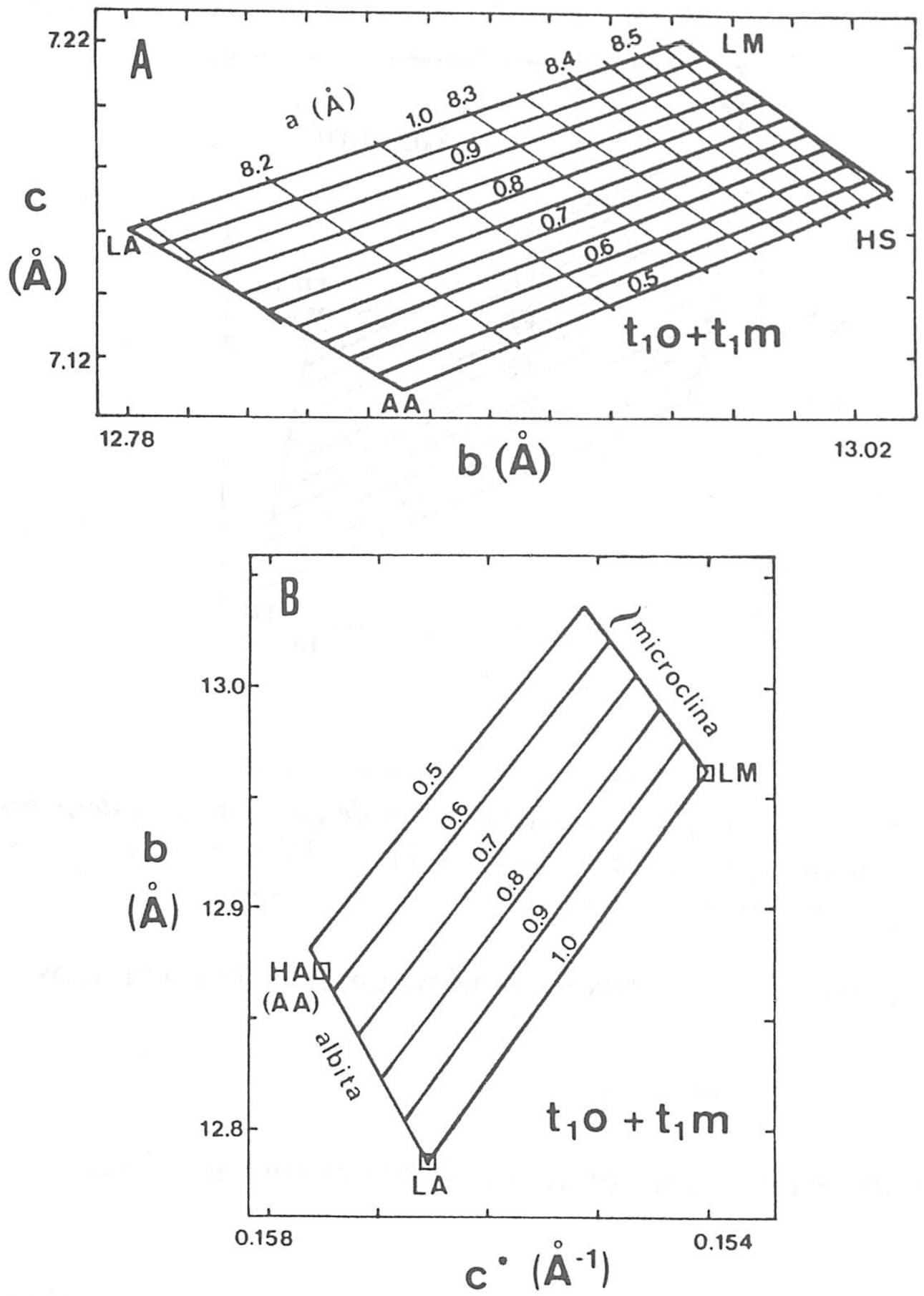


Fig.II.1. Diagramas para la determinación de $t_1o + t_1m$ en feldespatos alcalinos triclínicos; miembros extremos teóricos: LM = Microclina de baja; HA = Albita de alta; AA = Analbita; LA = Albita de baja. A: b-c (Stewart y Wright, 1974). B: b-c (Kroll y Ribbe, 1987).*

1. Feldespatos alcalinos topoquímicamente monoclínicos:

$$\Sigma t_1 = 2t_1 = \frac{b - 24.8095 + 74.9054\ c^*}{- 3.3261 + 19.5012\ c^*}$$

2. Feldespatos alcalinos tipoquímicamente triclínicos:

$$\Sigma t_1 = (t_1o + t_1m) = \frac{b - 21.5398 + 53.8405\ c^*}{2.1567 - 15.8583\ c^*}$$

b. Diagrama α^* - γ^* (para obtener $\Delta t_1 = t_1o - t_1m$) (Fig.II.2):

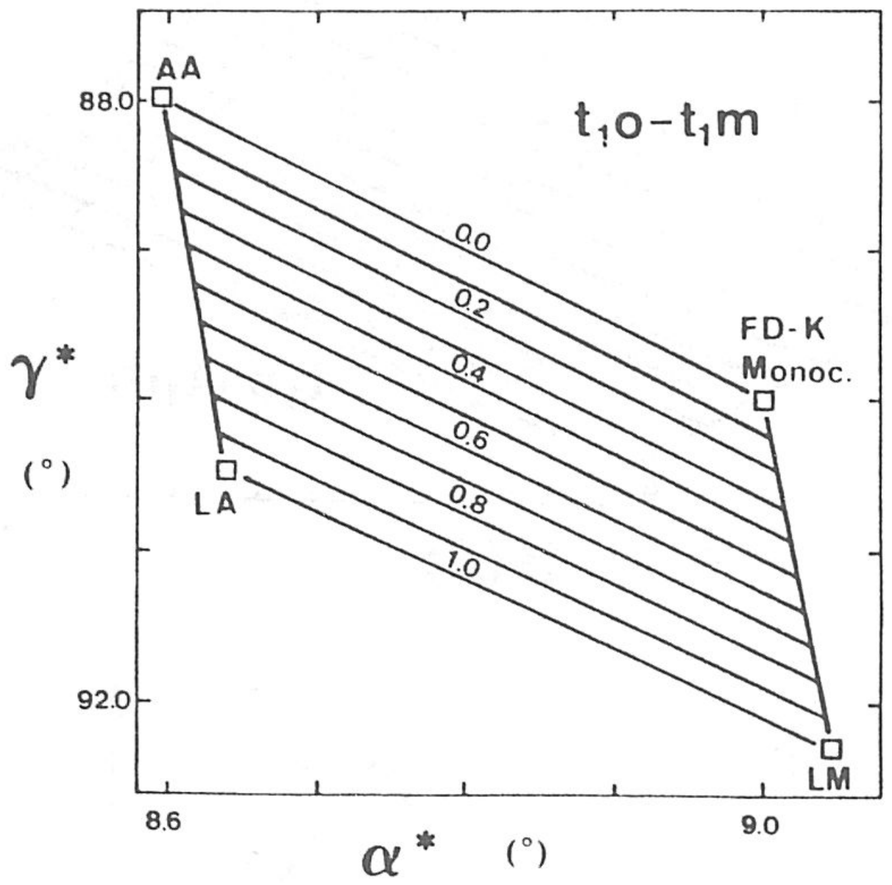


Fig.II.2. Diagrama α - γ* para la determinación de t_1o - t_1m en feldespatos alcalinos. Miembros extremos teóricos: LA = Albita de baja; AA = Analbita; LM = Microclina de baja (Kroll y Ribbe, 1987).*

1. Feldespatos alcalinos topoquímicamente monoclínicos:

$$\Delta t_1 = 0$$

2. Feldespatos alcalinos topoquímicamente triclínicos:

$$\Delta t_1 = (t_1o - t_1m) = \frac{\gamma^* - 44.778 - 0.50246\ \alpha^*}{6.646 - 0.05061\ \alpha^*}$$

c. Cálculo de t_1o, t_1m y $2t_2$:

1. Feldespatos alcalinos topoquímicamente monoclínicos:

$$\Sigma t_1 = 2t_1 = 1 - 2t_2$$
$$\Delta t_1 = 0$$
$$t_1 = \Sigma t_1 / 2$$
$$t_2 = (1 - \Sigma t_1) / 2$$

2. Feldespatos alcalinos topoquímicamente triclínicos:

$$\Sigma t_1 = t_1o + t_1m$$
$$\Delta t_1 = t_1o - t_1m$$
$$t_1o = (\Sigma t_1 + \Delta t_1) / 2$$
$$t_1m = (\Sigma t_1 - \Delta t_1) / 2$$
$$t_2o = t_2m = (1 - \Sigma t_1) / 2$$

La determinación de la distribución Al-Si a partir de las distancias traslacionales en las direcciones [110] y [1$\bar{1}$0] se debe fundamentalmente a los trabajos de Kroll (1971, 1973 y 1980) y Kroll y Ribbe (1983 y 1987).

Se basa en que la estructura de los feldespatos puede ser considerada como cadenas de tetraedros en las direcciones [110] y [1$\bar{1}$0]. En estas cadenas se cumple que:

a) los tetraedros T_1o sólo los encontramos en las cadenas de tetraedros de dirección [110],

b) los tetraedros T_1m únicamente los encontramos en las cadenas de tetraedros de dirección [1$\bar{1}$0] y,

c) los tetraedros de tipo T_2o y T_2m aparecen en ambos tipos de cadenas.

Estos autores definieron las distancias traslacionales en las direcciones de dichas cadenas ([110] y [1$\bar{1}$0]) como:

$$tr[110] = (a^2 + b^2 + 2\, a\, b \cos \gamma)^{1/2} / 2$$

$$tr[1\bar{1}0] = (a^2 + b^2 - 2\, a\, b \cos \gamma)^{1/2} / 2$$

En feldespatos monoclínicos la cantidad de aluminio en las cadenas de tetraedros de dirección [110] es igual a la de las cadenas de dirección [1$\bar{1}$0], pero cuando la estructura llega a ser enteramente ordenada todo el aluminio se concentra en los tetraedros T_1o (o sea, en las cadenas de tetraedros de dirección [110]) y, por tanto, en las cadenas de tetraedros de dirección [1$\bar{1}$0] no encontramos nada de aluminio. Así, *tr[110]* y *tr[1$\bar{1}$0]* varían en direcciones opuestas con el incremento de orden.

Los diagramas (Fig.II.3) y fórmulas propuestas por Kroll y Ribbe (1983, 1987) para la aplicación de este método son las siguientes:

$$\Sigma tr = tr[110] + tr[1\bar{1}0]$$
$$\Delta tr = tr[110] - tr[1\bar{1}0]$$

a. Feldespatos alcalinos topoquímicamente monoclínicos:

$$t_1 = 36.03 - 6.569\ tr[110] + 0.021478\ V$$

b. Feldespatos alcalinos topoquímicamente triclínicos:

$$t_1o = \frac{tr[110] - 5.6954 - 3.0406 \times 10^{-3}\ V}{- 0.67815 + 5.7439 \times 10^{-4}\ V}$$

$$\Delta t_1 = t_1o - t_1m = \frac{\Delta tr}{0.6457 - 0.4902 \times 10^{-3}\ V}$$

Esta metodología mostraba bastante error en las determinaciones de feldespatos monoclínicos, por lo que estos mismos autores definieron las funciones anteriores y los gráficos correspondientes "corregidos" (Fig.II.4).

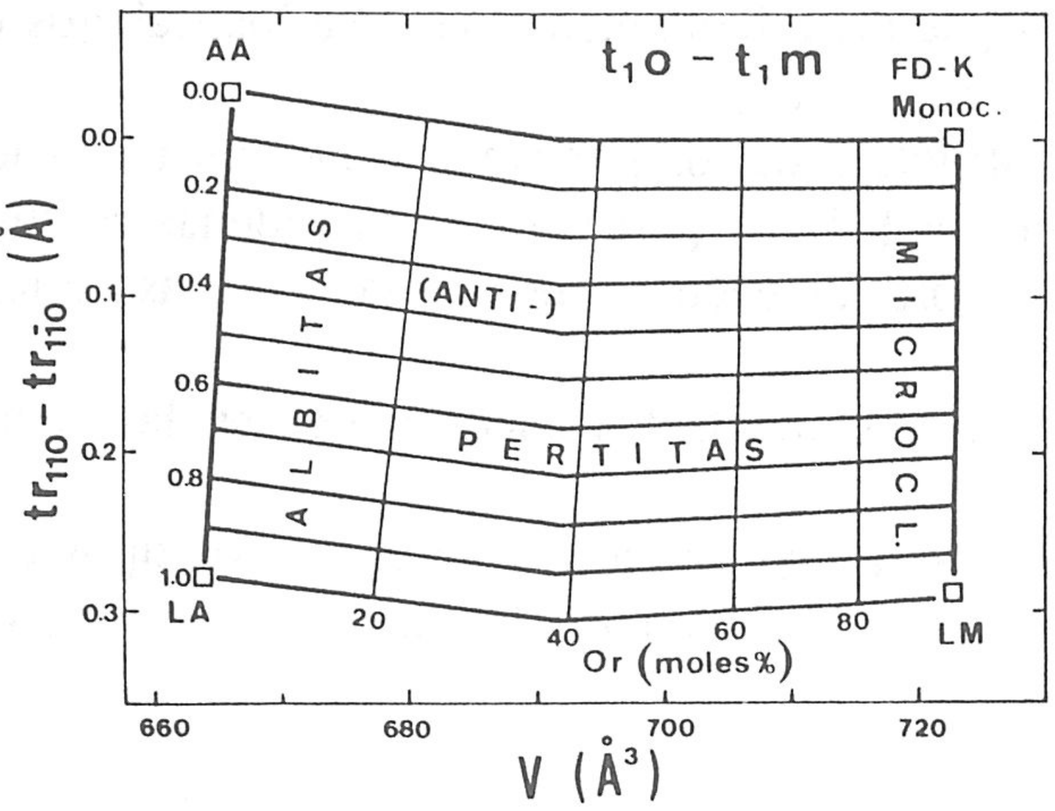


Fig.II.3. Diagrama para la determinación de t_1o - t_1m en feldespatos alcalinos. Miembros extremos teóricos: LA = Albita de baja; AA = Analbita; LM = Microclina de baja (Kroll y Ribbe, 1983).

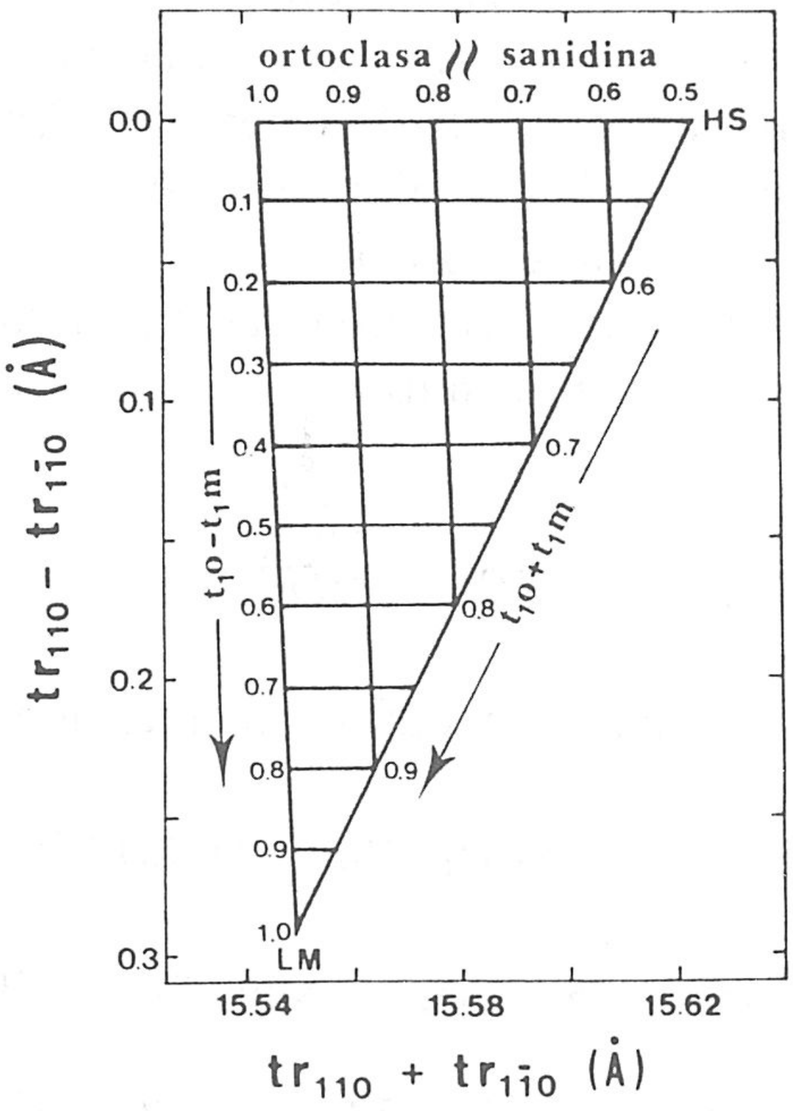


Fig.II.4. Evolución de t_1o y t_1m en feldespatos potásicos. Miembros extremos teóricos: HS = Sanidina de alta; LM = Microclina de baja. (Kroll y Ribbe, 1987).

$$\Sigma trcor = -60.543 + \left(\frac{\Sigma tr - (0.06553 \times 10^{-2}\ V) + 60.543}{0.098747} \right) \quad (0.1053)$$

$$\Delta trcor = 334.822 + \left(\frac{[0.6457\ \Delta tr\ /\ (0.6457 - 0.4902\ V)] - 334.822}{(-0.4629) - [-0.4902\ \Delta tr\ /\ (0.6457 - 0.4902\ V)]} \right) \quad (-0.4629)$$

$$\Sigma t_1 = t_1o + t_1m = 96.996 - 6.1762\ \Sigma trcor + 0.1258\ \Delta trcor$$

$$\Delta t_1 = t_1o - t_1m = 3.4341\ \Delta trcor$$

Siendo éstas últimas las fórmulas y diagramas usadas actualmente.

Los **procesos de ordenamiento en feldespatos alcalinos** pueden ser derivados de los trabajos de Stewart y Wright (1974). Estos autores proponen un diagrama triangular (de vértices t_1o, t_1m y t_2o+t_2m) para estudiar el tipo de ordenamiento en feldespatos potásicos (Fig.II.5).

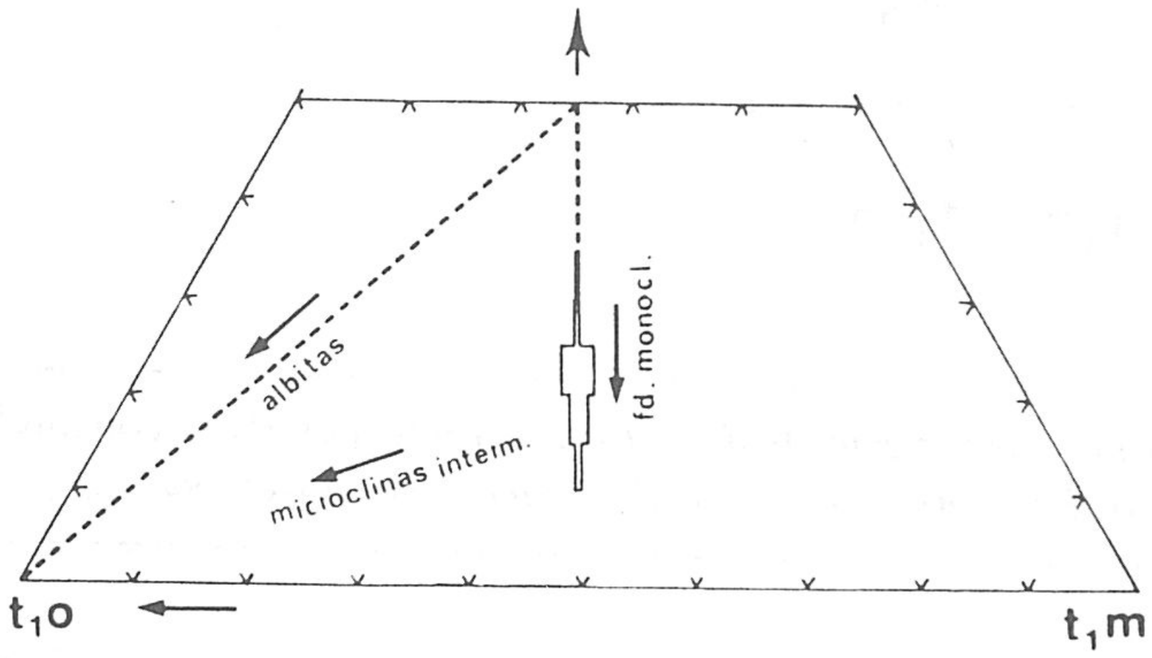


Fig.II.5. Diagrama triangular de distribución de aluminio en posiciones tetraédricas en feldespatos potásicos con Al = 1.0. El ordenamiento Al-Si en feldespatos sódicos, donde el Al se mueve a t_1o desde t_1m, t_2o y t_2m, es indicado por una línea continua que comienza en el vértice t_1o. Microclinas intermedias están ordenadas según un modelo donde el Al se mueve a t_1o desde t_1m aproximadamente 4 veces más rápido que desde t_2o y t_2m. La línea recta donde $t_1o = t_1m$ representa los feldespatos monoclínicos. (Stewart y Wright, 1974).

Los feldespatos completamente desordenados se sitúan a 25, 25, 50; y los feldespatos monoclínicos se representan en una línea que une ese punto con la base del triángulo y que cumple la condición de que $t_1o = t_1m$ (t_2o y t_2m también son iguales por lo que la suma de ambos debe ser inferior a 0.5).

El proceso de ordenamiento (en una etapa) en feldespatos sódicos (donde el aluminio se mueve a T_1o desde T_1m, T_2o y T_2m en igual proporción) se muestra en las líneas que unen el punto de los feldespatos completamente desordenados con el vértice t_1o.

Las microclinas intermedias se ordenan a lo largo de una banda que se extiende desde muestras monoclínicas con $2t_2 < 0.15$ hacia las microclinas máximas. En el proceso de ordenamiento de estos feldespatos (en dos etapas), el aluminio se mueve a T_1o desde T_1m aproximadamente cuatro veces más rápido que desde T_2o y T_2m combinados.

En todos los ambientes geológicos considerados por Stewart y Wright (1974) las microclinas intermedias con alto grado de ordenamiento son los feldespatos más abundantes de todos los feldespatos alcalinos. Estos autores plantean que estos feldespatos se forman por transformación discontínua entre ortoclasa y microclina.

Eggleton y Buseck, en 1980, proponen otro diagrama para explicar los procesos de ordenamiento de los feldespatos (Fig.II.6) tanto en una como en dos etapas, y muestran que la mayoría de los feldespatos se ordenan siguiendo una tendencia intermedia entre ambos tipos de procesos de ordenamiento.

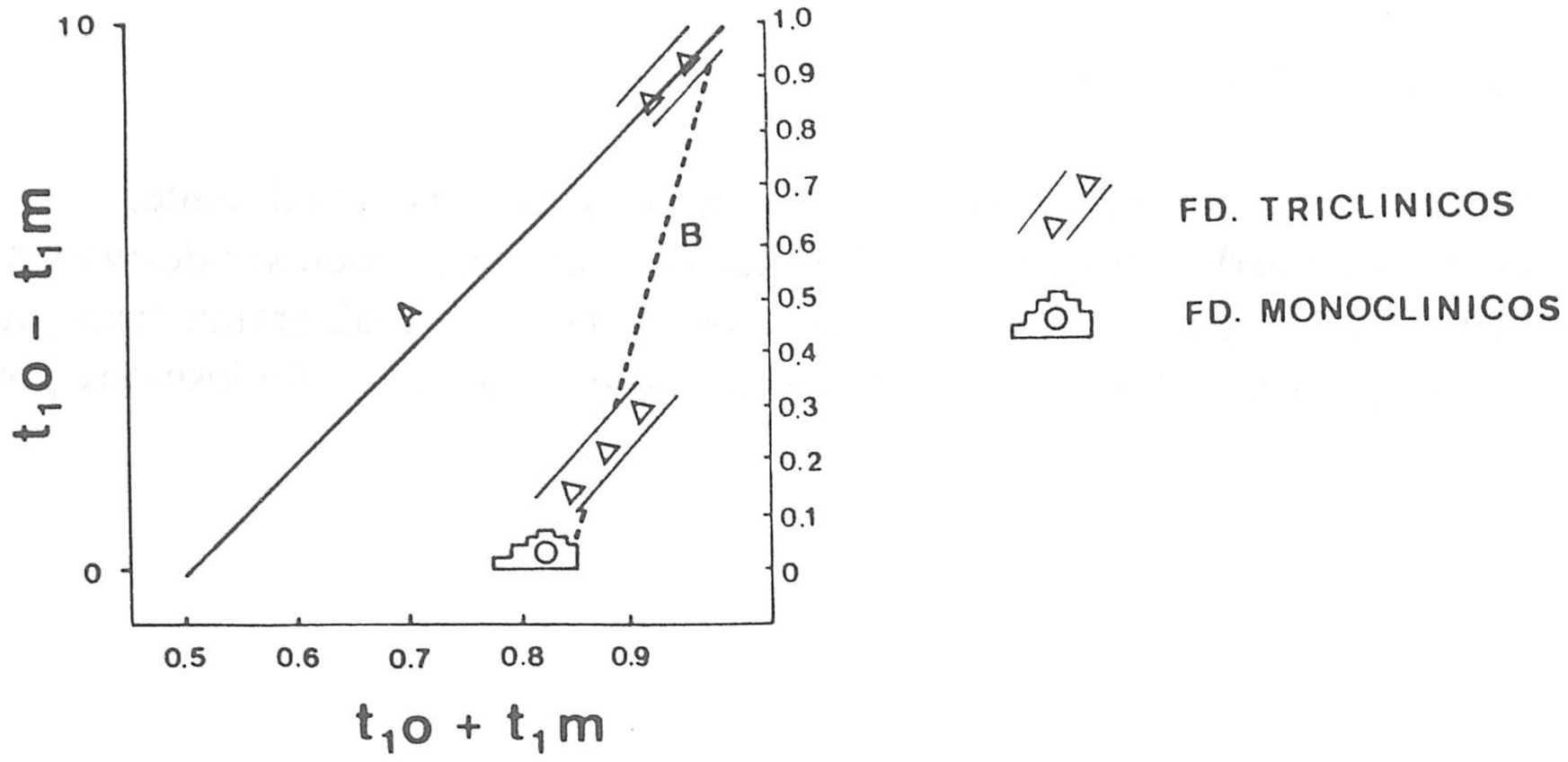


Fig.II.6. Diagrama bc - α*γ* para feldespatos alcalinos. (A) albita con modelo de ordenamiento en una etapa, (B) feldespato potásico con modelo de ordenamiento en dos etapas (Eggleton y Buseck, 1980).*

En feldespatos potásicos **la deformación en la estructura** se debe a la exsolución de la fase sódica y a la inversión de la simetría, siendo independiente del grado de ordenamiento de cada fase. Los mayores grados de deformación se dan, por tanto, en aquellos feldespatos de composiciones globales más sódicas.

Tradicionalmente el grado de deformación interna se ha determinado de acuerdo con el modelo de Stewart y Wright (1974) para el valor del parámetro Δa y de acuerdo con el modelo de Kroll y Ribbe (1987) para el valor del parámetro *S.I.*

El parámetro Δa (derivado del diagrama b - c) se define como la diferencia entre el valor del parametro de celdilla a y el valor estimado de la fórmula (propuesta por Kroll y Ribbe en 1983):

$$a_{EST} = 8.634 - (11.437 - 0.12226\ b\ c)^{1/2}$$

Stewart y Wright (1974) definen como "feldespatos anómalos" (o deformados) a aquellos feldespatos cuyo valor de $\Delta a = a_{OBS} - a_{EST} > 0.05$ Å.

El parámetro *S.I.* (Fig.II.7) mide también el grado de deformación de la estructura de los feldespatos. Kroll y Ribbe (1987) definen el "strain index" (*S.I.*) como:

$$S.I. = 3391.84 + 67.960\ a - 42.516\ b\ c$$

El **estudio composicional** se ha centrado en el cálculo de la composición estimada de la fase potásica (expresada en moles por ciento de componente ortosa, albita y anortita). Los modelos más utilizados son los de :

- Waldbaum y Thompson (1968)
- Kroll y Ribbe (1983)
- Kroll et al (1986)
- Hovis (1986).

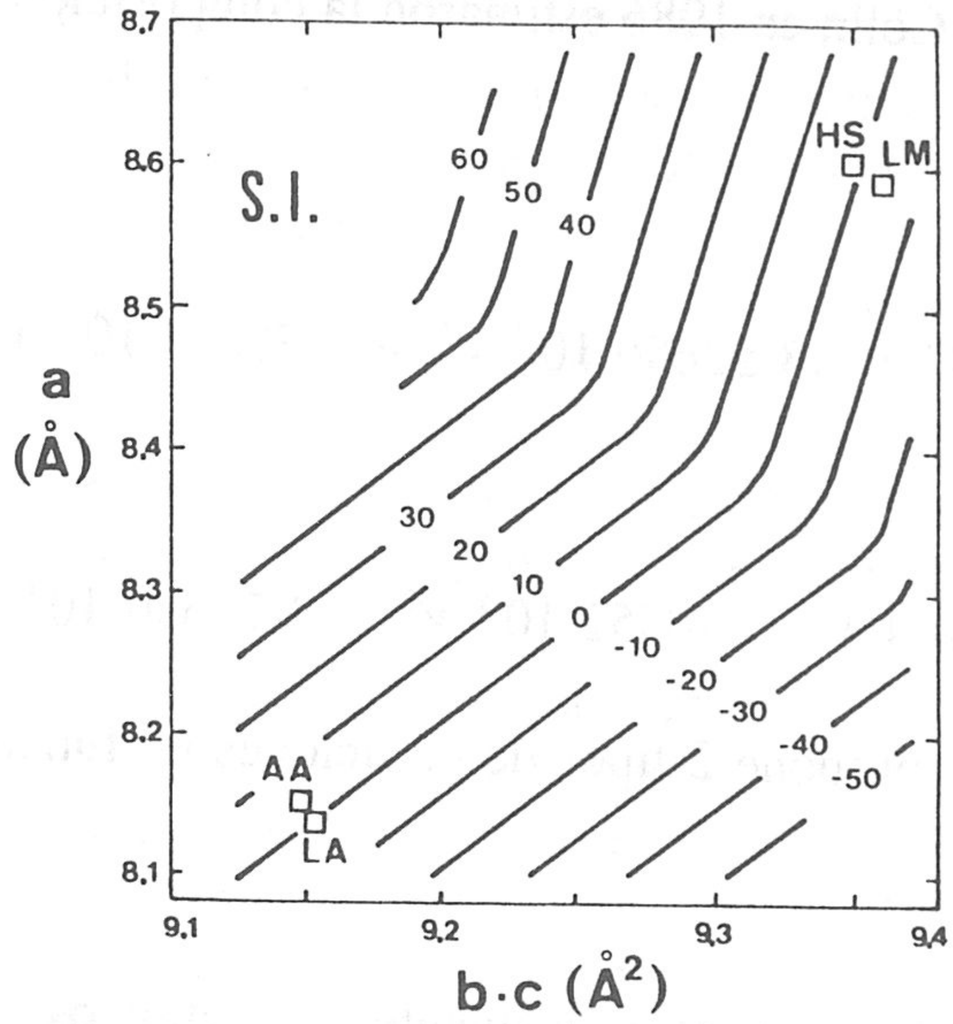


Fig.II.7. Strain index (S.I.) en feldespatos potásicos. HS = Sanidina de alta, LM = Microclina de alta, AA = Analbita, LM = Albita de baja. (Kroll y Ribbe, 1987).

Según estos autores, se puede hacer una estimación de la composición de los feldespatos a partir de los parámetros de red: El eje *a* y el volumen (*V*) de la celdilla unidad dependen del contenido en los distintos elementos alcalinos (K, Na) de dichos feldespatos. En base a esto los distintos autores han postulado diferentes fórmulas para la estimación del contenido en ortosa ("Or").

Waldbaum y Thompson (1968) proponen la siguiente ecuación:

$$\text{Or (moles \%)} = \frac{0.2962 - (0.953131 - 0.0013\ V)^{1/2}}{0.0018062}$$

Kroll y Ribbe (1983) publicaron las siguientes ecuaciones polinómicas para el cálculo del contenido en ortosa ("N_{or}"):

a. Para las series AA-HS:

$$N_{or}\ -584.6683 + 2.58732\ V - 3.83499 \times 10^{-3}\ V^2 + 1.90428 \times 10^{-6}\ V^3$$

b. Para las series LA-LM:

$$N_{or} = -1227.8023 + 5.35958\ V - 7.81518 \times 10^{-3}\ V^2 + 3.80771 \times 10^{-6}\ V^3$$

c. Para feldespatos de estados estructurales intermedios o completamente desconocidos:

$$N_{or} = -929.1523 + 4.07032\ V - 5.96146 \times 10^{-3}\ V^2 + 2.91994 \times 10^{-6}\ V^3$$

Kroll, Schmiemann y Von Cölln en 1986 estimaron la composición de los feldespatos alcalinos mediante las ecuaciones:

a. Series AA-HS:

$$N_{or} = -535.186 + 2.37332\ V - 3.52656\ 10^{-3}\ V^2 + 1.75614\ 10^{-6}\ V^3$$

b. Series LA-LM:

$$N_{or} = -1209.142 + 5.28104\ V - 7.70552\ 10^{-3}\ V^2 + 3.75650\ 10^{-6}\ V^3$$

Por último Hovis en 1986 propone 2 tipos de ecuaciones en función de:

a. Eje *a*:

1. Feldespatos alcalinos topoquímicamente monoclínicos:

$$N_{or} = -366.3261 + 129.2335\ a - 15.42053\ a^2 + 0.6232109\ a^3$$

2. Feldespatos alcalinos topoquímicamente triclínicos:

$$N_{or} = -657.3958 + 239.9021\ a - 29.40843\ a^2 + 1.211078\ a^3$$

b. Volumen (*V*):

1. Feldespatos alcalinos topoquímicamente monoclínicos:

$$N_{or} = -129.248 + 0.610959\ V - 9.76800 \times 10^{-4}\ V^2 + 15.26832 \times 10^{-7}\ V^3$$

2. Feldespatos alcalinos topoquímicamente triclínicos:

$$N_{or} = -712.924 + 3.16601\ V - 4.70247 \times 10^{-3}\ V^2 + 2.33648 \times 10^{-6}\ V^3$$

Para la realización de todos los estudios anteriormente mencionados, de cada muestra se obtuvieron dos difractogramas utilizando el programa "POLVO" (Martín-Ramos, 1990) en las siguientes condiciones experimentales: 40 keV, 40 mA, tiempo de integración = 0.6 seg. y registro estático y digital para evitar la deriva de los picos. El primer difractograma se efectuó entre 27° y 32° 2θ, con una velocidad de exploración de 1° 2θ/min y toma de medidas cada 0.012° 2θ para diferenciar entre feldespatos alcalinos monoclínicos y triclínicos mediante las reflexiones 131 y $1\bar{3}1$; el segundo (de carácter general) entre 3° y 80° 2θ, con una velocidad de exploración de 6° 2θ/miny toma de medidas cada 0.060° 2θ. Se utilizó $KBrO_3$ como patrón interno (mezclado en una proporción 1:1 con el feldespato).

Los resultados fueron interpretados utilizando la rutina "LECTOR" (programa "POLVO" Martín-Ramos, 1990) siguiendo las recomendaciones de Bish y Post (1989). A las reflexiones resultantes se les asignaron índices de acuerdo con los datos de Wright y Stewart (1968), Borg y Smith (1969) y Ribbe (1983a). El cálculo de los parámetros cristalográficos se efectuó mediante afinamiento por el método de mínimos cuadrados, utilizando el programa

de afinamiento de Appleman y Evans (1973) ("LSUCRE").

El índice de triclinicidad se calculó según la relación de Goldsmith y Laves (1954). El grado de ordenamiento Si-Al se ha determinado según: a) el método de Kroll y Ribbe (1987) derivado de los diagramas b - c^* y α^* - γ^*, b) a partir de las traslaciones en las direcciones [110] y [1$\bar{1}$0] según Kroll (1971, 1973, 1980) y Kroll y Ribbe (1987) y, c) a partir de las traslaciones "corregidas" en las direcciones [110] y [1$\bar{1}$0] según Kroll y Ribbe (1987).

El grado de deformación interna se ha determinado según el método de Stewart y Wright (1974) (para el parámetro Δa) y según el de Kroll y Ribbe (1987) (para el parámetro *S.I.*).

El grado de solución sólida de cada feldespato se ha estimado a partir de los parámetros de celdilla afinados, debido a que fuertes modificaciones en las dimensiones del eje *a* están relacionadas con pequeños cambios en la composición, siguiendo los modelos de Waldbaum y Thompson (1968), Kroll y Ribbe (1983), Kroll *et al.* (1986) (composición estimada a partir del volumen de la celdilla) y Hovis (1986) (composiciones estimadas a partir del volumen de la celdilla y del eje *a*).

II.2.2.1.2. Caracterización cristalquímica y composicional de micas

Dicha caracterización ha consistido en la determinación de los parámetros de la celdilla unidad y estudio de la variación de la composición química en función de las intensidades de las reflexiones basales 002, 004, 008 y 00.10 en micas.

De cada muestra se obtuvo un difractograma utilizando el programa "POLVO" (Martín-Ramos, 1990). El barrido se realizó entre 3 y 80º 2θ, con una velocidad de exploración de 1º 2θ/min y toma de medidas cada 0.012º 2θ. Se utilizó Si metálico como patrón interno.

El cálculo de los parámetros cristalográficos se efectuó mediante afinamiento por el método de mínimos cuadrados, utilizando el programa "LSUCRE" de Appleman y Evans (1973). Por último, se efectuaron estudios comparativos entre los resultados obtenidos para intensidades de algunas de las reflexiones basales con valores teóricos para distintos tipos de micas, tanto dioctraédricas como trioctaédricas, calculados por Martín-Ramos et al. 1989.

II.2.2.1.3. Determinación de los parámetros estructurales de berilos, crisoberilos, granates y bertierinas

Para la caracterización estructural de berilos, crisoberilos, granates y bertierinas, de cada muestra se obtuvieron difractogramas utilizando el programa "POLVO" (Martín-Ramos, 1990) en las siguientes condiciones experimentales: 40 keV, 40 mA, tiempo de integración = 0.6 seg. y registro estático y digital para evitar la deriva de los picos. Dichos difractogramas se efectuaron entre 3º y 80º 2θ con una velocidad de exploración de 6º 2θ/min y toma de medidas cada 0.060º 2θ. Se utilizó silicio metálico como patrón interno.

Los resultados fueron interpretados utilizando la rutina "LECTOR" (programa "POLVO" Martín-Ramos, 1990) siguiendo las recomendaciones de Bish y Post (1989). A las reflexiones resultantes se les asignaron índices de acuerdo con las fichas J.C.P.D.S. El cálculo de los parámetros cristalográficos se efectuó mediante afinamiento por el método de mínimos cuadrados, utilizando el programa de afinamiento de Appleman y Evans (1973) ("LSUCRE").

II.2.2.1.4. Caracterización cristalquímica y composicional de cloritas

Para la caracterización y determinación de la clorita y de sus propiedades cristaloquímicas los estudios realizados se han centrado en las medidas realizadas sobre los siguientes parámetros:

- Espaciado basal (d_{001})
- Parámetro b_o
- Relaciones de intensidades basales I_{004}/I_{003} e I_{004}/I_{005}

a) **Espaciado basal (d_{001})** (sobre la reflexión 004) para calcular el contenido en Al^{total} según la ecuación de Albee (1962) y el contenido en Al^{IV} de acuerdo con la ecuación de Kepezhinskas (1965).

Tradicionalmente se ha correlacionado el d_{001} con el grado de sustitución Si/Al en la capa tetraédrica. Este grado de sustitución proporciona la carga negativa de la estructura y, por tanto, la atracción electrostática entre capas. A mayor grado de sustitución existirá mayor atracción y el espaciado basal d_{001} será menor.

Diversos autores han tratado de cuantificar esta relación. Entre ellos, el que más se ha ajustado a la realidad ha sido Albee (1962), que relaciona el d_{001} con la suma de Al total y Cr mediante la fórmula:

$$d_{001} = 14.52 \text{ Å} - 0.14 (Al^{IV} + Al^{VI} + Cr)$$

Estudios posteriores de Nieto y Rodríguez-Gallego (1982) demuestran que los errores cometidos al aplicar este método son inferiores, en todos los casos, al 17 % y el error medio cometido está en torno al 7.5 %. La fórmula de Kepezhinskas (1965) para el cálculo de Al^{IV} proporciona resultados con márgenes de error similares a la de Albee (1962).

b) **Eje b_o**, medido a partir del espaciado 060 (d_{060}) para calcular el contenido en Fe en la capa octaédrica (Brindley, 1961).

Se han propuesto diversas fórmulas para relacionar el contenido en átomos pesados (fundamentalmente Fe) existentes en la clorita. De ellos, el método que proporciona mejores aproximaciones es el de Brindley (1961), que propone la siguiente ecuación para estimar el contenido en Fe^{2+} y Mn presentes en la clorita:

$$b_o = 9.210 \text{ Å} + 0.037 (Fe^{2+} + Mn)$$

Los resultados obtenidos muestran errores superiores a los correspondientes al d_{001}. Los errores medios estimados corresponden al 12 %, con valores máximos en torno al 19 % (Nieto y Rodríguez-Gallego, 1982). Esto es debido a la influencia que sobre este parámetro tienen numerosas características estructurales y químicas de la clorita, fundamentalmente la existencia de lugares vacantes en las capas octaédricas (Nieto, 1983).

c) **Relaciones de intensidades basales (I_{004}/I_{003} e I_{004}/I_{005})** y cálculo de los factores de estructura relativos correspondientes para determinar el contenido y distribución de átomos pesados según el método de Nieto *et al.* (1980).

Un método alternativo a la medida del parámetro b_o para el cálculo del contenido en

átomos pesados es el basado en la medida de relaciones de intensidades basales. Este método permite no solo calcular el contenido en átomos pesados, sino también conocer la distribución de dichos átomos entre las capas octaédrica y brucítica.

De todos los métodos propuestos, el de Nieto *et al.* (1980) es el que menores errores medios produce, situándose éstos en torno al 13 %.

Este método consiste en calcular, a partir de las relaciones de intensidades I_{004}/I_{003} e I_{004}/I_{005}, las relaciones entre los factores de estructura correspondientes $|F_{004}|/|F_{003}|$ e $|F_{004}|/|F_{005}|$ (sin tener en cuenta la fase) mediante las relaciones:

$$|F_{004}|/|F_{003}| = \mathrm{A}\ (I_{004}/I_{003})^{1/2}$$

$$|F_{004}|/|F_{005}| = \mathrm{B}\ (I_{004}/I_{005})^{1/2}$$

En ellas, A y B representan factores geométricos que dependen de las características del difractómetro y del modo de preparación de la muestra. Por ello, ambos factores fueron determinados experimentalmente para el difractómetro del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, usado en este estudio, a partir de un talco patrón de factores de estructura conocidos, obteniéndose unos valores de 1.24 y 0.72 respectivamente.

Por último, es posible estimar el contenido en Fe tanto de la capa octaédrica como de la brucítica mediante los diagramas $|F_{004}|/|F_{005}|$ - $|F_{004}|/|F_{003}|$ que dicho autor propone para distintos espaciados basales.

Los granos de clorita fueron aislados manualmente (bajo lupa binocular) y con ayuda de un Separador Isodinamico Frantz (modelo L-1). Las condiciones de separación han sido 20° de inclinación longitudinal y 15° de inclinación lateral. Las fracciones enriquecidas en clorita fueron posteriormente molidas en mortero de agata.

Para la estimación de las relaciones de intensidades basales se prepararon agregados orientados, de forma que las reflexiones basales aparecen en el difractograma fuertemente favorecidas. Se llevó a cabo una exploración detallada de las reflexiones 003, 004 y 005 de la clorita utilizando las siguientes condiciones experimentales: medida estática en cada punto con un tiempo de integración de 1 segundo y velocidad de exploración equivalente de 1° 2θ/min. La medida de intensidades se realizó sobre el máximo de cada pico, tras suavizar el mismo mediante el cálculo de la media de las intensidades correspondientes a tres puntos adyacentes. La sustracción del fondo se llevó a cabo de forma similar mediante valores medios de intensisdad a izquierda y derecha del pico. Las zonas a explorar fueron: 18.3° - 19° 2θ para la reflexión 003, 24.7° - 25.3° 2θ para la reflexión 004 y 31.1° - 31.9° 2θ para la reflexión 005.

Para la medida del espaciado basal (d_{001}) se prepararon agregados orientados, añadiéndole a la muestra silicio metálico, cuya reflexión 111, que aparece a 28.467° 2θ se utilizó como patron interno en la medida de las reflexiones 003, 004 y 005 de la clorita. Se realizaron tres iteraciones progresivamente más exactas. Las siguientes condiciones experimentales de la medida final fueron: Rutina MAX del difractómetro, que localiza el máximo de intensidad del pico de difracción, distancia entre puntos 0.005° 2θ, tiempo de integración en cada punto = 1 seg.

La medida del parámetro b_o se realizó sobre un corte de roca perpendicularmente a la orientación basal de la clorita y cuando la proporción de la misma no era suficiente sobre muestra de polvo enriquecida en clorita mediante el Separador Isodinámico, preparada en

portamuestras de carga lateral con silicio metálico como patrón interno. Se llevó a cabo una exploración entre 58.5 y 62° 2θ para conocer la geometría del diagrama, posibles desdoblamientos de picos e interferencias de otras reflexiones, como la 211 del cuarzo. Este último pico fué usado como patrón interno, en lugar del silicio metálico, cuando estaba presente. La medida final del espaciado de la reflexión 060 se llevó a cabo mediante la rutina MAX en las mismas condiciones descritas previamente para el espaciado basal.

Para el cálculo de la fórmula mineralógica a partir de los datos de Rayos X hay que hacer, necesariamente, las siguientes aproximaciones (Nieto, 1983):

1) El número de $O^{=}$ y de OH^{-} de la fórmula corresponden a los valores teóricos de 10 y 8 respectivamente.
2) El número total de cationes octaédricos es 6 ($Mg + Fe + Al^{VI} = 6$), es decir, se ignora la presencia de vacantes.
3) La relación entre Fe^{3+} y Fe^{total} es constante e igual a 0.14 ($Fe^{3+} = 0.14\ Fe^{total}$).
4) El único átomo pesado existente es el Fe.

La fórmula se puede llegar a estimar a partir de las siguientes relaciones (Nieto, 1983):

1) $Al^{IV} = (Al^{total}/2) + 0.07\ Fe^{total}$
2) $Al^{VI} = (Al^{total}/2) - 0.07\ Fe^{total}$
3) $Si = 4 - Al^{IV}$
4) $Mg = 6 - Fe - Al^{VI}$

II.2.2.2. METODO DE CRISTAL UNICO

Se han realizado estudios de Difractometría de Cristal Unico en cristales de berilo y turmalinas. Para ello se ha utilizado un difractómetro automático de cuatro círculos Stoe-Siemens AED-2, en las siguientes condiciones experimentales: 40 kV y 35 mA, con radiación MoK_α ($\lambda = 0.71069$ Å) monocromada con cristal de grafito.

El cristal de **berilo** fue tallado esferoidalmente ($R_g = 0.16$ mm, $R_p = 0.15$ mm). Se obtuvieron los parámetros de la celdilla unidad, mediante ajuste por mínimos cuadrados, usando 25 reflexiones medidas con exploraciones mediante el círculo de más alta precisión en las zonas $+\omega$ y $-\omega$ dentro del rango $25° < 2\theta < 40°$. Para la medida de las intensidades de las 4589 reflexiones ($3° < 2\theta < 65°$) se ha usado el método LPM (Learn Profil Method) mediante el modo de exploración $\omega/2\theta$. Se exploraron 765 reflexiones independientes ($R_{INT} = 0.001$). Se consideraron como observadas 677 reflexiones según el criterio $F_o^2 > 3\sigma(F_o^2)$. Se exploraron cuatro reflexiones patrón cada 120 minutos sin mostrar movimiento ni deterioro del cristal. Las intensidades fueron corregidas por absorción siguiendo el método semiexperimental de North *et al.* (1968) con siete reflexiones medidas mediante el modo de exploración ψ ($\Delta\psi = 10°$), y los valores de los pares equivalentes fueron promediados. El factor de discrepancia de absorción fue siempre 0.000(1). Los datos de intensidades también fueron corregidos mediante los factores de Lorentz y polarización. El afinamiento se llevó a cabo mediante mínimos cuadrados de matriz completa usando la rutina "XLS" del programa cristalográfico *SHELXTL-Plus* (Sheldrick, 1989), partiendo de las coordenadas atómicas de un berilo sintético perteneciente al grupo espacial *P6/mcc* (Gibbs et al., 1968). Se utilizaron los factores de difusión atómica proporcionados por el programa. Todos los cálculos fueron realizados en un computador MicroVAX II. Al final del afinamiento, el mapa de diferencias

de Fourier mostro picos positivos y negativos menores de 0.01 eÅ^{-3}. El afinamiento efectuado mostró un *R* final de 0.029 para los datos observados.

En el caso de la **turmalina**, el cristal fue tallado elipsoidalmente para minimizar los efectos de absorción, resultando un elipsoide con radios mayor y menor de 0.3 y 0.2 mm respectivamente. Se obtuvieron los parámetros de la celdilla unidad mediante ajuste por mínimos cuadrados usando 25 reflexiones medidas con exploraciones $+\omega$ y $-\omega$ dentro del rango $25° < 2\theta < 40°$. Para la medida de las intensidades de las 6980 reflexiones ($3° < 2\theta < 70°$) se ha usado el método BPB (Background-Peak-Background) mediante el modo de exploración $\omega/2\theta$. Se exploraron 2336 independientes ($R_{INT} = 0.073$). Se consideraron como observadas 2143 reflexiones según el criterio $F_o^2 > 3.5\sigma(F_o^2)$. Se exploraron cuatro reflexiones patrón cada 120 minutos sin mostrar movimiento ni deterioro del cristal. Las intensidades fueron corregidas por absorción siguiendo el método semiexperimental de North *et al.* (1968) con siete reflexiones medidas mediante el modo de exploración ψ ($\Delta\psi = 10°$), y los valores de los pares equivalentes fueron promediados. El factor de discrepancia de absorción fue siempre 0.000(1). Los datos de intensidades también fueron corregidos mediante los factores de Lorentz y polarización. El afinamiento fue llevado a cabo mediante mínimos cuadrados de matriz completa usando la rutina "XLS" del programa cristalográfico *SHELXTL-Plus* (Sheldrick, 1989) partiendo de las coordenadas atómicas obtenidas de un chorlo perteneciente al grupo espacial *R3m* por Foit (1989). Se utilizaron los factores de difusión atómica proporcionados por el programa. Todos los cálculos fueron realizados en un computador MicroVAX II. El afinamiento efectuado mostró un *R* final de 0.057 para los datos observados.

II.2.3. MICROSONDA ELECTRONICA

Esta técnica ha sido de gran importancia para el estudio de las turmalinas y los granates debido a las fuertes zonaciones químicas que, sobre todo en el caso de los granates, pueden pasar desapercibidas utilizando los métodos convencionales tanto ópticos como de análisis químico. Para mostrar dichos fenómenos de zonación también se han realizado adquiriendo imágenes de electrones retrodifundidos en el modo de contraste de número atómico.

Las determinaciones analíticas mediante Microsonda Electrónica se han llevado a cabo en la Université Paul Sabatier de Touluose (Francia) y en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. En ambas instituciones ha sido utilizado una microsonda modelo Cameca Camebax SX-50.

Las condiciones de trabajo fueron 20 kV de voltaje de aceleración y 30 μA de corriente de sonda. Los análisis se llevaron a cabo mediante la modalidad de dispersión de longitud de onda (WDS).

Los elementos determinados han sido, generalmente, Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ti, Cr, Ca, Na, K, P, Ba y, en algunos casos, F. En las tablas de presentación de resultados vienen expresados como porcentaje en óxidos, mientras que el Fe total ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) viene expresado como FeO salvo indicación de lo contrario. Para la determinación del fluor se procedió al ajuste previo de la posición del pico antes de la medida cuantitativa.

Los patrones utilizados fueron wollastonita para Si y Ca, alúmina sintética para Al, Fe_2O_3 sintético para Fe, periclasa para Mg, $MnTiO_3$ sintético para Mn y Ti, Cr_2O_3 sintético para Cr, albita para Na, ortosa para K, apatito para P y barita para Ba y fluorita para F. En aquellos cristales que presentaron zonación química los puntos seleccionados para análisis en cada una de las zonas, se analizaron tres veces y se obtuvo la media. Los elementos

volatilizables, como el Na y K se midieron al principio y durante 10 seg. Para el resto de elementos se utilizaron tiempos que variaron entre 20 y 40 seg.

En el caso de las turmalinas, los análisis mediante Microsonda Electrónica presentan una serie de problemas: primero, debido a la fuerte zonación química es necesario obtener áreas de sonda muy pequeñas y segundo, componentes como el Li, B y H_2O (que pueden representar hasta un 11 - 14 % en peso) no pueden ser medidos (o se miden difícilmente) con la sonda.

El tamaño de grano característico de las pegmatitas ha facilitado notablemente los análisis en la mayoría de los casos. Con esta técnica se han analizado feldespatos, micas, turmalinas, berilos, crisoberilos, granates, cloritas, bertierinas, fosfatos, anfíboles, epidotas, silicatos de aluminio e hidróxidos de aluminio.

II.2.4. ANALISIS QUIMICOS

Se ha analizado el contenido en elementos mayoritarios y trazas de muestras de distintos tipos de minerales pertenecientes a las pegmatitas. Dichas determinaciones analíticas se han llevado a cabo en los "X-Ray Assay Laboratories" de Toronto, Ontario (Canadá) mediante **Fluorescencia de Rayos X** (Si, Al, Fe, Mg, Na, K, Ca, Ti, Ba, Rb), **Activación Neutrónica** (Cs), **Espectrometría de Plasma** (Mn, Sr) y **vía húmeda** (F).

Se han realizado análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas en micas mediante **Fluorescencia de Rayos X** (Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Na, K, Ca, F, V, Rb, Sr, Cs, Cu, Sn, Zn, Ba y Ni en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad del País Vasco. La pérdida de peso por ignición (LOI) se realizó mediante pesada anterior y posterior a calcinación durante 1 hora en horno a 1000°C. El equipo empleado fue un Espectrómetro automático Philips PW 1480 con tubo dual de Sc-Mo, cargador automático de muestras y detectores de flujo y centelleo, controlado por ordenador mediante el software X40, V.3.0. El equipo está equipado con cristales analizadores LiF 200, Lif220 y PX1. Las rectas de calibrado se calcularon a partir de patrones aproximadamente 30 patrones internacionales entre los que destacan MICAFE y MICAMG. Además se han elaborado patrones sintéticos utilizando el método de adición de patrón sobre una moscovita de Sierra Albarrana con diferentes óxidos metálicos (Rb, Cs, Sn) y fluorita (Merck). El programa analítico ("MICAS") fue desarrollado especificamente para el análisis de filosilicatos. Las determinaciones de elementos se llevaron a cabo a partir de perlas, conteniendo 0.8 gr de muestra problema y 4.7 gr de fundente (mezcla de tetraborato de Li y metaborato de Li: Spectromelt A-20 de Merck), preparadas mediante la perladora Philips Perl´X-2.

La geoquímica de las rocas encajantes se ha analizado mediante **Fluorescencia de Rayos X** en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, realizándose análisis de elementos mayoritarios (Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Ti y P) y trazas (Rb, Sr, Cs, Y, Zr, Nb, Pb, Ga, Zn, Cu, No, Co, V, Ba, Sc y Sn). La pérdida de peso por ignición (LOI) se realizó mediante pesada anterior y posterior a calcinación durante 1 hora en horno a 1000°C. El equipo empleado fue un Espectrómetro Philips PW1404/10 equipado con un tubo de ánodo dual de Cr/Au y detectores de flujo de gas y de centelleo en tandem. Este tipo de tubo causa interferencias muy importantes sobre los picos de Rb, Cr, U y Th. Es posible corregir dichas interferencias en el caso del Rb o Cr, pero se hace imposible o muy difícil en el caso del U y Th. El equipo esta además provisto de los cristales "multicapa" PX-1 y PX-2, que permiten medidas muy precisas de los elementos ligeros (Mg, Na y F). También está equipado con un cambiador automático de muestras. Las rectas de calibrado se calcularon a partir de patrones internacionales USGS, USGS (set de exploración),

GRPG (Nancy), CCRMP (Canadá), NIM (Sudáfrica), NBS (Inglaterra). La determinación de los distintos elementos se llevó a cabo a partir de pastillas de polvo prensado, al que se añaden unas gotas de solución de un alcohol polivinílico como aglutinante ("binder") y ácido bórico como respaldo.

Se ha completado el estudio geoquímico de las rocas encajantes mediante **Espectrometría de Plasma** (ICP) en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, realizándose el análisis de algunos elementos traza seleccionados (Ba, Co, Cu, Cr, Li, Ni, Sr, V, Y, Zn, Pb, Zr, Nb, Be) para completar el análisis por Fluorescencia de Rayos X mencionado anteriormente y comparar los valores obtenidos mediante los dos métodos para algunos de los elementos analizados. El instrumento utilizado ha sido un Leemans Lab. modelo PS1000. El método de disolución de muestras consistió en atacar 0.3 gr aproximados de muestra con 1.5 ml de agua regia (ClH/NO_3H = 3/1) y 15 ml de FH en cápsula de teflón y calentar en baño de arena hasta sequedad. Posteriormente se agregan 15 ml de ClH 1:1 y se calienta hasta su redisolución. Por último se transvasa a un matraz, lavando la cápsula el mayor número de veces posible, y se enrasa a 100 ml.

II.2.5. ANALISIS DE ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS

Los análisis por Activación Neutrónica son, en este momento, la técnica más usada para la determinación de elementos de tierras raras debido a su gran sensibilidad, a la posibilidad de determinar todos los elementos, y a la validez de sus resultados. Dichos análisis se han efectuado en el Departamento de Química General de la Universidad de Pavía (Italia).

El método usado (Oddone *et al.*, 1984) consiste en mezclar 0.3 gr de muestra con 0.3 gr. de rocas patrones internacionales (GSP1 y BCR1) proporcionadas por el United States Geological Service (USGS). Las irradiaciones fueron llevadas a cabo en el reactor de 250 kw Triga Mark II de la Universidad de Pavía.

Todas las muestras y patrones de referencia fueron irradiadas durante 12 horas con un flujo térmico de 1×10^{12} n cm^{-2} seg^{-1}. Después de la irradiación, fue necesario esperar durante 3 días para que se produjera la desintegración de las muestras y de los patrones. Transcurrido este tiempo de espera, se llevaron al espectrómetro y se efectuó un primer contaje (La, Nd, Sm, Dy), posteriores contajes para el resto de elementos de tierras raras se llevaron a cabo a los 7, 14 y 30 días.

El cálculo de las concentraciones de cada elemento en las muestras analizadas se realizó mediante la fórmula:

$$C_M(x_i) = C_{ST}(x_i) \frac{A_{ST}(x_i)}{A_M(x_i)}$$

donde

$C_M(x_i)$ = Concentración en mg del elemento x_i en la muestra
$C_{ST}(x_i)$ = Concentración en mg del elemento x_i en el patrón
$A_M(x_i)$ = Actividad del elemento x_i en la muestra
$A_{ST}(x_i)$ = Actividad del elemento x_i en el patrón

Las abundancias de los elementos de tierras raras en meteoritos condríticos usadas para la normalización fueron los proporcionados por Haskin *et al.* (1968): La = 0.330, Ce

= 0.880, Pr = 0.112, Nd = 0.600, Sm = 0.181, Eu = 0.069, Gd = 0.249, Tb = 0.047, Ho = 0.070, Er = 0.200, Tm = 0.030, Yb = 0.200, Lu = 0.034.

Con objeto de cuantificar las anomalías de Eu presentes en las muestras se calculó la relación Eu/Eu*, en la cual Eu representa la concentración de Eu en el mineral y Eu* representa el valor interpolado entre Sm y Gd.

II.2.6. ESTUDIO DE MINERALES PESADOS

Para el estudio de los minerales pesados se recogieron muestras de arenas de varios kg de peso en la parte estratigráficamente más baja de las escombreras de las principales canteras de pegmatitas cuarzo-feldespáticas.

Después del secado de las muestras en estufa, se efectuó un cuarteado de las mismas, con objeto de obtener fracciones lo más representativas y homogéneas posible de las muestras originales.

Posteriormente se llevo a cabo un tamizado, obteniéndose las siguientes fracciones:

a) Fracción I: > 1.6 mm.
b) Fracción II: 1.6 mm - 800 μm
c) Fracción III: 800 μm - 500 μm
d) Fracción IV: 500 μm - 315 μm
e) Fracción V: 315 μm - 200 μm
f) Fracción VI: 200 μm - 100 μm
g) Fracción VII: < 100 μm

Las fracciones más interesantes son las fracciones IV y V (500 - 315 μm y 315 - 200 μm) debido a que en rocas de tipo pegmatítico los distintos granos que aparecen suelen tener una tendencia monominerálica y, por ello, son denominados fracciones granulométricas. Sobre la fracción I (> 1.6 mm) no se realizó un estudio posterior debido a su elevado peso. Las fracciones granulométricas (fracciones IV y V) fueron lavadas para eliminar los finos y secadas para su posterior separación.

En la fracción más fina (fracción VII) se realizaron análisis mediante Espectroscopía de Emisión para la determinación de Be y Li de manera semicuantitativa.

Se realizó una separación mediante líquidos densos sobre las fracciones granulométricas (Fracciones IV y V). Los líquidos usados fueron bromoformo (d = 2.9 gr/cm^3) y diodometano (d = 3.3 gr/cm^3), obteniendo de cada muestra tres fracciones:

a) Fracción ligera: d < 2.9
b) Fracción intermedia: 2.9 < d < 3.3
c) Fracción pesada: d > 3.3

La fracción ligera fue molida en mortero de ágata para efectuar un análisis mediante Fluorescencia de Rayos X para determinar, de manera semicuantitativa, los siguientes elementos: Li, Be, B, Rb, Sr, Cs, Ba, Pb, Zr, Nb, Y, Ga, Zn, Cu, Ni, Mn, Cr, Ti, V y Sn (expresados en ppm), así como los elementos mayores (> 10 % en peso), medios (5 - 10 % en peso) y menores (1000 ppm - 3 % en peso)(Si, Al, Fe, Mg, K, Na, Ca).

En las fracciones intermedias (2.9 < d < 3.3) y pesadas (d > 3.3) obtenidas se realizó una separación magnética mediante imán y mediante el Separador Isodinámico Frantz con objeto de diferenciar entre minerales magnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos, en las

siguientes condiciones experimentales: 0.5 Amperios, ángulo de vibración lateral 10 ° (hacia atrás), ángulo de vibración vertical 10 ° y velocidad de vibración 5. Para cada muestra se obtuvieron tres fracciones:

a) Fracción magnética
b) Fracción paramagnética
c) Fracción diamagnética

Sobre estas tres fracciones obtenidas se realizaron medidas de radioactividad mediante Contador Geiger y fueron estudiadas mediante lupa binocular aislando los minerales encontrados para su estudio mediante Difracción de Rayos X mediante el método de polvo, en cámara Debbye Scherrer de 360 mm sobre anticátodo de Fe (radiación Fe kα) en las siguientes condiciones experimentales: 34 Kv y 24 mA, diámetro del colimador 0.5 y tiempo de exploración 4 horas, con objeto de completar el estudio microscópico.

Para la determinación de la existencia de fosfatos se mezcló molibdato amónico con la muestra y se machacó con una varilla de cristal, añadiéndose posteriormente ácido nítrico, apareciendo un color amarillo si existen fosfatos o arseniatos.

Para la determinación de la existencia de casiterita se realizó una inmersión en HCl con plaza de Zn. Si se trata de este mineral, se observa una película metálica mate de Zn recubriéndolo. Dicha película desaparece frotando con un paño.

La totalidad de este estudio, así como los análisis químicos realizados fueron llevados a cabo en el Laboratoire de Mineralogie de la Université Paul Sabatier (Toulouse, Francia), bajo la dirección del Prof. Dr. F. Fontan.

II.2.7. MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO

Esta técnica ha permitido completar el estudio de los minerales pesados y cloritas con Mn presentes en las pegmatitas. Dicho estudio ha sido llevado a cabo en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, empleando un Microscopio Electrónico de Barrido Zeiss modelo DSM 950, equipado con microanálisis Link modelo QX 2000.

Además del estudio morfológico, esta técnica ha sido básica para caracterizar químicamente los minerales elegidos después de su separación mineralógica mediante líquidos densos y Separador Isodinámico (descrita en el apartado II.2.6.), así como para establecer las relaciones texturales entre cloritas con Mg y cloritas con Mn. El microanálisis ha permitido establecer una composición química semicuantitativa de los cristales aislados, con lo que se ha contribuido, junto con la Difracción de Rayos X (método de polvo), a su identificación así como a su caracterización.

El microanálisis se ha realizado mediante Espectrometría Dispersiva de Energía de Rayos X (EDS), con un detector de Si(Li) y una resolución de 150 eV.

II.2.8. MICROSCOPIA ELECTRONICA DE TRANSMISION

Esta técnica se ha empleado para la correcta caracterización de cloritas y bertierinas y la determinación de sus relaciones texturales. Para este estudio se prepararon láminas delgadas seleccionadas mediante estudios de microscopía óptica, de Difracción de Rayos X (método de polvo) y Microsonda Electrónica.

El método de preparación de muestras es el descrito por López-Galindo *et al.* (1989)

y consistió en seleccionar un cristal en lámina delgada preparada con bálsamo del Canadá y situar sobre él un aro de cobre que se adhiere a éste mediante una resina de tipo epoxy. Con ayuda de un punzón muy fino se aisla la zona seleccionada y, mediante calentamiento posterior, se separa de la lámina delgada. El aro de cobre y la muestra contenida en él se colocan en una torreta giratoria del Adelgazador Iónico (Gatan Dual Ion Miling 600, perteneciente a los Servicios Técnicos de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Granada). El método utilizado para dicho adelgazamiento fue el de limitación de voltaje ("voltaje regulado"). En la primera etapa, a 6 kV, 1 mA y 15° de inclinación, los dos haces de argón fueron retirando paulatinamente material de la parte superior e inferior del conjunto aro-muestra hasta que apareció el primer agujero. La segunda etapa se realizó durante una hora en las siguientes condiciones: 6 kV, 0.6 mA y 15° de inclinación. La tercera etapa o etapa de limpieza tuvo una duración aproximada de media hora a 6 kV, 0.4 mA y 12° de inclinación. Posteriormente, las muestras obtenidas fueron metalizadas con carbono.

Las muestras se examinaron con un Microscopio Electrónico de Transmisión Jeol JEM 2000 FX en el Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid, operando a 200 kV. También se realizaron análisis de Espectrometría Dispersiva de Energía de Rayos X (EDS) con un detector Link AN 10000 acoplado al microscopio y una corriente de emisión de $\approx$ 10 μA.

Todas las imágenes de alta resolución fueron obtenidas en campo claro y bajo foco en el rango 800 a 1200 Å aproximadamente, con una apertura de condensador de 70 μm y una apertura de objetivo de 80 μm de diámetro.

Los análisis cuantitativos fueron obtenidos usando la aproximación para muestras delgadas de Cliff y Lorimer (1975). Se han utilizado los factores de proporcionalidad incluidos en el programa del microanálisis Link (Na = 1.944, Mg = 1.358, Al = 1.155, Si = 1.000, K = 0.952, Mn = 1.129, Fe = 1.149 y Cr = 1.075). El tiempo de adquisición de espectros ha sido siempre de 100 segundos reales y el tiempo muerto no ha superado el 15 %. Las fórmulas mineralógicas se calcularon ajustando el número de cargas positivas, utilizando como patrón una muestra de clorita analizada previamente con Microsonda Electrónica.

II.2.9. INCLUSIONES FLUIDAS

Los estudios termométricos mediante el uso de inclusiones fluidas se han llevado a cabo en la Université Paul Sabatier de Toulouse (Francia) y en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada. Para dichos estudios se utilizaron platinas calentadoras Chaixmeca y Linkam, tanto para experimentos de calentamiento como de enfriamiento, sobre muestras de berilo pertenecientes al afloramiento de Peña Grajera. Dichas platinas calentadoras fueron usadas para obtener:

a. Temperatura de primera aparición de líquido (temperatura eutéctica = T_E).
b. Temperatura de desaparición del último cristal de hielo (T_{LM}).
c. Temperatura de homogeneización total (T_H).

El grado de relleno (F) para inclusiones fluidas bifásicas (L + V) fue estimado de acuerdo con Shepherd *et al.* (1985):

$$F = \frac{V_G}{(V_G + V_L)}$$

donde

V_G = Volumen de la fase gaseosa (G)
V_L = Volumen de la fase líquida (L)

La salinidad (S), expresada en % en peso de equivalentes en ClNa, fue estimada a partir de T_{LM} mediante las formulas de Potter *et al.* (1978) y, a partir de ella se calculó la molalidad (M) de las inclusiones según las fórmulas dadas por Potter *et al.* (1978):

$$M = \frac{(S \times 58.44)\ 55.51}{(100 - S) / 18.015}$$

La densidad de las inclusiones (ρ) fue establecida a partir de la T_{LM} y la molalidad de acuerdo con la fórmula de Zhang y Frantz (1987) para el sistema ClNa - H_2O:

$$\rho = 1.0014 - (2.2323\ 10^{-4}\ T_{LM}) - (1.3472\ 10^{-6}\ T_{LM}^2) - (4.6597\ 10^{-9}\ T_{LM}^3) + (2.3547\ 10^{-2}\ M) + (4.5636\ 10^{-3}\ M^2) + (4.8805\ 10^{-4}\ M^3) - (6.4980\ 10^{-5}\ T_{LM}\ M) - (5.3074\ 10^{-5}\ T_{LM}\ M^2) + 1.0090\ 10^{-6}\ T_{LM}^2\ M)$$

Por último se extrapolaron las isocoras correspondientes a las inclusiones estudiadas de acuerdo con los trabajos de Zhang y Frantz (1987).

II.2.8. TRATAMIENTO ESTADISTICO DE DATOS

Los datos relativos a análisis químicos de los distintos minerales y parámetros cristalquímicos determinados mediante Difracción de Rayos X (método de polvo) han sido tratados según modelos estadísticos (de tipo cluster y de correlación) para la obtención de distribuciones de frecuencias, correlaciones simples y ajustes de curvas de regresión, es decir, para estudiar las variaciones en la composición mineral y parámetros estructurales y las tendencias de tales variaciones, tanto dentro de los minerales individuales como a través de los cuerpos pegmatíticos.

III. ANTECEDENTES DE CARACTER REGIONAL

III.1. SITUACION GEOGRAFICA

Los yacimientos de carácter pegmatítico de Sierra Albarrana se localizan al norte de la provincia de Córdoba, dentro del término municipal de Hornachuelos (Fig.III.1.), ocupando un área próxima a los 30 km^2. Este área está delimitada por las coordenadas 5° 11' y 5° 31' de longitud Oeste, y 38° 0' y 38° 10' de latitud Norte. Se encuentra comprendida en la hoja de "La Cardenchosa" (n° 900) del Mapa Topográfico Nacional (E: 1/50.000).

Estos yacimientos pegmatíticos se encuentran parcialmente dentro de la finca denominada "El Cabril"; recinto que la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos ("ENRESA") posee en dicha área para almacenamiento de residuos radiactivos de baja actividad y, que actualmente, se encuentra en proceso de ampliación.

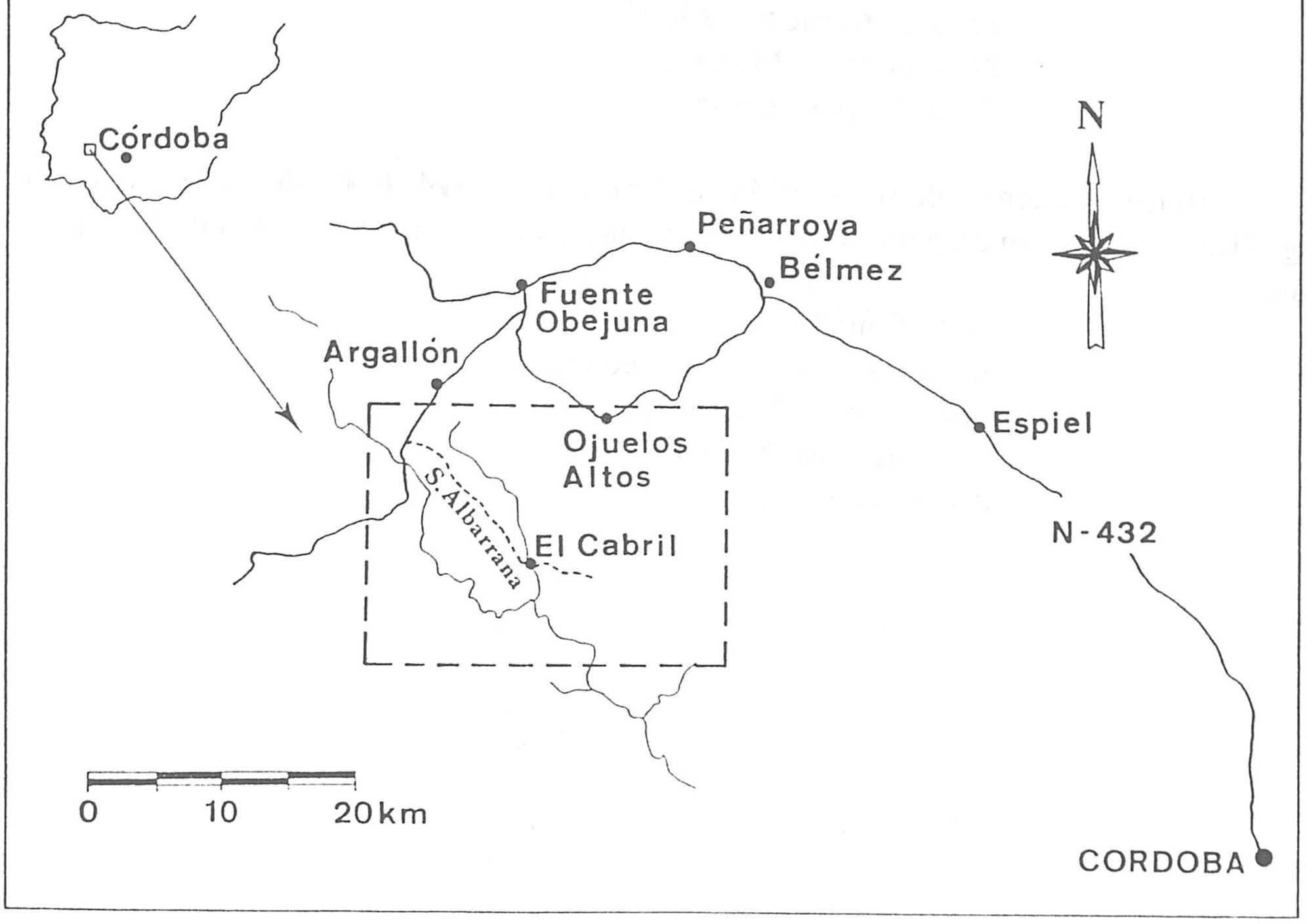


Fig.III.1. Esquema de situación geográfica de los yacimientos de carácter pegmatítico de Sierra Albarrana (N. de la provincia de Córdoba).

Otros afloramientos pegmatíticos, de dimensiones mucho más reducidas que los anteriores, se localizan:

a) al N - NE de Villaviciosa de Córdoba (Contreras *et al.*, 1983; Orozco y Pascual, 1975),
b) al S de la estación El Vacar (Almarza, 1976),
c) en los alrededores de Fuenteobejuna (García-Portero, 1980),
d) en los alrededores de Villanueva del Rey (Pérez-Lorente, 1979).

III.2. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

Dentro de la mitad occidental de la Península Ibérica afloran materiales Precámbricos y Paleozoicos que han sido transformados, de forma variable, por procesos tectonometamórficos y que han sido intruidos por distintos tipos de rocas ígneas. A esta extensa área se la ha denominado Macizo Ibérico.

Diversos autores han tratado de establecer subdivisiones dentro de este amplio conjunto. Una de las primeras es la debida a Lotze (1945) (Fig.III.2.a). Este autor establece, de acuerdo con diferencias estratigráficas y estructurales, las siguientes zonas:

- Zona Cantábrica
- Zona Asturoccidental-Leonesa
- Zona Galaico-Castellana
- Zona Lusooriental-Alcúdica
- Zona de Ossa-Morena
- Zona Sudportuguesa

Posteriores intentos de subdivisión (Julivert *et al.*, 1974; Robardet, 1976) (Fig.III.2.b y Fig.III.2.c) modifican en parte los límites propuestos por Lotze y, establecen las siguientes zonas:

- Zona Cantábrica
- Zona Asturoccidental-Leonesa
- Zona Centro-Ibérica
- Zona de Ossa-Morena
- Zona Sudportuguesa

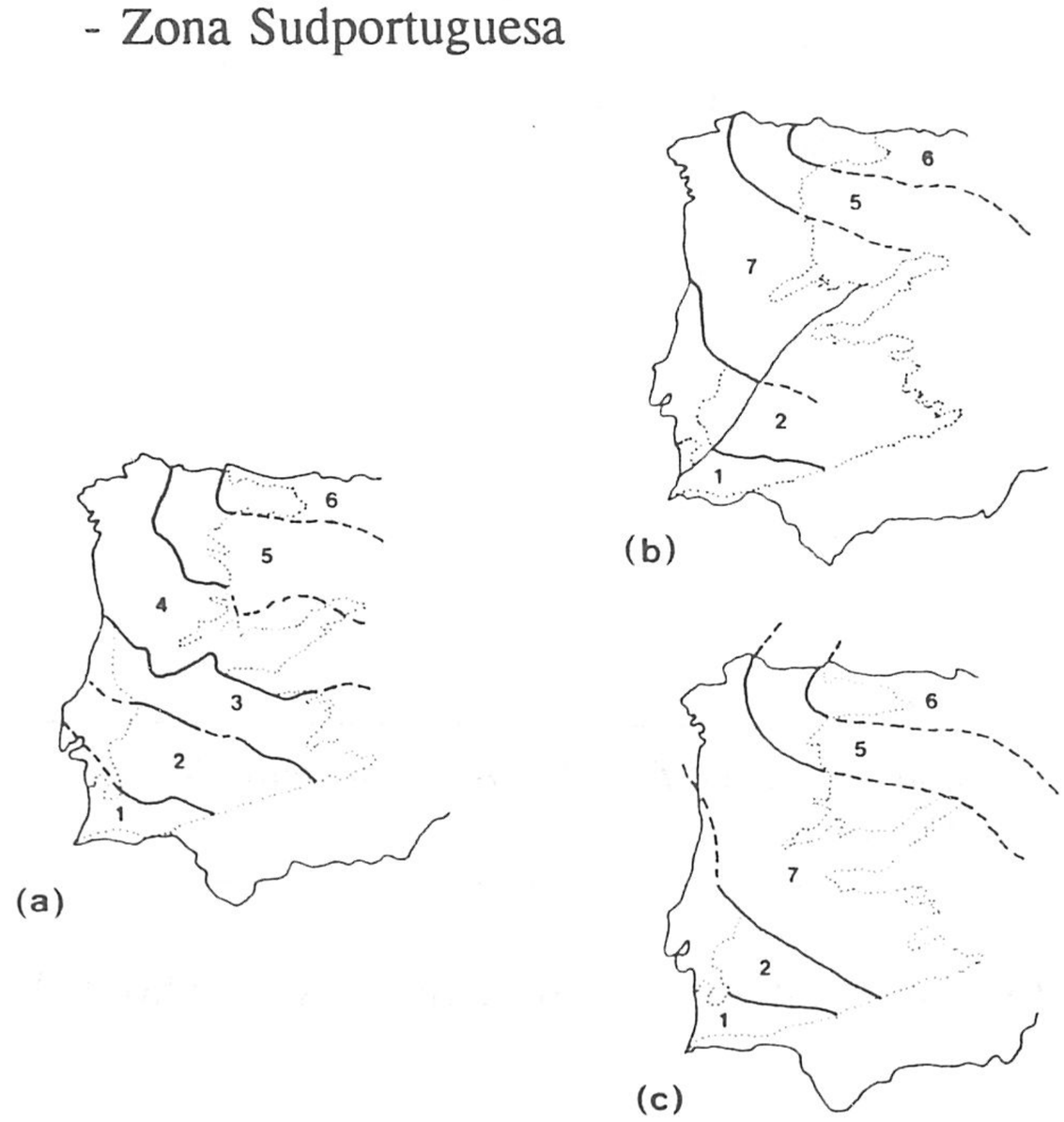


Fig.III.2. Subdivisión zonal del Macizo Ibérico según: (a) Lotze (1945), (b) Julivert et al. (1974) y, (c) Robardet (1976). (1) Zona Sudportuguesa,(2) Zona de Ossa-Morena, (3) Zona Lusooriental-Alcúdica, (4) Zona Galaico-Castellana, (5) Zona Asturoccidental-Leonesa, (6) Zona Cantábrica, y (7) Zona Centro-Ibérica.

La principal diferencia entre estas tres divisiones estriba en la unión de las zonas Lusooriental-Alcúdica y Galaico-Castellana de Lotze (1945) en una sola zona denominada Zona Centro-Ibérica en los esquemas de Julivert *et al.* (1974) y Robardet (1976). Desde la primera definición de Lotze (1945) la zona de Ossa-Morena ha sido una de las zonas más controvertidas del Macizo-Ibérico.

Los límites de la Zona de Ossa-Morena han sido muy debatidos a finales de la década de los setenta y en la década de los ochenta. Según Delgado-Quesada *et al.* (1977) el límite con la Zona Centro-Ibérica se sitúa en la falla de Malcocinado. Para Chacón *et al.* (1983), el límite con la Zona Sudportuguesa continúa situándose en la falla de Ficalho y fallas adyacentes (Fig.III.3.).

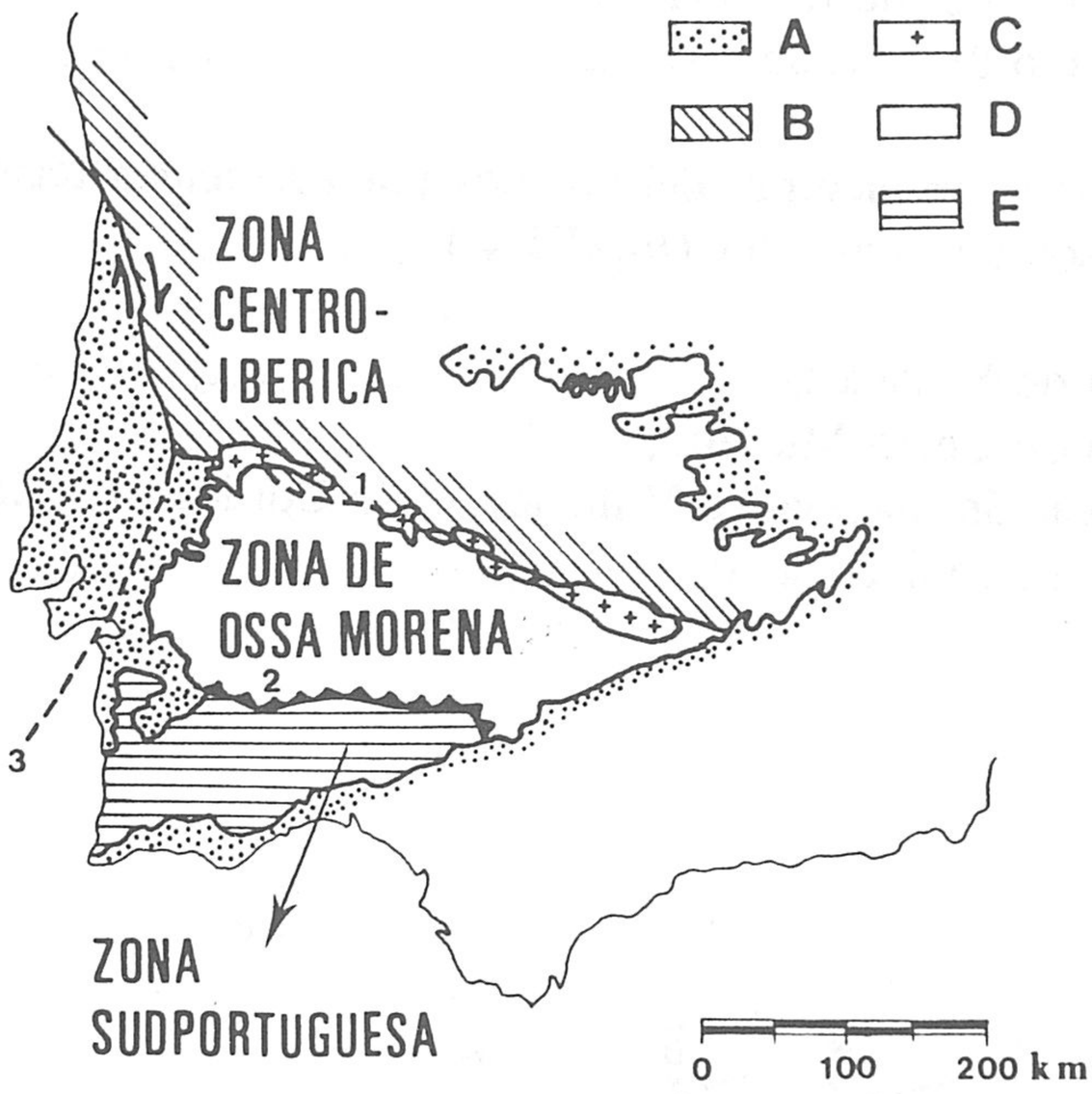


Fig.III.3. Límites de la Zona de Ossa-Morena (Chacón et al., 1983). (A) Cubierta reciente, (B) Zona Centro-Ibérica, (C) Batolito de Los Pedroches, (D) Zona de Ossa-Morena, (E) Zona Sudportuguesa. (1) Falla de Portalegre, (2) Falla de Ficalho-Almonaster, (3) Cizallamiento de Porto-Tomar.

Castro (1987) opina que el límite entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Centro-Ibérica se situaría en la falla de La Serena-Peraleda de acuerdo con que la separación entre ambas zonas debe basarse en el límite entre los dos Precámbricos y no en accidentes hercínicos desarrollados en la Zona de Ossa-Morena, ya que las dos zonas evolucionan paralelamente desde el Precámbrico Superior con diferencias marcadas por las características heredadas. Por último, Quesada *et al.* (1990) establecen los siguientes límites (Fig.III.3.):

(a) límite NE: Falla de Portalegre y Batolito de Los Pedroches,
(b) límite SE: Cubierta Terciaria del Valle del Guadalquivir,
(c) límite S: Falla de Ficalho-Almonaster y,
(d) límite W: Sistema de Cizallamiento de Porto-Tomar.

La complejidad que presenta esta zona, junto con la mala calidad de los afloramientos,

ha dado lugar a numerosos intentos de subdivisión en unidades tectosedimentarias (Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Chacón, 1979; Chacón *et al.*, 1974 y 1983; Apalategui *et al.*, 1990).

La identificación de dominios metamórficos con gradientes geotérmicos diferentes (Chacón *et al.*, 1974) sirve de base a Delgado-Quesada *et al.* (1977) para establecer la existencia de grandes dominios limitados por grandes accidentes tectónicos. Dichos autores diferencian, de acuerdo con criterios petrológicos, estratigráficos y estructurales, los siguientes dominios en el sector oriental (de N a S) (Fig.III.4.):

(a) Dominio de Obejo-Valsequillo,
(b) Dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar,
(c) Dominio de Cerro-Muriano,
(d) Dominio de Sierra Albarrana y,
(e) Dominio de Córdoba-Alanís.

Dichos Dominios se encuentran delimitados por accidentes tectónicos e intrusiones ígneas que, de N a S, son las siguientes (Fig.III.4.):

(1) Falla de Villaharta,
(2) Falla de Cerro Muriano,
(3) Alineación magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada y,
(4) Falla de Malcocinado.

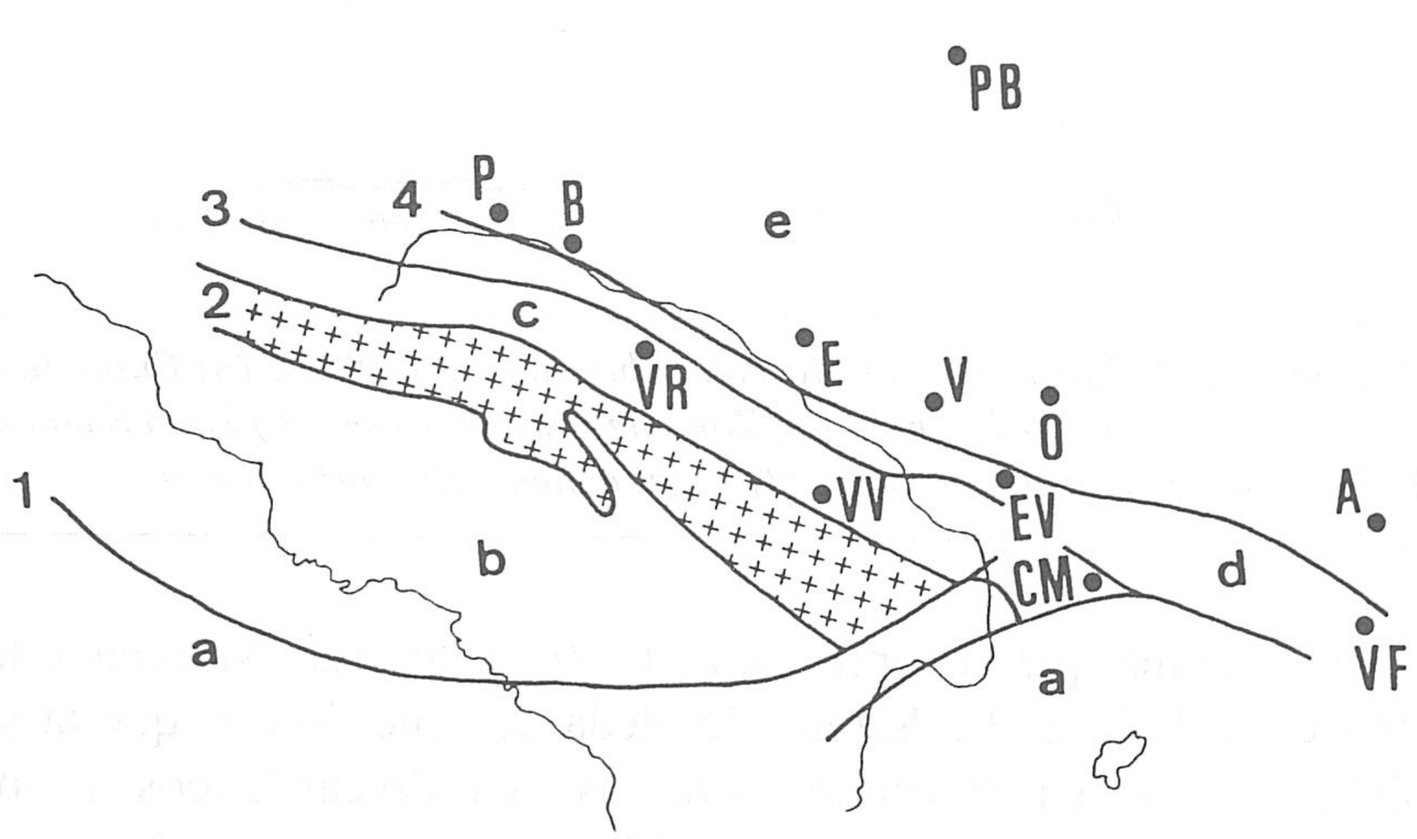


Fig.III.4. Situación y límites de Dominios en el sector oriental de la zona de Ossa-Morena: (Delgado-Quesada et al. 1977): (a) Dominio de Córdoba-Alanís, (b) Dominio de Sierra Albarrana, (c) Dominio de Cerro-Muriano, (d) Dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar, (e) Dominio de Obejo-Valsequillo. (1) Falla de Malcocinado, (2) Alineación magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, (3) Falla de Cerro Muriano, (4) Falla de Villaharta. Localidades: A, Adamuz; B, Belmez; CM, Cerro Muriano; E, Espiel; EV, Estación El Vacar; O, Obejo; P, Peñarrolla-Pueblonuevo; PB, Pozoblanco; VF, Villafranca de Córdoba; V, Villaharta; VR, Villanueva del Rey; VV, Villaviciosa de Córdoba.

Chacón et al. (1983) proponen otro intento de subdivisión, considerando la Zona de Ossa-Morena en su conjunto (Fig.III.5.). De NE a SO diferencia los siguientes Dominios:

(1) Dominio Coimbra-Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano,
(2) Dominio de Sierra Albarrana,
(3) Dominio de Córdoba-Elvas y,
(4) Dominio de Evora-Aracena.

Dichos Dominios también estarían limitados por accidentes tectónicos (Fig.III.5.):

(a) Falla de Porto-Tomar-Azuaga,
(b) Falla de Malcocinado y,
(c) Cabalgamiento de Juromenha.

A pesar de los numerosos intentos, el Dominio de Sierra Albarrana parece mantenerse (limitado al NE por la falla de Azuaga y al SW por la falla de Malcocinado) de unos esquemas a otros. Sin embargo, Azor *et al.* (1992a) opina que se ha sobrevalorado la importancia del límite NE, mientras que la parte SW presenta continuidad estratigráfica con los materiales adyacentes del Cámbrico inferior, por lo que no se trata de una región individualizada por fallas de su entorno. Por ello propone que se abandone el término "Dominio de Sierra Albarrana" y sea sustituido por un nombre con connotaciones meramente geográficas como por ejemplo "Area de Sierra Albarrana" o "Región de Sierra Albarrana".

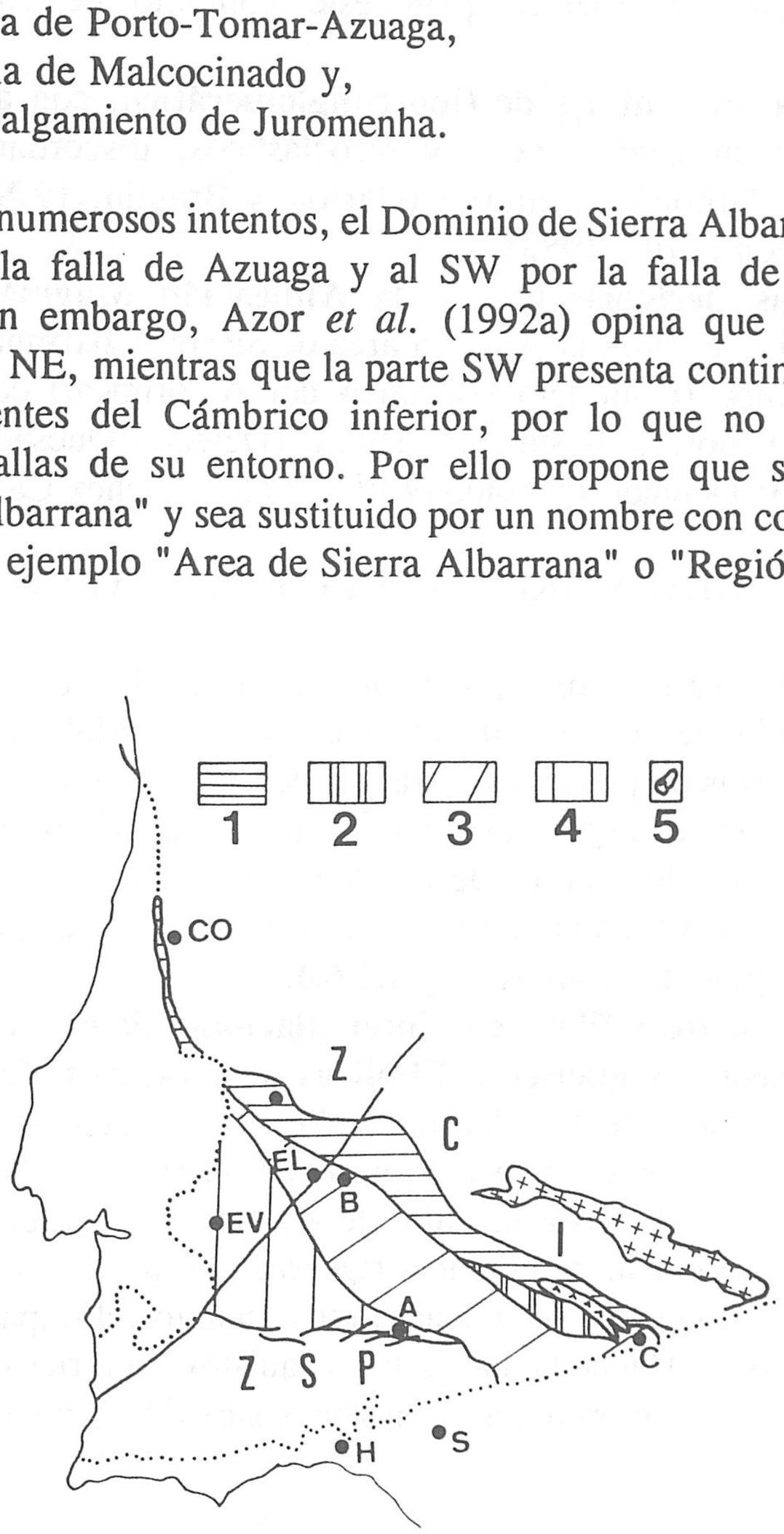


Fig.III.5. Distribución de Dominios estructurales en la Zona de Ossa-Morena (modificado de Chacón et al., 1983): (1) Dominio Coimbra-Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano, (2) Dominio de Sierra Albarrana, (3) Dominio de Córdoba-Elvas, (4) Dominio de Evora-Aracena, (5) Eje magmático Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. Localidades: A, Aracena; B, Badajoz; C, Córdoba; CO, Coimbra; EL, Elbas; EV, Evora; H, Huelva; P, Portoalegre; S, Sevilla.

III.3. AREA DE SIERRA ALBARRANA

Las rocas del área de Sierra Albarrana pertenecen a tres conjuntos claramente diferenciables (Garrote *et al.*, 1980; Azor *et al.*, 1991; Ortega-Huertas *et al.*, 1992) (Fig.III.6.):

(1) **Sucesión de rocas metamórficas: cuarcitas, gneises, esquistos y metabasitas** (Chacón *et al.*, 1974; Garrote, 1976; Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Quesada *et al.*, 1990) que tradicionalmente ha sido considerada de edad Precámbrica (Chacón, 1979; Pérez-Lorente, 1979; García-Portero, 1980; Pascual, 1981; Eguiluz, 1987; Quesada *et al.*, 1990). Sin embargo, recientes estudios (Azor *et al.*, 1991; Marcos *et al.*, 1991) cuestionan esta idea y abogan por una edad Fanerozoica para este conjunto de rocas, como se verá posteriormente.

(2) **Sedimentos continentales de tipo conglomerático**, con abundantes clastos de rocas metamórficas y materiales lávicos y piroclásticos, discordantes sobre las rocas metamórficas y de edad Carbonífero inferior (Garrote y Broutin, 1979; Garrote y Sánchez-Carretero, 1983; Gabaldón *et al.*, 1983).

(3) **Rocas ígneas pertenecientes a la Alineación Magmática Villaviciosa de Córdoba- La Coronada** que delimita al NE el área de Sierra Albarrana y, que incluye rocas tanto de carácter volcánico (Complejo volcánico del Alcornocal) como plutónico (Stock granítico de La Cardenchosa), postmetamórficas (Delgado-Quesada, 1971; Garrote y Sánchez-Carretero, 1983; Delgado-Quesada *et al.*, 1985; Sánchez-Carretero, 1990).

III.3.1. MATERIALES METAMORFICOS DEL PALEOZOICO INFERIOR

La sucesión pelítico-areniscosa que aflora en la región de Sierra Albarrana y que comprende desde la Falla de Azuaga al NE a la Falla de Malcocinado al SW ha sido dividida, a partir de criterios de polaridad estratigráfica y de relación entre la estratificación y la foliación principal, en distintas formaciones (Garrote, 1976; Garrote *et al.*, 1980; Contreras *et al.*, 1983; González del Tánago y Peinado, 1990; Azor *et al.*, 1992a; Ortega-Huertas *et al.*, 1992). Dicha sucesión comprende, de muro a techo (de acuerdo con Azor *et al.* 1992a, 1992b), los siguientes tramos (Fig.III.6.):

A) Tramo de esquistos y filitas con intercalaciones de cuarcitas y metaareniscas, con abundantes metabasitas y gneises anfibólicos muy escasos. Este tramo corresponde a la Formación Micaesquistos de la Albariza y Formación Azuaga de Delgado-Quesada (1971) y con la Formación Bembezar de Garrote *et al.* (1980).

Se extiende hacia el NE hasta la Falla de Azuaga y hacia el SW hasta la Falla de Malcocinado. Presenta varios Km de potencia (Quesada *et al.*, 1990).

Se trata de una sucesión de micaesquitos cuarzo-feldespáticos y pizarras con coloración marrón verdosa. Hacia la base, los esquistos son ricos en biotita, en zonas intermedias coexisten biotita y moscovita, y en zonas superiores los únicos filosilicatos que

---

Fig.III.6. *Sucesión geológica del sector de Sierra Albarrana (realizado a partir de datos de Contreras et al., 1983 y Azor et al., 1991): (A) esquistos y filitas con intercalaciones de cuarcitas y metabasitas, (B) gneises migmatíticos con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas, (C) cuarcitas y areniscas feldespáticas con intercalaciones de esquistos, (D) esquistos, paragneises y metaareniscas con intercalaciones de cuarcitas, (E) Cuenca de Valdeinfierno, (F) intrusiones ígneas (Stock Granítico de La Cardenchosa), (G) Materiales metamórficos al N de la Falla de Azuaga (sin diferenciar). (1) contacto normal, (2) contacto discordante, (3) contacto por falla, (4) contacto intrusivo. I-I'= Corte geológico de la Fig.III.8.*

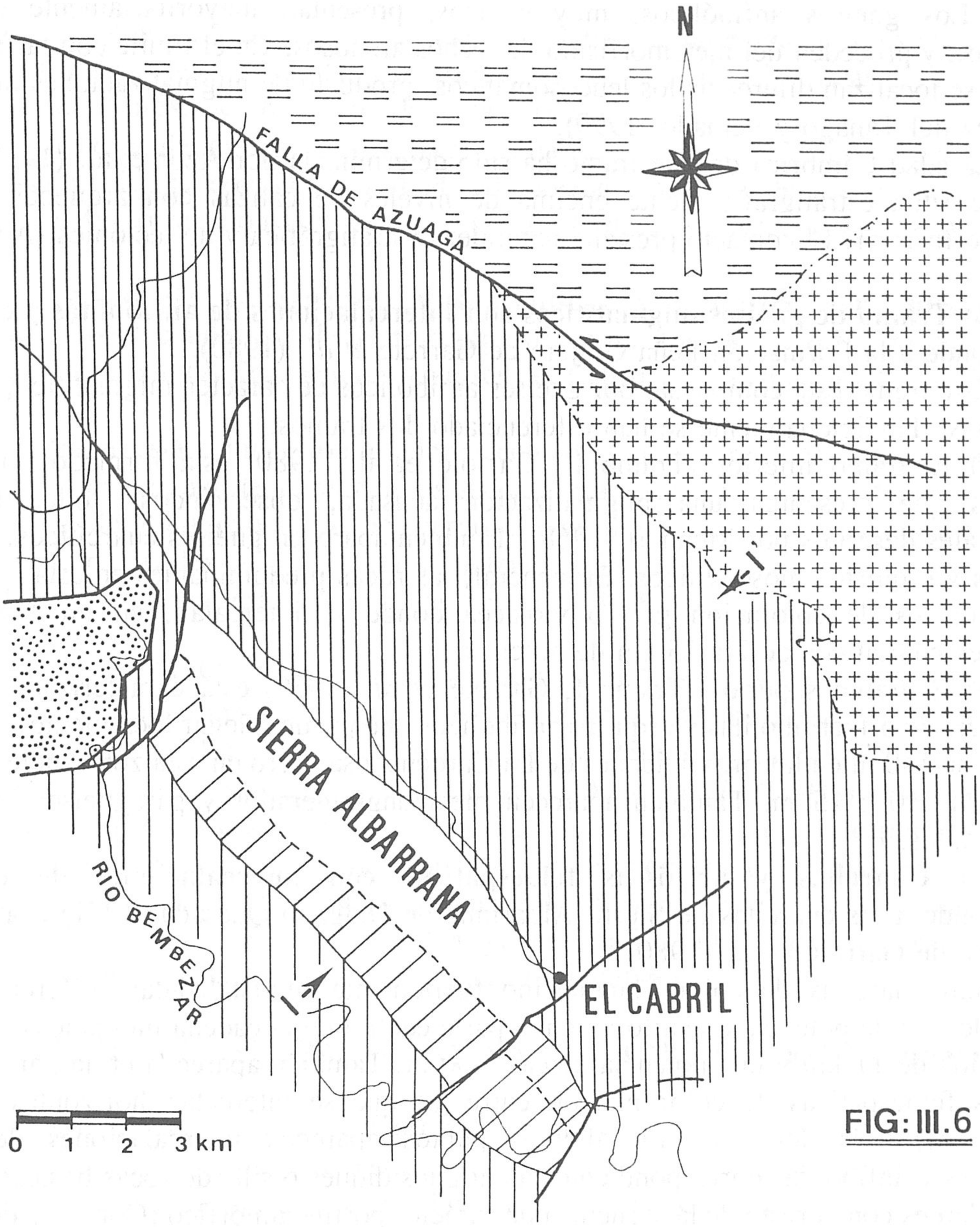

N
FALLA DE AZUAGA
SIERRA ALBARRANA
RIO BEMBEZAR
EL CABRIL
0 1 2 3 km
A
B
C
D
E
F
G
1
2
3
4

FIG: III.6

aparecen son moscovita o sus alteraciones. Suelen presentar intercalaciones de lechos cuarcíticos de 3 a 15 cm de potencia desigualmente repartidos (Delgado-Quesada, 1971). Las metabasitas son bastante frecuentes entre los esquistos y corresponden a primitivas coladas o sills. Los gneises anfibólicos, muy escasos, presentan mayoritariamente cuarzo y plagioclasa y proceden del metamorfismo de lechos arenosos. En el límite con la formación superior se localizan diferenciados leucosomáticos, producto de migmatizaciones incipientes (González del Tánago y Peinado, 1990).

La edad Cámbrica de este tramo ha sido determinada por Azor et al. (1991) debido a que se sitúa estratigráficamente encima de niveles de calizas con arqueociátidos del Cámbrico Inferior. El contacto presenta naturaleza estratigráfica y no tectónica (Azor *et al.*, 1992a).

B) Tramo de gneises migmatíticos con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas. Corresponde a la Formación Peña Grajera de Garrote *et al.* (1980).

Este tramo está compuesto por gneises anfibólicos de carácter migmatítico, esquistos y cuarcitas. Tradicionalmente se han diferenciado dos tramos:

a) El tramo inferior (Tramo II, Garrote et al., 1980) esta formado por gneises biotíticos que presentan una migmatización acusada, observándose todos los tipos estructurales descritos por Mehnert (1968). También aparecen gneises cuarcíticos, cuarcitas micáceas y esquistos moscovíticos. En general, las rocas predominantes en esta unidad son gneises ojosos de coloración gris o violácea donde se intercalan, en muchos puntos, horizontes cuarcíticos de 2 a 25 cm de potencia.

b) El tramo superior (Tramo I, Garrote *et al.*, 1980) está caracterizado por gran abundancia de ortoanfibolitas y esquitos anfibólicos que pueden llegar localmente a tener una potencia de 150 m en las proximidades de La Cardenchosa, pero en esta zona suele tener una potencia de 10 o 15 m. También aparecen metaconglomerados y paragneises localmente migmatizados.

C) Cuarcitas y areniscas feldespáticas con intercalaciones de esquistos. Corresponde a las cuarcitas de Sierra Albarrana de Delgado-Quesada (1971) o a cuarcitas Albarrana de Garrote *et al.* (1980).

Son cuarcitas de color blanquecino fuertemente recristalizadas, diferenciadas en bandas de 1 m de potencia que afloran en la parte central de la cadena montañosa. Presentan una corrida de 11 km y una potencia de casi 400 m. También aparecen en la parte superior cuarcitas feldespáticas de color marrón entre las que se intercalan horizontes micáceos generalmente más delgados. En algunos puntos aparecen intercalaciones de gneises anfibólicos y anfibolitas correspondientes a antiguos diques o sills de rocas básicas intruidas y discordantes con el resto de la secuencia de carácter postmetamórfico (González del Tánago y Peinado, 1990).

La edad de las cuarcitas de Sierra Albarrana ha sido objeto de gran controversia y han sido consideradas Precámbricas (Delgado-Quesada, 1971; Garrote, 1976; Quesada *et al.*, 1990) o pertenecientes al Paleozoico Inferior (Ordovícico Inferior) (Parga y Vegas, 1972; Apalategui *et al.*, 1983). El reciente hallazgo de Ichnofósiles (Skolithos, Arenicolites, Monocraterion y Teichichnus)(Azor *et al.*, 1992a; Marcos *et al.*, 1991) permite asumir una edad Paleozoico Inferior (Cámbrico o más probablemente Ordovícico) para dichas cuarcitas, ya que algunas de estas trazas fósiles no han sido citados nunca en rocas más antiguas del Tommotiense (Cámbrico Inferior).

De acuerdo con Azor *et al.* (1991) una edad Fanerozoica para las cuarcitas de Sierra Albarrana es más coherente con la geología regional de la zona que una edad Precámbrica, según las consideraciones siguientes:

(a) nunca se encuentran por encima de las cuarcitas de Sierra Albarrana los materiales carbonatados característicos del Cámbrico Inferior (como cabría esperar si su edad fuese Precámbrica),

(b) la litología característica de estas cuarcitas (una alternancia de estratos métricos de areniscas feldespáticas, cuarcitas y esquistos) no corresponde a las rocas del Precámbrico descritas hasta el presente en la zona de Ossa-Morena,

(c) las facies de las cuarcitas de Sierra Albarrana (definida por su litología, medio de depósito y contenido paleontológico), unida a la posible existencia de una discordancia en su base, permite su correlación con las cuarcitas del Ordovícico Inferior de la Zona Centro-Ibérica.

D) Tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos con intercalaciones cuarcíticas. Corresponde con la Formación Micaesquistos de la Albariza de Delgado-Quesada (1971) y con las Formaciones Gneises del Cabril y Esquistos Montesina de Garrote *et al.* (1980).

Este tramo está compuesto por gneises con alto grado de recristalización y de carácter migmatítico. Por encima de estos gneises se pasa gradualmente a una potente sucesión de micaesquistos de coloración marrón verdosa que presentan intercalaciones cuarcíticas desigualmente repartidas de 3 a 15 cm de potencia (Quesada *et al.* 1990).

El contacto entre este tramo y las cuarcitas de Sierra Albarrana es concordante y gradual.

Garrote *et al.*(1980) opinan que los dos flancos NE y SW de Sierra Albarrrna son correlacionables (la Formación de esquistos y metabasitas Bembezar se correlaciona con la Formación esquistos Montesina y la Formación de Peña Grajera se correlaciona con la Formación de Gneises del Cabril). Sin embargo, Azor *et al.* (1992a) muestran que las asociaciones esquistosas que aparecen en ambos flancos de la sierra corresponden a niveles estratigráficos diferentes y, por tanto, aquellos nombres que suponen una correlación entre los materiales situados al NE y SW deben dejar de utilizarse. Según esto, se mantendría el nombre de cuarcitas de Sierra Albarrana ya que no implica ningún tipo de correlación entre materiales situados a ambos lados de la alineación montañosa.

III.3.2. MATERIALES SEDIMENTARIOS DEL CARBONIFERO INFERIOR

Los sedimentos carboníferos afloran cerca o en el área de Sierra Albarrana en pequeños afloramientos aislados (Cuencas de Valdeinfierno, Berlanga, Benejarafe y al oeste de Villafranca de los Barrios). Todos ellos presentan una serie de características comunes (Gabaldón *et al.*, 1983):

(a) aparecen discordantes sobre los materiales inferiores del Tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos con intercalaciones cuarcíticas de Azor *et al.* (1991) (Formación Azuaga, Delgado-Quesada, 1971),

(b) los niveles de conglomerados, que son la litología dominante, contienen clastos de rocas metamórficas del Paleozoico Inferior,

(c) son secuencias correspondientes, en todos los casos, al Carbonífero Inferior: Tournaisiense Superior - Visiense Inferior (Wagner, 1978; Garrote y Broutín, 1979).

Las más próximas al área de Sierra Albarrana son las Valdeinfierno y Benajarafe.

III.3.2.1. Cuenca de Valdeinfierno

Valdeinfierno constituye una pequeña cuenca de 4 km de largo y aproximadamente

3 km de ancho (Wagner, 1978) que se sitúa en la terminación NW de la Sierra Albarrana con una potencia total 1000 m.

La sucesión litológica está constituida por brechas formadas por clastos de las rocas metamórficas circundantes, con intercalaciones de areniscas de grano fino y lutitas. Hacia la base se incluyen algunas capas de carbón y capas turbidíticas de arena (Gabaldón *et al.*, 1983).

Su estructuración interna es muy simple: aparece basculada hacia el SW con un buzamiento entre 40 y 50º. El contacto con las rocas metamórficas del Paleozoico Inferior es discordante.

III: 3.2.2. Cuenca de Benejarafe

Esta cuenca se sitúa en el extremo NE de la Hoja de la Cardenchosa junto al río Benejarafe. Presenta dimensiones bastante superiores a la de Valdeinfierno y una potencia aproximada de 250 m (Garrote y Broutín, 1979).

La sucesión litológica comienza con niveles conglomeráticos que pasan a niveles detríticos finos (lutíticos y areniscosos) y capas de materiales lávicos y piroclásticos. En la parte basal presenta capas de carbón.

La estructura interna es equivalente a la de Valdeinfierno, apareciendo basculada hacia el NE con un buzamiento entre 30 y 60º. Aparece discordante sobre la sucesión Cámbrica-Ordovícica que la rodea (Formación Azuaga de Delgado-Quedada, 1971).

III.3.3. ROCAS IGNEAS DEL CARBONIFERO INFERIOR

La Zona de Ossa-Morena presenta una serie de peculiaridades en su magmatismo que la hacen diferente de la Zona Centro-Ibérica. Los cuerpos de rocas ígneas suelen aflorar formando alineamientos magmáticos de dirección NW-SE.

Las principales características de este magmatismo (Sánchez-Carretero, 1990) son:

(a) pequeño tamaño de los cuerpos plutónicos (en relación con los enormes batolitos de la Zona Centro-Ibérica),
(b) aparición frecuente de rocas básicas de carácter gabroico,
(c) asociación espacio-temporal de rocas ácidas y básicas (magmatismo bimodal) y,
(d) importantes eventos de carácter volcánico y subvolcánico.

Existe una gran variedad de tipos petrográficos con edades que oscilan entre el Proterozoico Medio-Superior y el Pérmico. Sin embargo, de todos los afloramientos existentes, los más próximos a Sierra Albarrana son el Stock Granítico de La Cardenchosa y las diabasas del Complejo Volcánico del Alcornocal, ambos pertenecientes a la alineación magmática Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (Fig.III.5.). Ambos afloramientos son posteriores al Tournaisiense Superior (Garrote *et al.*, 1980). Delgado-Quesada (1971) presenta la cartografía de dichos afloramientos en su esquema geológico de la Hoja de Azuaga y zonas limítrofes.

El Stock Granítico de La Cardenchosa no presenta pegmatitas asociadas, tiene carácter postmetamórfico y de edad posterior al Tournaisiense (Garrote *et al.*, 1980). Según Delgado-Quesada (1971) muestra textura micropegmatítica.

Las diabasas del Complejo Volcánico del Alcornocal son igualmente

postmetamórficas, presentan grano fino y textura ofítica. Muestran un importante grado de alteración de los minerales primarios (Garrote *et al.*, 1980).

III.3.4. EL METAMORFISMO

En el área de Sierra Albarrana Garrote (1976) ha reconocido una zonación metamórfica completa. Dicha zonación aparece como bandas alargadas en dirección NW-SE en posiciones simétricas respecto a la cima montañosa de Sierra Albarrana. Las áreas de mayor grado metamórfico se situan en el centro y su grado metamórfico va disminuyendo hacia ambos flancos de la sierra.

Según Garrote (1976) los minerales índice que definen las isogradas y las asociaciones minerales de cada zona se han originado con carácter polifásico. La zonación metamórfica de Sierra Albarrana representa el resultado final de dichas etapas de blastesis escalonadas en el tiempo (Garrote *et al.*, 1980; González del Tánago y Peinado, 1990).

Dicha zonación metamórfica en el área de Sierra Albarrana comprende desde las facies de esquistos verdes hasta las facies de las anfibolitas y migmatitas. Las zonas reconocidas son, de menor a mayor grado, las de clorita, biotita, granate, estaurolita-andalucita, sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico (Fig.III.7.).

(a) Zona de la clorita:

Se sitúa fundamentalmente sobre el tramo de esquistos y filitas (Formación Azuaga, Delgado-Quesada, 1971) que aparece alrededor de la Cuenca de Valdeinfierno (Fig.III.6.). En estos materiales la recristalización metamórfica es evidente, pero no llega a aparecer la biotita.

Las asociaciones minerales más frecuentemente son (Garrote, 1976): cuarzo-moscovita-clorita, cuarzo-clorita, cuarzo-moscovita-clorita-calcita, cuarzo-moscovita-plagioclasa, cuarzo-calcita-epidota, cuarzo-moscovita-plagioclasa-epidota, cuarzo-calcita y cuarzo-calcita-moscovita.

Las rocas son de grano fino y contienen como minerales accesorios más frecuentes turmalina zircón, titanita y rutilo.

(b) Zona de la biotita:

Se situaría en las partes estratigráficamente más bajas del tramo de esquistos y filitas que aparecen en el flanco SW de Sierra Albarrana y que corresponden a una parte de la Formación Azuaga de Delgado-Quesada (1971).

Las asociaciones minerales son (Garrote, 1976): cuarzo-moscovita-biotita, cuarzo-moscovita-biotita-clorita,cuarzo-moscovita-biotita-cloritoideycuarzo-moscovita-biotita-albita.

El grado de recristalización es también bajo y aparecen como minerales accesorios turmalina, circón y rutilo.

(c) Zona de granate:

Aparece en los niveles inferiores del tramo de esquistos y filitas del flanco SW (que corresponden a esquistos y metabasitas Bembézar de Garrote *et al.*, 1980) y a los niveles superiores del tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (que corresponden a los esquistos de Montesina de Garrote *et al.*, 1980) en el flanco NE.

Las asociaciones minerales son (Garrote, 1976): cuarzo-moscovita-biotita-granate, cuarzo-moscovita-biotita-granate-clorita,cuarzo-moscovita-biotita-granate-plagioclasa,cuarzo-moscovita-biotita y cuarzo-moscovita-biotita-cloritoide-clorita-granate

El grado de recristalización de los materiales es más acusado y los cristales de granate y clorita alcanzan varios mm. Los minerales accesorios más frecuentas son: circón, rutilo y turmalina.

(d) Zona de estaurolita - andalucita:

En el flanco NE se sitúa en una posición intermedia dentro del tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (que corresponde a los esquistos Montesina de Garrote *et al.*, 1980). En el flanco SW aparece en el tramo de esquistos filitas (Formación de esquistos y metabasitas Bembézar de Garrote *et al.*, 1980).

La estaurolita aparece antes que la andalucita, pero según Garrote (1976) no es posible establecer la individualización de una zona de estaurolita y otra de andalucita por aparecer espacialmente muy próximas.

Debido a la existencia de materiales de composición muy variada, Garrote (op.cit) diferencia las distintas asociaciones minerales en función de la litología dominante:

- **Micaesquistos**. Las asociaciones con andalucita son más abundantes en el flanco NE de la sierra, mientras que las asociaciones con estaurolita aparecen más frecuentemente en el flanco SW: cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurolita, cuarzo-moscovita-biotita-granate-andalucita, cuarzo-moscovita-biotita-granate-andalucita-estaurolita, cuarzo-moscovita-biotita-granate-plagioclasa, cuarzo-moscovita-biotita-granate-plagioclasa-andalucita, cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-estaurolita-plagioclasa.

El grado de recristalización es acusado, con blastos de estaurolita, andalucita y granate de hasta 5 cm. Existen niveles ricos en biotita que pueden ser usados como niveles guía para la cartografía de la zona. Los minerales accesorios son zircón y turmalina.

- **Cuarcitas**. Se presentan intercaladas en los micaesquistos, siendo más abundantes en el flanco SW. Presentan las siguientes asociaciones minerales: cuarzo-moscovita-biotita y cuarzo-moscovita-biotita-granate.

- **Gneises anfibólicos**. Aparecen sobre todo en el flanco SW, mostrando las siguientes asociaciones: cuarzo-hornblenda-epidota y cuarzo-hornblenda-granate-plagioclasa.

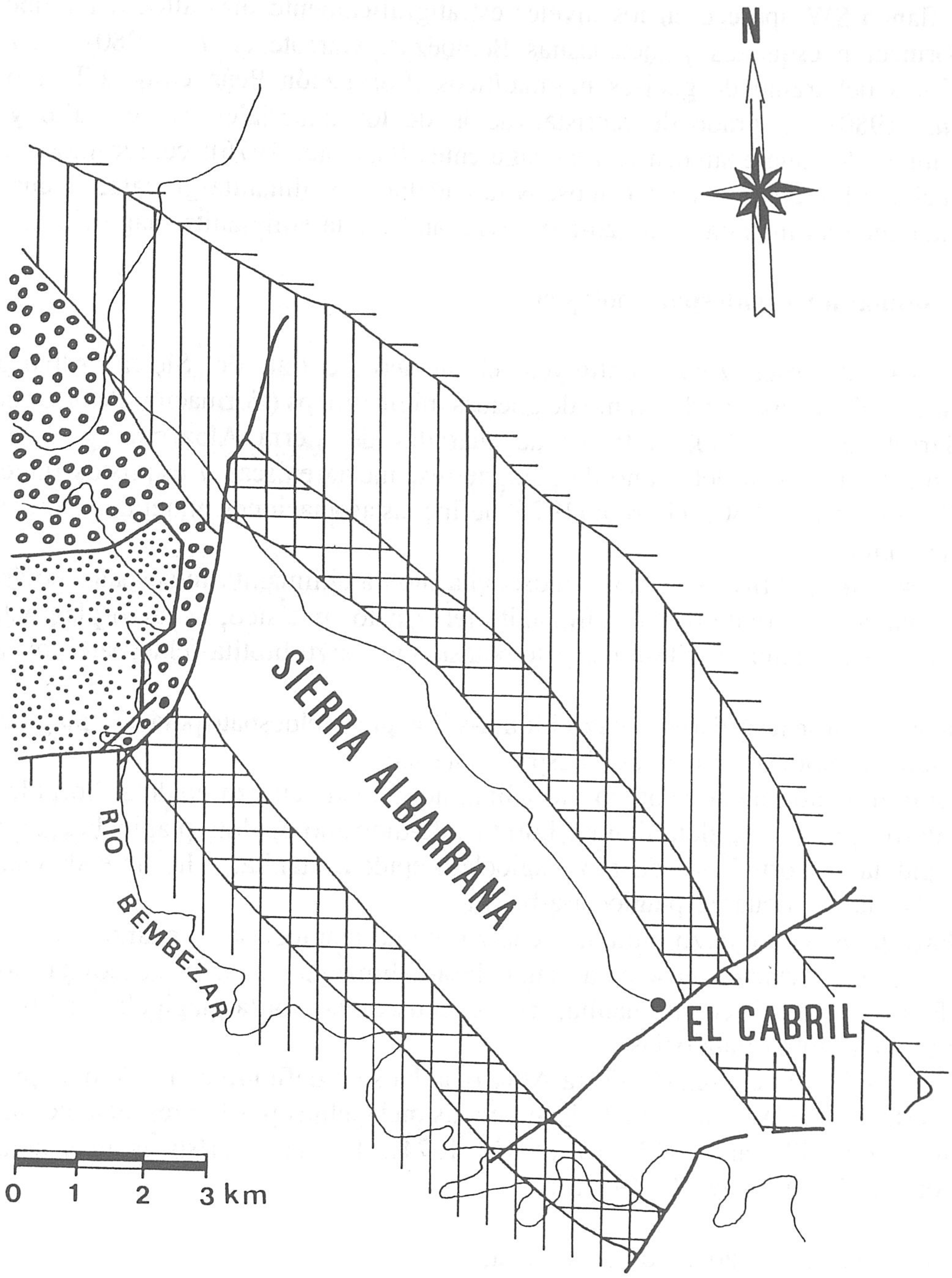
- **Metabasitas**. Las rocas básicas son escasas en esta zona y solo aparecen en el flanco SW intercaladas entre los micaesquistos. Las asociaciones minerales presentes son: cuarzo-tremolita-clorita-biotita-plagioclasa, hornblenda-plagioclasa-clorita, hornblenda-plagioclasa y hornblenda-plagioclasa-clorita-granate.

(e) Zona de sillimanita - moscovita:

En el flanco NE de esta zona se sitúa en los niveles inferiores del tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (Formación esquistos Montesina, Garrote *et al.*,

---

Fig.III.7. *Zonación metamórfica del área de Sierra Albarrana (realizado a partir de datos de Garrote, 1976). (A) Zonas de clorita y biotita, (B) Zona de Granate, (C) Zona de estaurolita-andalucita, (D) Zona de sillimanita-moscovita, (E) Zona de sillimanita-feldespato potásico, (F) Sedimentos carboníferos postmetamórficos, (G) Contacto por falla.*



A B C D

E F G

FIG:Ⅲ.7

1980), en el flanco SW aparece en los niveles estratigráficamente más altos del tramo de esquistos (Formación esquistos y metabasitas Bembézar, Garrote *et al.*, 1980) y en los niveles inferiores del tramo de gneises migmatíticos (Formación Peña Grajera-Tramo II, Garrote *et al.*, 1980). El grado de recristalización de los materiales es muy alto y las asociaciones minerales que aparecen son las siguientes (Garrote, 1976): cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-sillimanita, cuarzo-moscovita-andalucita-sillimanita-granate, cuarzo-moscovita-andalucita-sillimanita y cuarzo-moscovita-andalucita-sillimanita-plagioclasa.

(f) Zona de sillimanita - feldespato potásico:

Las rocas de esta zona contituyen el núcleo central de Sierra Albarrana, comprendiendo el nivel superior del tramo de gneises migmatíticos (Formación Peña Grajera-Tramo I, Garrote *et al.*, 1980) el tramo de cuarcitas de Sierra Albarrana y el tramo estratigráficamente más bajo del tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (Gneises del Cabril, Garrote *et al.*, 1980). Garrote (1976) define las asociaciones minerales en función de la litología como:

- **Gneises migmatíticos**: cuarzo-moscovita-biotita-sillimanita-feldespato potásico-plagioclasa, cuarzo-moscovita-biotita-sillimanita-feldespato potásico, cuarzo-plagioclasa-turmalina, cuarzo-sillimanita-biotita-feldespato potásico y cuarzo-biotita-feldespato potásico-sillimanita.
- **Cuarcitas y micaesquistos**: cuarzo-biotita-sillimanita-feldespato potásico-plagioclasa y cuarzo-moscovita-biotita-sillimanita-feldespato potásico.
- **Anfibolitas**: hornblenda-cuarzo-turmalina, hornblenda-cuarzo-epidota, hornblenda-epidota-titanita-plagioclasa, epidota-titanita, hornblenda-diópsido-epidota-plagioclasa-titanita, hornblenda-epidota, hornblenda-cuarzo-plagioclasa-epidota-titanita, hornblenda-cuarzo-plagioclasa y hornblenda-cuarzo-plagioclasa-biotita.
- **Paragneises**: cuarzo-biotita, cuarzo-biotita-plagioclasa, cuarzo-moscovita-plagioclasa-turmalina, cuarzo-moscovita-plagioclasa-sillimanita, cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa-feldespato potásico-sillimanita, cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa-sillimanita y cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa.

El metamorfismo del área de Sierra Albarrana ha sido definido como de baja presión (tipo II) (Miyashiro, 1973) y está caracterizado en las metapelitas por la presencia de biotita-estaurolita-andalucita-sillimanita (Chacón *et al.*, 1974). Las características más notables serían (Garrote, 1976; Azor *et al.*, 1992a):

(a) presencia de una zona con andalucita,
(b) presencia de estaurolita antes que andalucita,
(c) aparición de granate muy próxima a la de estaurolita,
(d) presencia de cordierita en las zonas de sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico,
(e) ausencia de estaurolita en la zona de sillimanita-moscovita,
(f) ausencia, o presencia muy localizada, de distena.

Las condiciones de dicho metamorfismo han sido caracterizadas por Azor (1992, comun. oral): La presión se situaría en torno a los 4 kb y las temperaturas serían, para la zona de estaurolita-andalucita, de 500º - 550º C y para la zona de sillimanita-moscovita, de aproximadamente 600º - 650º C (marcada por el comienzo de la migmatización por la

reacción moscovita + cuarzo = sillimanita + feldespato potásico). González del Tánago y Peinado (1990) han estimado, mediante el uso de la termometría del par biotita-granate y la barometría del par granate-plagioclasa en presencia de cuarzo y silicato de Al, una trayectoria metamórfica para el núcleo de Sierra Albarrana y han determinado las condiciones del pico térmico: 675° C ± 25° C y 4.9 ± 0.5 kb.

Dallmeyer y Quesada (1989, 1991) ponen de manifiesto la existencia de un importante evento descompresivo en esta zona en el intervalo Devónico Superior-Carbonífero Inferior. Quesada y Munha (1990) apoyan esta idea (de acuerdo con la rara presencia de distena y el amplio desarrollo de la asociación andalucita ± cordierita) e indican un incremento progresivo en el gradiente geotérmico. Dicha descompresión sería la responsable de la formación en el Tournaisiense Superior de las rocas metamórficas del área de Sierra Albarrana (Apalategui et al., 1990). Azor (1992, comun. oral) opina que no existe cordierita en la zona de estaurolita-andalucita y el metamorfismo debe ser anterior al Carbonífero Inferior, ya que aparecen anfibolitas de esta edad sin metamorfizar.

El metamorfismo ha sido datado mediante el método ^{39}Ar / ^{40}Ar (Dallmayer y Quesada, 1989 y 1991) obteniendo una edad de 365 - 370 Ma para una temperatura de cierre del Ar en hornblenda próxima a los 500° C. Por ello, los procesos metamórficos más importantes de la región de Sierra Albarrana son de edad Hercínica y las hipótesis de estructuración tectonometamórfica cadomiense deben ser abandonadas.

III.3.5. DEFORMACION DE LOS MATERIALES

Los materiales de la región de Sierra Albarrana están afectados por una **fase principal de deformación** de carácter milonítico a la que se asocia el metamorfismo de baja presión descrito en el apartado anterior (Garrote, 1976). Dicha fase de deformación es la responsable de una foliación penetrativa a escala regional con orientación media NW-SE y subvertical (60° - 90°) (Azor *et al.*, 1992a). Dicha foliación principal aparece acompañada de una lineación de estiramiento subhorizontal (o con una ligera inmersión hacie el SE) en el tramo de gneises migmatíticos, en las cuarcitas de Sierra Albarrana y en la parte basal del tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos suprayacente (Azor *et al.*, 1992b). La estructura de Sierra Albarrana está ligada a esta fase principal de deformación.

Existe una **fase de deformación posterior** que da lugar a clivaje de crenulación subvertical que se localiza en bandas estrechas de dirección NW-SE. Esta fase de crenulación sería la responsable de los pliegues tardíos que afectan a las cuarcitas de Sierra Albarrana en el sector SE (Azor *et al.*, 1992b).

Posteriormente se producen pliegues de tipo "kink" de dimensiones centimétricas a métricas, de orientaciones variables y cuyo desarrollo es puntual y relacionado con el funcionamiento de las fallas (Azor *et al.*, 1992b).

Azor *et al.*, (1992b) opinan que el metamorfismo de Sierra Albarrana es sincinemático con la fase principal de deformación, mientras que la fase de crenulación tardía se produce en condiciones retrometamórficas.

III.3.6. ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES

La estructura de la región de Sierra Albarrana es una de las menos conocidas de toda Ossa-Morena. Desde los primeros intentos de interpretación en los años setenta, este área ha sido motivo de gran controversia y se han propuesto diversos y variados esquemas de esta zona.

Delgado-Quesada (1971), Garrote (1976), Delgado-Quesada *et al.* (1977) y Garrote *et al.* (1980) proponen una primera interpretación según la cual, Sierra Albarrana presentaría una **estructura anticlinal,** limitada por fracturas al NW y SE.

El núcleo de dicho antiforme lo constituirían las cuarcitas de Sierra Albarrana y cuyos flancos serían las formaciones pelítico-areniscosas descritas anteriormente. Según esto, los materiales de ambos flancos serían correlacionables: las Formaciones Cabril y Bembézar con las Formaciones Peña Grajera y Montesina respectivamente.

Según esta hipótesis las cuarcitas de Sierra Albarrana representarían los niveles de edad Precámbrica más antiguos de toda la Zona de Ossa-Morena. Los materiales de ambos flancos del antiforme también serían de edad Precámbrica.

Esta teoría tiene su base en el esquema de zonación metamórfica propuesto por Garrote (1976), según el cual las zonas de mayor grado metamórfico se alcanzarían en las cuarcitas de Sierra Albarrana e irían disminuyendo hacia ambos lados, mostrando un esquema simétrico en los dos flancos.

Apalategui *et al.* (1983) proponen que toda el área de Sierra Albarrana representaría una gran **estructura sinclinal**, cuyo núcleo se situaría en las cuarcitas de Sierra Albarrana. La edad de los materiales que forman dicho sinclinal sería Paleozoico Inferior.

Esta hipótesis está basada en correlaciones estratigráficas establecidas entre las cuarcitas de Sierra Albarrana con la Cuarcita Armoricana de la Zona Centro-Ibérica.

Azor *et al.* (1991, 1992a) proponen, a partir de criterios de polaridad estratigráfica y de relaciones entre la estratificación y la foliación principal, que la estructura de Sierra Albarrana no responde a un modelo anticlinal ni sinclinal, sino que dicha estructura consiste en una serie de pliegues sinesquistosos en los que las **cuarcitas de Sierra Albarrana describen un sinforme y un antiforme, quedando como una intercalación en la serie**, por lo que representan un pliegue de "segundo orden" situado entre dos pliegues kilométricos. Por ello, las formaciones pelítico-areniscosas situadas a ambos flancos de las cuarcitas corresponden a niveles estratigráficos diferentes.

Es importante destacar que los materiales pertenecientes al tramo de gneises migmatíticos (Formación Peña Grajera de Garrote *et al.*, 1980) se situarían por debajo de las cuarcitas de Sierra Albarrana (Fig.III.8.).

En la Tabla III.1. se presenta, a modo de resumen, una correlación entre la nomenclatura para formaciones litológicas y zonas metamórficas establecida por los distintos autores con objeto de intentar unificar criterios sobre las diferentes zonas estudiadas.

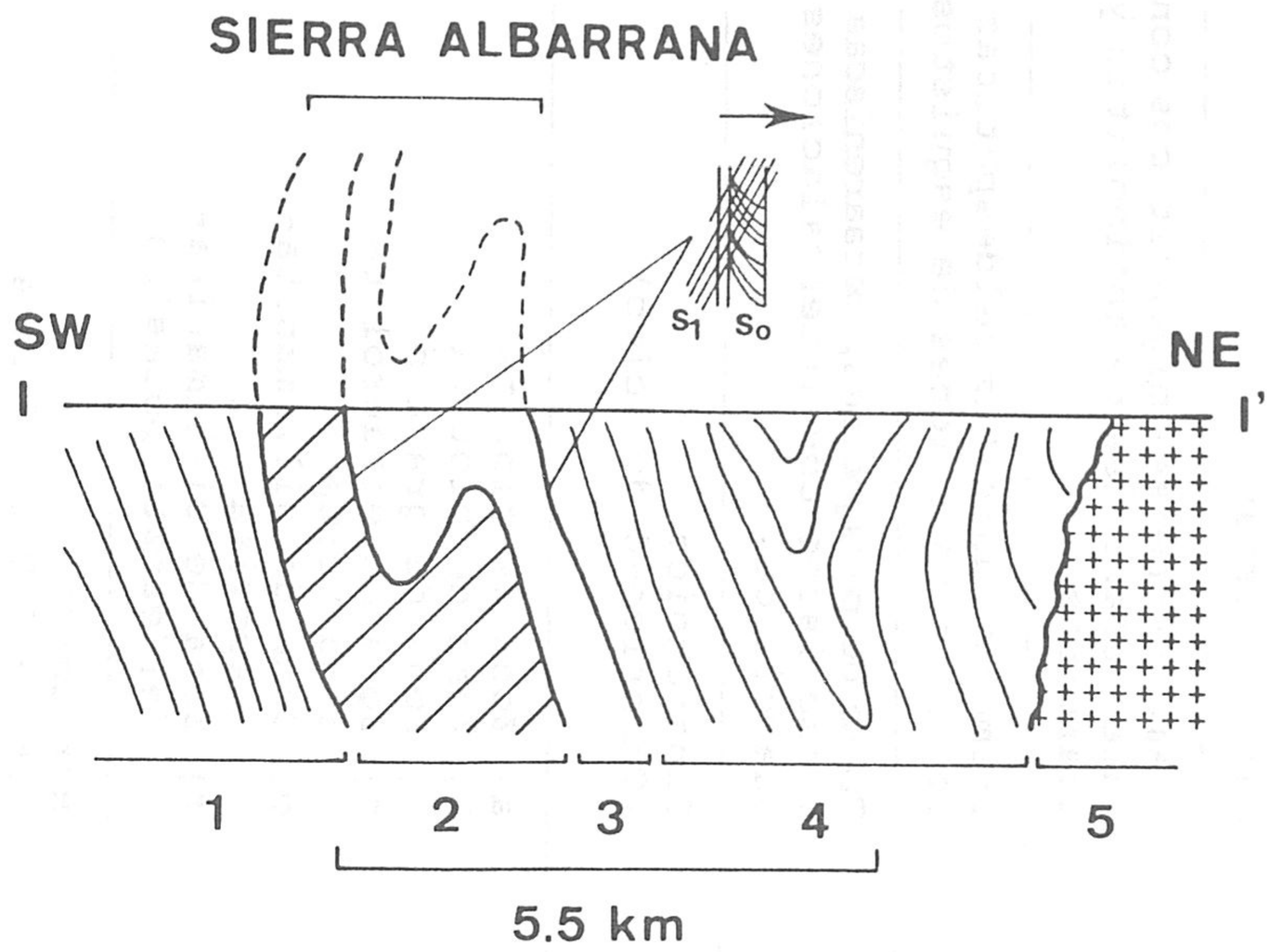


Fig.III.8. Corte geológico I-I' de la Fig. 13 (Azor et al., 1991). Se indican las relaciones entre la estratificación (S_o) y la foliación principal (S_1). La flecha indica la polaridad estratigráfica. (1) Tramo de esquistos y filitas, (2) Tramo de gneises migmatíticos, (3) Cuarcitas de Sierra Albarrana (4) Tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos, (5) Stock granítico de La Cardenchosa.

TABLA III.1. Resumen de la nomenclatura utilizada por distintos autores en el área de Sierra Albarrana

AUTORES	DELGADO-QUESADA (1971) DELGADO-QUESADA *et al.* (1977)	GARROTE (1976) GARROTE *et al.* (1980) ORTEGA-HUERTAS *et al.* (1982a, 1982b)	AZOR *et al.* (1991, 1992a, 1992b)
LITOLOGIAS	Formación micaesquistos de la Albariza y Formación Azuaga	Formación Bembézar	Tramo de esquistos y filitas con intercalaciones de cuarcitas y metaareniscas
		Formación Peña Grajera	Tramo de gneises migmatíticos con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas
	Formación cuarcitas de Sierra Albarrana	Formación cuarcitas Albarrana	Tramo de cuarcitas feldespáticas con intercalaciones de esquistos
	Formación micaesquistos de la Albariza	Formación gneises del Cabril y Formación esquistos Montesina	Tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos con intercalaciones cuarcíticas
EDAD DE LAS FORMACIONES LITOLOGICAS	Precámbrico Superior	Precámbrico Superior	Fanerozoico (Cámbrico-Ordovícico)
METAMORFISMO	a) Zona de clorita b) Zona de biotita c) Zona de granate almandínico d) Zona de estaurolita-andalucita e) Zona de sillimanita	a) Zona de clorita b) Zona de biotita c) Zona de granate d) Zona de estaurolita-andalucita e) Zona de sillimanita-moscovita f) Zona de sillimanita-feldespato potásico	a) Zona de clorita b) Zona de biotita c) Zona de granate d) Zona de estaurolita-andalucita e) Zona de sillimanita-moscovita f) Zona de sillimanita-feldespato potásico
EDAD DEL METAMORFISMO	No se indica	Cadomiense	Hercínica ($365 - 370 \times 10^6$ años)
CONDICIONES DEL METAMORFISMO	Facies de anfibolitas	Series de Facies de baja presión	Series de facies de baja presión e intermedia. Grado medio (parte sup.) y grado alto (4 Kb, 650° C)
ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES	Anticlinal	Anticlinal	Serie de pliegues sinesquistosos

IV. LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA

IV.1. ANTECEDENTES SOBRE PEGMATITAS Y SU CLASIFICACION

IV.1.1. EVOLUCION HISTORICA

Desde la primera definición de **Haüy**, aludiendo a una serie de enclaves con feldespato y cuarzo (que también se llamaban granitos gráficos) procedentes de los Urales, el término pegmatita ha variado ampliamente a lo largo del tiempo.

Después de esta primera definición, **Delesse** amplió el término a todos los cuerpos filonianos con estructura granitoide. Con el desarrollo de la petrología, el significado se extendió textural y composicionalmente.

Actualmente se entiende por pegmatita a "aquella roca ígnea de grano excepcionalmente grueso que se encuentra como diques irregulares, lentes, venas o bolsadas"(Jahns, 1955; Park y MacDiarmid, 1981). La composición es de tipo granítico en su mayoría, aunque también existen pegmatitas con otras composiciones (incluso básicas o ultrabásicas).

Sin embargo, las pegmatitas presentan una serie de características que las hacen diferentes de una roca ígnea normal:

(a) poseen gran tamaño de cristales y muestran gran irregularidad en el tamaño de grano,
(b) dimensión de afloramiento pequeño (metros o decenas de metros),
(c) aparecen como diques, lentes, venas, filones o bolsadas,
(d) suelen tener estructura interna zonada,
(e) suelen presentar productos de transformación metasomática de las asociaciones primarias,
(f) muestran una serie de minerales característicos ricos en elementos no incorporados antes en las redes de los minerales ígneos (Rb, Cs, Sr, Ba, Li, Be, B, Ta, Nb, Zr, Th, U, REE,...).

Existen numerosas clasificaciones de pegmatitas en la literatura geológica. Los criterios utilizados han sido muy variados, basados en tamaño, forma, relaciones con las rocas encajantes, composición química, composición mineralógica, textura, estructura interna, origen y combinaciones de todos estos criterios (Janhs, 1955).

Uno de los primeros intentos es el de **Lacroix** (1922). Este autor divide las pegmatitas en alcalinas y de tierras alcalinas mediante criterios mineralógicos y químicos.

Ginsburg (1928) propone una clasificación según las características de los afloramientos:

(a) Características externas:
  (1) relación con las rocas adyacentes: concordantes y discordantes
  (2) forma general: stocks, venas, lentes, filones, etc.
  (3) naturaleza de la roca encajante: gneis, anfibolita, gabro, etc.
(b) Estructura interna:
  (1) diferenciadas: zonadas (simétrica o asimétricamente) y no zonadas
  (2) no diferenciadas
(c) Composición mineral:
  (1) con microclina
  (2) con plagioclasa
  (3) con microclina y plagioclasa

(d) Modificaciones minerales:
    (1) hipogénicas: albitización, seritización, etc.
    (2) supergénicas
(e) Interés económico:
    (1) feldespatos
    (2) granito gráfico
(f) Composición final (en función del porcentaje de minerales mayoritarios):
    (1) feldespática
    (2) granito gráfico

Goldschmidt (1930) sugiere una división mediante criterios químicos y diferencia pegmatitas agpaíticas (alcalinas Na + K > Al) y plumasíticas (peralumínicas Na + K < Al). En su trabajo presentaba listados de minerales agpaíticos, plumasíticos y "neutros" (Na + K = Al).

Fersman (1931) diferencia diez tipos principales de pegmatitas mediante elementos y minerales mayoritarios, minoritarios y accesorios característicos:

(I) Pegmatitas simples y de Ce (plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita, monacita, allanita, granate)
(II) Pegmatitas de elementos raros (plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita, columbo-tantalita, uraninita)
(III) Pegmatitas de B-F (plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, turmalina, moscovita y apatito)
(IV) Pegmatitas de F-Be (feldespato potásico, cuarzo, berilo, topacio, turmalina)
(V) Pegmatitas de Na-Li (albita, lepidolita, turmalina, topacio, berilo, moscovita, columbo-tantalita, espodumena, casiterita)
(VI) Pegmatitas de Mn-P (albita, cuarzo, berilo, turmalina, pollucita petalita, ambligonita, triplita)
(VII) Pegmatitas de F-Al (criolita)
(VIII) Pegmatitas de F-$(CO_3)^=$ (carbonatos, fluorita)
(IX) Pegmatitas de S
(X) Pegmatitas alcalinas (ceolitas)

Estos diez tipos de pegmatitas fueron relacionados con siete etapas de desarrollo: epimagmática (800° - 700° C), pegmatítica (700° - 600° C), pegmatoide (600° - 500° C), hipercrítica (500° - 400° C), hidrotermal alta (400° - 300° C), hidrotermal media (300° - 200° C), e hidrotermal baja (200° - 100°C).

Piatnitsky (1932) propone una clasificación basada en criterios genéticos, diferenciando pegmatitas monofásicas y polifásicas.

Landes (1933) divide las pegmatitas de acuerdo con su composición mineral en tres clases: ácidas (con cuarzo, alaskíticas a cuarzodioríticas), intermedias (sieníticas a dioríticas) y ultrabásicas (gabroicas a piroxeníticas). Cada clase fue subdividida en dos grupos: simples (sin reemplazamientos hidrotermales y complejas (con reemplazamientos hidrotermales).

Björlykke (1937) diferencia pegmatitas magmáticas e hidrotermales-pneumatolíticas. Este autor subdividió el primer grupo en ricas en calcio y pobres en calcio y las hidrotermales-pneumatolíticas en tres subgrupos de acuerdo con el predominio de Nb o Ta en los minerales accesorios.

Campbell (1937) propone una clasificación genética y distingue tres tipos de cuerpos formados: por intrusión y cristalización de un magma (pegmatitas magmáticas), por

reemplazamiento metasomático de rocas foliadas (pegmatitas de granitización o reemplazamiento) o por feldespatización hidrotermal de venas de cuarzo (que se corresponden con las pegmatitas complejas de Landes).

Gevers (1937) plantea una clasificación en función de la posición de la pegmatita respecto a la rocas graníticas "padres" diferenciando, respectivamente, pegmatitas externas marginales e internas según aparezcan fuera, en la parte marginal, o dentro del batolito . Este autor indicó que algunos minerales aparecen a una determinada relación de distancia a partir del cuerpo granítico parental.

La presencia de pegmatitas en terrenos metamórficos llevó a **Ramberg** (1952) a proponer una clasificación basada en el tipo de proceso generador de las pegmatitas, denominando, pegmatitas de reemplazamiento a las formadas por metasomatismo en zonas de debilidad de las rocas metamórficas; pegmatitas de secreción a aquellas desarrolladas por dilatación de la roca encajante; pegmatitas de concreción a las generadas por deformación plástica de la roca de caja de manera equivalente a la de un porfiroblasto; pegmatitas de recristalización a las formadas por recristalización de esquistos y gneises. Las pegmatitas magmáticas no aparecían en esta clasificación.

Respecto a la estructuración interna de los cuerpos pegmatíticos, se han propuesto distintos sistemas de nomenclatura. Entre ellos destaca el propuesto por **Cameron *et al.*** (1949) basado en aspectos mineralógicos y texturales. Estos autores diferenciaron tres tipos de unidades:

(1) Zonas pegmatíticas representadas por capas concéntricas sucesivas, completas o incompletas, que reflejan la morfología del cuerpo pegmatítico que las contiene y se desarrollan alrededor de una zona central o núcleo. Así, diferenciaron:

(a) zona de borde
(b) zona de pared
(c) zona intermedia (externa, media e interna)
(d) zona de núcleo cuarzoso

(2) Cuerpos de reemplazamiento que son unidades formadas por reemplazamiento de la pegmatita preexistente, con o sin control estructural.

(3) Rellenos de fracturas que son unidades, generalmente tabulares, que rellenan fracturas en pegmatitas previamente consolidadas, aunque pueden ser contemporáneas con algunas zonas pegmatíticas.

El modelo de **Vlassov** (1946, 1952) sugiere que la zonación interna en cuerpos pegmatíticos es función de su grado de evolución y diferenciación y propone cinco tipos texturales y paragenéticos:

(a) Primer tipo: Pegmatitas simples, equigranulares o gráficas. Se trata de pegmatitas con feldespato potásico y cuarzo, con textura gráfica y una pequeña zona de borde aplítica.

(b) Segundo tipo: Pegmatitas de bloques. Están compuestas de una zona con textura en bloques rodeada de una zona gráfica y un ribete aplítico.

(c) Tercer tipo: Pegmatita diferenciada. Formada por un núcleo de cuarzo rodeado por la zona con textura en bloques, la zona gráfica y la zona aplítica.

(d) Cuarto tipo: Pegmatita de reemplazamiento por metales raros. Además de las zonas que aparecen en el tipo tercero, aparecen procesos metasomáticos (albitización y formación de minerales de Li, Be, Cs etc).

(e) Quinto tipo: Pegmatitas de albita-espodumena. Es el tipo más diferenciado, donde los procesos metasomáticos y la formación de minerales de elementos raros son muy evidentes.

IV.1.2. CRITERIOS ACTUALES DE CLASIFICACION

Los criterios actuales en la clasificación de pegmatitas son bastante variados. Los más significativos son aquéllos que se basan en el origen ígneo o metamórfico, en la composición global del cuerpo pegmatítico, en la estructuración interna, en las asociaciones minerales, y en la geoquímica y petrogénesis con combinación de algunos de los criterios anteriores.

Las pegmatitas se diferencian según el modo de formación en pegmatitas **magmáticas** y pegmatitas **metamórficas o anatécticas**. Dentro de estos dos gupos se han propuesto multitud de esquemas de subdivisión (e.g. Landes, 1933; Bjórlykke, 1937; Ramberg, 1952) que, actualmente, han caido en desuso.

En función de la composición global es posible diferenciar entre pegmatitas **graníticas, dioríticas, gabroicas, ultrabásicas,** etc. Dentro de las graníticas, la clasificación de Goldschmidt (1930) permanece vigente, dividiéndolas en pegmatias agpaíticas (**alcalinas**) y plumasíticas (**peralumínicas**). También es necesario evaluar el grado de contaminación con la roca encajante. Para ello, la clasificación de Fersman (1931) diferencia entre pegmatitas **de línea pura** (sin contaminación con las rocas encajantes) y **de línea entrecruzada** (con fenómenos de contaminación). Dentro de estas últimas aparecen las pegmatitas **híbridas** (con asimilación de materiales encajantes alumínicos o carbonatados) y pegmatitas **desilicificadas** (con cesión de sílice a la roca encajante).

Un tercer aspecto a tener en cuenta es la estructuración intena. Según este criterio podemos diferenciar entre pegmatitas **homogéneas (no zonadas)** y pegmatitas **heterogéneas (zonadas)**. Para la descripción de dicha zonación interna sigue siendo válido el modelo propuesto por Cameron *et al.* (1949).

Dentro de las clasificaciones basadas en criterios paragenéticos, destaca la de Solodov (1959, 1971). Este autor distingue tres tipos principales de pegmatitas basados en el tipo de feldespato que aparece y en los elementos de interés económico:

(I) Pegmatitas **cerámicas y micáceas**:
- (a) tipo oligoclasa y moscovita y/o U y REE
- (b) tipo oligoclasa y microclina con moscovita y/o U, Th, REE, Nb y Ta

(II) Pegmatitas con **abundantes elementos raros**:
- (a) tipo microclínico con Be y Nb
- (b) tipo microclínico-albítico con Be y Ta o con Be, Ta, Li y Cs
- (c) tipo albítico con Be, Ta y Nb o con Be, Ta, Nb y Li
- (d) tipo albítico-espoduménico con Be, Nb y Sn

(III) Pegmatitas con **algunos elementos raros**:
- (a) tipo amazonítico-albítico con Be y REE
- (b) tipo microclínico-petalítico
- (c) tipo moscovítico-albítico con Sn
- (d) tipo lepidolítico-albítico con Ta, Cs y Be

Finalmente la clasificación más completa, avanzada y representativa de los distintos tipos de pegmatitas, que combina los criterios mencionados anteriormente, es la propuesta por Cerny (1982, 1984, 1989), basada en los esquemas de Solodov (1959, 1971), Rudenko *et al.* (1975), Ginsburg (1960, 1984) y Ginsburg *et al.* (1979). Dicho autor diferencia cuatro tipos distintos de pegmatitas según el nivel de emplazamiento de las mismas, el grado metamórfico de los materiales encajantes, y las mineralizaciones asociadas:

(I) Pegmatitas **abisales** (máxima profundidad >11 km): se forman en zonas anatécticas por procesos de fusión parcial y aparecen asociadas a facies de granulitas o

anfibolita superior (P = 5 - 8 kb). Son pegmatitas estériles o muy poco mineralizadas (U, Th, REE, Nb, Ti y Zr).

(II) Pegmatitas **micáceas o con moscovita** (gran profundidad 7 - 11 km): generadas por procesos de fusión parcial o por fraccionamiento restringido de granitos autóctonos, aparecen asociadas a facies de anfibolita-almandino (por encima de la isograda de la estaurolita y por debajo de la isograda de la sillimanita)(P = 4-6 kb). Son pegmatitas estériles o poco mineralizadas (ocasionalmente pueden aparecer Be, Nb, Ta, REE, U, Th). Son fuente de moscovita y de minerales cerámicos industriales.

(III) Pegmatitas **de elementos raros** (profundidad intermedia 3.5 - 7 km): derivadas de granitos alóctonos y asociadas a facies de anfibolita-cordierita (P = 2.4 kb). Son pegmatitas pobre a extremadamente mineralizadas (Li, Rb, Cs, Be, Ga, Y, REE, Sn, Ti, U, Th, Nb, Ta). Representan la fuente principal de mineralizaciones de elementos raros litófilos de todas las categorías de pegmatitas. Cerny diferencia varios subtipos:

(a) subtipo gadolinita (Be, Y, REE, Nb, Ta, Ti, U, Th)
(b) subtipo berilo-columbita (Be, Nb, Ta, $\pm$ Sn, REE, P, B)
(c) subtipo zonado a bandeado complejo (Li, Rb, Cs, Be, Ta>Nb, Sn, $\pm$ P, B),
(d) subtipo cuasihomogéneo con espodumena (Li, Be, Nb>Ta, $\pm$ Sn)
(e) subtipo lepidolita (F, Li, Rb, Be, Ta>Nb, $\pm$ Cs, Sn)

(IV) Pegmatitas **miarolíticas** (superficiales 1.5 - 3.5 km): aparecen asociadas a cúpulas de granitos alóctonos, epizonales o subvolcánicos (P = 1-2 kb), relacionados con materiales metamórficos de grado bajo a muy bajo. Son pegmatitas pobre a extensamente mineralizadas y frecuentemente con gemas. Son la principal fuente de material óptico, gemas y piezas para coleccionistas.

IV. 2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA

IV.2.1. INTRODUCCION

En la Sierra Albarrana existen numerosos y variados tipos de yacimientos, entre los cuales cabe destacar los de carácter pegmatítico que, durante muchos años, han contado con una amplia actividad minera por su indudable interés económico.

Hasta la fecha las pegmatitas del N de la provincia de Córdoba han sido objeto de investigación desde un punto de vista geológico y mineralógico. En este sentido son de destacar los trabajos de Carbonell (1917, 1928, 1941), López-Azcona (1957), López-Azcona y Abbad (1945), Arribas (1963, 1967, 1978), Moya y Gastón (1946), Mingarro (1960).

Desde hace algunos años, se han llevado a cabo diversos trabajos de investigación de carácter básico que abordan distintos aspectos relativos a las pegmatitas y que han permitido profundizar en el conocimiento de este tipo de yacimientos.

En relación con la geología regional de la zona podemos citar los trabajos de Azor *et al.* (1991, 1992a, 1992b), Chacón *et al.*, (1974), Delgado-Quesada (1971), Delgado-Quesada *et al.* (1977), Garrote, (1976), González del Tánago y Arenas (1991), González del Tánago y Peinado (1990), Marcos *et al.* (1991).

Paralelamente, se han realizado algunos estudios de carácter general sobre la tipología de las pegmatitas, entre los que destacan los trabajos de Contreras *et al.* (1983), Garrote *et al.* (1980), Ortega-Huertas *et al.* (1982a, 1989, 1992).

Por último, también se han realizado trabajos dedicados a la mineralogía de las pegmatitas, como son los de Fenoll *et al.* (1983), García-Guinea (1981, 1986), González del Tánago *et al.* (1984), González del Tánago y Peinado (1988), Ortega-Huertas *et al.* (1982b, 1984).

Sin embargo, faltan aún estudios coordinados de índole mineralógica y geoquímica y petrogenética más detallados, apoyándose en la utilización de técnicas más avanzadas. En este sentido, recientemente se realizan diversos trabajos en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada (Abad-Ortega y Martín Ramos, 1990; Abad-Ortega *et al.*, 1991, 1992a, 1992b, 1992c, 1993) como parte de la Tesis Doctoral que vengo desarrollando, desde 1989, en dicha Universidad de Granada.

IV.2.2. TIPOS DE PEGMATITAS Y DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS

En el área de Sierra Albarrana aparecen más de 60 cuerpos pegmatíticos (Contreras *et al.*, 1983) que muestran una distribución controlada por la zonación metamórfica regional aflorando unicamente en las zonas de más alto grado (sillimanita-feldespato potásico, sillimanita-moscovita y estaurolita-andalucita). Su composición varía en función de la litología del encajante y, desde un punto de vista mineralógico, han sido divididos en tres grupos principales (Garrote *et al.*, 1980; Ortega-Huertas *et al.*, 1982a, 1989) (Tabla IV.1.):

(a) Pegmatitas con anfíbol y/o epidota:

En el área de estudio afloran solamente 2 cuerpos pegmatíticos de este tipo que presentan un interés meramente científico.

Las rocas encajantes están constituidas por anfibolitas y gneises anfibólicos pertenecientes al tramo de gneises migmatíticos (Formación Peña Grajera tramo I en la nomenclatura de Garrote *et al.*, 1980). Afloran en la zona con metamorfismo de grado más alto (zona de sillimanita-feldespato potásico) de las descritas por Garrote (1976)(Fig. IV.1).

Estos dos pequeños afloramientos destacan en el campo por sus coloraciones verdosas y por el mayor tamaño de grano en relación con las rocas circundantes. Dichas tonalidades se deben a la mineralogía, principalmente a la epidota, que presentan estas pegmatitas.

Los contactos de los cuerpos pegmatíticos con las rocas encajantes son bastante nítidos y concordantes con la foliación de dichas rocas.

Constituyen pequeños filones con morfologías irregulares de 1 a 10 cm de potencia y 2 m de extensión lateral (Foto 1), presentando textura granítica y tamaño de grano medio.

Normalmente los cuerpos muestran una estructura simple, sin presencia de ningún tipo de zonación. Sin embargo, en algún filón es posible observar, a escala submicroscópica, una estructura zonada, que, de borde a centro del filón, consta de las siguientes zonas o bandas:

- zona rica en epidota
- zona rica en granate y, minoritariamente, clorita
- zona rica en cuarzo, apatito y, anfíbol

La mineralogía de este tipo de pegmatitas es bastante simple, predominando los minerales silicatados, estando constituida por epidota (muy abundante), granate (de tipo espesartítico y andradítico), anfíbol (actinolítico y hornbléndico), biotita, clorita, plagioclasa, cuarzo y apatito.

TABLA IV. 1. Características de las pegmatitas

	PEGMATITAS			ROCAS ENCAJANTES	
TIPO	FORMA Y DIMENSIONES	NUMERO DE CUERPOS	MINERALOGIA	METAMORFISMO	LITOLOGIA
I. PEGMATITAS CON ANFIBOL Y/O EPIDOTA	Filones irregulares (1 - 10 cm)	2	Ep, Grt, Amph, Bt, Chl, Ab, Qtz, Ap.	Sil - Fd-K	Anfibolitas y gneises anfibólicos
II. PEGMATITAS CON SILICATOS DE ALUMINIO	Cuerpos irregulares o lenticulares de 1 a 100 cm. o masas tabulares (longitud max. 10 m., anchura max. 1 m.)	10	Qtz, And, Ms, Bt, Chl Dis, Ab, Grt.	Sil - Ms St - And	Esquistos moscovíticos
III. PEGMATITAS CUARZO-FELDESPATICAS	Masas irregulares o tabulares (max. longitud = 550 m; max. anchura = 100 m.)	60	Qtz, Fd-K, Ab, Ms, Tur, Grt, Bt, Brl, Cbrl, Chl, Rt, Ap, Zrn, Py, Mag, Ilm, Mtri, Irt, Iib, minerales de U, minerales de Nb y Ta.	Sil - Fd-K Sil - Ms	Cuarcitas feldespáticas y gneises anfibólicos

Amph= anfibol, Ep = epidota, Ab = albita, Tur = turmalina, Qtz = cuarzo, And = andalucita, Ky = cianita, Ms = moscovita, Bt = biotita, Chl = clorita, Fd-K = feldespato potásico, Grt = granate, Brl = berilo, Cbrl = crisoberilo, Rt = rutilo, Ap = apatito, Zrn = circón, Py = pirita, Mag = magnetita, Ilm = ilmenita, St = estaurolita, Dis = distena, Mtri = magniotriplita, Irt = Ilmenorutilo, Irt = interestratificado irregular biotita - (clorita o vermiculita).

(b) **Pegmatitas con silicatos de aluminio:**

Las pegmatitas con silicatos de aluminio constituyen 10 afloramientos que pueden presentar interés industrial y que, además, algunos de los minerales que los forman pueden tener cierto interés gemológico (particularmente la andalucita).

Las rocas encajantes de este tipo de pegmatitas están constituidas por esquistos moscovíticos con silicatos de aluminio pertenecientes a los tramos de esquistos y filitas, de gneises migmatíticos y de esquistos, paragneises y metaareniscas (Formaciones Bembezar, Peña Grajera y Montesina respectivamente de la nomenclatura de Garrote *et al.*, 1980), mostrando una estrecha relación composicional con el encajante. Afloran en las zonas de estaurolita-andalucita y sillimanita-moscovita de las definidas por Garrote (1976)(Fig. IV.1).

Este tipo de pegmatitas destacan a nivel de afloramiento por sus coloraciones rosadas y blancas, debidas a la presencia grandes bloques de andalucita y cuarzo (Fotos 2, 3)

Los contactos con las rocas adyacentes son concordantes con la foliación de la roca encajante y bastante nítidos.

Forman pequeños cuerpos irregulares y lenticulares de 40 cm a 2 m de potencia y de 2 a 3 m de extensión lateral o masas tabulares de 10 m de longitud y 1 m de potencia (Foto 2).

Estas pegmatitas muestran una estructura interna simple, sin presencia de zonación interna, mostrando una textura en bloques y tamaño de grano grueso (Foto 3).

La mineralogía está compuesta mayoritariamente por cuarzo, andalucita, cianita, moscovita (asociada mayoritariamente a la andalucita), granate (de tipo almandino-espesartita), plagioclasa albítica, biotita y clorita.

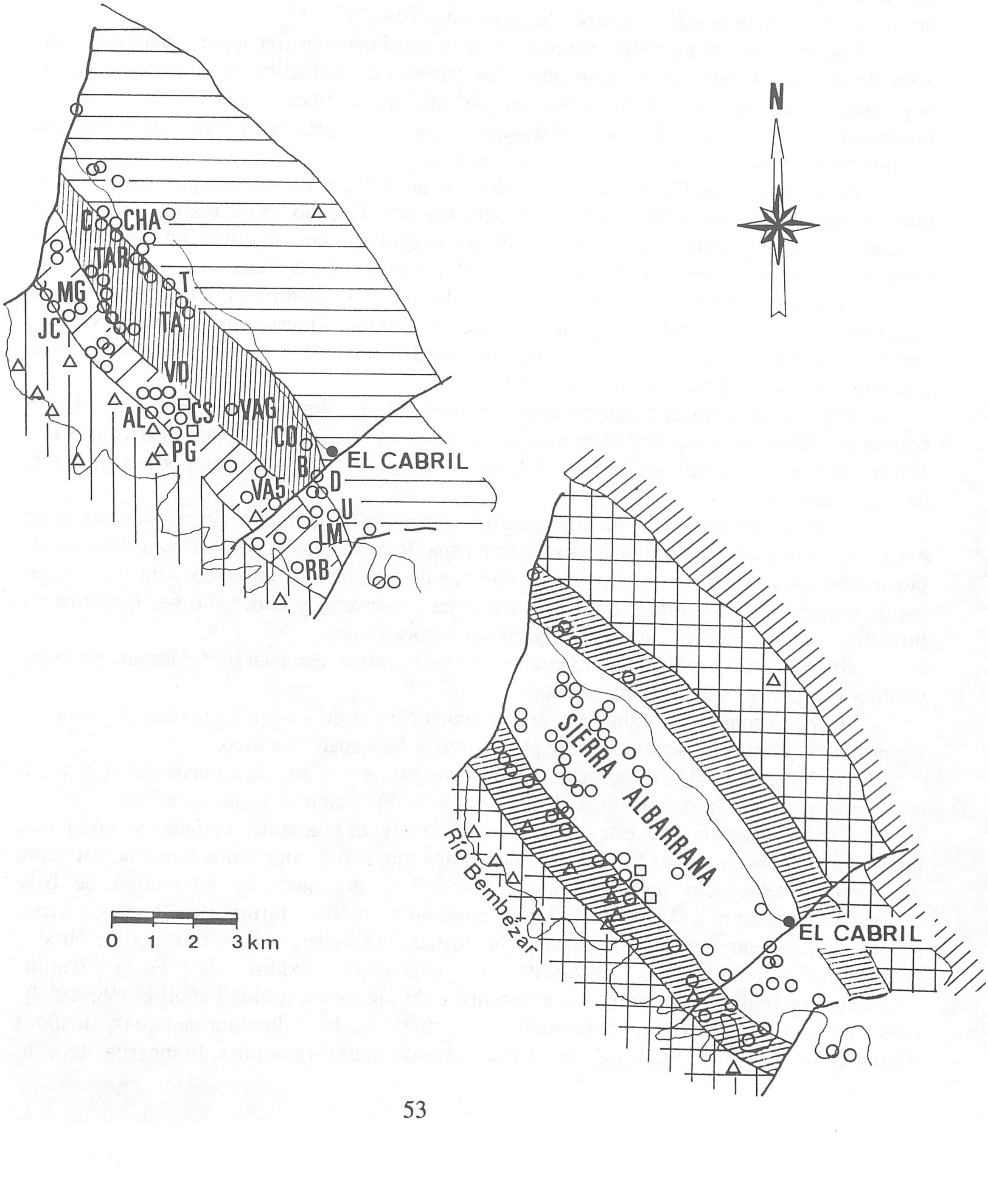
(c) **Pegmatitas cuarzo-feldespáticas:**

Este tipo de pegmatitas son las más importantes y constituyen más del 99 % en volumen del total de afloramientos. En el área de Sierra Albarrana afloran más de 60 cuerpos pegmatíticas de este tipo, siendo las únicas que poseen interés económico.

Las rocas encajantes están constituidas por gneises migmatíticos, gneises cuarcíticos, gneises anfibólicos, cuarcitas y esquistos pertenecientes a los tramos de gneises migmatíticos, de cuarcitas de Sierra Albarrana y de paragneises, esquistos y metaareniscas (Formaciones Peña Grajera, cuarcitas de Sierra Albarrana, Cabril y Montesina en la nomenclatura de Garrote *et al.*, 1980). Afloran en las zonas de sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico de las descritas por Garrote (1976).

Fig. IV.1. *Distribución de los cuerpos pegmatíticos en el área de estudio (modificado a partir de datos de Ortega-Huertas et al., 1992). (A) Pegmatitas cuarzo-feldespáticas, (B) Pegmatitas con silicatos de aluminio, (C) Pegmatitas con anfíbol y/o epidota. Rocas encajantes: (1) esquistos y filitas, (2) gneises migmatíticos, (3) cuarcitas y areniscas feldespáticas, (4) esquistos, paragneises y metaareniscas. Zonas metamórficas: (5) zona de granate, (6) zona de estaurolita-andalucita, (7) zona de sillimanita-moscovita, (8) zona de sillimanita-feldespato potásico. Principales canteras de pegmatitas: Cerro de la Sal (CS), Peña Grajera (PG), Diéresis (D), Los Morales (LM), Umbría (U), Colmenar (CO), Beta (B), Coma (C), Cruz del Chaparral (CHA), Traviesas (T y TA), Taravilla (TAR), Valverda (VAG), Alameda (AL), Valdenoque (VD), Juan Calvillo (JC), Pozos de Juan Calvillo (MG) y Río Bembézar (RB).*

ROCAS ENCAJANTES	PEGMATITAS	ZONAS METAMORFICAS
1 3	A	5 7
2 4	B	6 8
	C	



Estos afloramientos pegmatíticos destacan en el campo por sus coloraciones claras, constrastando fuertemente con las metapelitas en las que encajan (Foto 4). Dicha tonalidad es debida a la mineralogía mayoritariamente silicatada que presentan (sobre todo al cuarzo y a los feldespatos alcalinos).

Los contactos de los cuerpos pegmatíticos con las rocas encajantes dependen de la litología dominante. Se observan contactos netos y bruscos cuando aparecen en cuarcitas y esquistos (Foto 5) y contactos transicionales y graduales cuando aparecen en gneises (Foto 6). Algunas pegmatitas presentan asociadas vetas aplítico-pegmatíticas aproximadamente paralelas al contacto y separadas por zonas centimétricas o decimétricas del encajante. Esta estrecha relación con el encajante también se observa en los enclaves de la roca de caja que no han sido totalmente asimilados por la pegmatita (Foto 7).

Los procesos de turmalinización de la roca encajante son frecuentes, abarcando una zona de algunos decímetros y apareciendo los cristales de turmalina en el contacto con la pegmatita orientados según la foliación de las metapelitas. También se observan biotitizaciones en las zonas de contacto, aunque de menor importancia y menor extensión que los procesos de turmalinización.

De acuerdo con Garrote *et al.* (1980), la morfología de los cuerpos pegmatíticos también está condicionada por la naturaleza del encajante. Cuando las pegmatitas se localizan en cuarcitas y esquistos aparecen como masas irregulares con multitud de apófisis; sin embargo, cuando aparecen en gneises su morfología es tabular o planar.

El tamaño de los cuerpos es variable, pudiendo alcanzar dimensiones considerables, llegando hasta 550 m de longitud y espesores de 70 a 100 m. En este sentido, algunos de los cuerpos estudiados (Cerro de la Sal, Diéresis) pueden ser de los mayores de toda España (Marensi de Moura y García-Guinea, 1984).

Algunas pegmatitas muestran una estructura interna simple sin presencia de ningún tipo de zonación, mientras que otras presentan una estructura interna zonada (Garrote *et al.*, 1980). De borde a centro y de arriba a abajo de la masa pegmatítica, se han podido distinguir las siguientes zonas:

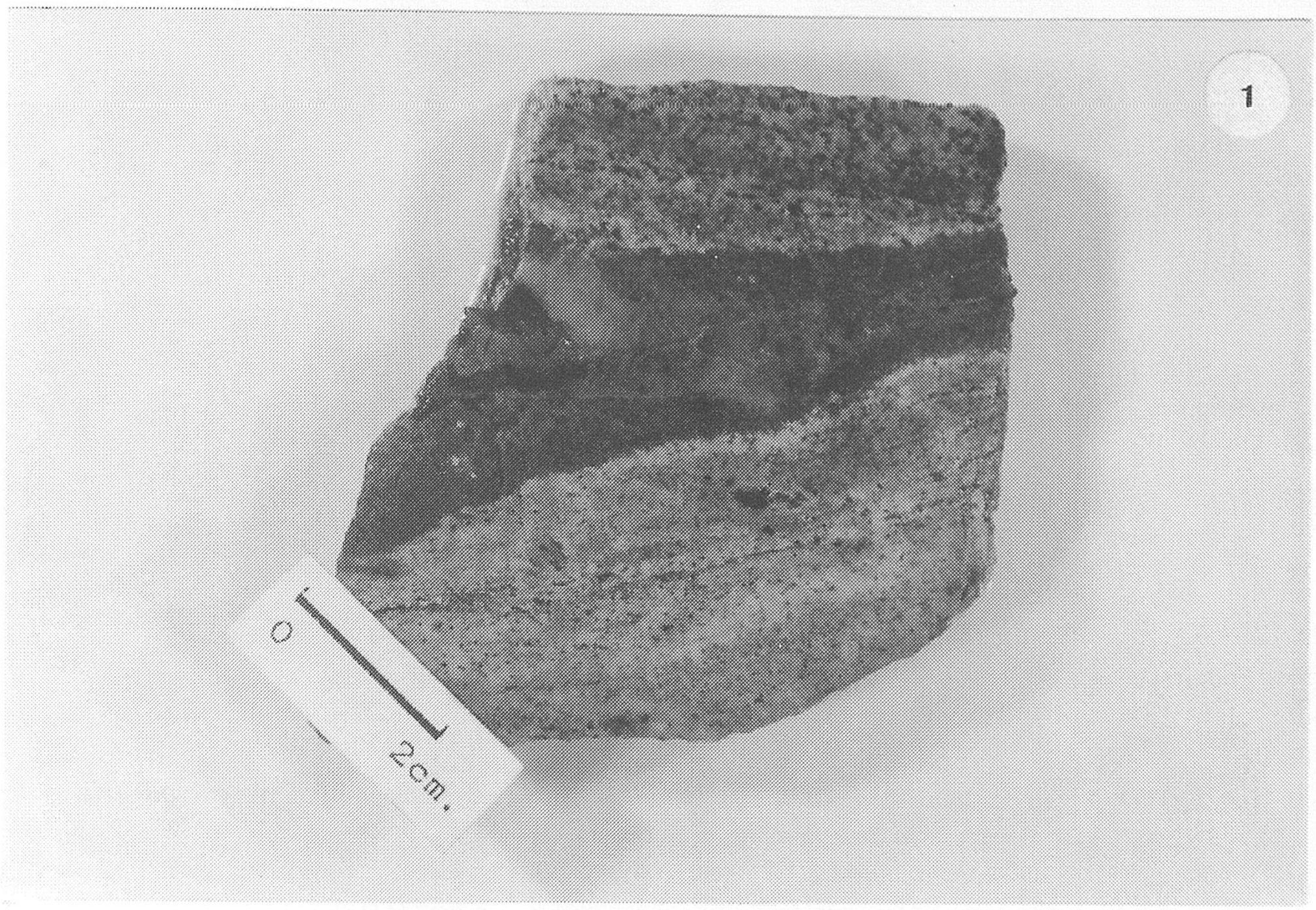
(a) Zona de borde con textura granítica y tamaño de grano medio, cuyo tamaño de grano aumenta gradualmente hacia la siguiente zona. Representa una zona de escasa potencia, mostrando unos pocos centímetros en los cuerpos de tamaño más reducido y de 1 a 2 m en los de mayores dimensiones. Se trata de una zona con cuarzo y feldespato pertítico rica en turmalina, granate, clorita, moscovita y biotita arborescente.

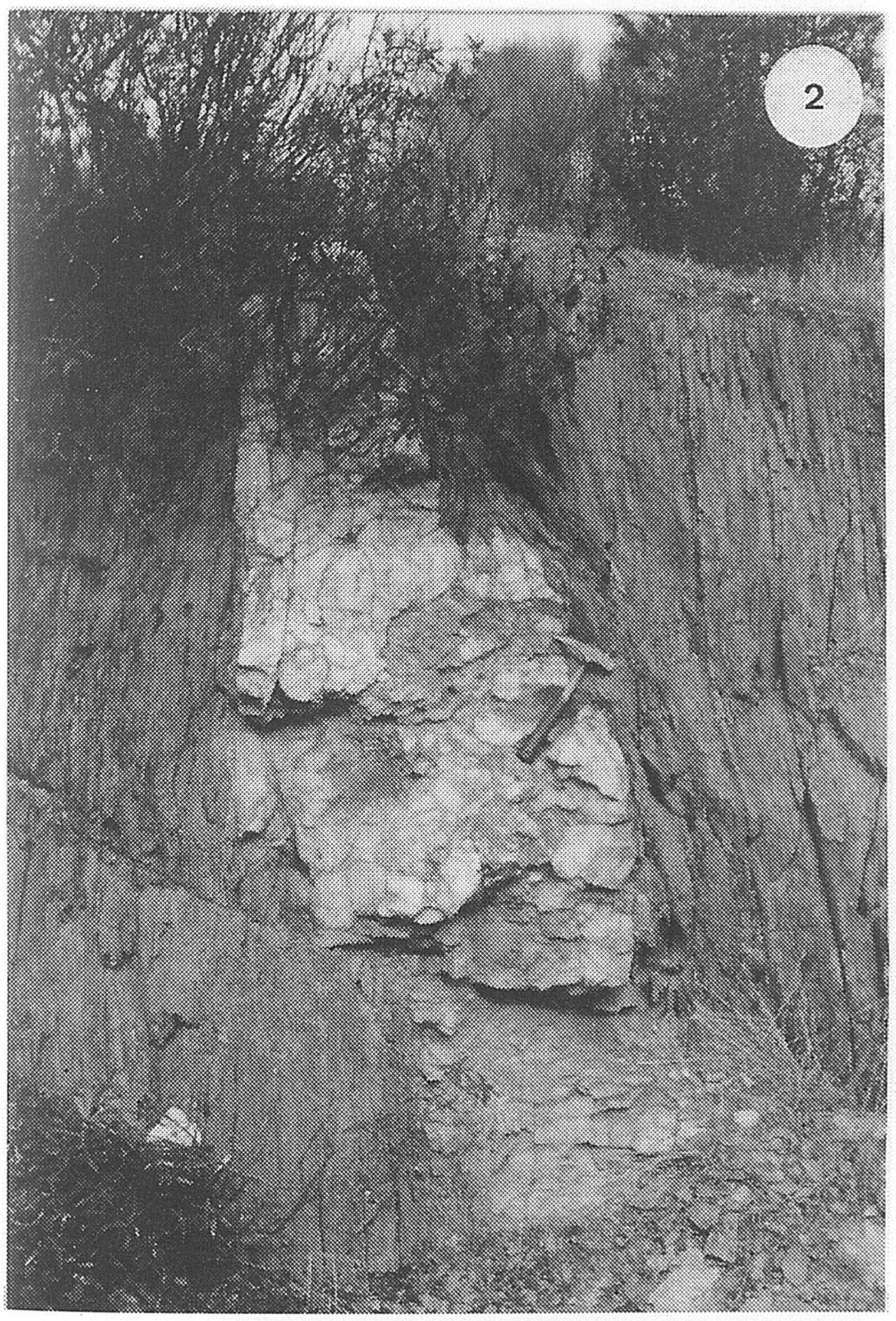
(b) Zona intermedia de grano grueso y textura gráfica, con cuarzo, feldespato potásico y albita y, minoritariamente, moscovita.

(c) Zona central de grano muy grueso (con cristales de 1 a 2 m) y textura pegmatítica gigante, compuesta fundamentalmente por cuarzo y feldespato potásico.

No ha sido posible diferenciar el típico núcleo de cuarzo. Esto puede deberse a que está situado, quizás, a mayor profundidad de la hoy día visible o a que no existe.

La mineralogía de este tipo de pegmatitas es bastante variada y compleja, predominando los minerales silicatados. Dicha mineralogía está constituida fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico (ortosa, microclina intermedia y microclina de baja temperatura), plagioclasa sódica (albita), moscovita, biotita, turmalina (chorlo-dravita), granate (almandino-espesartita), clorita (chamosita), bertierina, berilo, crisoberilo, circón, menas metálicas (pirita, calcopirita y magnetita), óxidos de Fe-Ti (rutilo, microintercrecimientos de hematites-magnetita y de magnetita-rutilo, Fenoll *et al.*, 1983), minerales de Nb y Ta (pertenecientes al grupo de la columbita-tantalita), fosfatos (fluorapatito, magniotriplita) y diversos minerales de uranio (uraninita, brannerita, thorita,


1
0
2cm.


2

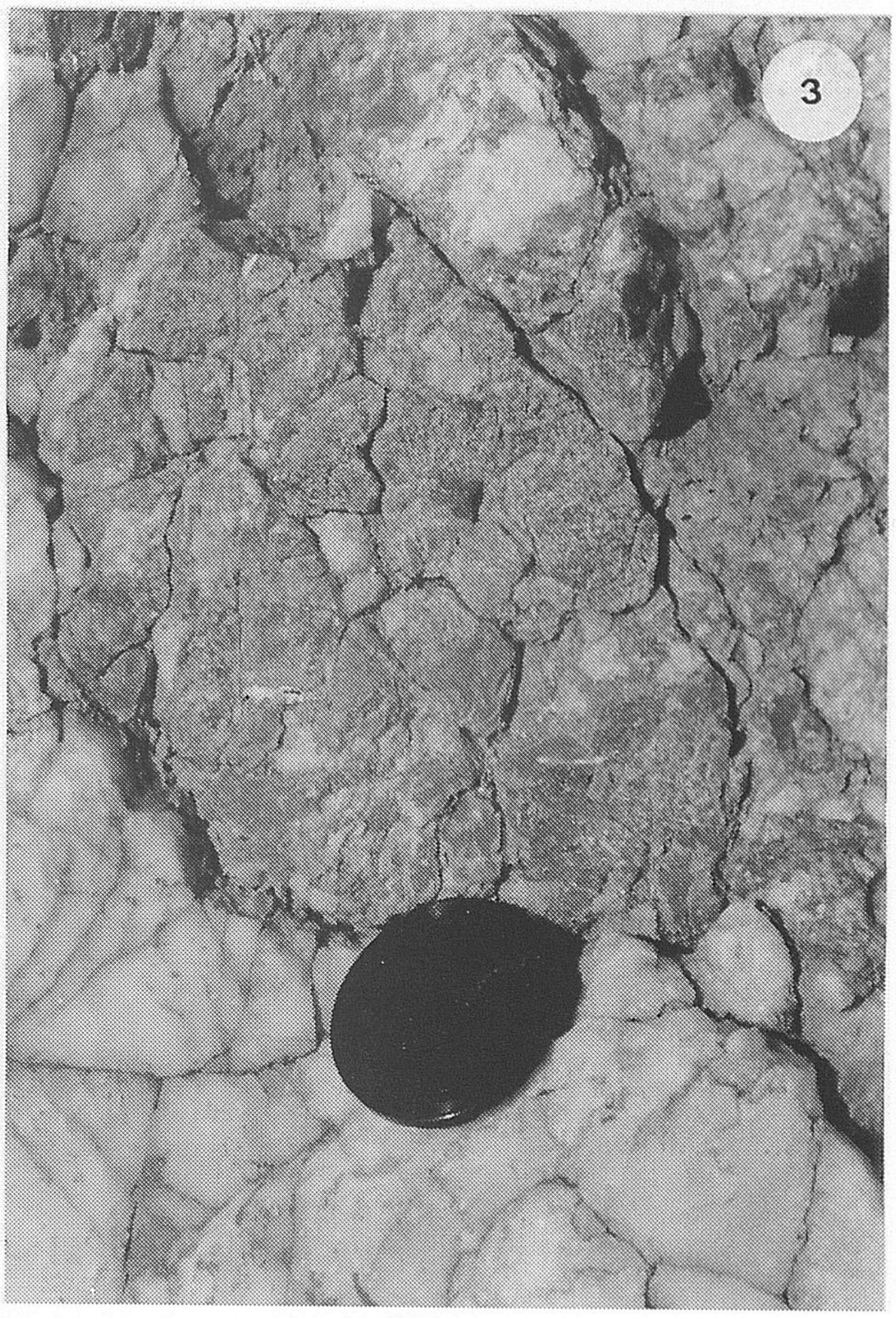
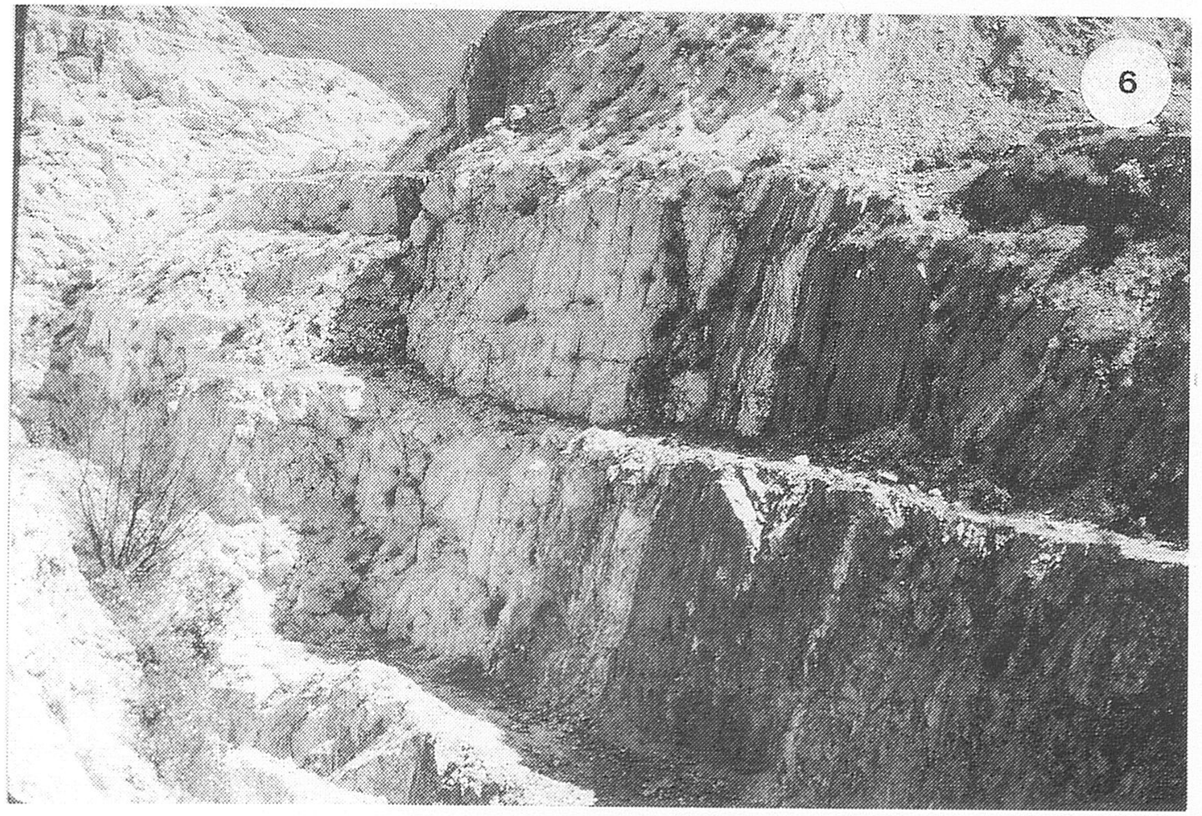

3

FOTO 1. *Aspecto macroscópico de las pegmatitas de tipo I con anfíbol y/o epidota (NE del Cerro de la Sal).*

FOTOS 2 y 3. *Aspecto macroscópico de las pegmatitas de tipo II con silicatos de aluminio (Era de la Charneca).*


4


5


6

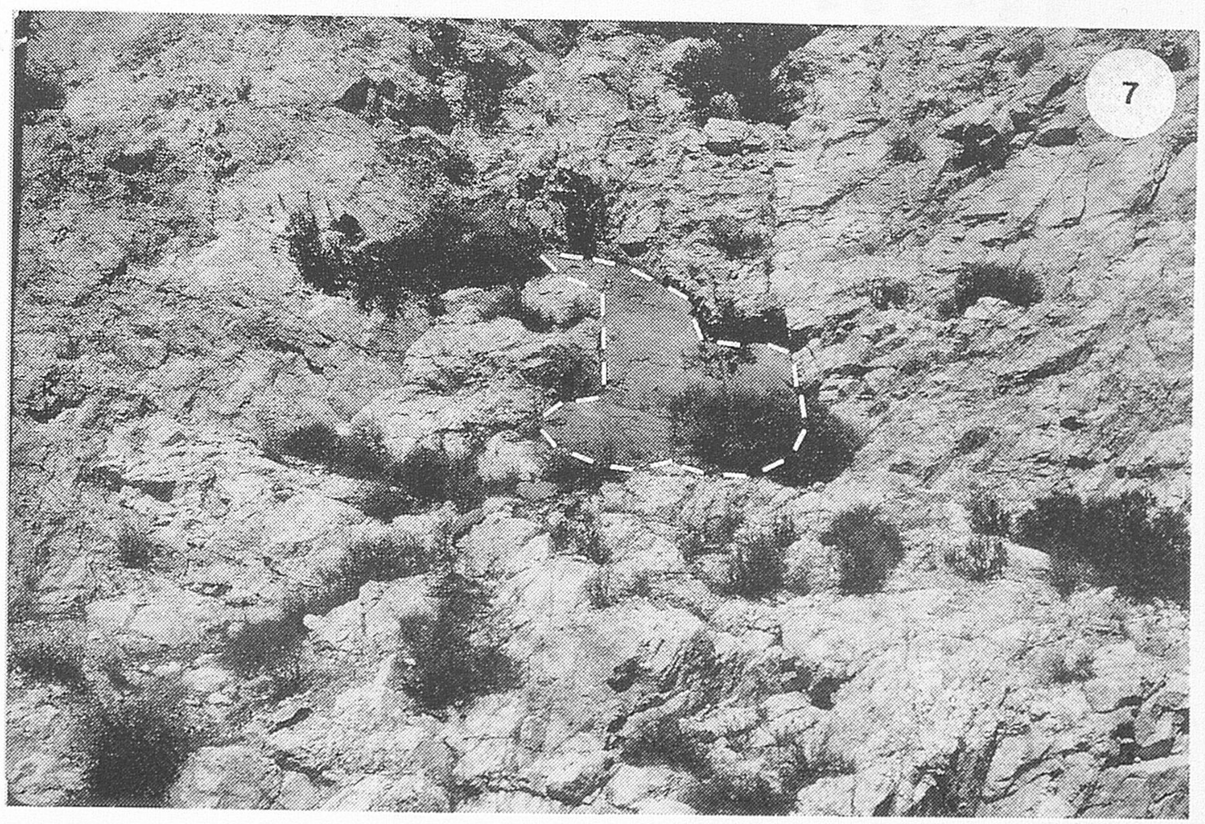

7

FOTO 4. Aspecto general de las pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas (Cerro de la Sal y Peña Grajera).

FOTO 5. Contacto neto entre el cuerpo pegmatítico y las rocas encajantes (Peña Grajera).

FOTO 6. Contacto transicional entre el cuerpo pegmatítico y las rocas encajantes (Cerro de la Sal).

FOTO 7. Enclave de roca encajante dentro de la masa pegmatítica (Diéresis).

becquerelita, gummitas, autunita, torbernita, uranofana, fosfuranilita; Arribas, 1967).

Algunas pegmatitas muestran una estructura interna simple sin presencia de ningún tipo de zonación, mientras que otras presentan estructura interna zonada (Garrote *et al.*, 1980). En este sentido, podemos diferenciar entre pegmatitas homogéneas (no zonadas) y pegmatitas heterogéneas (zonadas). Este criterio ha servido de base para la descripción de dichos afloramientos que se muestra, de manera esquemática, en las Tablas IV.2 y IV.3.

TABLA IV.2. Características de los principales afloramientos de pegmatitas cuarzo-feldespáticas no zonadas de Sierra Albarrana

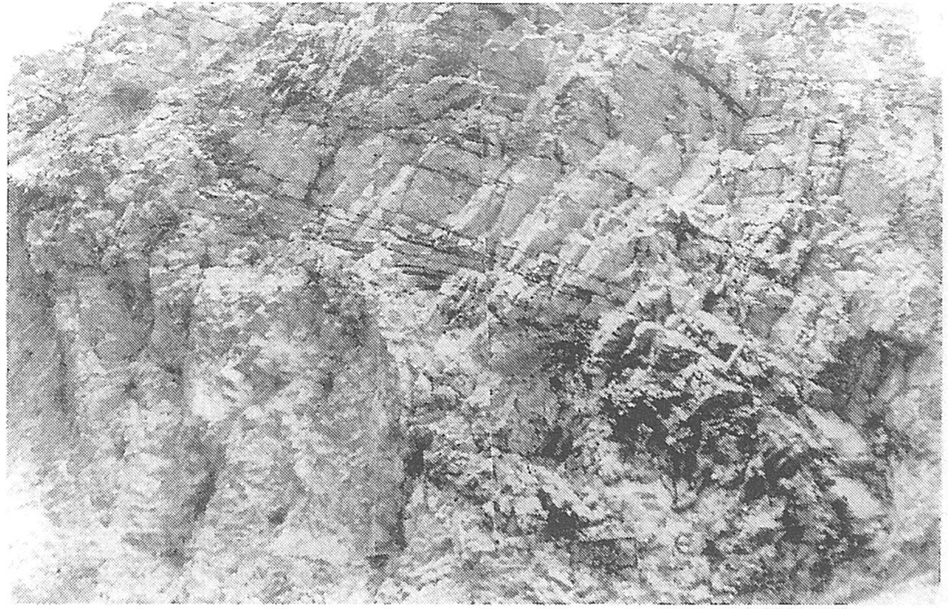
Afloramiento	Tipo de roca encajante	Zona metamórfica	Contacto con la roca encajante	Potencia	Morfología	Mineralogía	Textura y tamaño de grano	Otras observaciones
ALAMEDA	Esquistos moscovíticos (Tramo de gneises migmatíticos, Formación Peña Grajera)	Sil-Ms	Concordante y gradual	5 m	Planar	Qtz, Fd-K (blanco), Ab, Tur (negra y verdosa), Bt, Ms, Rt (de 2 cm de long), minerales de U	Gráfica (grano medio)	
BETA (Fig. IV.2)	Cuarcitas de Sierra Albarrana con niveles pelíticos muy muy alterados	Sil-Fd-K	Nítido y brusco	15-40 m	Irregular	Qtz, Fd-K (blanco, rosado y violáceo), Ab, Tur (negra, verdosa), Bt, Ms, Rt (hasta 2 cm de long), minerales de U	En bloques (grano medio-grueso)	Fuerte turmalinización en el encajante, con 7 u 8 niveles de 2 o 3 cm de potencia intercalados en la foliación de las cuarcitas. (Fig.IV.2.1) Biotitización del encajante menos frecuente.
DIERESIS (Fig. IV.3)	Esquistos biotíticos (Tramo de paragneises y esquistos, Formación Gneises del Cabril) (Lineación de intersección en la roca caja (N150° E / 60° SW)	Sil-Fd-K	Nítido y brusco (Fig.IV.3. 1-2)	100 - 150 m	Irregular	Qtz, Fd-K (blanco a rosado), Ab (alterada a sericita), Ms, Tur (Fig.IV.3.D), Bt, óxidos de Fe-Ti (Irt, Iml, Rt, Mag), (Fig.IV.3.B) minerales de U	En bloques y gráfica (grano medio-grueso)	Enclaves de roca encajante. Muy fracturada y tectonizada. Presencia de "biotititas" (Fig.IV.3.A). Fenómenos de albitización (plagioclasas con texturas en tablero de de ajedrez).

TABLA IV.2. Sigue

CRUZ DEL CHAPARRAL	Gneises cuarcíticos (Tramo de paragneises, esquistos, Formación Gneises del Cabril)	Sil-Fd-K	Concordante y gradual	3-5 m	Tabular	Qtz, Fd-K (blanco, rosado), Ab, Ms, Tur, minerales de U	En bloques (grano medio)	
COLMENAR (Fig. IV.4)	Cuarcitas de Sierra Albarrana (Fig.IV.4.1)	Sil-Fd-K	Nítido y brusco	15-30 m	Irregular	Qtz, Fd-K (blanco, rosado), Tur (muy abundante), Ab (muy alterada a sericita), Bt (escasa), Ms (muy escasa), Irt (Fig.IV.4.2)	En bloques (grano medio-grueso)	Fenomenos de albitización (plagioclasa con texturas en tablero de ajedrez).
POZOS DE JUAN CALVILLO (Fig. IV.5)	Gneises migmatíticos (Tramo de Gneises migmatíticos, Formación Peña Grajera I)(Diques de anfibolitas intercalados en la roca caja, discordantes con el resto de la secuencia, post-metamóficos) (Fig.IV.5.1,2)	Sil-Fd-K	Concordante y gradual	5 m	Irregular	Qtz, Fd-K (rosado), Iit (muy abundante), Tur (escasa), Ms (muy escasa) (Fig.IV.5.3)	Gráfica (mal desarrollada) (grano medio)	Diferenciados pegmatíticos de escasa potencia que gradan hasta el cuerpo pegmatítico principal. Pegmatita muy fracturada. Fenómenos de albitización (plagioclasa con texturas en tablero de ajedrez).
TARAVILLA	Cuarcitas de Sierra Albarrana	Sil-Fd-K	Discordante (nítido y brusco)	5-7 m	Irregular	Qtz, Fd-K (blanco, rosado), Ab Ms, Bt, Tur hasta 10 cm de longitud) (escasa), Ms (muy escasa), Irt	Gráfica (grano medio)	
TRAVIESAS (I y II)	Cuarcitas de Sierra Albarrana	Sil-Fd-k	Discordante (nítido y brusco)	5 m	Irregular	Qtz, Ab, Fd-K (blanco y rosado), Ms, Tur	Gráfica (grano medio)	

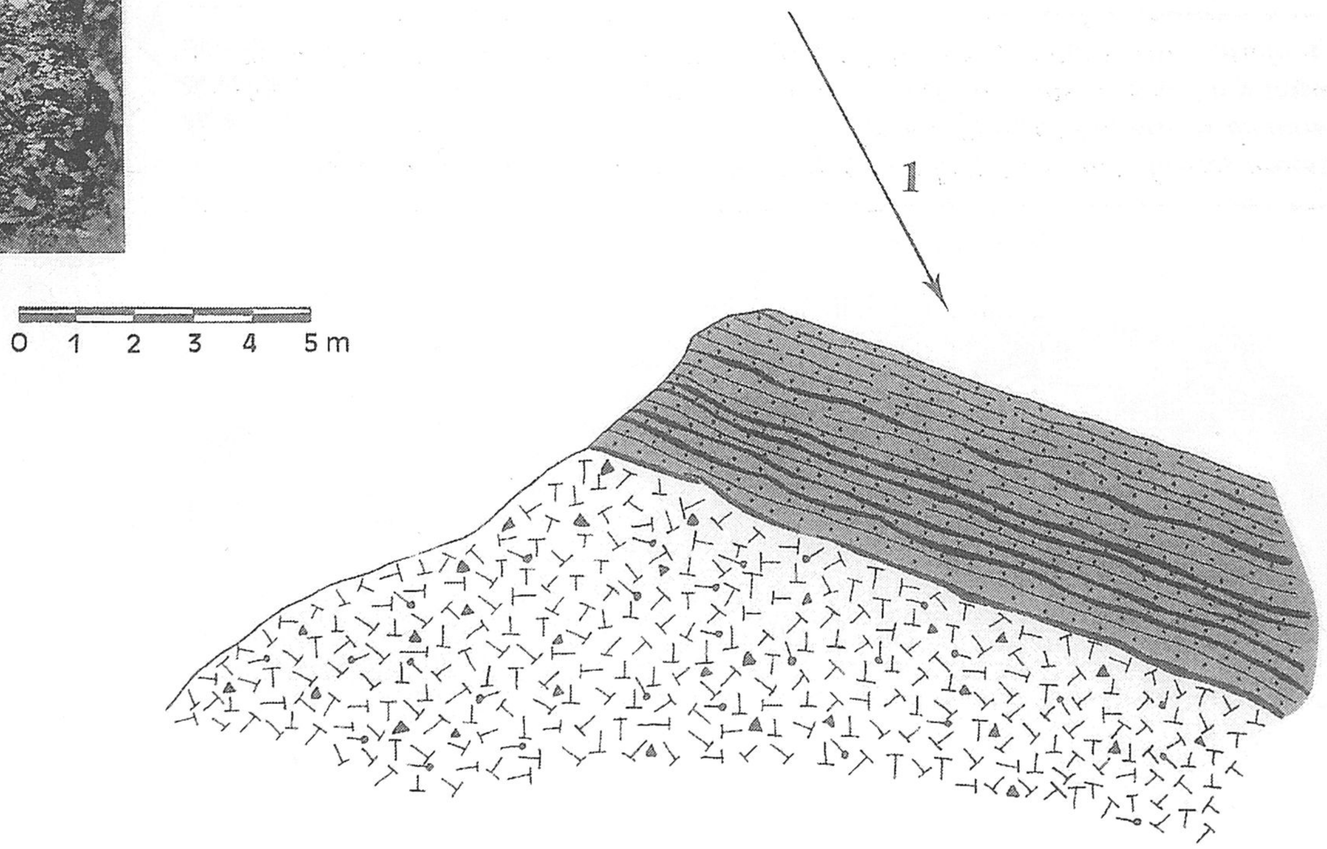
Leyenda: Ver Tabla IV.1.







B

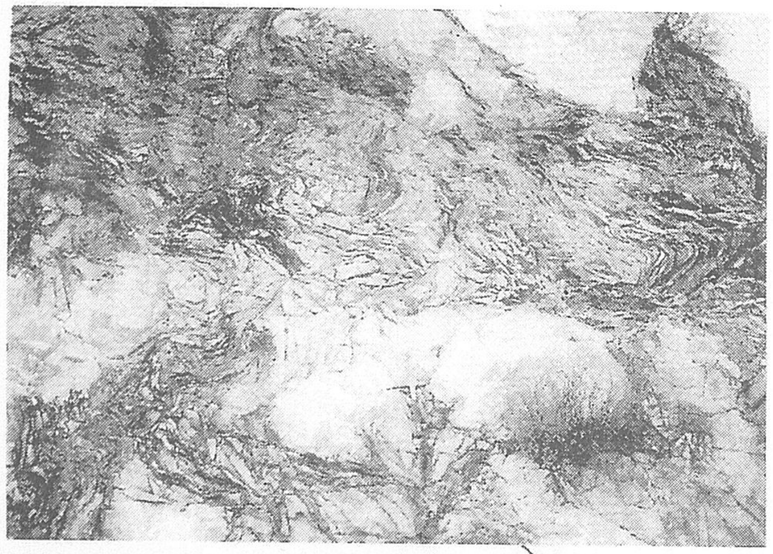


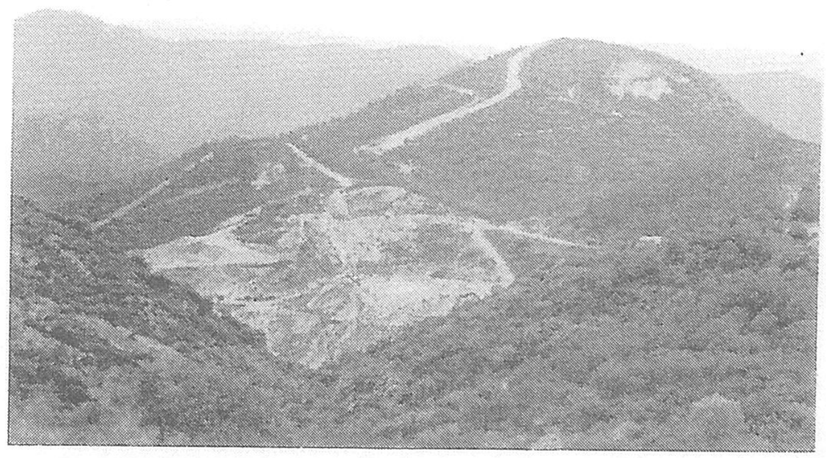
BETA

1 2

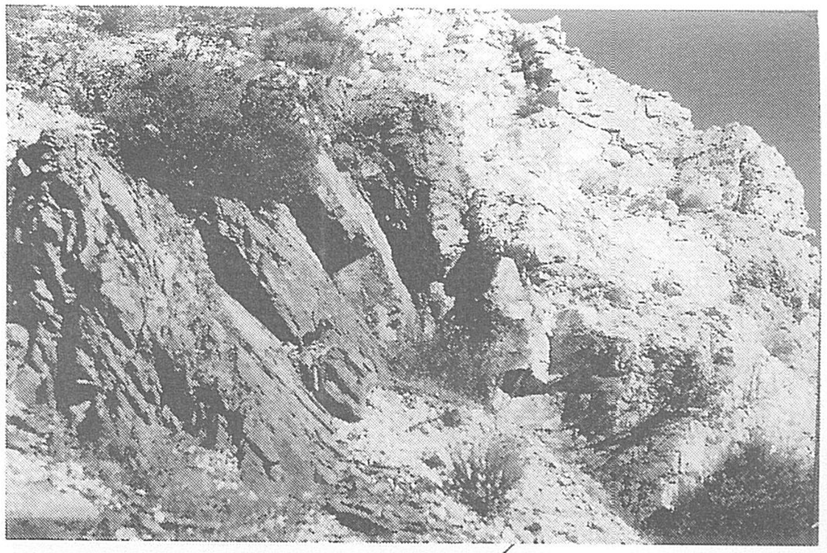
FIG. IV.2

Fig.IV.2. Esquema geológico del afloramiento Beta mostrando fuertes procesos de turmalinización en el encajante. (1) Roca encajante: cuarcitas de Sierra Albarrana con niveles de turmalinización (en negro) intecalados. (2) Pegmatita no zonada con cuarzo feldespato potásico y albita y textura en bloques rica en moscovita, turmalina y biotita. (A) Aspecto general de la escombrera, (B) Entrada a galería subterránea.



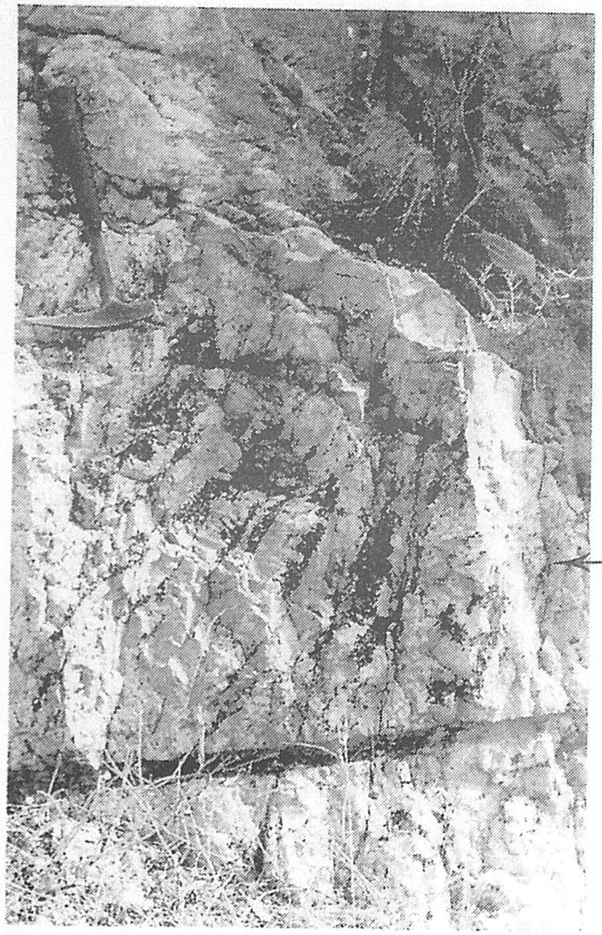


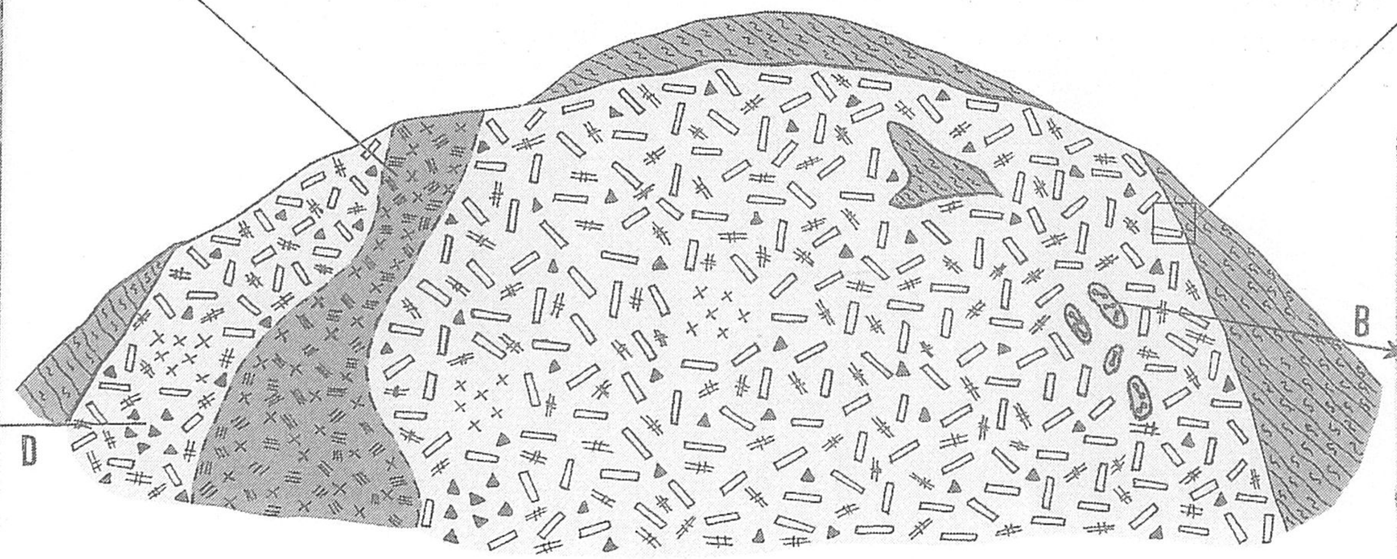
E



A

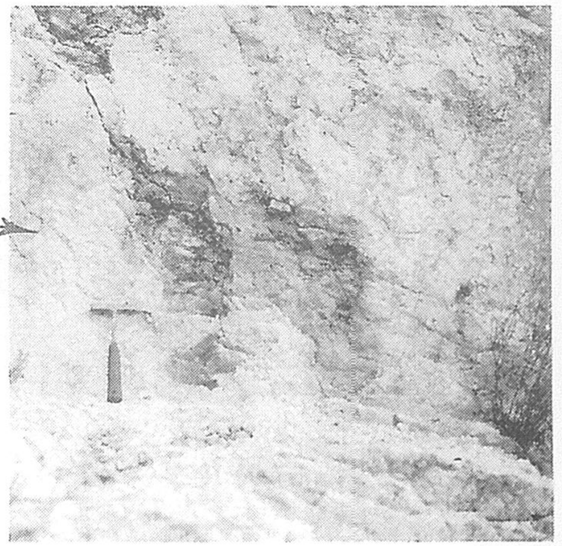
1-2





D

B



0 10 20 30 m

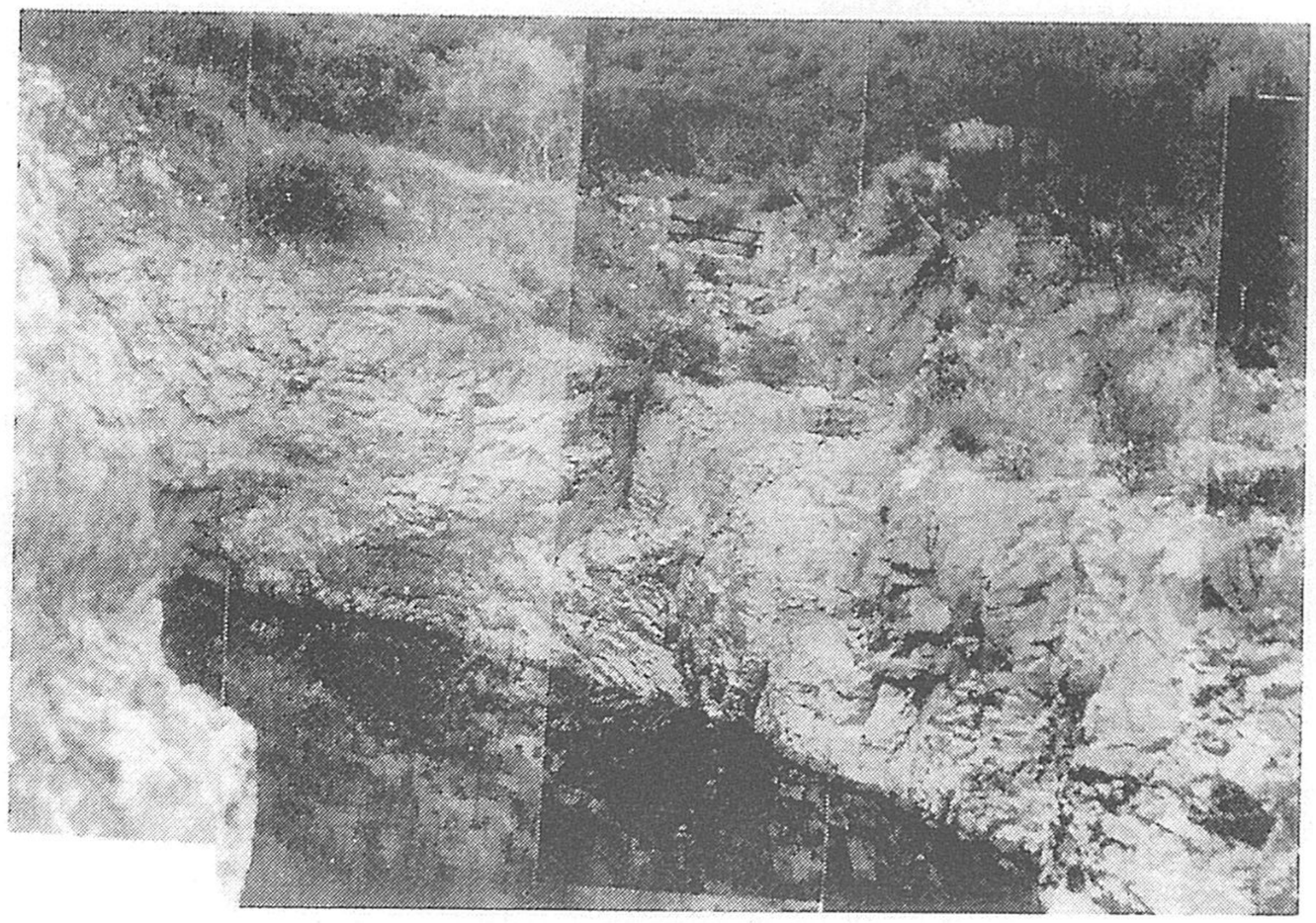
1 2

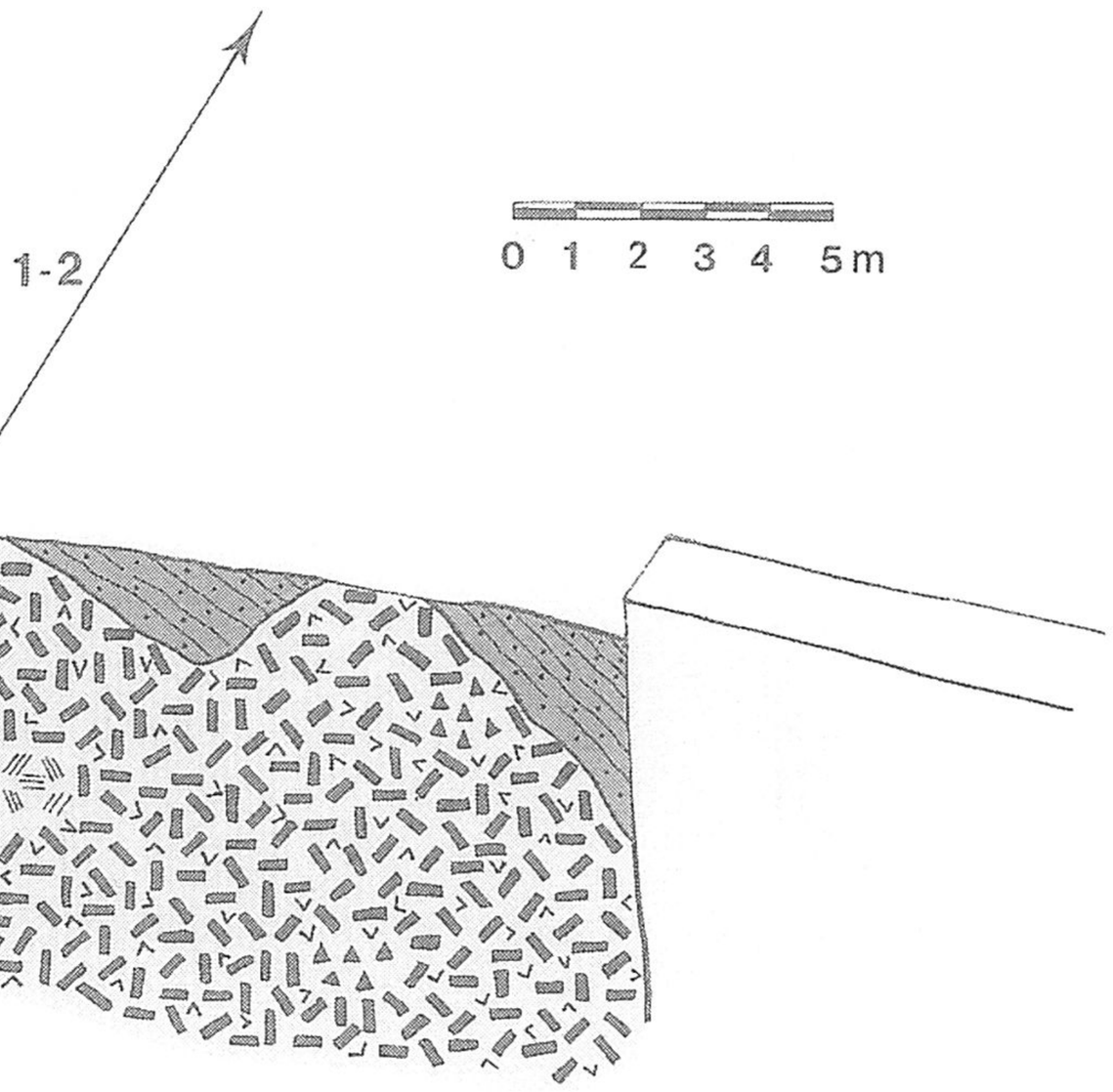
DIERESIS

A B C D

FIG. IV.3

Fig.IV.3. Esquema geológico del afloramiento Diéresis. (1) Roca encajante: esquistos biotíticos, (2) Pegmatita no zonada con cuarzo, feldespato alcalino, albita y turmalina, con textura en bloques y tamaño de grano grueso. (A) "Biotititas", (B) intercrecimientos de óxidos de Fe-Ti, (C) bloques de cuarzo tardío, (D) concentración local de turmalina, (E) Aspecto general del afloramiento.



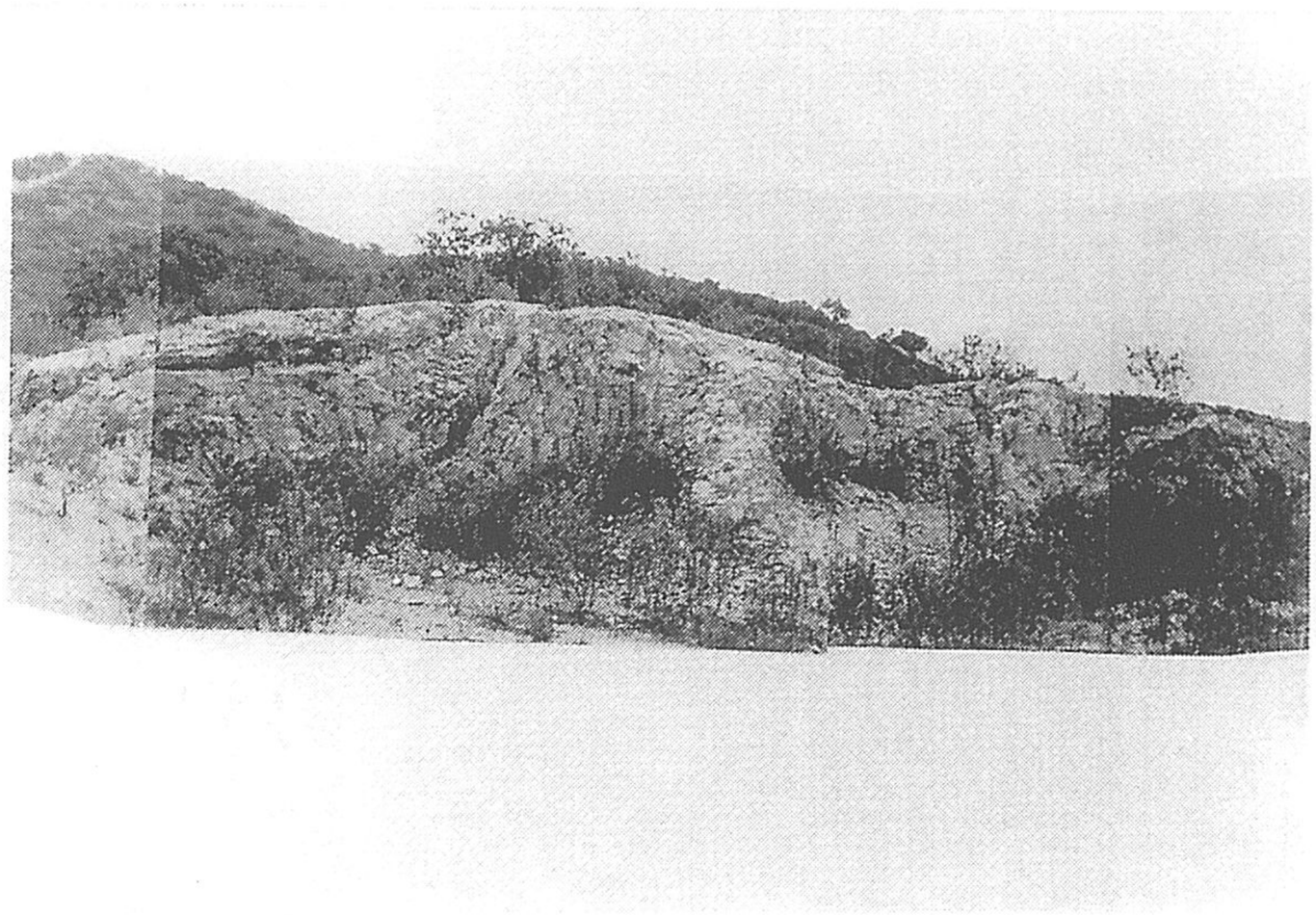


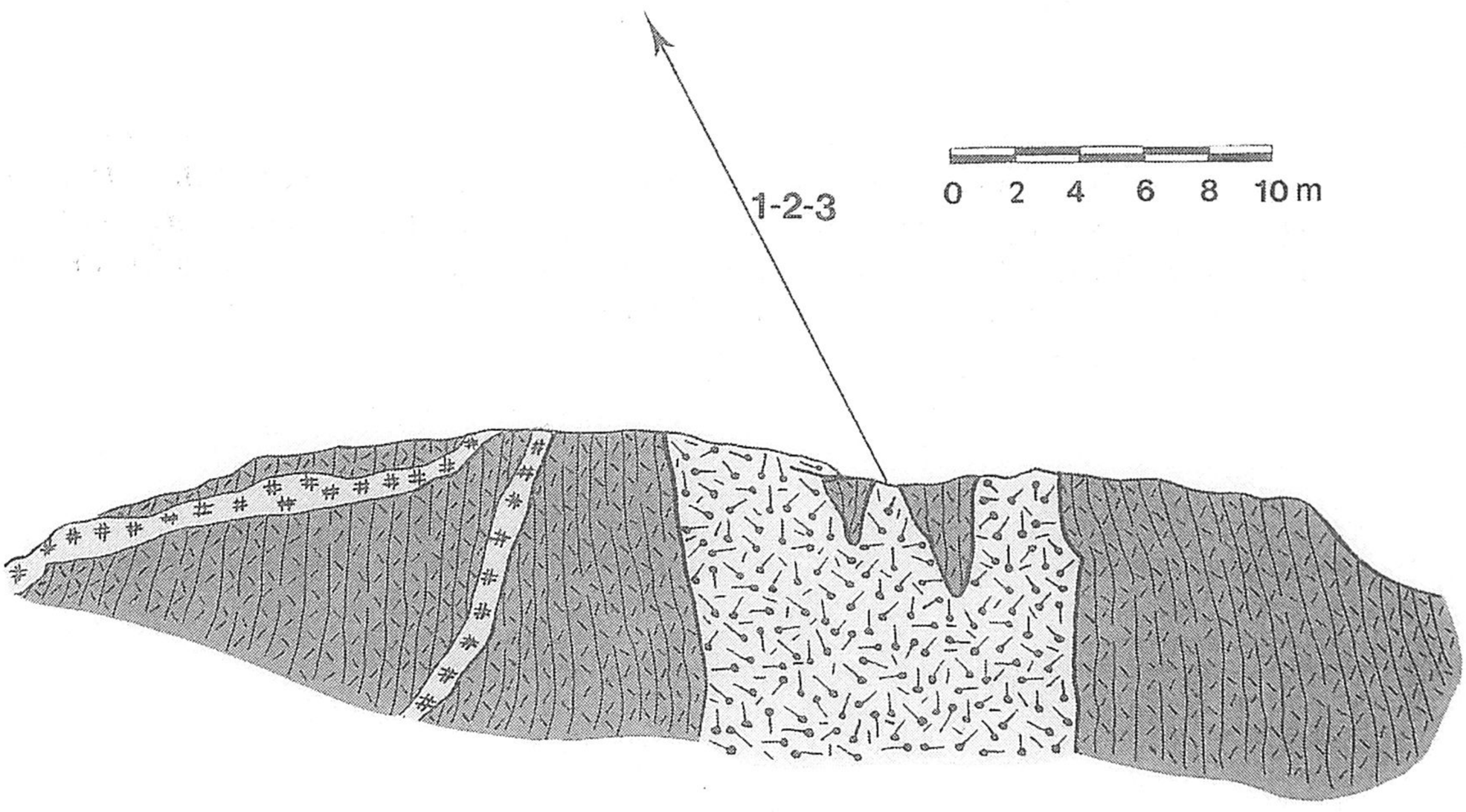
COLMENAR (LOS PALOS)

1 2 A B

FIG. IV. 4

Fig.IV.4. Esquema geológico del afloramiento Colmenar (Los Palos). (1) Roca encajante: cuarcitas de Sierra Albarrana con niveles pelíticos. (2) Pegmatita no zonada, con cuarzo, feldespato potásico y albita con textura en bloques. (A) Concentración local de turmalina, (B) concentración local de biotita.





POZOS DE JUAN CALVILLO

1 2 3

FIG. IV.5

Fig.IV.5. *Esquema geológico del afloramiento Pozos de Juan Calvillo. (1) Roca encajante: gneises biotíticos, (2) diques de anfibolitas discordantes y de carácter postmetamórfico, (3) Pegmatita no zonada con cuarzo, feldespato alcalino pertítico y plagioclasa, con textura gráfica mal desarrollada y tamaño de grano medio.*

TABLA IV.3. Características de los principales afloramientos de pegmatitas cuarzo-feldespáticas zonadas de Sierra Albarrana

Afloramiento	Tipo de roca encajante	Zona metamórfica	Contacto con la roca encajante	Potencia	Morfología	Zonación interna y mineralogía	Otras observaciones
CERRO DE LA SAL (Fig. IV.6)	Esquistos moscovíticos y gneises cuarcíticos (Tramo de gneises migmatíticos, Formación Peña Grajera II) (Fig.IV.6.1)	Sil-Fd-k	Concordante y gradual, transicional (Fig.IV.6.1-2)	100 - 150 m	Irregular	Zona de borde (textura granitoide, grano medio): Qtz, Fd-K (blanco), Tur (Fig.IV.6.E), Grt, Chl, Ms (Fig.IV.6.A), Ap, Mtri, Bt arborescente (Fig.IV.6.B). Zona intermedia (textura gráfica, grano grueso): Qtz, Fd-K (blanco), Ab, Ms, Brl, Cbrl. Zona Central (textura pegmatítica gigante, grano muy grueso): Qtz, Fd-K (blanco).	Diferenciados pegmatíticos que gradan hasta el cuerpo pegmatítico principal (Fig.IV.6.1-2) Tendencia a ensancharse en profundidad. Presencia de nódulos Ms, Chl y Grt (Fig.IV.6.5)
COMA (Fig. IV.7)	Gneises cuarcíticos (Tramo de paragneises y esquistos, parte basal, Formación Gneises Cabril) (Fig.IV.7.1)	Sil-Fd-K	Concordante y gradual	1-2 m	Tabular	Zona de borde (textura granitoide, grano medio): Qtz, Tur (Fig.IV.7.2). Zona central (textura en bloques, grano grueso): Qtz, Ab, Fd-K, Ms, minerales de U (Fig.IV.7.3)	
JUAN CALVILLO (Fig. IV.8)	Esquistos feldespáticos y gneises cuarcíticos (Tramo de Gneises migmatíticos, Peña Grajera II) (Fig. IV.8.1-2)	Sil-Ms	Concordante gradual	15 m	Irregular	Zona de borde (textura granitoide, grano medio): Qtz, Fd-K (blanco), Grt, Bt arborescente, Ms, Tur (Fig.IV.8.2, IV.8.D). Zona intermedia (textura gráfica, grano grueso): Qtz, Fd-K (blanco), Ab. Zona central (textura pegmatítica gigante, grano muy grueso): Qtz, Fd-K (blanco). Unidad de reemplazamiento de Bt (grano muy grueso).	
LOS MORALES (Fig. IV.9)	Cuarcitas de Sierra Albarrana con niveles areniscosos intercalados	Sil-Fd-K	Discordante (nítido y brusco)	10-15 m	Irregular	Zona de borde (textura gráfica, grano fino): Qtz, Tur, Tur, Ab (Fig.IV.9.2) Zona central (textura en bloques, grano muy grueso): Qtz, Fd-K (blanco), Ms, Tur, minerales de U	Fenómenos de albitización (plagioclasas con texturas en tablero de ajedrez)

TABLA IV.3. Sigue

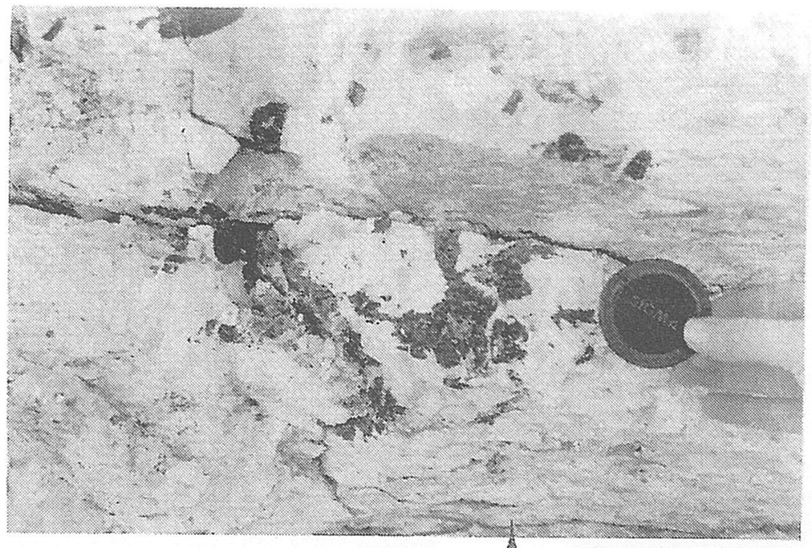
Afloramiento	Tipo de roca encajante	Zona metamórfica	Contacto con la roca encajante	Potencia	Morfología	Zonación interna y mineralogía	Otras observaciones
PEÑA GRAJERA (Fig. IV.10)	Esquistos feldespáticos y gneises cuarcíticos (Tramo de gneises migmatíticos, Formación Peña Grajera II) (Fig.IV.10.1)	Sil-Ms	Nítico y brusco (Fig.IV.10. 1-3)	40 - 50 m	Tabular	Zona de borde (textura granitoide, grano medio): Qtz, Fd-K (blanco), Ab, Ms (Fig.IV.10. 1-3). Zona central (textura pegmatítica gigante, grano grueso): Qtz, Fd-K (blanco), Ab, Brl, Ms, Tur (hasta 10 cm de long), Grt, Co-Ta.	Procesos de turmalinización en el encajante. Presencia de enclaves de roca caja (gneises plagioclásicos turmalinizados ("turmalinitas"). Fenomenos de albitización (plagioclasas con texturas en tablero de ajedrez).
RIO BEMBEZAR	Gneises migmatíticos y esquistos moscovíticos (Tramo de gneises migmatíticos, Formación Peña Grajera)	Sil-Fd-K	Concordante y gradual	20-25 m	Tabular	Zona de borde (textura gráfica, grano medio): Qtz, Fd-K (blanco y rosado), Ab, Bt arborescente, Chl, Grt, Ms, Tur, Brl, Ap. Zona central (textura en bloques, grano grueso): Qtz, Ab, Fd-K (blanco y rosado), Grt, Bt.	Migmatización acusada en la roca caja con diferenciados en bandas ricas en Fd y Qtz.
UMBRIA (Fig. IV.11)	Esquistos biotíticos (Tramo de paragneises y esquistos, Formación Gneises del Cabril) (Fig.IV.11.1)	Sil-Fd-K	Gradual y sinuoso (Fig.IV. 11.1-2)	25-30 m	Tabular	Zona de borde (textura aplítica, grano fino): Qtz, Ab, Ms, Fd-K (blanco y rosado), Tur, Chl, Bt, Zrn (Fig.IV.11.2) Zona central (textura en bloques, grano muy grueso): Qtz (Fig.IV.11.3), Fd-K (blanco y rosado), Ab, Ms (en agregados en hojas de libro de gran tamaño, Fig.IV.11.A), Tur (hasta 20 cm de long, Fig.IV.11.B), Rt, Zrn, minerales de U.	Fenomenos de albitización (plagioclasas con texturas en tablero de ajedrez)

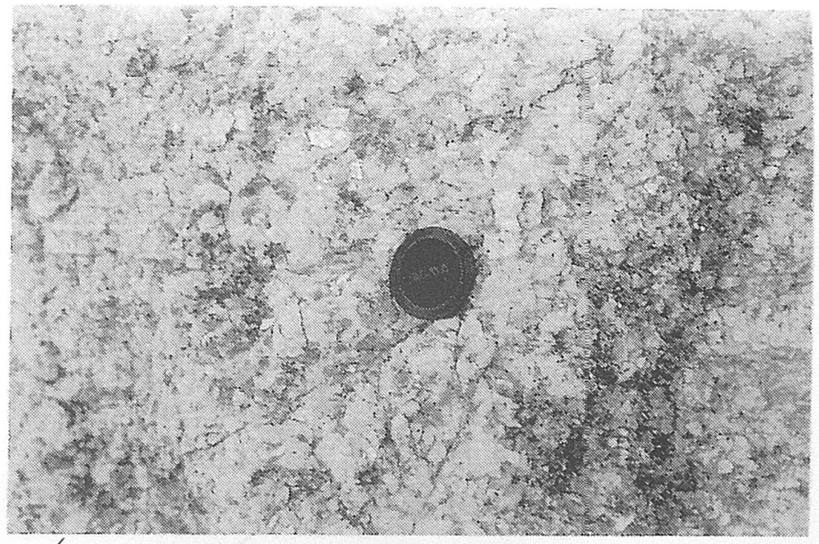
TABLA IV.3. Sigue

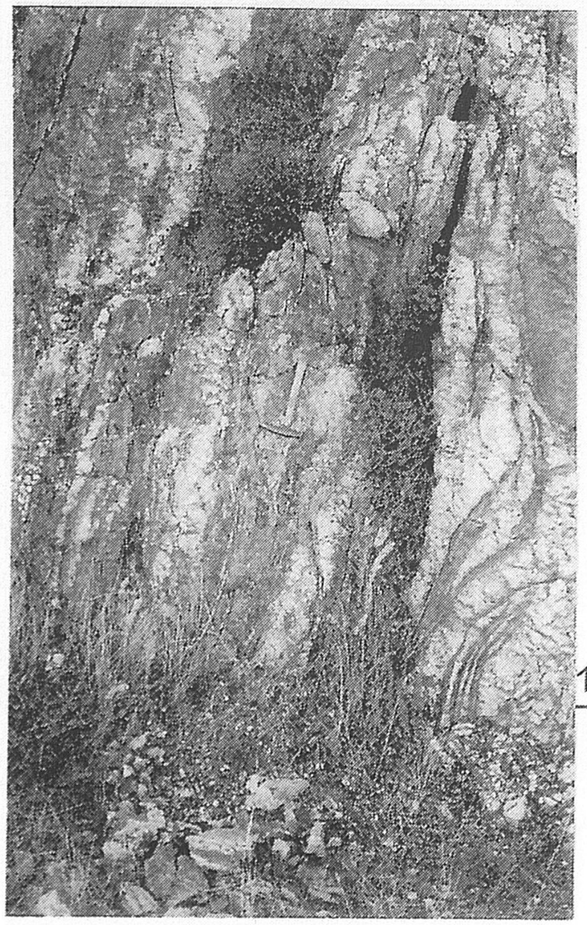
VALDE-NOQUE (Fig. IV.12)	Gneises cuarcíticos (Tramo de gneises migmatíticos, Formación Peña Grajera I)(Diques de anfibolitas intercalados entre la roca caja, discordantes con el resto de la secuencia, post-metamórficos (Fig.IV.12.2)	Sil-Fd-K	Nítico y brusco (Fig.IV.12. 1-3)	20 - 25 m	Irregular	Zona de borde (textura gráfica, grano medio): Qtz, Fd-K (blanco y rosado), Ab, Ms, Bt arborescente (Fig.IV.12.3) Zona central (textura gráfica, grano grueso): Qtz, Fd-K (blanco y rosado).	Fenómenos de albitizaciónión (plagioclasas con texturas en tablero de ajedrez)
VALVER-DA 5	Gneises cuarcíticos (Tramo de gneises migmatíticos, Formación Peña Grajera I)(Diques de anfibolitas intercalados entre la roca caja, discordantes con el resto de la secuencia, post-metamórficos (Fig.IV.12.2)	Sil-Fd-K	Concordante y gradual	25 - 30 m	Irregular	Zona de borde (textura gráfica, grano medio): Qtz, Fd-K (blanco y rosado), Ab, Ms, Bt arborescente (hasta 25 cm de long), Tur, Grt. Zona central (textura en bloques, grano grueso): Qtz, Fd-K (blanco y rosado).	

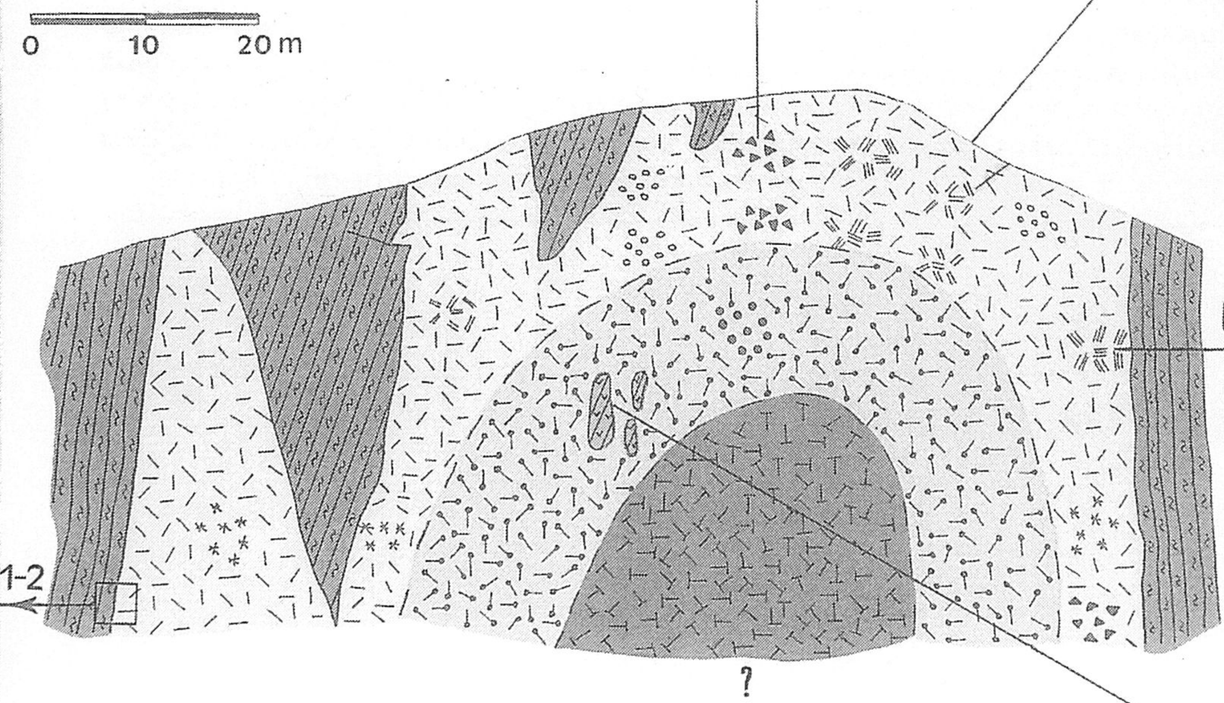
Leyenda: Ver Tabla IV.1.

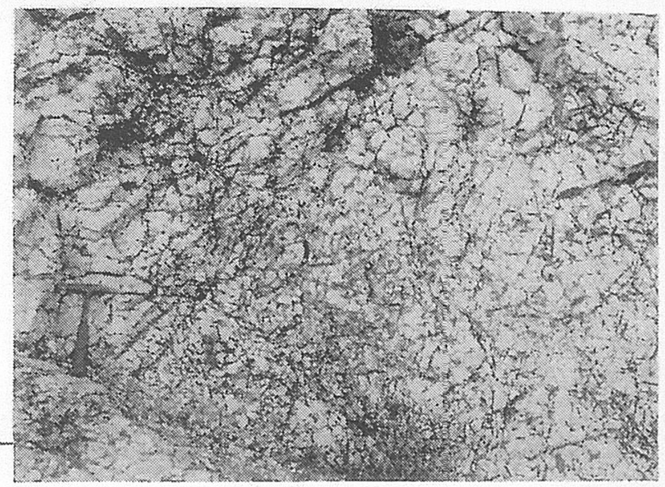


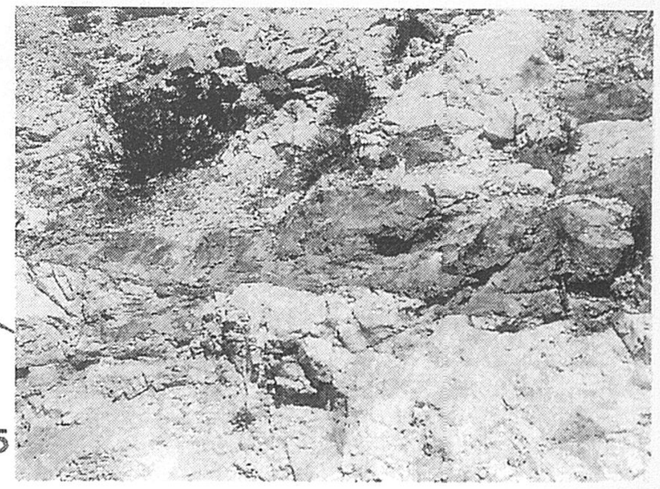












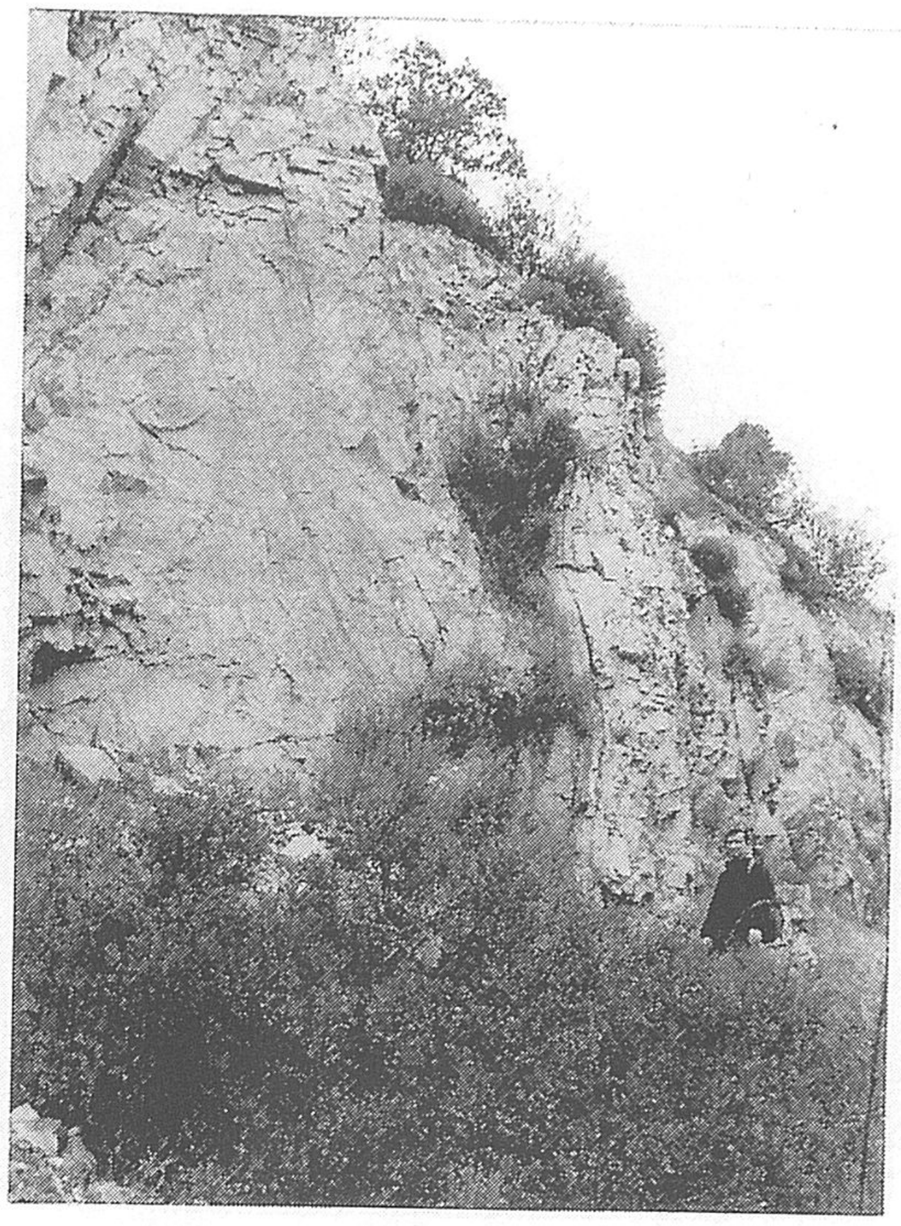
CERRO DE LA SAL

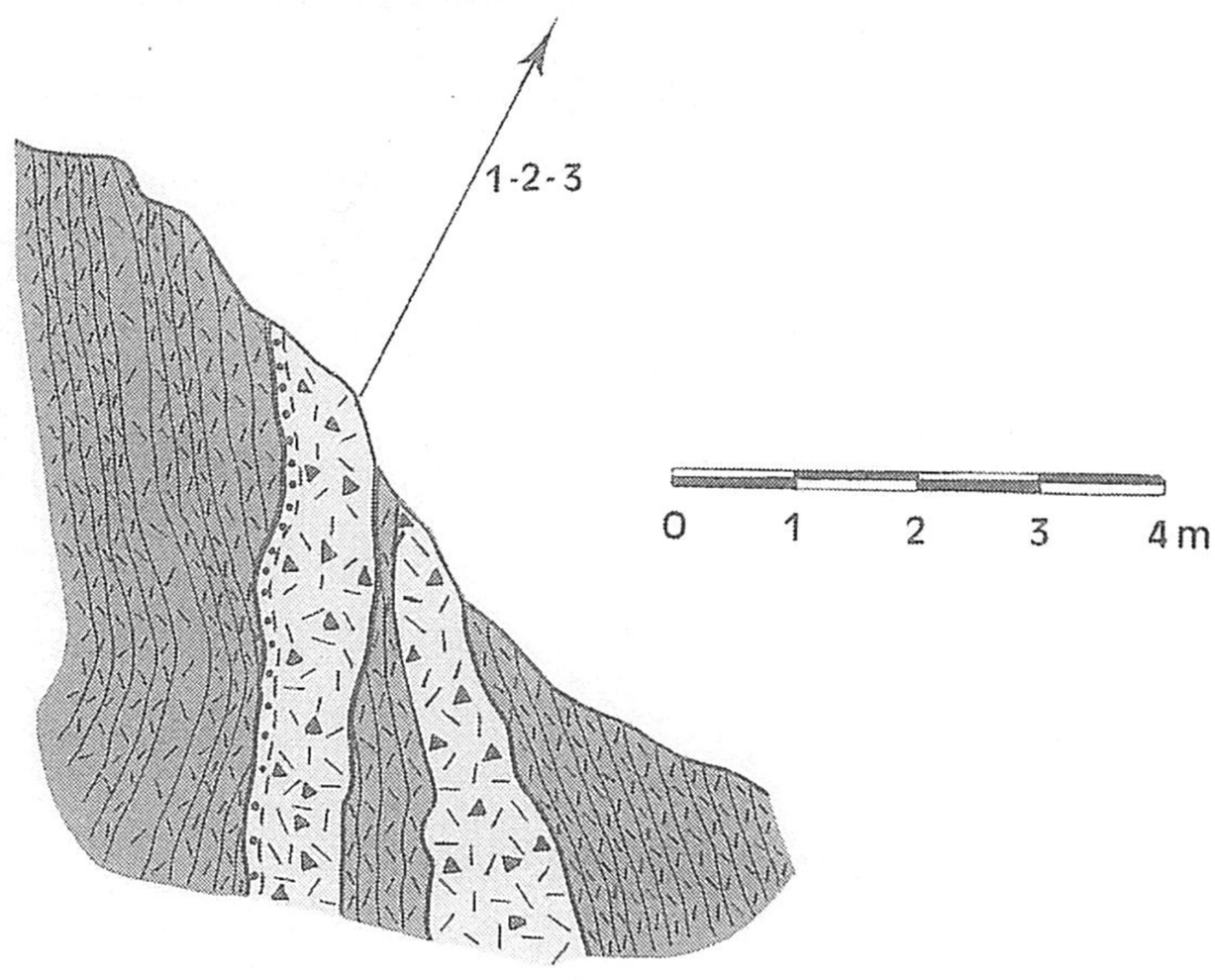
1 2 3 4 5

A B C D E F

FIG. IV.6

Fig.IV.6. Esquema de zonación interna del afloramiento Cerro de la Sal. (1) Roca encajante: esquistos moscovíticos y gneises cuarcíticos. Pegmatita: (2) zona de borde con cuarzo y feldespato pertítico con textura gráfica y grano medio, (3) zona intermedia con cuarzo, feldespato pertítico y albita con textura gráfica y tamaño de grano grueso, (4) zona central con cuarzo y feldespato potásico con textura pegmatítica gigante y grano muy grueso (5) nódulos con clorita, moscovita y granate. Concentraciones locales de: (A) moscovita, (B) biotita, (C) clorita, (D) granates, (E) turmalina, (F) berilo y crisoberilo, (G) Aspecto general del afloramiento.



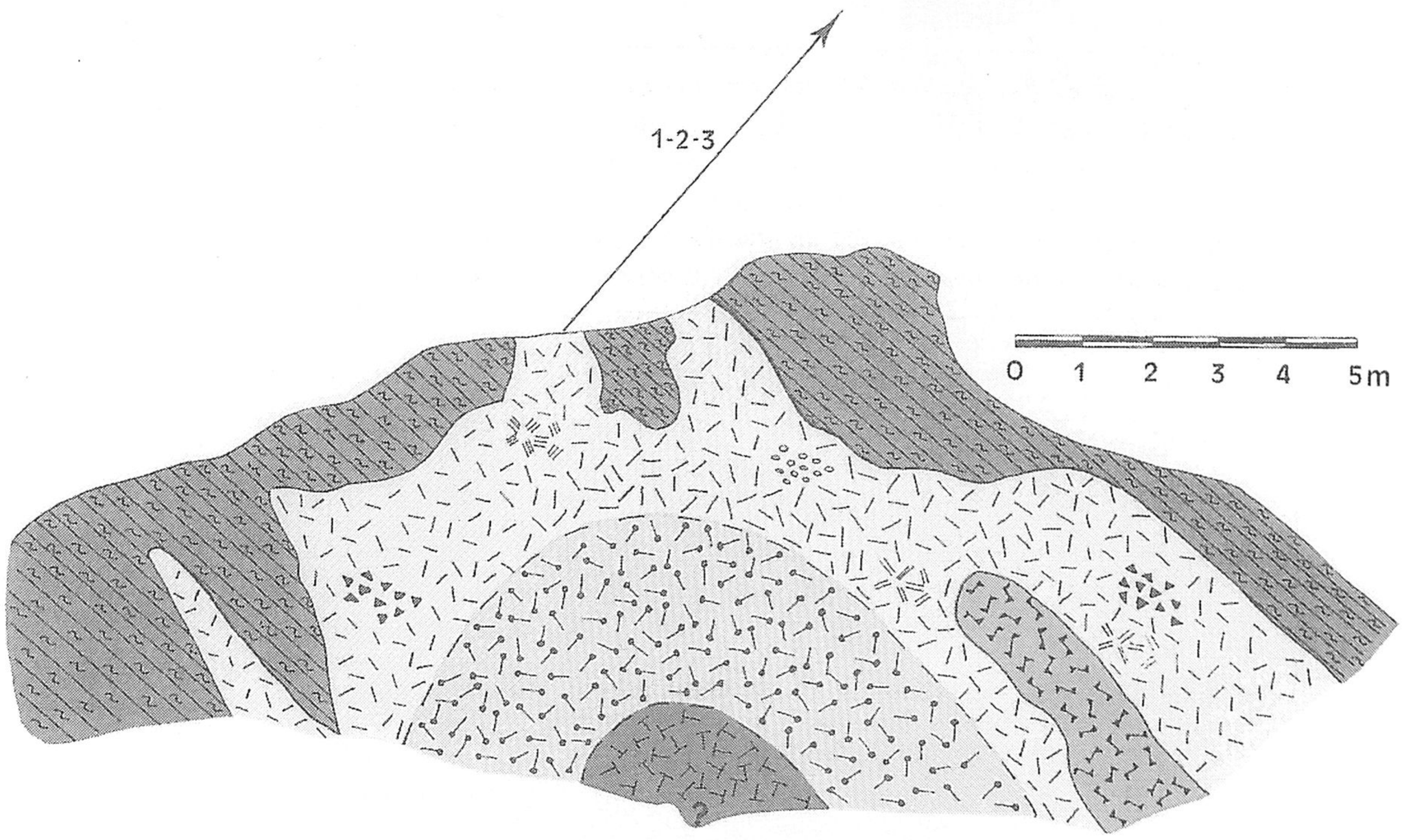


COMA 1 2 3

FIG. IV.7

Fig.IV.7. Esquema de zonación interna del afloramiento Coma. (1) Roca encajante: gneises cuarcíticos. Pegmatita: (2) zona de borde rica en turmalina y cuarzo con textura granítica, (3) zona central con cuarzo y feldespato potásico y textura en bloques rica en turmalina.





JUAN CALVILLO

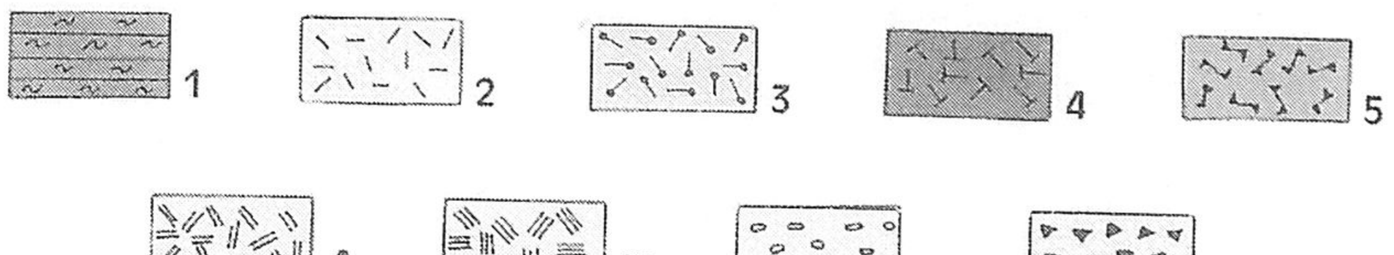
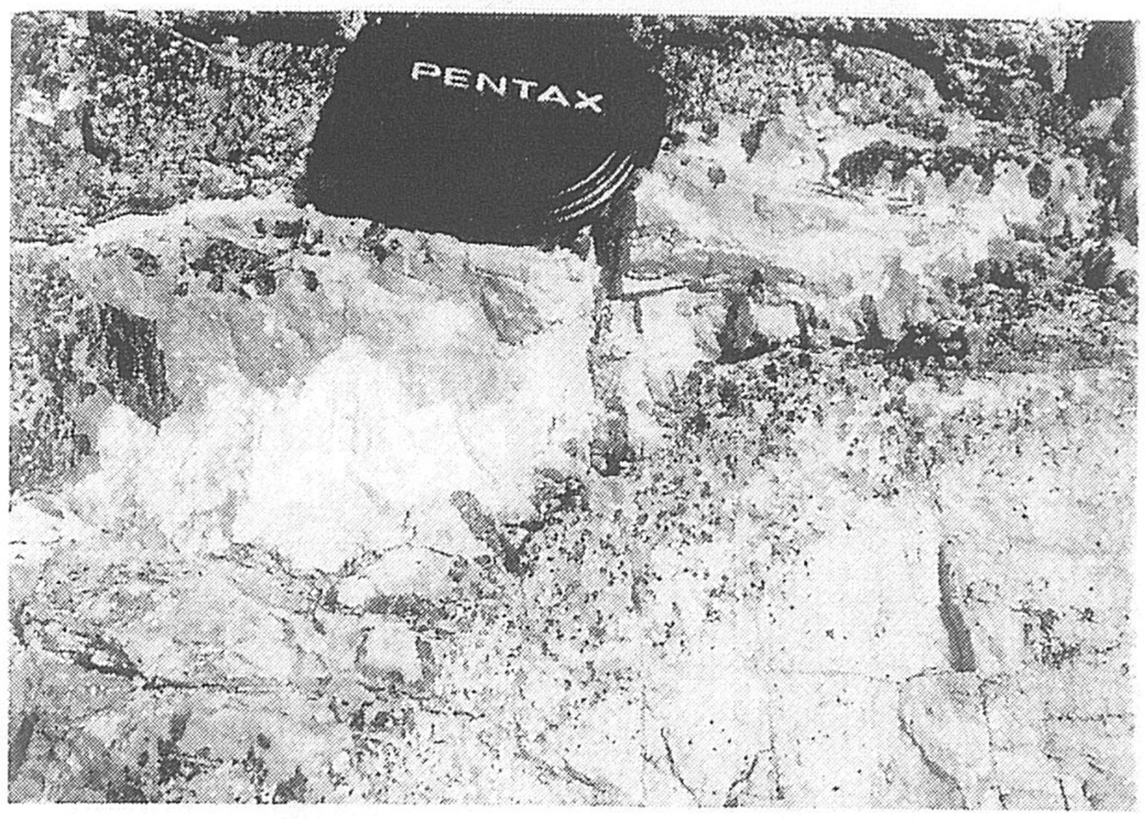
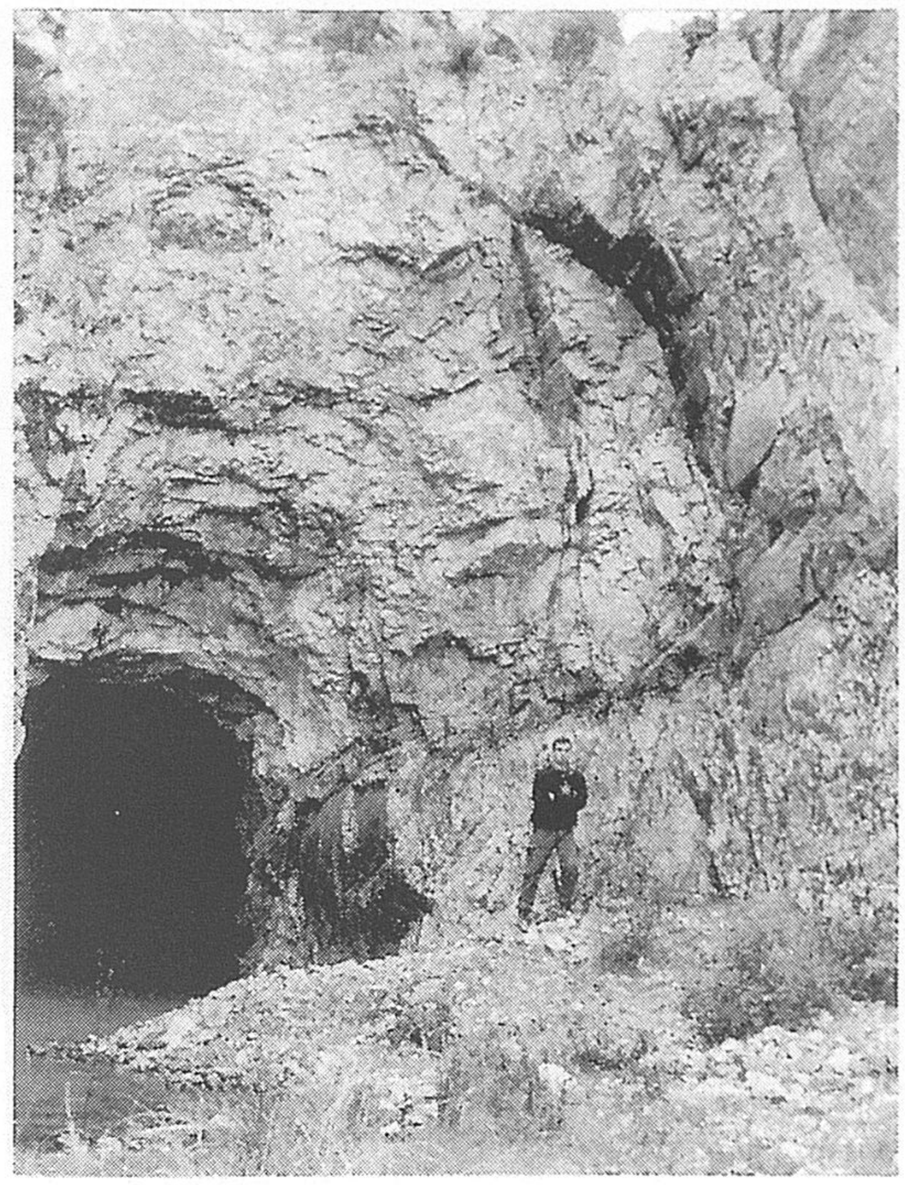


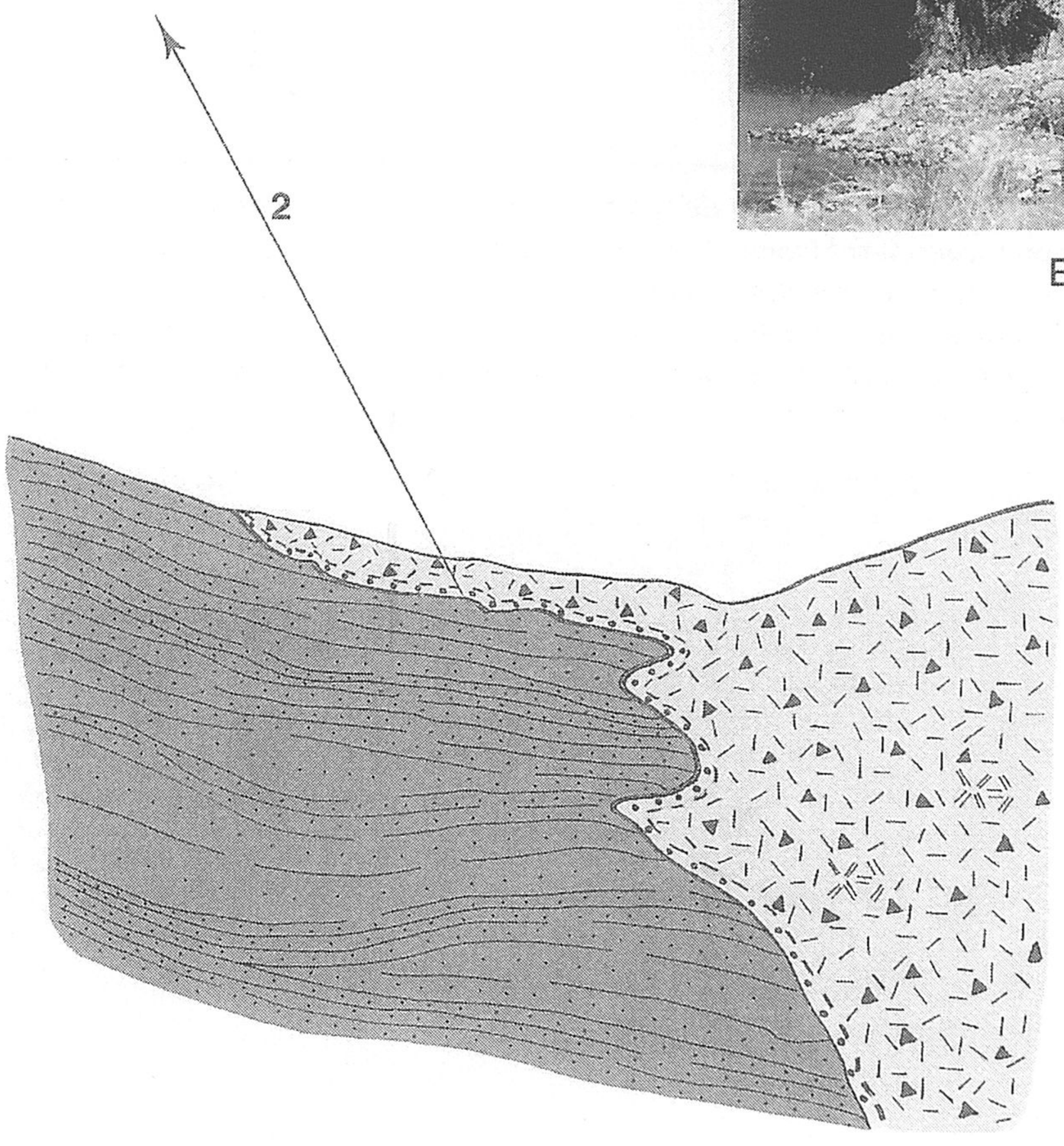
FIG. IV. 8

Fig.IV.8. Esquema de zonación interna del afloramiento Juan Calvillo. (1) Roca encajante: esquistos feldespáticos y gneises cuarcíticos. Pegmatita: (2) zona de borde con cuarzo y feldespato pertítico y textura granítica, (3) zona intermedia con cuarzo, feldespato potásico y albita y textura gráfica, (4) zona central con cuarzo y feldespato potásico y textura pegmatítica gigante, (5) unidad de reemplazamiento de biotita. Concentraciones locales de: (A) moscovita, (B) biotita,(C) granate, (D) turmalina.





B



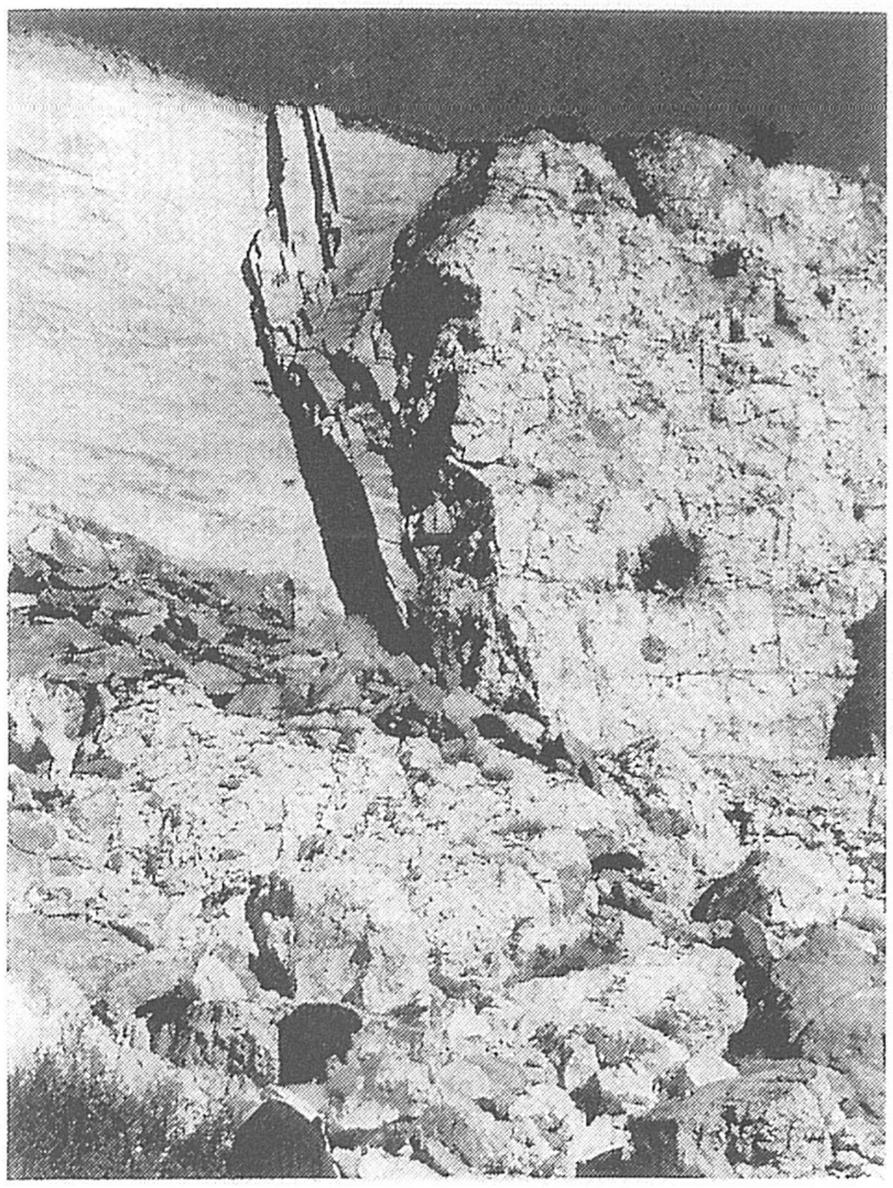
0 1 2 3m

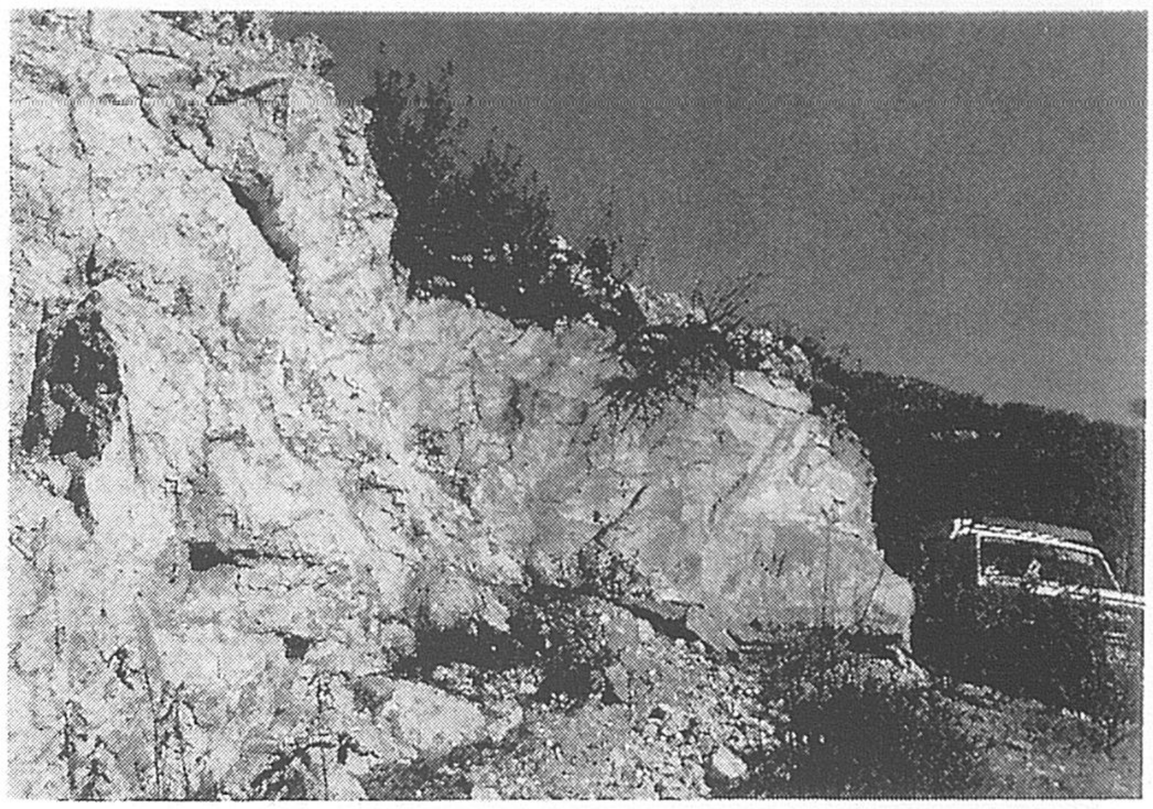
LOS

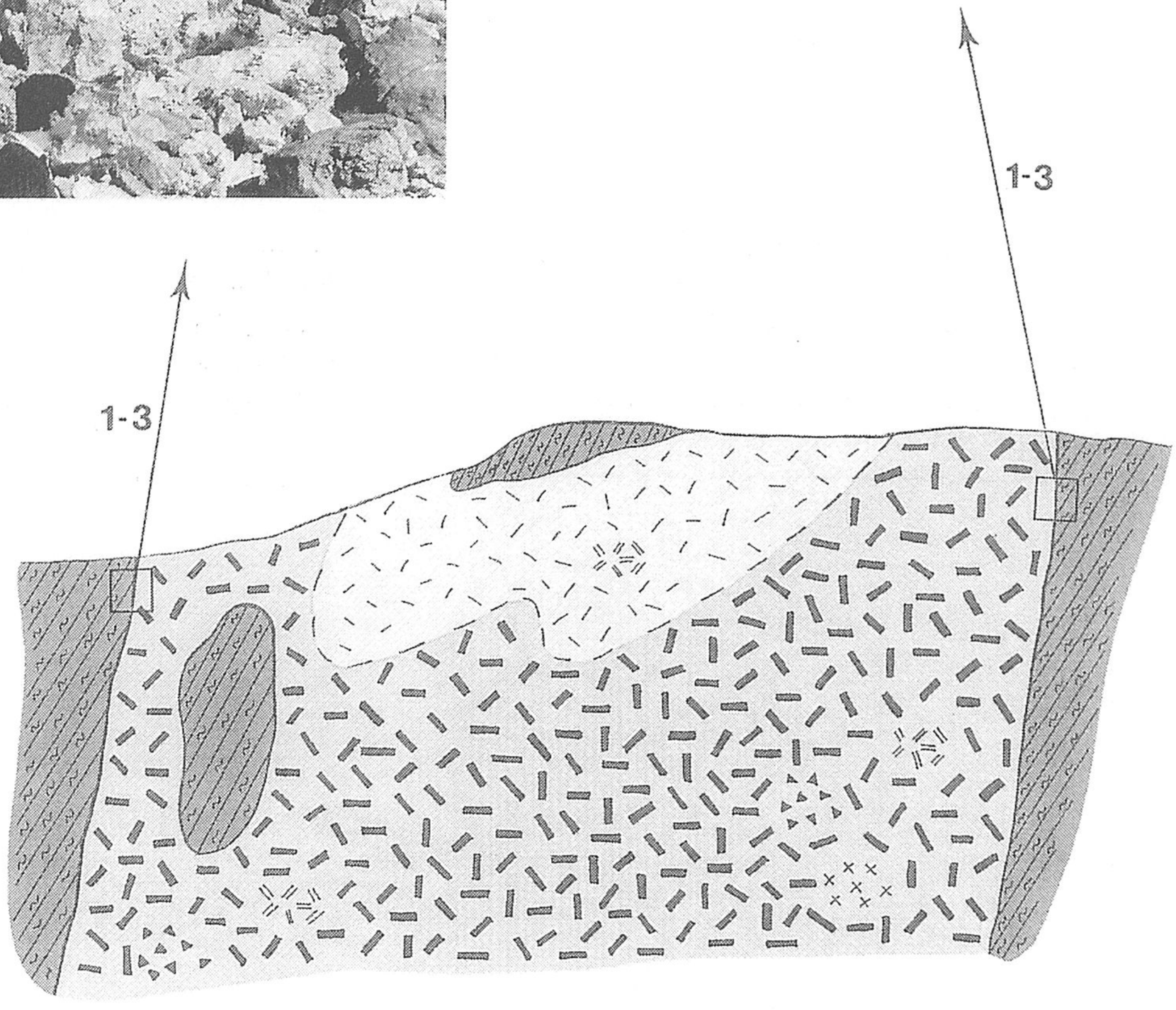
MORALES 1 2 3 A

FIG. IV.9

Fig.IV.9. Esquema de zonación interna del afloramiento Los Morales. (1) Roca encajante: cuarcitas blancas de Sierra Albarrana. Pegmatita: (2) zona de borde con niveles ricos en cuarzo y turmalina y textura granítica con una potencia aproximada = 10 cm. (escala exagerada), (3) zona central con cuarzo y feldespato pertítico y textura en bloques. (A) Zona de alta concentración local de moscovita, (B) Aspecto general del afloramiento.







PEÑA

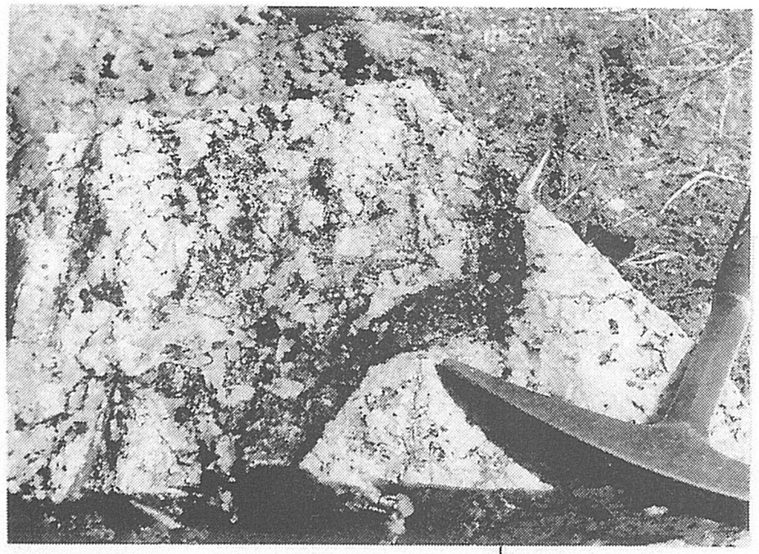
GRAJERA

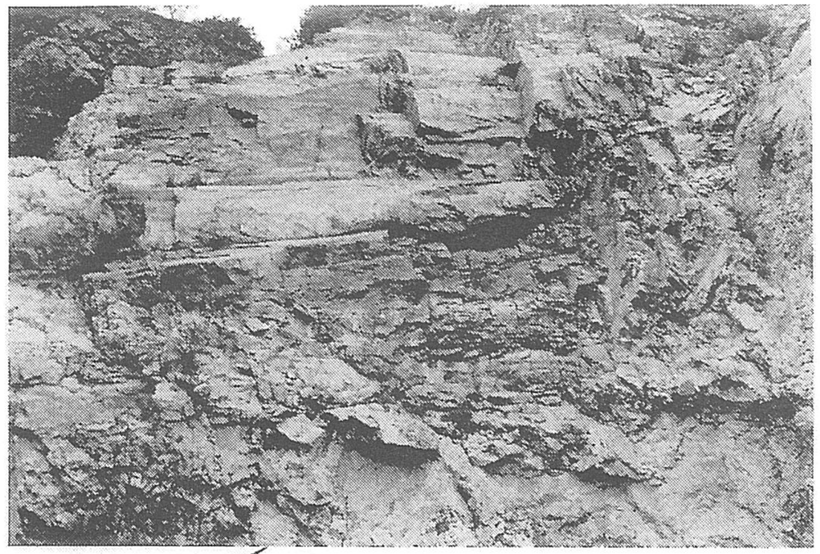
1 2 3

A B C

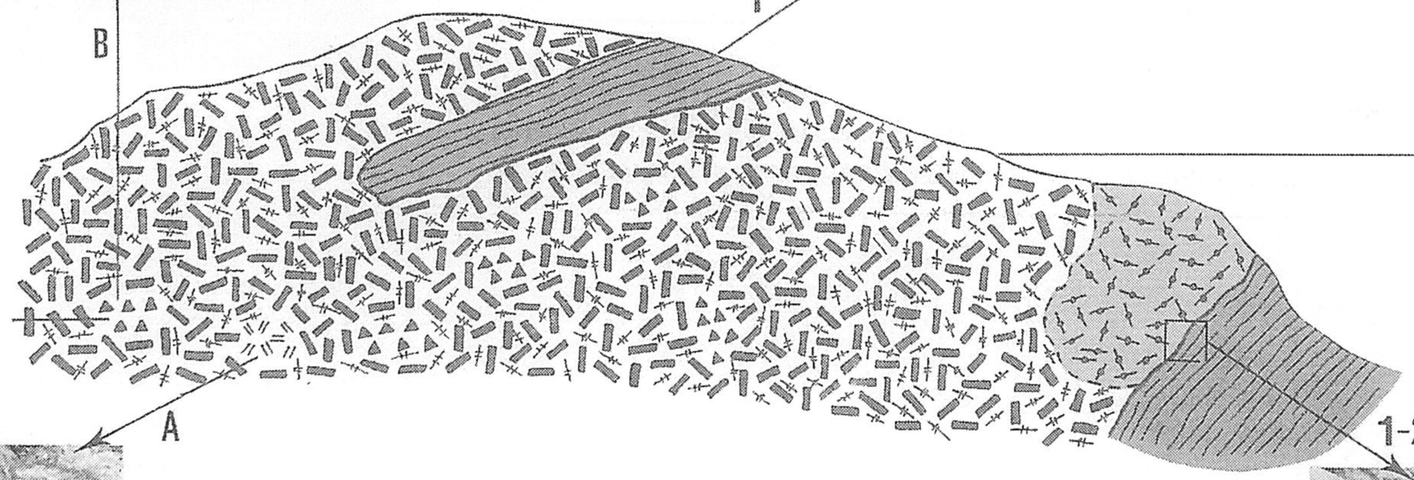
FIG. IV.10

Fig.IV.10. *Esquema de zonación interna del afloramiento Peña Grajera. (1) Roca encajante: gneises cuarcíticos y esquistos feldespáticos turmalinizados. Pegmatita: (2) zona de borde con cuarzo y feldespato pertítico y textura granítica, (3) zona central con cuarzo y feldespato pertítico berilo y textura pegmatítita gigante. Concentraciones locales de: (A) turmalina, (B) moscovita, (C) cuarzo.*

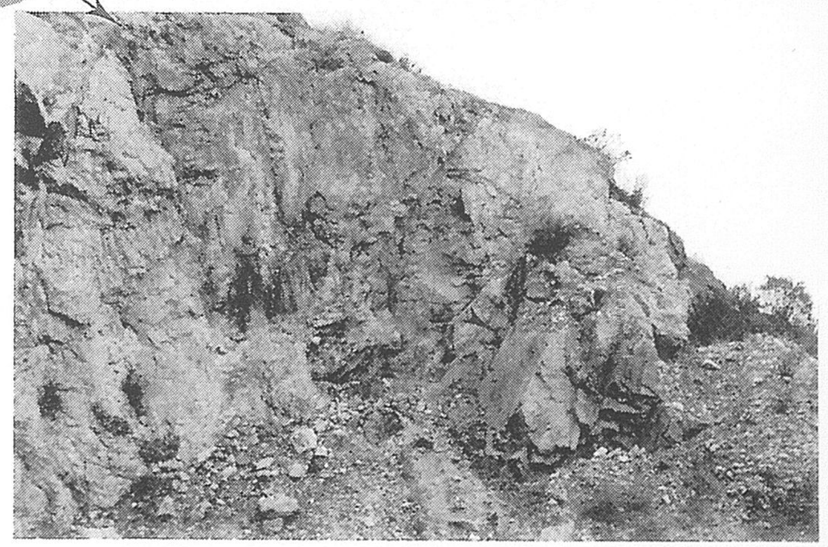








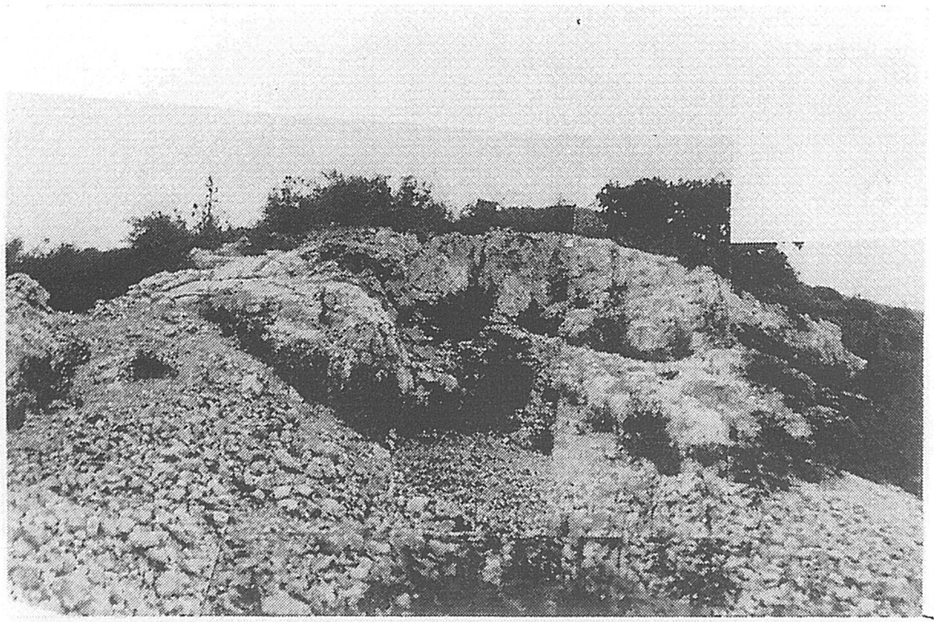


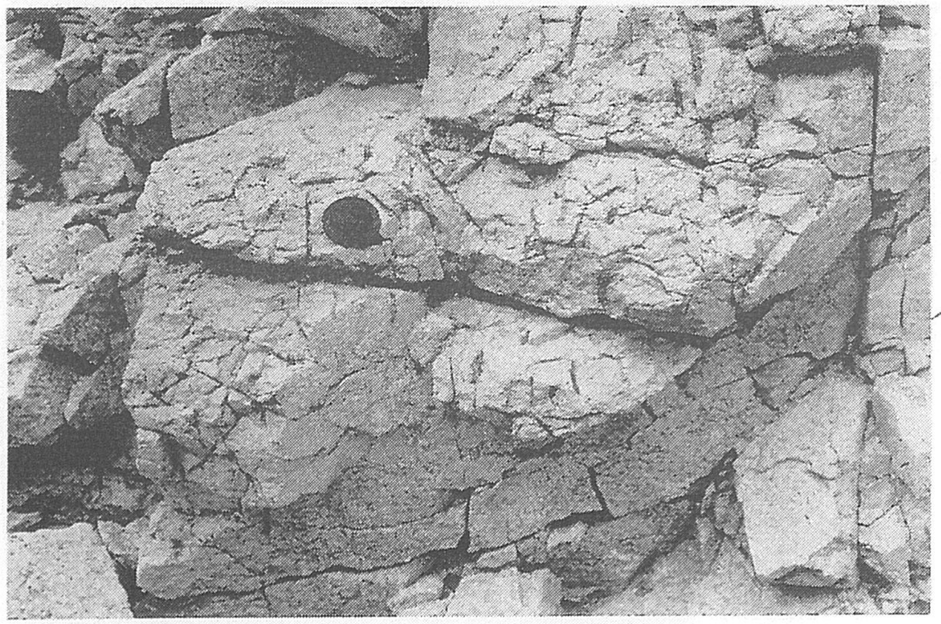


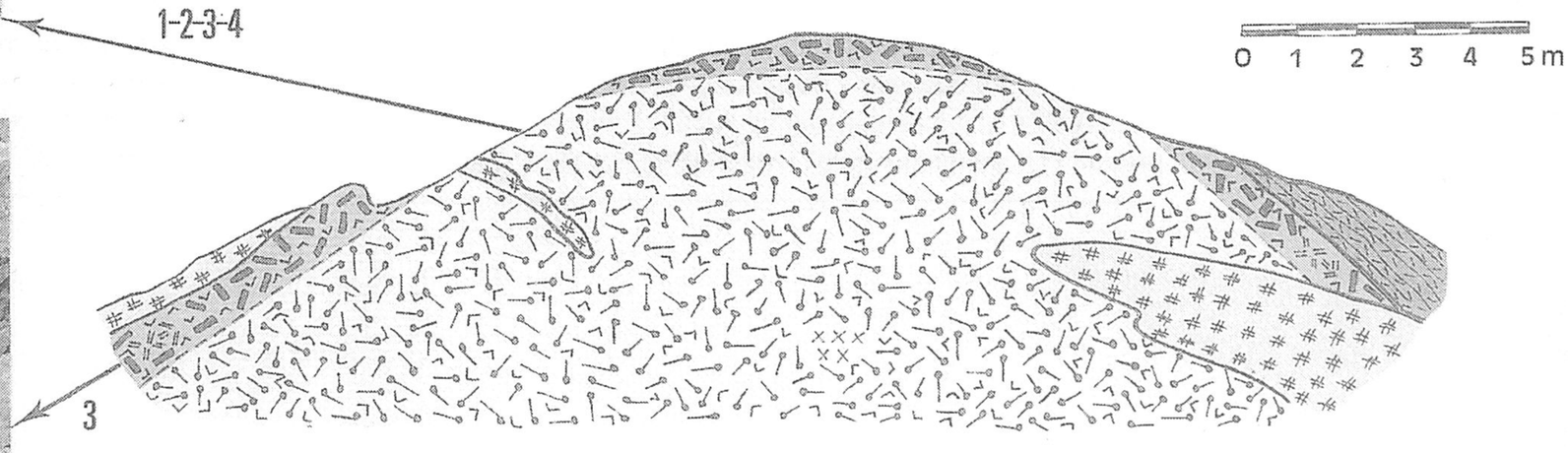
UMBRIA

FIG. IV. 11

Fig.IV.11. Esquema de zonación interna del afloramiento Umbría. (1) Roca encajante: esquistos biotíticos. Pegmatita: (2) zona de borde con textura aplítica con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, (3) zona central con textura en bloques y de tamaño de grano muy grueso compuesta por cuarzo, feldespato pertítico y cleavandita. Concentraciones locales de: (A) moscovita, (B) turmalina.







VALDENOQUE

FIG. IV. 12

Fig.IV.12. Esquema de zonación interna del afloramiento Valdenoque. Roca encajante: (1) gneises cuarcíticos, (2) diques de anfibolitas postmetamórficas. Pegmatita: (3) zona de borde con cuarzo y feldespato pertítico y biotita con textura gráfica y grano medio, (4) zona central con cuarzo y feldespato potásico con textura gráfica y tamaño de grano grueso a muy grueso. Zonas de alta concentración de: (A) moscovita, (b) cuarzo masivo y de carácter tardío.

V. MINERALOGIA Y GEOQUIMICA

V.I. PEGMATITAS CUARZO-FELDESPATICAS

V.1.1. FELDESPATO

V.1.1.1. INTRODUCCION

Los feldespatos que se encuentran en pegmatitas son muy variados, tanto en su composición química como en su estado estructural y constituyen uno de los minerales mayoritarios, junto con el cuarzo y las micas, en las pegmatitas graníticas.

De acuerdo con Martin (1982), la composición y el estado estructural de los feldespatos pueden reflejar los factores que condicionaron la evolución de un cuerpo pegmatítico determinado.

Los feldespatos pueden, además, albergar elementos incompatibles no incorporados antes a la red de otros minerales como Li, Rb, Cs, Sr, Tl y Pb en la posición alcalina y B y Fe^{3+} en la posición tetraédrica.

Los feldespatos indican el tipo de pegmatita de la que proceden (Gordiyenko, 1971, 1976) y pueden reflejar el desarrollo de las etapas de cristalización magmática, subsólidus o postmagmática e hidrotermal o deutérica (Parsons y Brown, 1984).

V.1.1.2. CARACTERISTICAS TEXTURALES

Los feldespatos potásicos que aparecen en las pegmatitas del tipo III cuarzo-feldespáticas (Tabla IV.1) poseen coloraciones blancas, rosadas u oscuras (azules o grises), y presentan un fuerte caráter pertítico. Siguiendo la nomenclatura de Smith (1974a) se observan pertitas con textura en venas (regulares e irregulares)(Foto 8), que algunas veces pasan gradualmente a pertitas en manchas o parches (Foto 9) y otras a pertitas tipo "braided", y pertitas con textura interpenetrada. Las antipertitas (Foto 10) son raras; la anchura de las venas de albita varía entre 0.1 - 1.5 mm. Con frecuencia los feldespatos potásicos presentan maclado albita-periclina (Foto 11), coexistiendo dentro del mismo cristal áreas macladas junto a otras que, aparentemente, no lo están. Los cristales de plagioclasa, siempre con maclado polisintético (Foto 12), son menos abundantes que los de feldespato potásico. Cuando aparecen juntos, el feldespato potásico corroe a la plagioclasa (Foto 13). Los intercrecimientos gráficos feldespato potásico-cuarzo también están presentes.

En aquellos afloramientos que muestran fenómenos de alteración metasomática (albitización), se observan plagioclasas con texturas en tablero de ajedrez (Fotos 14, 15).

V.1.1.3. ESTADO ESTRUCTURAL Y GRADO DE ORDEN

Las fases de feldespatos potásicos detectadas por Rayos X, método de polvo (de acuerdo con Ribbe, 1983b and McGregor y Ferguson, 1989), indican una amplia variación en el estado estructural: ortoclasa, microclina intermedia (mucho más abundante que la anterior), microclina de baja temperatura y albita de baja temperatura. En la Tabla V.1 se muestran los parámetros cristalográficos afinados de las distintas muestras de feldespatos alcalinos estudiadas. Es de destacar la presencia de los cuatro estados estructurales mencionados anteriormente.

TABLA V.1. Parámetros cristalográficos afinados de feldespatos potásicos

MUESTRA	a(Å)	b(Å)	c(Å)	α(°)	β(°)	γ(°)	a*(Å)	b*(Å)	c*(Å)	α*(°)	β*(°)	γ*(°)	VOL(Å^3)	N
CS-1bz	8.576(7)	12.981(7)	7.207(5)	90.36(6)	115.94(5)	89.10(5)	0.1297(1)	0.0770(1)	0.1543(1)	90.04(6)	64.06(5)	90.83(5)	721.4	30
CS-1iz	8.576(8)	12.990(9)	7.193(7)	90.03(9)	115.79(7)	89.36(9)	0.1295(1)	0.0770(1)	0.1544(1)	90.27(8)	64.21(7)	90.69(9)	721.5	20
CS-1cz	8.573(2)	12.982(2)	7.197(2)	89.81(5)	115.84(9)	89.52(9)	0.1296(3)	0.0770(1)	0.1544(2)	90.44(9)	64.16(9)	90.62(9)	720.9	18
CS-2cz	8.578(4)	12.970(3)	7.198(3)	90.06(9)	115.84(9)	88.88(9)	0.1296(6)	0.0771(2)	0.1544(3)	90.48(9)	64.16(9)	91.22(9)	720.6	18
PG-1bz	8.587(4)	12.936(3)	7.222(2)	90.06(9)	116.19(8)	88.76(9)	0.1298(6)	0.0773(2)	0.1543(2)	90.54(9)	63.81(9)	91.35(9)	719.7	16
PG-2bz	8.571(9)	12.965(9)	7.220(7)	90.28(6)	116.08(6)	88.94(9)	0.1299(1)	0.0771(1)	0.1542(1)	90.20(7)	63.92(6)	91.04(9)	720.5	32
PG-1cz	8.564(9)	13.010(9)	7.202(9)	90.23(9)	115.98(9)	89.43(9)	0.1299(2)	0.0769(1)	0.1545(2)	90.02(9)	64.02(9)	90.52(9)	721.2	36
PG-2cz	8.571(9)	13.015(9)	7.198(9)	90	116.14(7)	90	0.1300(1)	0.0768(1)	0.1547(1)	90	63.86(7)	90	720.9	30
PG-3cz	8.564(9)	12.950(9)	7.224(9)	90.42(9)	115.83(9)	87.90(9)	0.1298(1)	0.0773(1)	0.1538(2)	90.55(9)	64.17(9)	92.13(9)	720.6	29
JC-1bz	8.560(9)	12.964(9)	7.229(8)	90.62(8)	115.91(7)	87.86(9)	0.1300(2)	0.0772(1)	0.1538(1)	90.35(9)	64.10(7)	92.07(9)	721.1	35
JC-2bz	8.586(5)	12.983(8)	7.220(4)	90.17(5)	115.98(4)	89.22(6)	0.1296(1)	0.0770(1)	0.1541(1)	90.19(5)	64.02(4)	90.78(5)	723.4	27
JC-1iz	8.597(9)	12.948(9)	7.202(9)	90.30(9)	116.00(9)	89.24(9)	0.1294(2)	0.0772(2)	0.1545(2)	90.04(9)	64.00(9)	90.70(9)	720.5	25
JC-1cz	8.574(9)	13.008(9)	7.207(9)	90	116.01(9)	90	0.1298(1)	0.0769(1)	0.1544(2)	90	63.99(9)	90	722.4	21
JC-2cz	8.580(4)	12.973(5)	7.211(4)	90.35(4)	115.95(3)	89.04(4)	0.1296(1)	0.0771(1)	0.1542(1)	90.08(5)	64.05(4)	90.90(4)	721.6	25
D-1nz	8.580(6)	12.977(8)	7.210(6)	90.35(7)	115.95(5)	89.07(6)	0.1296(1)	0.0771(1)	0.1542(1)	90.06(7)	64.05(5)	90.86(5)	721.7	24
D-2nz	8.577(9)	12.958(9)	7.212(6)	90.28(8)	115.96(5)	89.01(8)	0.1297(1)	0.0772(1)	0.1542(1)	90.17(8)	64.04(5)	90.96(8)	720.6	34
D-3nz	8.568(9)	12.968(9)	7.214(7)	90.36(9)	116.02(6)	88.63(9)	0.1299(1)	0.0771(1)	0.1543(1)	90.27(8)	63.98(6)	91.34(9)	720.1	21
D-4nz	8.579(9)	12.960(9)	7.207(8)	90.19(9)	115.92(9)	88.93(9)	0.1296(2)	0.0772(1)	0.1543(1)	90.30(9)	64.08(9)	91.10(9)	720.6	25
D-5nz	8.580(9)	12.977(9)	7.211(9)	90.12(9)	115.94(8)	89.21(9)	0.1296(1)	0.0771(1)	0.1542(2)	90.26(9)	64.06(9)	90.82(7)	721.9	18
D-6nz	8.571(7)	12.965(6)	7.211(5)	90.26(4)	115.97(4)	89.16(4)	0.1298(1)	0.0771(1)	0.1543(1)	90.12(4)	64.03(4)	90.81(4)	720.3	28
D-7nz	8.575(9)	12.990(9)	7.213(6)	90.44(9)	115.90(6)	89.08(8)	0.1297(1)	0.0770(1)	0.1541(1)	89.96(9)	64.10(6)	90.81(8)	722.7	18
U-1cz	8.564(9)	12.969(9)	7.198(6)	90.08(9)	115.83(9)	89.25(9)	0.1297(1)	0.0771(1)	0.1543(2)	90.27(9)	64.17(9)	90.80(7)	719.5	18
U-2cz	8.571(9)	12.972(9)	7.210(7)	90.30(8)	115.90(7)	89.00(9)	0.1297(2)	0.0771(1)	0.1542(1)	90.15(8)	64.10(7)	90.97(9)	721.0	17
LM-1cz	8.585(9)	12.973(9)	7.206(9)	90.28(9)	116.00(9)	89.25(9)	0.1296(1)	0.0771(1)	0.1544(2)	90.06(9)	64.00(9)	90.72(9)	721.2	17
C-1nz	8.575(9)	12.956(9)	7.208(8)	90.30(7)	115.82(8)	89.02(8)	0.1296(2)	0.0772(1)	0.1541(2)	90.14(6)	64.18(8)	90.95(7)	720.7	18
T-1nz	8.568(9)	13.016(9)	7.210(9)	90.25(9)	115.89(9)	89.12(9)	0.1298(1)	0.0768(1)	0.1542(1)	90.15(9)	64.11(9)	90.86(9)	723.2	16
TA-1nz	8.573(9)	12.967(9)	7.217(8)	90.24(9)	115.95(9)	89.12(9)	0.1297(2)	0.0771(2)	0.1541(2)	90.16(9)	64.05(9)	90.86(9)	721.2	17
TAR-1nz	8.580(8)	12.952(9)	7.211(8)	90.21(9)	115.97(8)	89.07(9)	0.1297(2)	0.0772(1)	0.1542(2)	90.23(9)	64.03(8)	90.94(9)	720.3	19
VA-1nz	8.582(8)	12.940(8)	7.209(8)	89.93(9)	116.16(8)	89.16(9)	0.1297(1)	0.0773(1)	0.1544(1)	90.49(9)	63.94(8)	90.97(8)	719.1	21
VAG-1nz	8.578(9)	12.947(9)	7.210(8)	90.12(9)	115.88(6)	89.12(9)	0.1296(1)	0.0772(1)	0.1542(1)	90.29(9)	64.12(6)	90.92(9)	720.4	19
VD-1cz	8.578(9)	12.963(8)	7.207(9)	90.26(6)	116.02(7)	89.05(8)	0.1297(1)	0.0772(1)	0.1544(2)	90.18(7)	63.98(7)	90.93(8)	720.0	19
AL-1nz	8.571(9)	12.963(9)	7.211(8)	90.26(9)	115.98(9)	88.97(9)	0.1298(2)	0.0772(1)	0.1543(2)	90.21(9)	64.02(9)	91.03(9)	720.1	17
FO-1nz	8.526(9)	12.993(9)	7.225(9)	90.37(9)	115.82(9)	88.82(9)	0.1303(2)	0.0770(2)	0.1538(2)	90.16(9)	64.18(9)	91.13(9)	720.3	18

Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, U: Umbría, LM: Los Morales, C: Coma, T: Traviesas I, TA: Traviesas II, TAR: Taravilla, VA: Valverda, VAG: Mina Barita, VD: Valdenoque, AL: Alameda, FO: Fuenteobejuna; bz: zona de borde, iz: zona intermedia, cz: zona central, nz: no zonación.

N = Líneas usadas en los afinamientos.
Los numeros entre paréntesis son las desviaciones típicas de los dígitos situados a su inmediata izquierda.

El índice de triclinicidad derivado de las reflexiones 131 y $1\bar{3}1$ ($\Delta = 12.5\ (d_{131}-d_{1\bar{3}1})$ Goldsmith y Laves, 1954) (Tabla V.2) varía entre 0.25 y 0.94, apareciendo un pequeño pico monoclínico adicional entre las reflexiones 131 y $1\bar{3}1$ en las muestras con baja triclinicidad, debido a la coexistencia de ambos estados estructurales (monoclínico y de triclinicidad intermedia). El índice de triclinicidad basado en los parámetros de celdilla afinados ($\Delta = \gamma^*$ medido - 90° /2.29°, McGregor y Ferguson, 1989) es un parámetro más válido debido a la gran cantidad de albita de baja temperatura presente junto con el feldespato potásico en las muestras de polvo utilizadas para los estudios de Rayos X. Los valores obtenidos (Tabla V.2 y Tabla V.3) para el grado de ordenamiento de los feldespatos, siguiendo los dos métodos citados en el apartado correspondiente a metodología (II.2.2.1.), no muestran grandes variaciones, independientemente del método utilizado.

TABLA V.2. Triclinicidad y distribucion Al-Si en feldespatos potásicos

MUESTRA	TRICLINICIDAD (Δ)		DISTRIBUCION Al-Si (diagramas b-c* and α-γ*)				
	(I)	(II)	Σt_1	Δt_1	t_1o	t_1m	$2t_2$
CS-1bz	0.32	0.36	0.866	0.389	0.627	0.239	0.134
CS-1iz	0.25	0.30	0.812	0.269	0.541	0.271	0.188
CS-1cz	0.44	0.27	0.843	0.194	0.519	0.324	0.157
CS-2cz	0.77	0.53	0.886	0.473	0.679	0.207	0.114
PG-1bz	0.94	0.59	1.000	0.524	0.762	0.238	0.000
PG-2bz	0.81	0.45	0.942	0.452	0.697	0.245	0.058
PG-1cz	0.78	0.23	0.730	0.243	0.487	0.244	0.270
PG-2cz	0.00	0.00	0.668	0.000	0.334	0.334	0.342
PG-3cz	0.91	0.93	1.000	0.899	0.949	0.051	0.000
JC-1bz	0.88	0.90	1.000	0.916	0.958	0.042	0.000
JC-2bz	0.37	0.34	0.912	0.330	0.621	0.291	0.088
JC-1iz	0.97	0.31	0.939	0.327	0.633	0.306	0.061
JC-1cz	0.00	0.00	0.748	0.000	0.394	0.394	0.212
JC-2cz	0.29	0.39	0.908	0.411	0.660	0.249	0.091
D-1nz	0.84	0.38	0.894	0.399	0.647	0.248	0.105
D-2nz	0.56	0.42	0.967	0.421	0.694	0.273	0.033
D-3nz	0.51	0.59	0.920	0.583	0.751	0.169	0.080
D-4nz	0.51	0.48	0.946	0.455	0.700	0.246	0.054
D-5nz	0.61	0.36	0.900	0.334	0.617	0.283	0.100
D-6nz	0.50	0.35	0.932	0.359	0.645	0.287	0.068
D-7nz	0.33	0.35	0.876	0.397	0.637	0.240	0.123
U-1cz	0.57	0.35	0.894	0.318	0.606	0.288	0.106
U-2cz	0.43	0.42	0.924	0.429	0.676	0.248	0.076
LM-1cz	0.54	0.31	0.868	0.323	0.596	0.272	0.132
C-1nz	0.50	0.41	0.992	0.420	0.706	0.286	0.008
T-1nz	0.45	0.38	0.774	0.377	0.575	0.198	0.227
TA-1nz	0.49	0.38	0.961	0.374	0.668	0.293	0.039
TAR-1nz	0.92	0.41	0.980	0.397	0.689	0.291	0.020
VA-1nz	0.84	0.42	0.977	0.352	0.664	0.313	0.023
VAG-1nz	0.78	0.40	1.000	0.371	0.686	0.314	0.000
VD-1cz	0.61	0.41	0.902	0.403	0.653	0.249	0.098
AL-1nz	0.75	0.45	0.936	0.441	0.688	0.248	0.064
FO-1nz	0.45	0.49	0.952	0.505	0.729	0.223	0.048

Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, U: Umbría, LM: Los Morales, C: Coma, T: Traviesas I, TA: Traviesas II, TAR: Taravilla, VA: Valverda, VAG: Mina Barita, VD: Valdenoque, AL: Alameda, FO: Fuenteobejuna; bz: zona de borde, iz: zona intermedia, cz: zona central, nz: no zonación.
(I) : $\Delta = 12.5\ (d_{131} - d_{1\bar{3}1})$ (Goldsmith y Laves 1954).
(II): $\Delta = \gamma^*$ medido - 90°/2.29° (McGregor y Ferguson 1989).
Distribution Al-Si: Kroll y Ribbe (1987).

TABLA V.3. Distribución Al-Si en las posiciones tetraédricas de acuerdo con Kroll y Ribbe (1987)

MUESTRA	(traslaciones corregidas [110] vs [1$\bar{1}$0])						
	Σtr_{cor}	Δtr_{cor}	Σt_1	Δt_1	t_1o	t_1m	$2t_2$
CS-1bz	15.567	0.113	0.867	0.389	0.628	0.239	0.133
CS-1iz	15.575	0.080	0.815	0.275	0.545	0.270	0.185
CS-1cz	15.570	0.060	0.841	0.206	0.523	0.317	0.160
CS-2cz	15.564	0.140	0.888	0.482	0.685	0.203	0.112
PG-1bz	15.545	0.156	1.000	0.535	0.767	0.233	0.000
PG-2bz	15.556	0.133	0.936	0.456	0.696	0.240	0.064
PG-1cz	15.586	0.071	0.740	0.244	0.492	0.248	0.260
PG-2cz	15.598	0.000	0.658	0.000	0.329	0.329	0.342
PG-3cz	15.536	0.263	1.000	0.902	0.951	0.049	0.000
JC-1bz	15.543	0.267	1.000	0.917	0.958	0.042	0.000
JC-2bz	15.560	0.097	0.904	0.333	0.618	0.286	0.096
JC-1iz	15.556	0.096	0.932	0.328	0.630	0.302	0.068
JC-1cz	15.583	0.000	0.750	0.000	0.375	0.375	0.250
JC-2cz	15.561	0.120	0.905	0.412	0.659	0.246	0.095
D-1nz	15.563	0.117	0.892	0.400	0.646	0.246	0.108
D-2nz	15.552	0.124	0.958	0.425	0.691	0.266	0.043
D-3nz	15.559	0.171	0.921	0.587	0.754	0.167	0.079
D-4nz	15.555	0.134	0.941	0.461	0.701	0.240	0.059
D-5nz	15.562	0.099	0.895	0.340	0.617	0.278	0.105
D-6nz	15.557	0.105	0.925	0.362	0.643	0.282	0.075
D-7nz	15.566	0.115	0.875	0.395	0.635	0.240	0.125
U-1cz	15.563	0.095	0.891	0.325	0.608	0.283	0.109
U-2cz	15.559	0.126	0.919	0.431	0.675	0.244	0.081
LM-1cz	15.566	0.094	0.867	0.324	0.596	0.271	0.133
C-1nz	15.549	0.123	0.978	0.422	0.700	0.278	0.022
T-1nz	15.580	0.110	0.783	0.379	0.581	0.202	0.217
TA-1nz	15.553	0.111	0.950	0.377	0.664	0.286	0.050
TAR-1nz	15.550	0.117	0.969	0.402	0.685	0.284	0.031
VA-1nz	15.550	0.106	0.967	0.363	0.665	0.302	0.033
VAG-1nz	15.545	0.110	0.999	0.377	0.688	0.311	0.001
VD-1cz	15.561	0.119	0.901	0.407	0.654	0.247	0.099
AL-1nz	15.557	0.130	0.931	0.445	0.688	0.243	0.069
FO-1nz	15.556	0.147	0.940	0.506	0.723	0.217	0.060

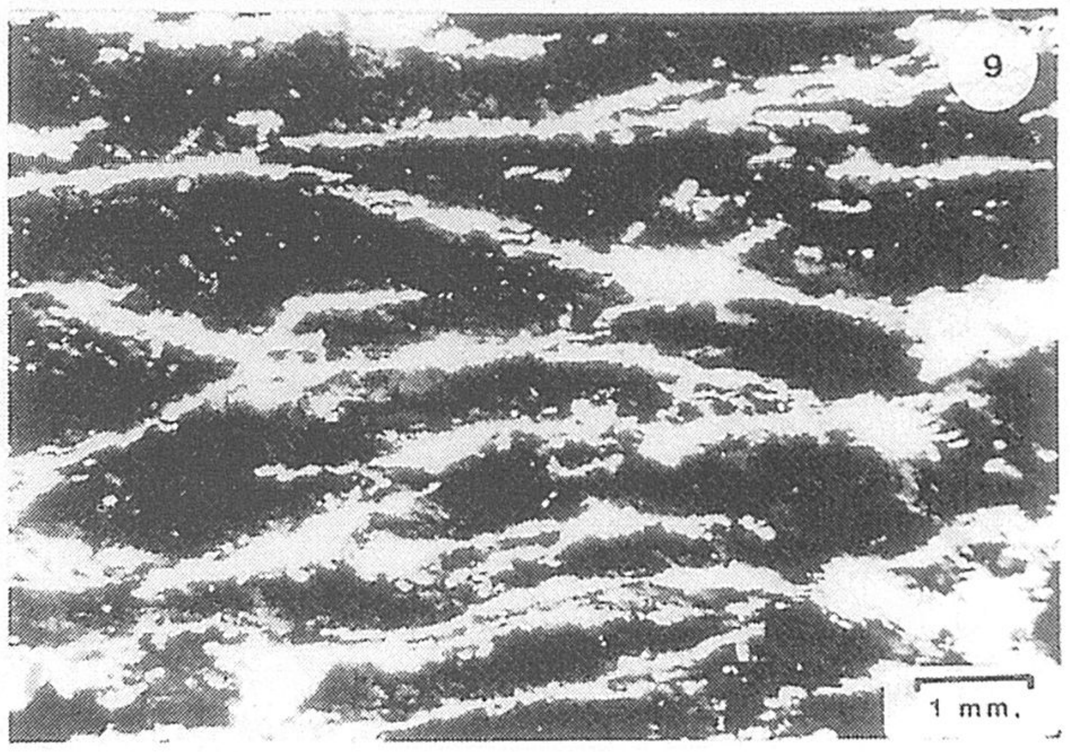
Leyenda de las muestras: ver Tabla V.2.

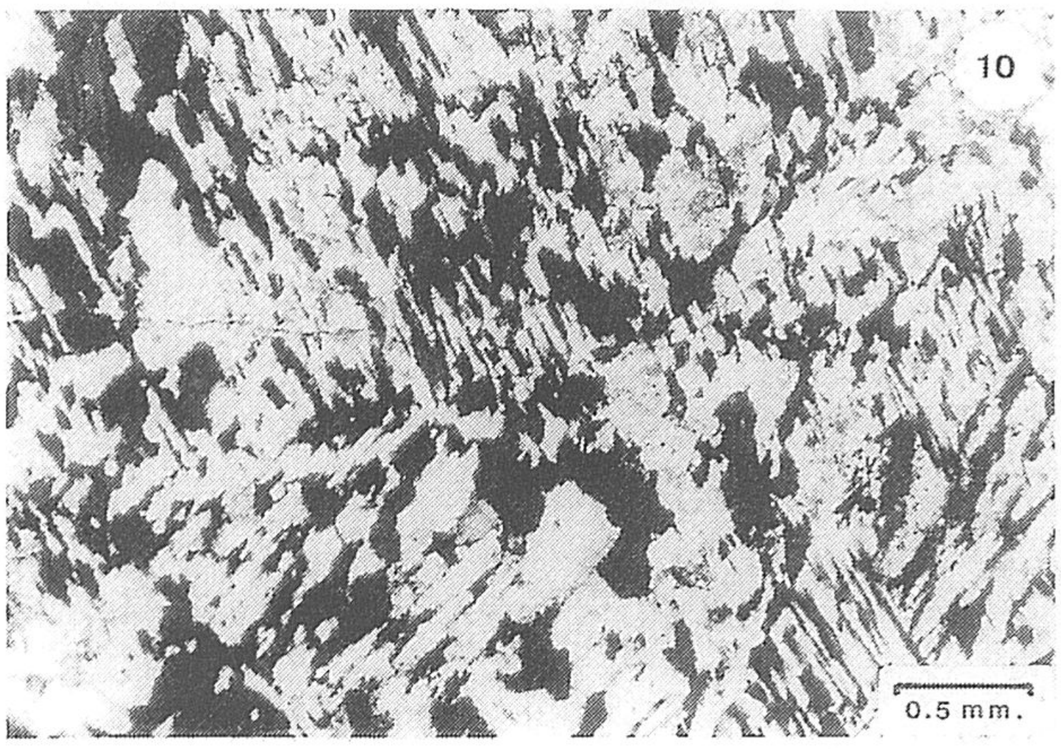
El diagrama *b*-*c** (Fig.V.1) indica que los feldespatos potásicos presentan una distribución Al-Si moderadamente ordenada, apareciendo solamente dos muestras con simetría estrictamente monoclínica desordenada (PG-2cz y JC-1iz) (Tabla V.2), mientras que el diagrama α*-γ* (Fig.V.2) señala la presencia de los estados estructurales anteriormente mencionados (ortoclasa, microclina intermedia, microclina de baja temperatura). Conclusiones equivalentes se derivan del estudio de la Fig. V.3 (Tabla V.3), en la cual se aprecia claramente la coexistencia de fases triclínicas con triclinicidad intermedia y moderadamente ordenadas junto a muestras con alto grado de ordenamiento (próximo al de la microclina de baja temperatura).

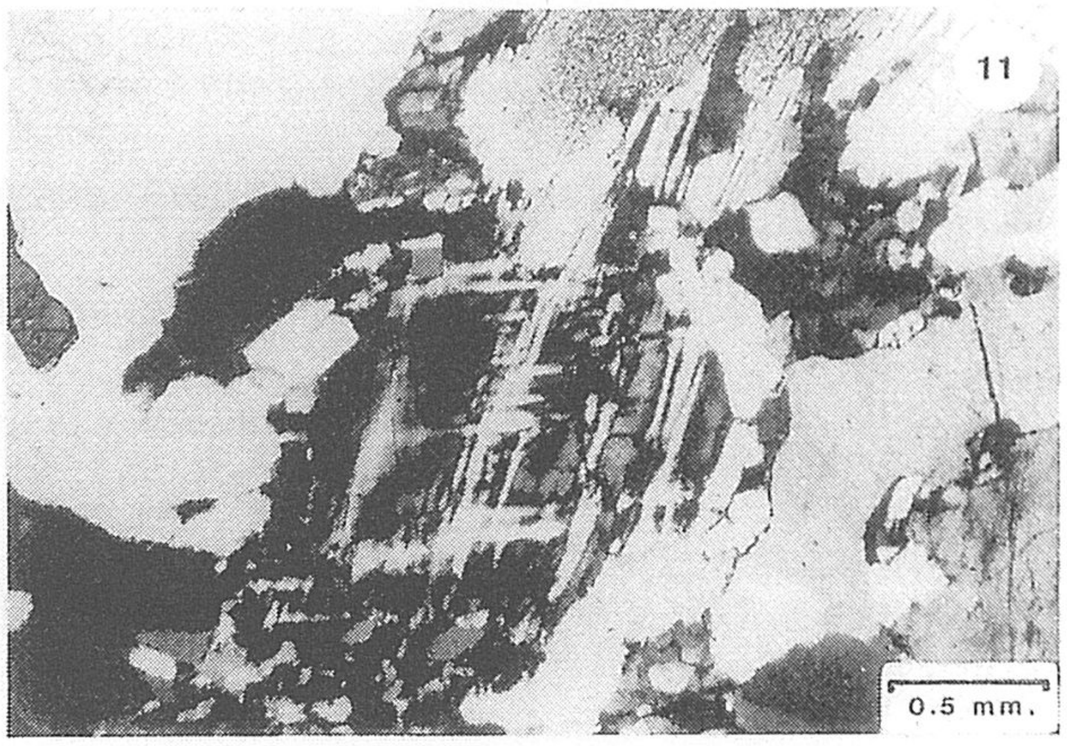
La distribución Al-Si observada en la mayoría de las muestras parece seguir una tendencia intermedia entre un modelo de ordenamiento en una etapa y un modelo de ordenamiento en dos etapas (Figs. V.4 y V.5). Sin embargo, dos de las muestras (PG-3cz y JC-1bz) muestran una distribución Al-Si altamente ordenada, próxima al término microclina de baja temperatura.

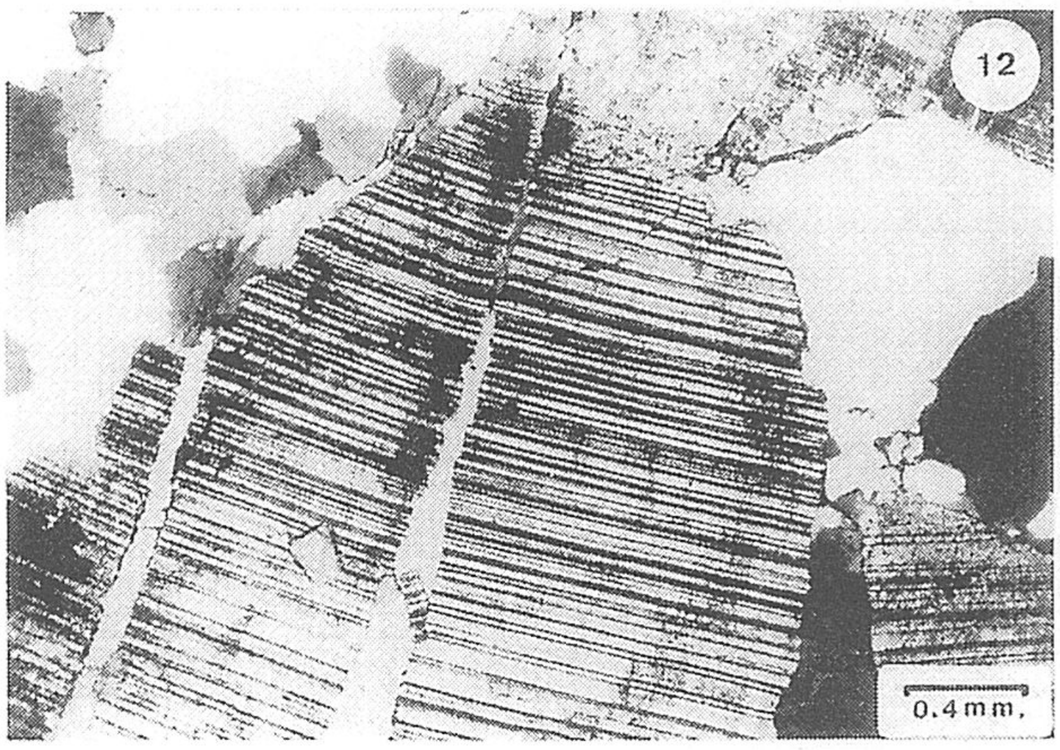
A pesar de las limitaciones del método de polvo de Rayos X, hemos intentado determinar el grado de deformación de la celdilla. Así, se aprecia cierta deformación en la estructura de la mayoría de los feldespatos potásicos examinados (Tabla V.4): Δa varia entre -0.108 y +0.154 (Tabla V.4), *S.I.* oscila entre -20.03 y +11.50 (Tabla V.4, Figura V.6). Estas variaciones pueden deberse a los altos contenidos de Na dentro de los feldespatos con

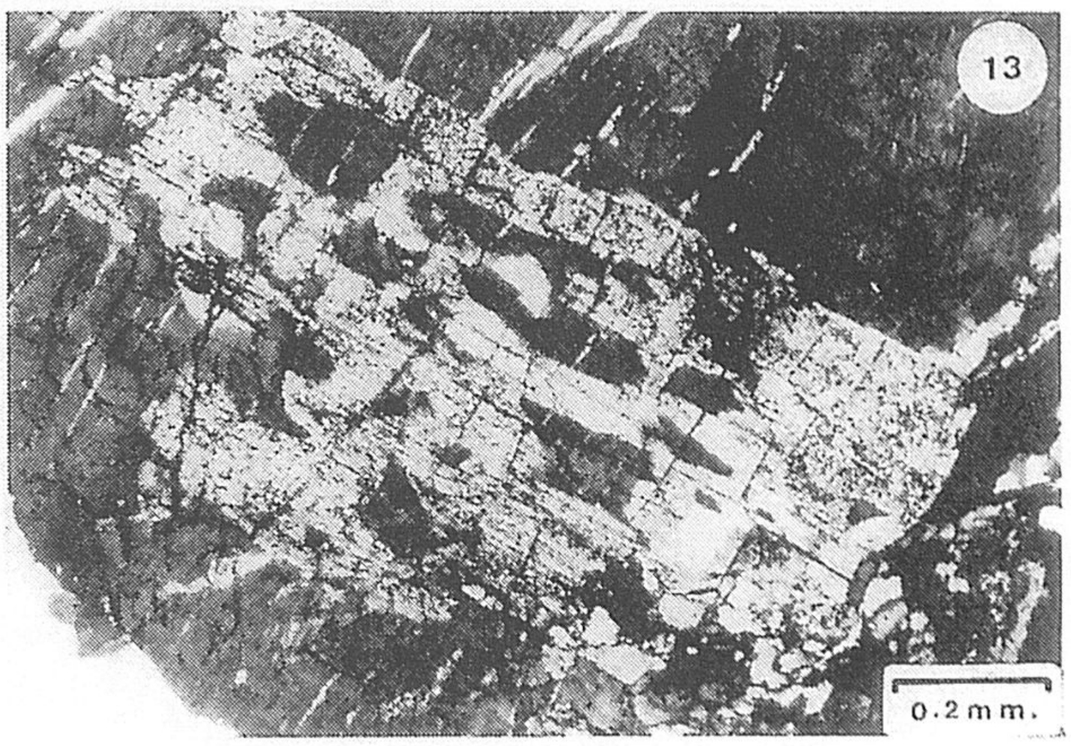

8
0.3 mm.

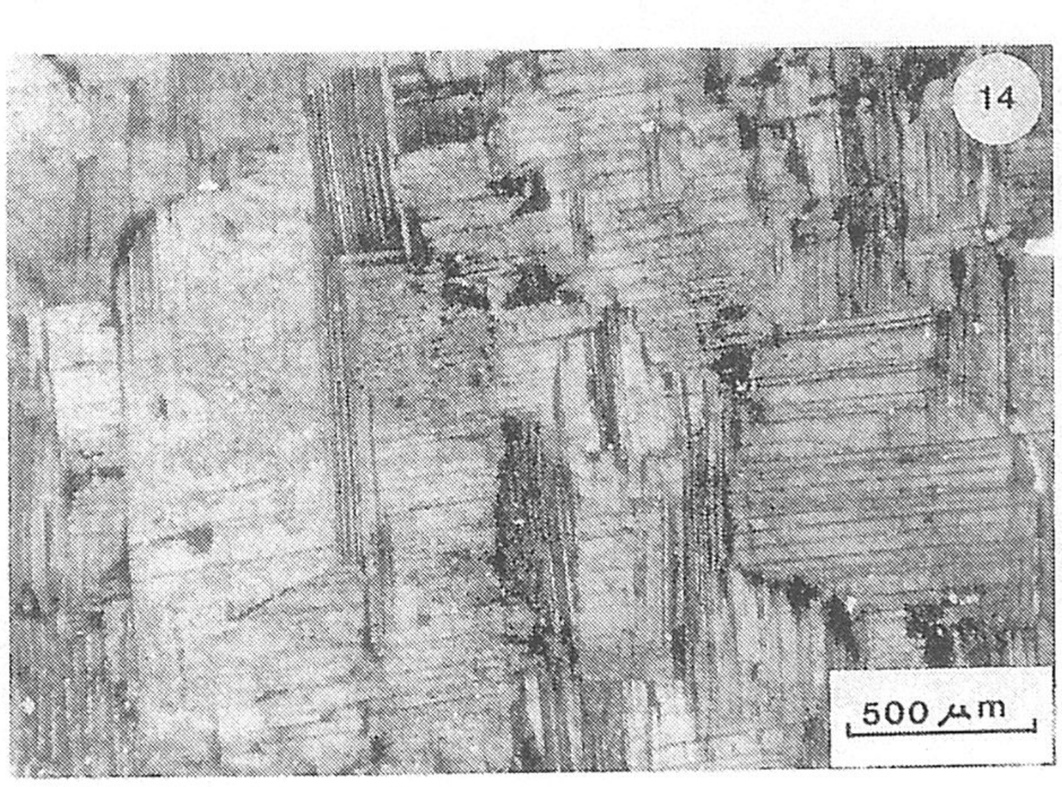

9
1 mm.


10
0.5 mm.


11
0.5 mm.


12
0.4 mm.


13
0.2 mm.


14
500 µm

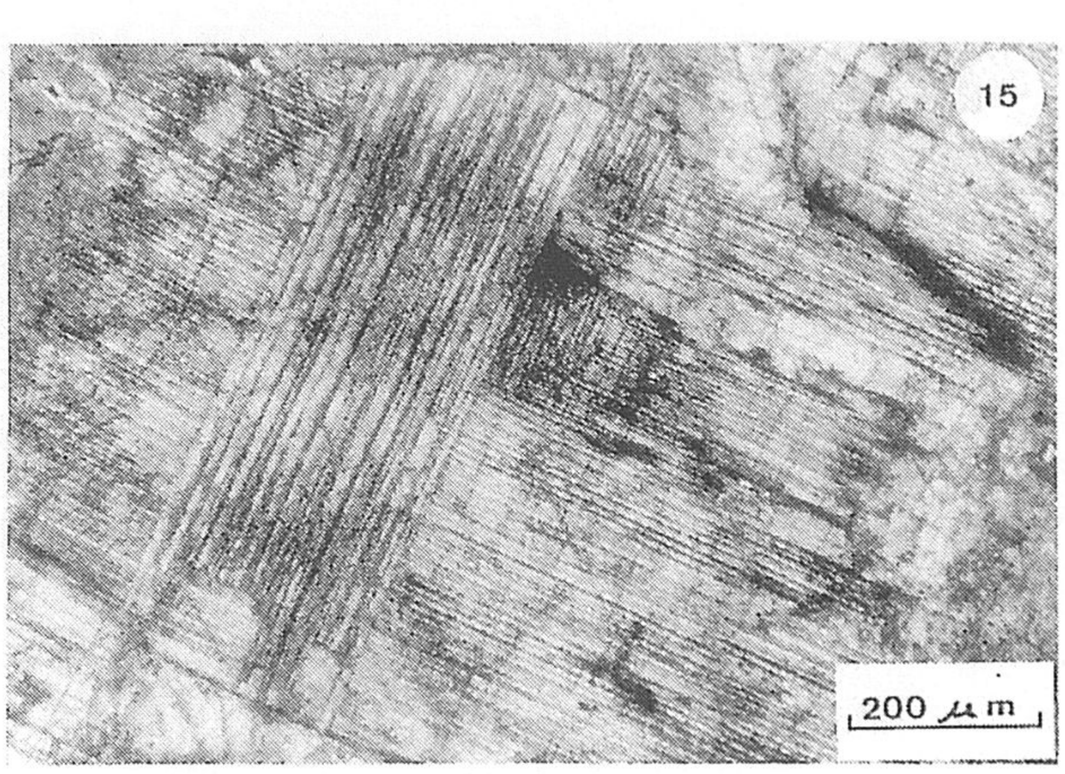

15
200 µm

FOTO 8. Pertita en venas en feldespato potásico (Cerro de la Sal).

FOTO 9. Pertita en manchas en feldespato potásico (Peña Grajera).

FOTO 10. Antipertita (Juan Calvillo).

FOTO 11. Microclina: maclado albita-periclina (Cerro de la Sal).

FOTO 12. Albita: maclas polisintéticas según ley de albita (Cerro de la Sal).

FOTO 13. Feldespato potásico y plagioclasa coexistentes (el feldespato potásico parece reemplazar a la plagioclasa) (Juan Calvillo).

FOTO 14 y 15 . Albita con textura en "tablero de ajedrez" (Peña Grajera, foto 14 y Umbría, foto 15).

Todas las fotografías con nícoles cruzados.

En las fotografías 8, 9, 10 y 13 el feldespato potásico con tono gris oscuro y la plagioclasa con tonos blancos y grises medios.

Muestras pertenecientes a las pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas

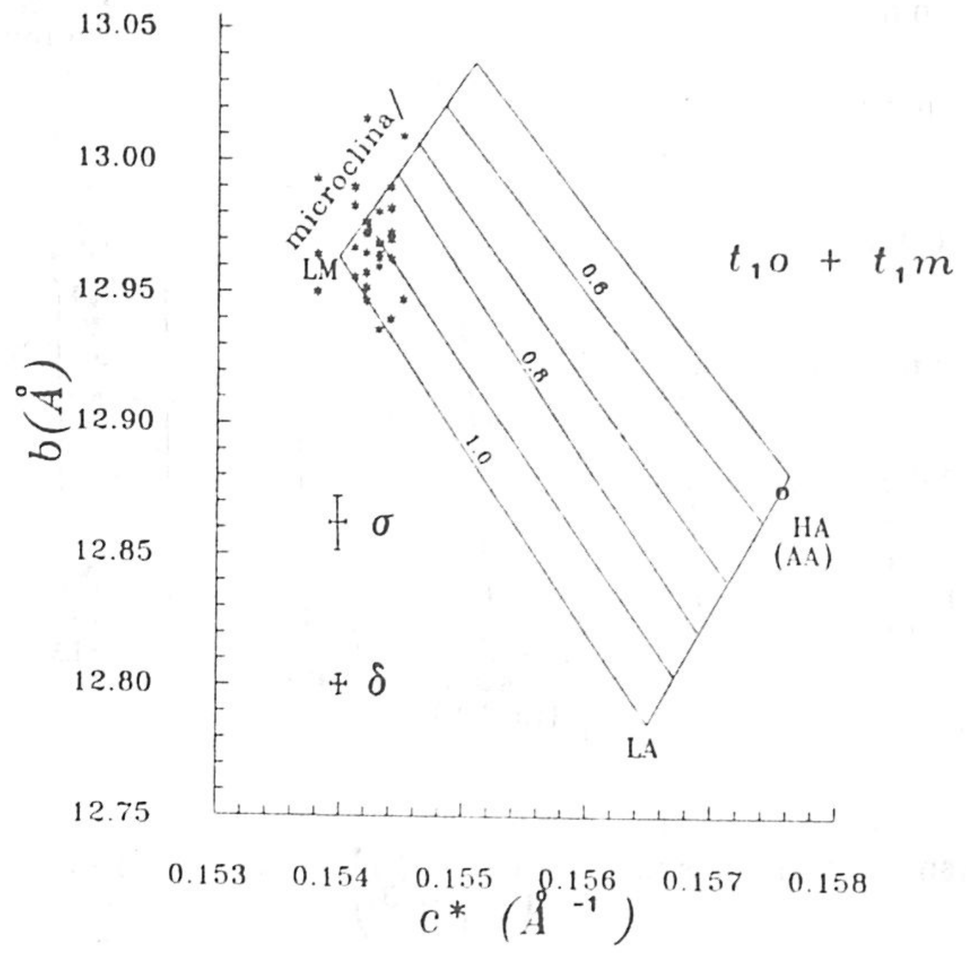


Fig. V.1. Diagrama b-c para la determinación de ($t_1o + t_1m$) en feldespatos potásicos triclínicos con T1o ≠ T1m. Términos extremos teóricos: LM = microclina de baja temperatura; HA = albita de alta temperatura; AA = analbita; LA = albita de baja temperatura. (Kroll y Ribbe, 1987). σ = error máximo ($\Delta\sigma_x = \pm 0.0003$, $\Delta\sigma_y = \pm 0.009$), δ = error mínimo ($\Delta\delta_x = \pm 0.0001$, $\Delta\delta_y = \pm 0.002$).*

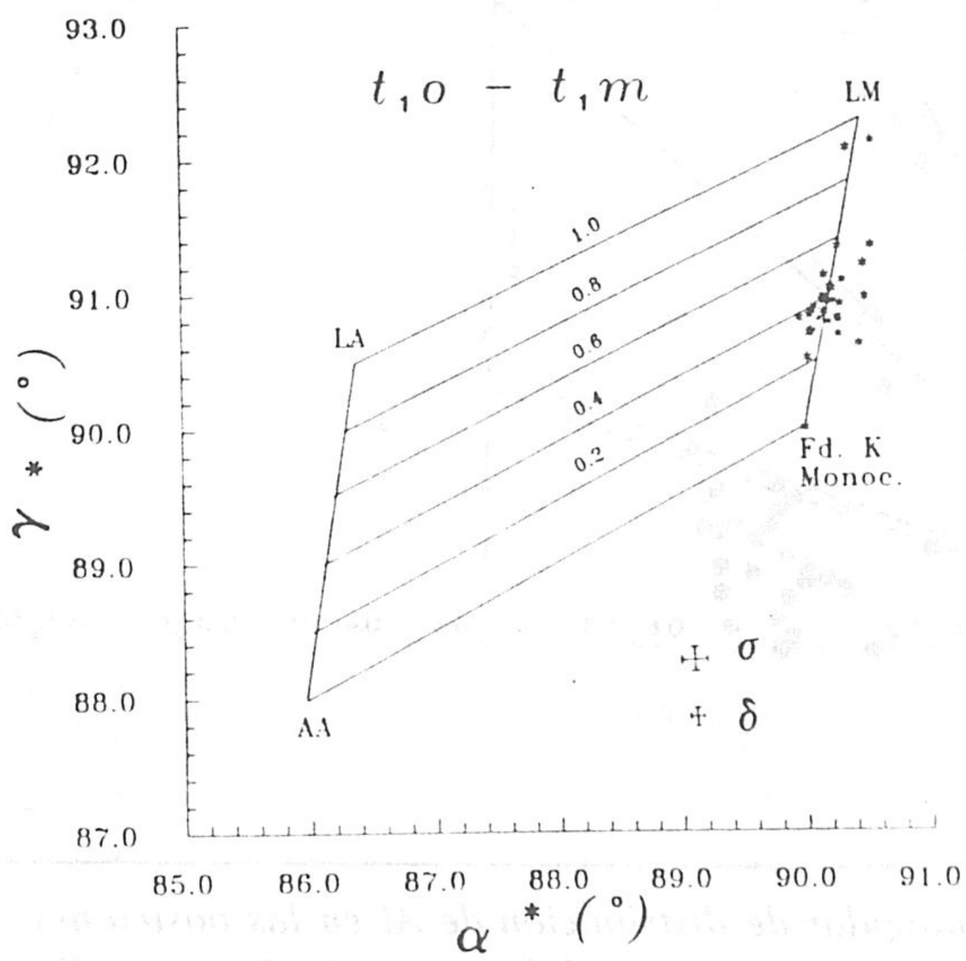


Fig. V.2. Diagrama α-γ para la determinación de (t_1o - t_1m) en feldespatos potásicos. Términos extremos teóricos: LA = albita de baja temperatura; LM = microclina de baja temperatura; AA = analbita. (Kroll y Ribbe, 1987). σ = error máximo ($\Delta\sigma_x = \pm 0.09$, $\Delta\sigma_y = \pm 0.09$), δ = error mínimo ($\Delta\delta_x = \pm 0.04$, $\Delta\delta_y = \pm 0.04$).*

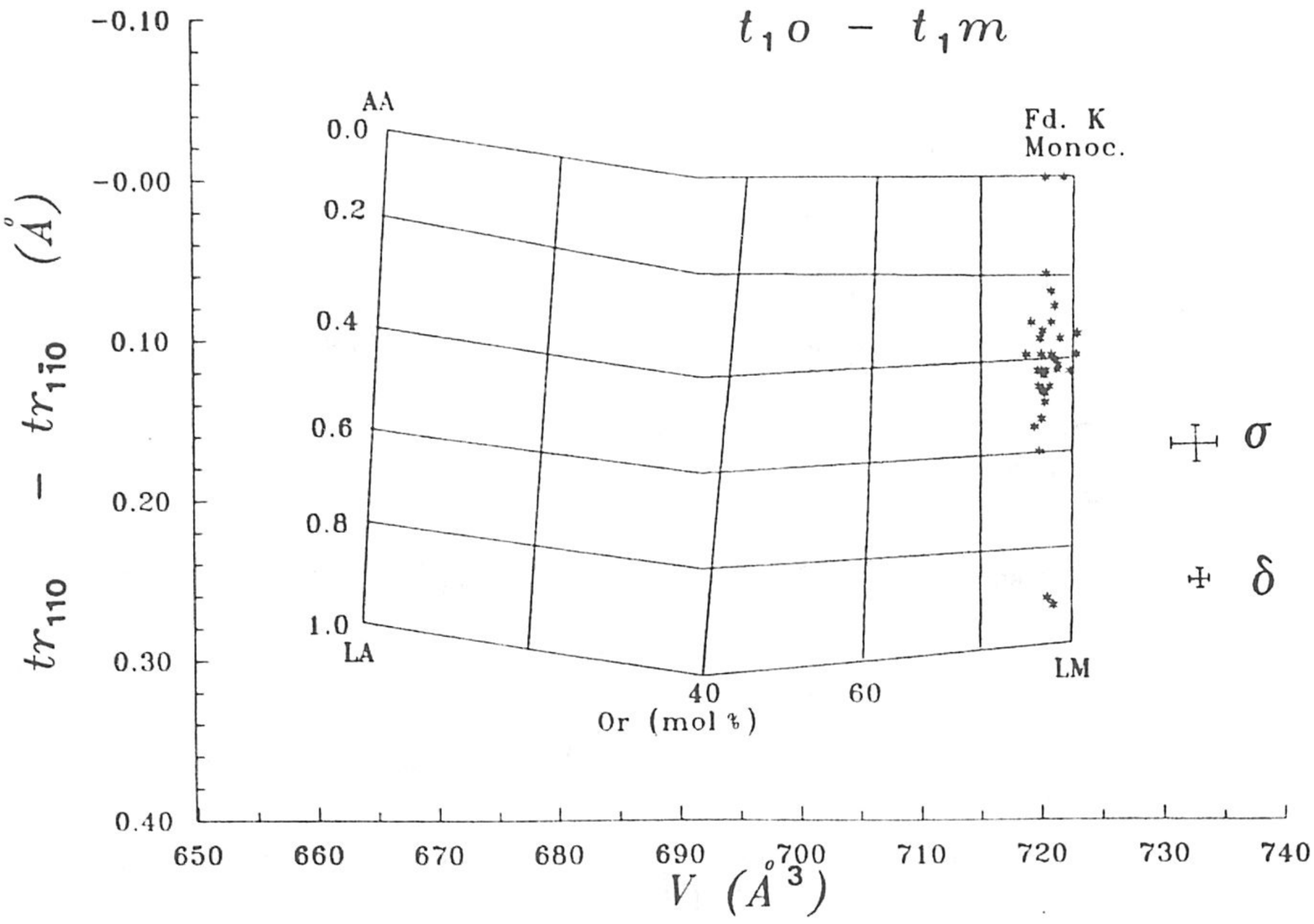


Fig. V.3. Diagrama V - (tr_{110}-$tr_{1\bar{1}0}$) para la determinación de (t_1o - t_1m) y contenido en ortoclasa (Or moles %) en feldespatos potásicos. Términos extremos teóricos: LA = albita de baja temperatura; AA = analbita; LM = microclina de baja temperatura; HS = sanidina de alta temperatura. (Kroll y Ribbe, 1983). σ = error máximo ($\Delta\sigma_x = \pm 2.1$, $\Delta\sigma_y = \pm 0.013$), δ = error mínimo ($\Delta\delta_x = \pm 0.9$, $\Delta\delta_y = \pm 0.006$).

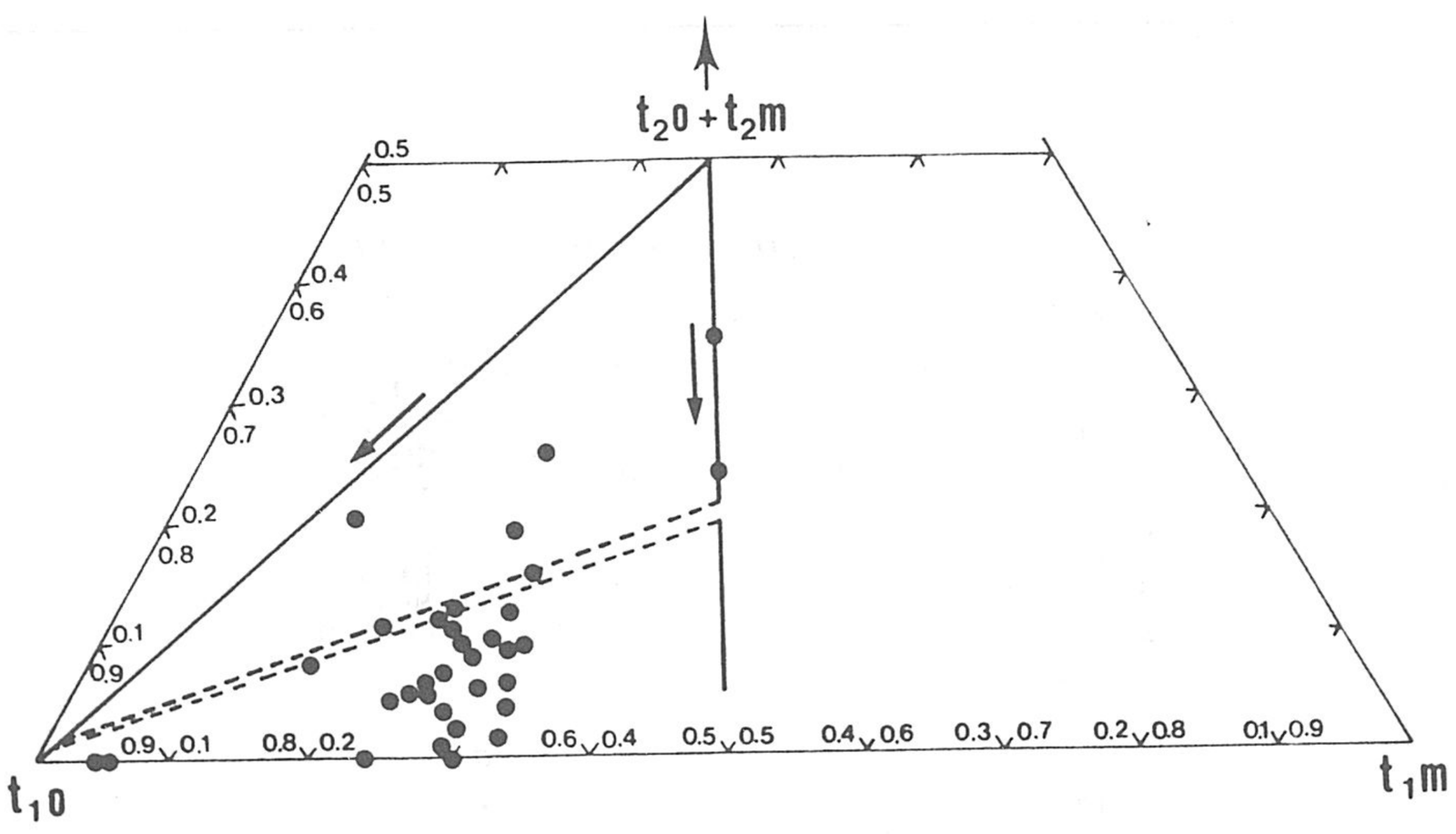


***Fig. V.4.** Diagrama triangular de distribución de Al en las posiciones tetraédricas para feldespatos potásicos con Al = 1. Datos representados sobre el diagrama de Stewart y Wright (1974, Fig. 8). El proceso de ordenamiento Al-Si en algunos de los feldespatos sódicos de estos autores, donde el Al migra a t_1o en las mismas proporciones desde t_1m, t_2o y t_2m se indica por la línea continua que parte del vértice t_1o. Las microclinas intermedias se ordenan a lo largo del modelo donde el Al se migra a t_1o desde t_1m aproximadamente cuatro veces más rápido que desde t_2o y t_2m (líneas discontinuas). La línea recta vertical donde $t_1o = t_1m$ representa los feldespatos monoclínicos. (Todos las líneas de ordenamiento están tomadas de Stewart y Wright, 1974).*

TABLA V.4. Indice de deformación interna y contenido en componente ortoclasa en feldespatos pertíticos

MUESTRA	I		II					
	Δa	S.I.	1	2	3	4	5	6
CS-1bz	+ 0.058	- 2.887	0.9539	0.9644	0.9565	0.9656	0.9682	0.9626
CS-1iz	+ 0.054	+ 1.819	0.9580	0.9681	0.9607	0.9698	0.9726	0.9635
CS-1cz	+ 0.056	+ 1.986	0.9394	0.9501	0.9425	0.9509	0.9537	0.9540
CS-2cz	+ 0.096	+ 5.584	0.9324	0.9428	0.9355	0.9441	0.9469	0.9689
PG-1bz	+ 0.076	+ 3.482	0.9072	0.9182	0.9111	0.9186	0.9211	0.9940
PG-2bz	- 0.063	- 5.310	0.9286	0.9392	0.9323	0.9399	0.9429	0.9500
PG-1cz	- 0.071	- 9.672	0.9498	0.9604	0.9529	0.9614	0.9643	0.9296
PG-2cz	- 0.063	- 8.803	0.9399	------	0.9432	0.9519	0.9295	0.9118
PG-3cz	- 0.071	- 3.486	0.9309	0.9417	0.9342	0.9425	0.9450	0.9296
JC-1bz	- 0.074	- 10.890	0.9455	0.9562	0.9482	0.9573	0.9600	0.9206
JC-2bz	- 0.049	- 10.047	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	0.9890
JC-1iz	+ 0.154	+ 11.503	0.9285	0.9389	0.9319	0.9402	0.9428	1.0000
JC-1cz	- 0.060	- 11.208	0.9847	------	0.9858	0.9955	0.9180	0.9181
JC-2cz	- 0.054	- 2.437	0.9603	0.9705	0.9628	0.9719	0.9746	0.9735
D-1nz	- 0.055	- 3.169	0.9638	0.9739	0.9658	0.9752	0.9780	0.9727
D-2nz	+ 0.048	+ 1.353	0.9314	0.9425	0.9349	0.9432	0.9455	0.9659
D-3nz	- 0.066	- 3.498	0.9180	0.9285	0.9215	0.9298	0.9320	0.9409
D-4nz	+ 0.075	+ 3.566	0.9313	0.9420	0.9346	0.9429	0.9454	0.9702
D-5nz	- 0.054	- 3.757	0.9700	0.9799	0.9722	0.9814	0.9845	0.9729
D-6nz	+ 0.022	- 0.405	0.9235	0.9343	0.9272	0.9352	0.9378	0.9497
D-7nz	- 0.059	- 9.277	0.9933	1.0000	0.9938	1.0000	1.0000	0.9605
U-1cz	+ 0.082	+ 4.705	0.9027	0.9133	0.9065	0.9147	0.9165	0.9307
U-2cz	- 0.008	- 1.811	0.9437	0.9542	0.9464	0.9556	0.9581	0.9516
LM-1cz	+ 0.040	+ 0.830	0.9496	0.9600	0.9524	0.9615	0.9642	0.9863
C-1nz	+ 0.080	+ 4.046	0.9360	0.9467	0.9392	0.9479	0.9502	0.9608
T-1nz	- 0.066	- 15.773	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	0.9409
TA-1nz	- 0.062	- 4.022	0.9490	0.9595	0.9518	0.9606	0.9636	0.9537
TAR-1nz	+ 0.080	+ 3.951	0.9248	0.9355	0.9282	0.9369	0.9390	0.9732
VA-1nz	+ 0.127	+ 8.985	0.8913	0.9018	0.8951	0.9028	0.9045	0.9798
VAG-1nz	+ 0.099	+ 5.944	0.9249	0.9355	0.9283	0.9366	0.9390	0.9689
VD-1cz	+ 0.068	+ 2.893	0.9163	0.9272	0.9199	0.9276	0.9302	0.9681
AL-1nz	+ 0.031	+ 0.173	0.9182	0.9290	0.9224	0.9304	0.9324	0.9505
FO-1nz	- 0.108	- 20.032	0.9241	0.9348	0.9277	0.9360	0.9385	0.8324

I. Indices de deformación interna: Δa = según Stewart y Wright (1974). S.I. = según Kroll y Ribbe (1987).

II. Composición de la solución sólida en feldespatos potásicos a partir de los datos de Rayos X siguiendo los modelos de
   1) Waldbaum y Thompson (1968) (composiciones estimadas a partir del volumen de la celdilla).
   2) Kroll y Ribbe (1983)(composiciones estimadas a partir del volumen de la celdilla para feldespatos potásicos con estado estructural intermedio o completamente desconocido).
   3) Kroll y Ribbe (1983)(composiciones estimadas a partir del volumen de la celdilla para la serie LA-LM).
   4) Kroll *et al.* (1986)(composiciones estimadas a partir del volumen de la celdilla).
   5) Hovis (1986) (composiciones estimadas a partir del volumen de la celdilla).
   6) Hovis (1986) (composiciones estimadas a partir del eje *a*).

Leyenda de las muestras: ver Tabla V.2.

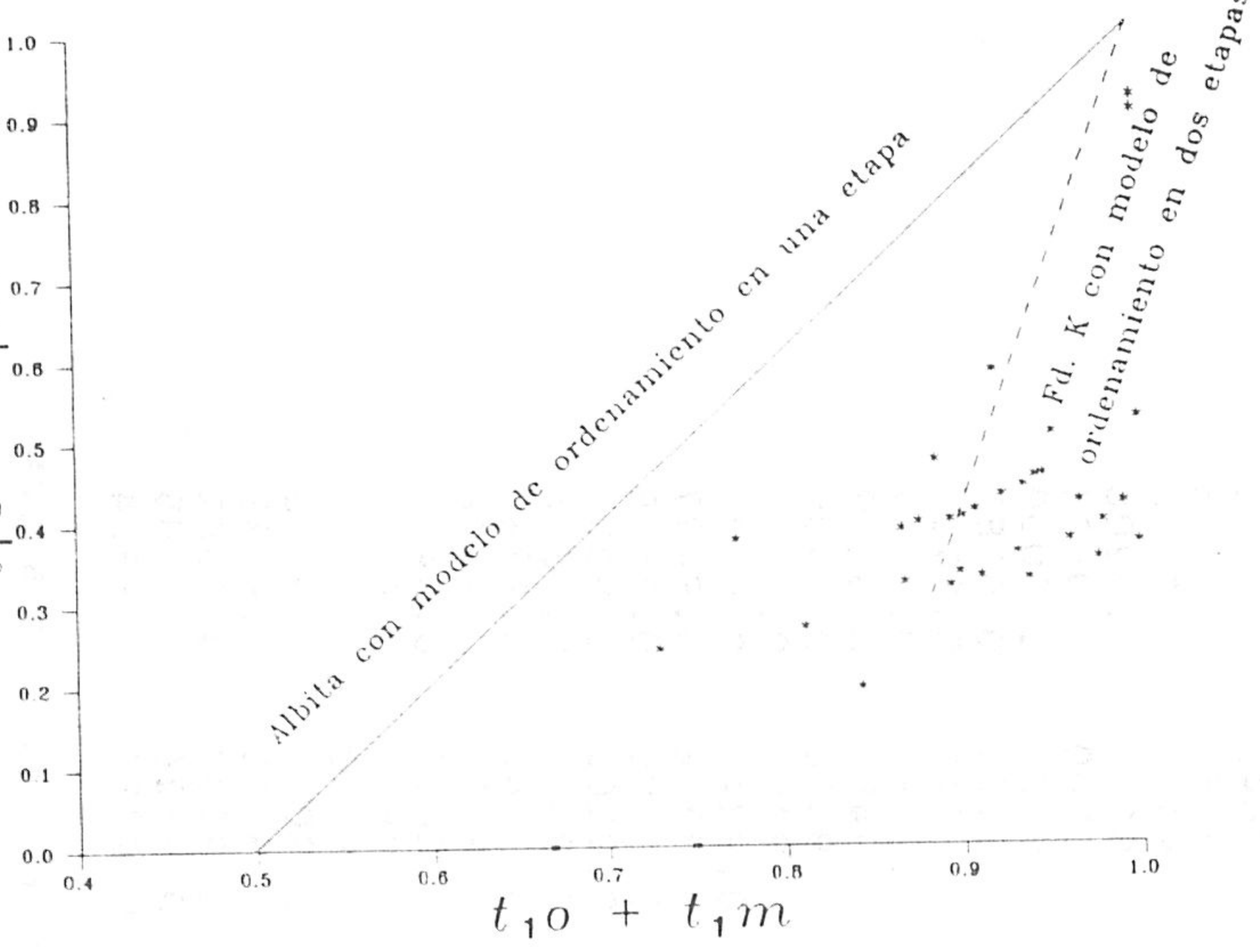


Fig.V.5. Diagrama ($t_1o + t_1o$) - ($t_1o - t_1m$) mostrando los modelos de ordenamiento en una y dos etapas en feldespatos potásicos (Eggleton y Buseck, 1980).

caracter pertítico. Esto también podría explicar porqué muchos de los feldespatos analizados poseen parámetros anómalos, ya que esta "deformación" en la estructura se produce a causa de la deformación que acompaña a la exsolución de la fase sódica y a la inversión de la simetría, siendo independiente del grado de ordenamiento Al-Si de cada fase (Stewart y Wright, 1974; Eggleton y Buseck, 1980). Por ello, como los feldespatos estudiados son fuertemente pertíticos, el grado de deformación debe ser bastante alto. De acuerdo con Stewart y Wright (1974), los mayores grados de deformación interna corresponden a aquellos feldespatos de composiciones globales mas sódicas.

La composición de la fase de feldespato potásico de la pertita, deducida a partir de *a* y *V*, se muestra en la tabla 5. Destaca el alto contenido en ortoclasa (>90 % Or) en la fase potásica.

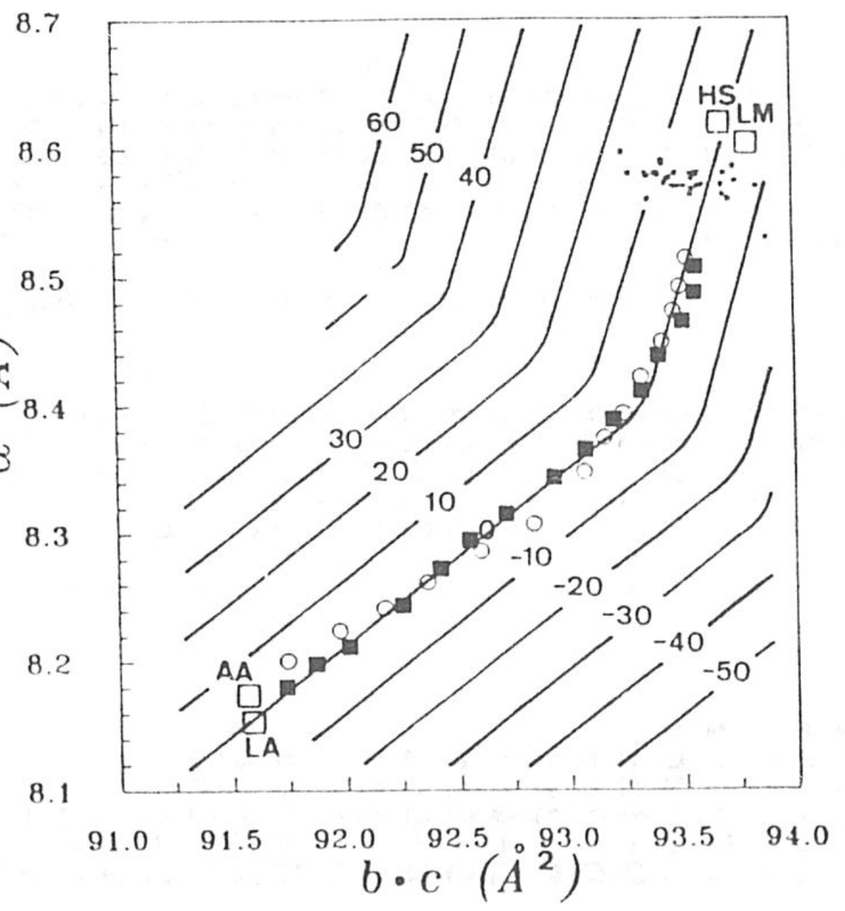


Fig.V.6. Indice de deformación (S.I.) en feldespatos potásicos. (Kroll y Ribbe, 1987). Feldespatos alcalinos no deformados: serie LA-LM (cuadrados negros), serie AA-HS (circulos abiertos). Este estudio: asteriscos.

V.1.1.4. COMPOSICION DE LOS FELDESPATOS

Los resultados de los análisis químicos de los distintos feldespatos estudiados se presentan en la Tabla V.5, resumiéndose en las figuras V.7 y V.8 los contenidos de algunos elementos seleccionados, así como diversas relaciones entre ellos. Para el comentario sobre los aspectos químicos se han seguido, fundamentalmente, los trabajos de Smith (1974b y 1983) y Shmakin (1979).

En términos del sistema ternario Or-Ab-An, las sucesivas generaciones de feldespatos pertíticos que aparecen muestran una disminución progresiva en Or y An y un incremento en Ab (Fig.V.9). Los elementos alcalinos cambian regularmente a lo largo de la cristalización zonal de la pegmatita (Fig.IV.6). Así, de borde a centro del cuerpo pegmatítico, el K, el Ca y la relación K/Na decrecen mientras que el Na aumenta.

Los contenidos de Ti y Fe en los feldespatos alcalinos son bajos, especialmente para el caso del Ti (<0.01 %); el Fe muestra porcentajes algo mayores que el Ti, aunque puede aparecer como fases minerales separadas, alcanzando valores de 0.05 % en algunas muestras. Las plagioclasas también muestran contenidos bajos en Ti (hasta 0.02 %), aunque algo mayores que los feldespatos potásicos, mientras que los porcentajes de Fe son bastante más altos que los de los feldespatos potásicos (Tabla V.5, columnas 2 y 3). Por el contrario, el contenido en P, que alcanza hasta el 0.73 % en algunos de los feldespatos potásicos estudiados y es particularmente más alto en aquellos feldespatos potásicos con más carácter micropertítico (Fig.V.7), es lo suficientemente alto como para tener importancia petrogenética de acuerdo con Cerny *et al.* (1985). También se observa un incremento de la concentración de dicho elemento desde las generaciones tempranas (de borde) a las más tardías (internas), siendo bastante menor el contenido en la plagioclasa que en el feldespato potásico coexistente (de acuerdo con las ideas de London *et al.*, 1990). No parece existir correlación entre el contenido en P y Ca, indicando que las microinclusiones de apatito no son las responsables de dichos valores.

El contenido en B en las plagioclasas (determinado por Espectrometría de Plasma) tiende a aumentar con el incremento del contenido en An de la plagioclasa, oscilando entre 13 y 35 ppm. El porcentaje en B en los feldespatos potásicos son algo menores (desde <10 a 30 ppm), lo cual concuerda con las observaciones de Smith (1974b). Las plagioclasas presentan porcentajes más altos de Be (5 - 15 ppm) que los feldespatos potásicos (3 - 5 ppm). Estos datos están de acuerdo con los presentados por Solodov (1958) para feldespatos potásicos y plagioclasas coexistentes en cuatro pegmatitas de metales raros.

En los afloramientos estudiados (Tabla V.5, Fig.V.7) se observa que, conforme avanza la cristalización de la pegmatita, las proporciones de Rb y Cs aumentan mientras que las de Sr y Ba disminuyen, tanto en el feldespato potásico como en la plagioclasa, hechos que concuerdan con las observaciones de Shmakin (1979) y de Smith (1983). Esto es particularmente evidente para el caso del Rb (Fig. V.8), así como para la relación K/Rb, que oscila alrededor de 66 en las zonas de borde y de 121 en las zonas centrales para feldespatos potásicos, coincidiendo estos datos con los publicados por Cerny *et al.* (1985). En cuatro muestras en las cuales coexisten feldespato potásico y plagioclasa, los contenidos en Rb, Cs y, en menor proporción, Ba aparecen fuertemente fraccionados en los feldespatos potásicos frente a las plagioclasas coexistentes, lo cual está de acuerdo con las ideas de Cerny *et al.* (1984).

Según Cerny *et al.* (1985), el contenido en Rb en los feldespatos potásicos decrece después de la cristalización de las principales zonas y durante la formación de la mayoría de las alteraciones metasomáticas tardías. Esto podría explicar los bajos contenidos de Rb

encontrados en una muestra de la cantera Diéresis (D-4nz), afloramiento en el que los fenómenos metasomáticos son evidentes. Como hemos dicho anteriormente, el contenido en Sr de ambos feldespatos decrece conforme cristalizan las unidades pegmatíticas (Shmakin, 1979) (Fig.V.7), variando en nuestro caso desde <10 a 60 ppm para los feldespatos potásicos, y desde <10 hasta 307 ppm para las plagioclasas. Es de destacar que todos los feldespatos pertenecientes a la cantera Diéresis presentan porcentajes en Sr superiores a 100 ppm. Los valores de Cs, siempre inferiores a 100 ppm, son los habituales para feldespatos pegmatíticos, de acuerdo con los datos de Smith (1974b). El Ba varía entre 102 y 696 ppm para el feldespato potásico, observándose una débil disminución desde el borde al centro de la pegmatita. Ello es también patente en la relación Ba/Rb que oscila entre 188 para las zonas de borde y 249 para las zonas internas de la pegmatita. Hechos análogos han sido puestos de manifiesto también por Shmakin (1979) y Cerny *et al.* (1984).

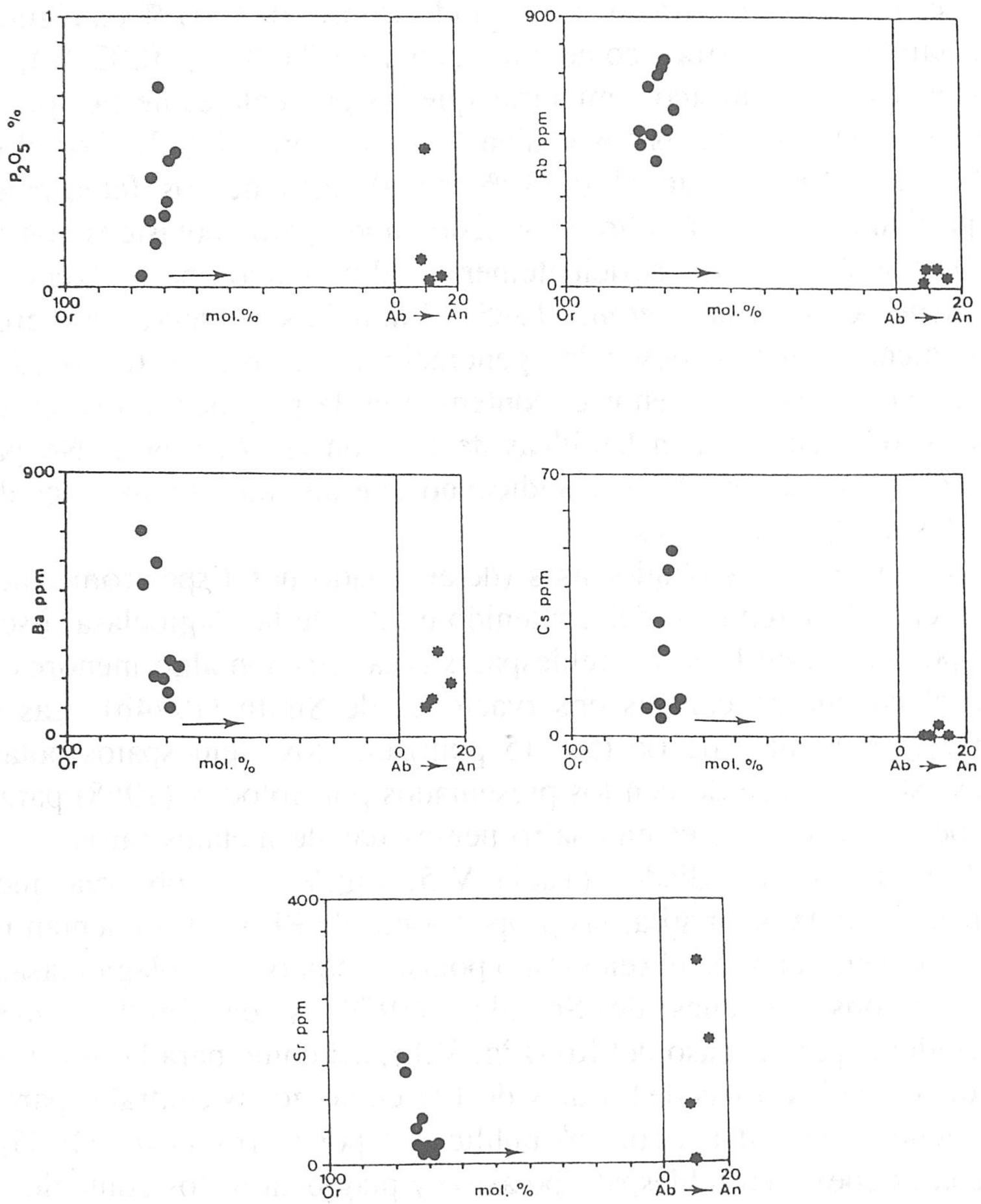


Fig.V.7. Contenido en P, Rb, Ba, Cs y Sr frente a las variaciones composicionales en feldespatos potásicos y plagioclasas. (El contenido en Or en moles % se deduce de la Tabla V.5). La flecha indica la evolución hacia el centro del cuerpo pegmatítico.

TABLA V.5. Análisis químicos de elementos mayores y traza en feldespatos potásicos pertíticos y plagioclasas

	CS-1bz	CS-1iz	CS-1cz	CS-2cz	PG-2bz	PG-1cz	PG-3cz	JC-1bz	D-3nz	D-4nz	CS-2bz	CS-2iz	D-3nz	D-9nz
SiO_2	64.10	64.20	63.80	64.50	64.70	65.30	65.10	64.80	64.60	64.90	65.70	65.20	64.40	64.30
TiO_2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Al_2O_3	19.40	19.60	19.60	19.40	19.20	19.30	19.20	19.00	19.10	19.00	20.90	20.60	21.50	21.90
Fe_2O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.13	0.20
MgO	0.10	0.10	0.11	0.10	0.09	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11	0.10	0.11	0.13	0.21
CaO	0.05	0.06	0.08	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.99	0.87	1.70	0.92
Na_2O	2.92	3.54	3.18	3.68	2.98	3.33	3.28	2.99	2.62	2.58	11.10	11.00	10.20	10.50
K_2O	12.40	11.80	12.30	11.50	12.50	11.70	11.70	12.20	13.20	13.00	0.75	1.10	1.33	1.34
P_2O_5	0.38	0.46	0.73	0.48	0.23	0.31	0.25	0.15	0.04	0.04	0.10	0.51	0.04	0.03
LOI	0.31	0.31	0.39	0.39	0.62	0.39	0.39	0.47	0.31	0.39	0.77	0.62	0.70	1.00
SUM	99.80	100.20	100.30	100.20	100.40	100.60	100.10	99.90	100.20	100.20	100.50	100.10	100.20	100.50
Or	73.45	68.46	71.50	67.07	73.41	69.79	70.10	72.86	76.76	76.85	4.04	5.92	7.24	7.42
Ab	26.34	31.24	28.10	32.62	26.59	30.21	29.90	27.14	23.14	23.15	91.44	90.16	84.94	88.29
An	0.71	0.30	0.40	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	4.52	3.92	7.82	4.29
B	10	10	23	16	10	10	10	10	30	10	35	19	13	32
Be	4	4	5	4	4	4	4	3	4	5	11	15	5	12
Rb	503	525	687	581	663	727	734	419	514	468	16	58	40	60
Cs	9	8	23	10	31	49	44	5	8	7	1	1	1	3
Sr	25	29	22	10	52	15	25	62	138	160	82	10	184	307
Ba	209	260	205	241	205	102	149	590	523	696	111	127	179	299
Mn	18	17	13	15	16	19	14	13	20	11	23	39	26	39
Pb	26	22	20	18	16	12	12	24	22	18	14	12	8	10
U	<0.5	<0.5	16.8	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.9	12.5	3.2
Y	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	<10
Au	<5	<5	<5	<5	5	<5	5	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5

A) Análisis químicos (X-Ray Assay Laboratories, Toronto, Ontario, Canada). Composición de elementos mayores en % en peso. Contenidos en Or, Ab y An en moles %. Composición de elementos traza en ppm (Au in ppb). Las cuatro últimas columnas corresponden a análisis de feldespatos sódicos. Leyenda de las muestras: ver Tabla V.2.

	CS-3bz	CS-3bz	PG-3bz	PG-3bz	PG-2cz	PG-2cz	PG-4cz	PG-4cz	D-10nz	D-10nz
SiO_2	68.98	63.24	67.92	63.46	67.63	63.43	66.71	63.91	64.70	63.50
TiO_2	n.d.	n.d.	0.02	0.00	0.02	0.00	n.d.	n.d.	0.00	0.00
Al_2O_3	19.15	18.51	19.75	18.76	19.46	18.57	19.93	18.73	21.51	18.25
Fe_2O	n.d.	n.d.	0.00	0.06	0.02	0.00	n.d.	n.d.	0.10	0.00
MnO	n.d.	n.d.	0.02	0.00	0.01	0.06	n.d.	n.d.	0.02	0.02
MgO	n.d.	n.d.	0.01	0.00	0.02	0.00	n.d.	n.d.	0.03	0.00
CaO	0.19	0.00	0.20	0.00	0.12	0.00	0.44	0.00	2.69	0.01
Na_2O	11.94	1.51	11.48	1.16	11.45	0.72	11.40	0.82	9.94	0.47
K_2O	0.18	15.23	0.15	15.92	0.13	16.46	0.15	15.99	0.28	17.11
P_2O_5	n.d.	n.d.	0.00	0.28	0.10	0.20	n.d.	n.d.	0.05	0.00
BaO	0.06	0.26	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.07	0.05	0.17
SUM	98.05	98.75	99.56	99.65	98.94	99.45	98.65	99.52	99.36	99.53
Or	1.47	90.98	1.27	93.21	1.11	95.81	1.25	95.12	2.17	97.27
Ab	96.99	9.02	97.04	6.79	97.86	4.19	95.08	4.88	76.99	2.67
An	1.54	0.00	1.69	0.00	1.03	0.00	3.67	0.00	20.84	0.06

B) Análisis químicos a partir de las fases Na y K de los feldespatos alcalinos pertíticos mediante Microsonda Electrónica. n.d. = no determinado. Leyenda de las muestras: ver Tabla V.2.

El Pb, como en la mayoría de los feldespatos (Smith, 1974b), presenta un comportamiento errático, sin definir una pauta de comportamiento precisa. Cabe destacar el alto contenido en U, que puede llegar hasta 16 ppm en las zonas centrales de la cantera del Cerro de la Sal. Estos valores son mucho más altos que los valores dados por Smith (1974b), quien sugiere que dichos valores pueden ser interpretados como impurezas. En cuanto a los contenidos de Y, son claramente inferiores a los datos referenciados por Carl (1962). Por último, los valores de Au (hasta 6 ppm en Diéresis y 5 ppm en Peña Grajera) son algo más elevados que los señalados por Tilling *et al.* (1973) como normales en pegmatitas graníticas.

Para el estudio de la relación entre parámetros estructurales y químicos se han realizado análisis estadísticos de tipo cluster y de correlación (Tabla V.6, Fig.V.10). Los resultados obtenidos (Tabla V.6) muestran valores coherentes con el resto de las observaciones realizadas y ponen de manifiesto la importancia del Al_2O_3, que aparece estrechamente relacionado con los parámetros de red (c, α, γ) de los feldespatos potásicos, así como con los parámetros de ordenamiento (t_1o,t_1m, $2t_2$). Los valores obtenidos para el P_2O_5 muestran idénticos resultados debido a su comportamiento paralelo respecto al Al. Así, las tendencias hacia el centro del cuerpo pegmatítico indicarían un aumento del valor de t_1o y una disminución de t_1m y $2t_2$. Parece evidente el alto grado de correlación entre ambos tipos de parámetros (estructurales y químicos) y, cabe pensar que existe una evolución hacia términos cada vez más ordenados y con mayor grado de triclinicidad en las sucesivas generaciones de feldespatos que aparecen.

Con objeto de caracterizar los diferentes tipos de pegmatitas y estimar su mineralización potencial se han representado los valores de K/Cs frente a Na_2O en el diagrama que Gordiyenko (1971, 1976) (Fig.V.11) propone como indicador geoquímico. Todos los feldespatos estudiados se sitúan en el campo de las pegmatitas de elementos raros y, dentro de éste, la mayoría se representan en el de las pegmatitas con Li (salvo los feldespatos potásicos pertenecientes a la cantera de Peña Grajera, que se ubican en el campo de las pegmatitas con Li, Be y Ta). Estos resultados parecen no concordar con la clasificación de estas pegmatitas (pegmatitas micáceas en la clasificación de Cerny, 1982) mostrada en el apartado IV.2.2. Esto puede deberse a la presencia de mineralizaciones de metales raros que, aunque escasas, están presentes en la mayoría de los cuerpos y dan lugar a la aparición de los tipos de metales raros en lugar de los micáceos que cabría esperar por las características de las pegmatitas.

Las temperaturas resultantes de la aplicación de la geotermometría de dos feldespatos de Fuhrman y Lindsay (1988) han dado una temperatura media de 500° ± 30° C.

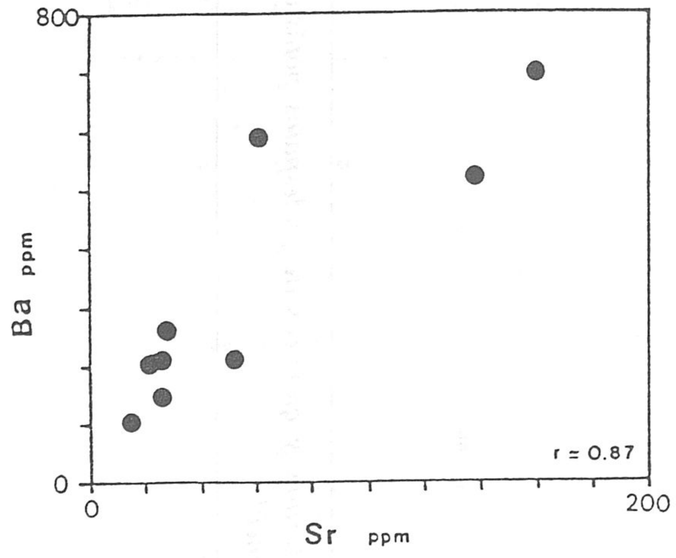
V.1.1.5. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

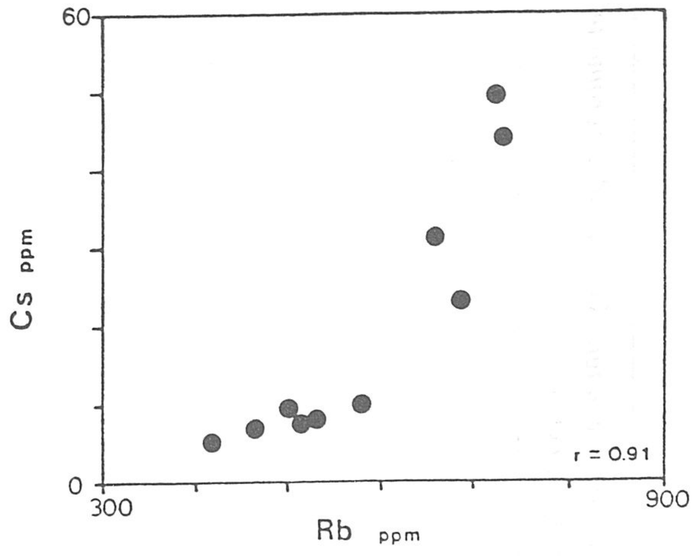
De acuerdo con la terminología de Parsons y Brown (1984), los feldespatos de las pegmatitas de Sierra Albarrana reflejan, en diverso grado, el desarrollo de etapas de cristalización magmática, subsólidus o postmagmática e hidrotermal o deutérica.

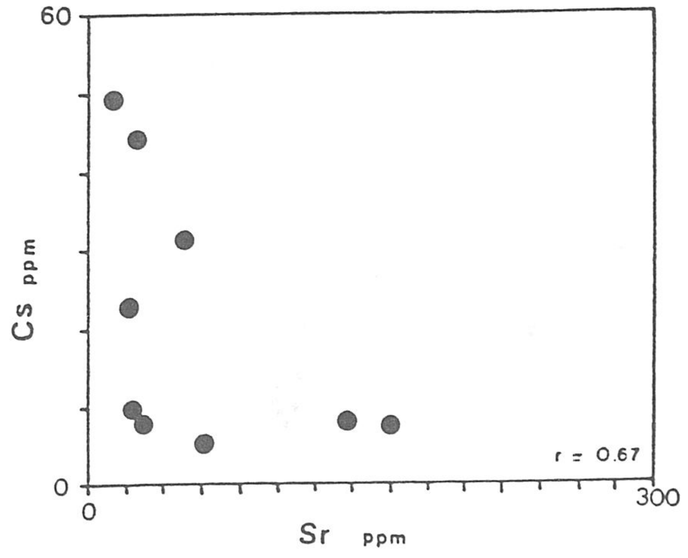
Consideraciones termobarométricas, mediante el uso del intercambio biotita-granate y el equilibrio plagioclasa-granate en presencia de silicato de Al, han llevado a González del Tánago y Peinado (1990) a estimar la evolución (path) metamórfica, cuyo pico térmico se

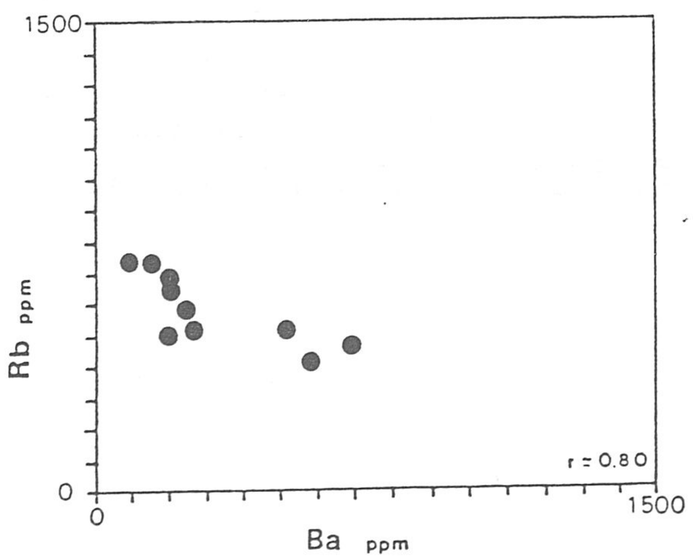
---

Fig.V.8. *Diagramas de correlación entre algunos elementos trazas en feldespatos potásicos (r = coeficiente de correlación lineal).*


800
0
Ba ppm
0
200
Sr ppm
r = 0.87


60
0
Cs ppm
300
900
Rb ppm
r = 0.91


60
0
Cs ppm
0
300
Sr ppm
r = 0.67


1500
0
Rb ppm
0
1500
Ba ppm
r = 0.80

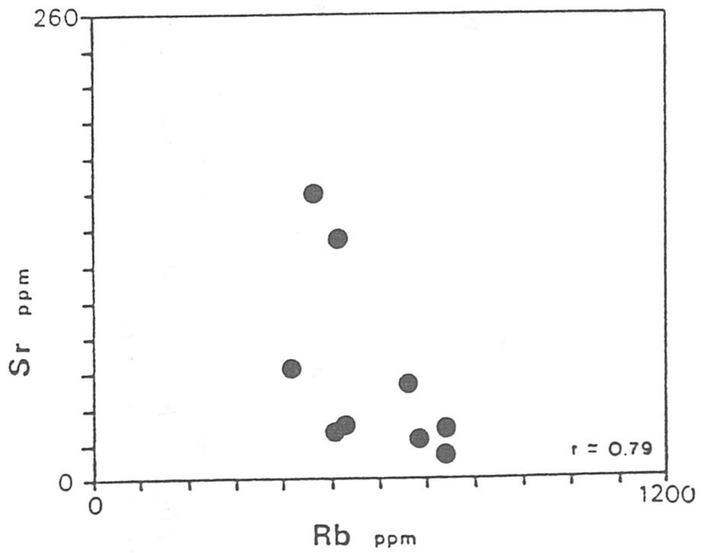

260
0
Sr ppm
0
1200
Rb ppm
r = 0.79

FIG: V.8

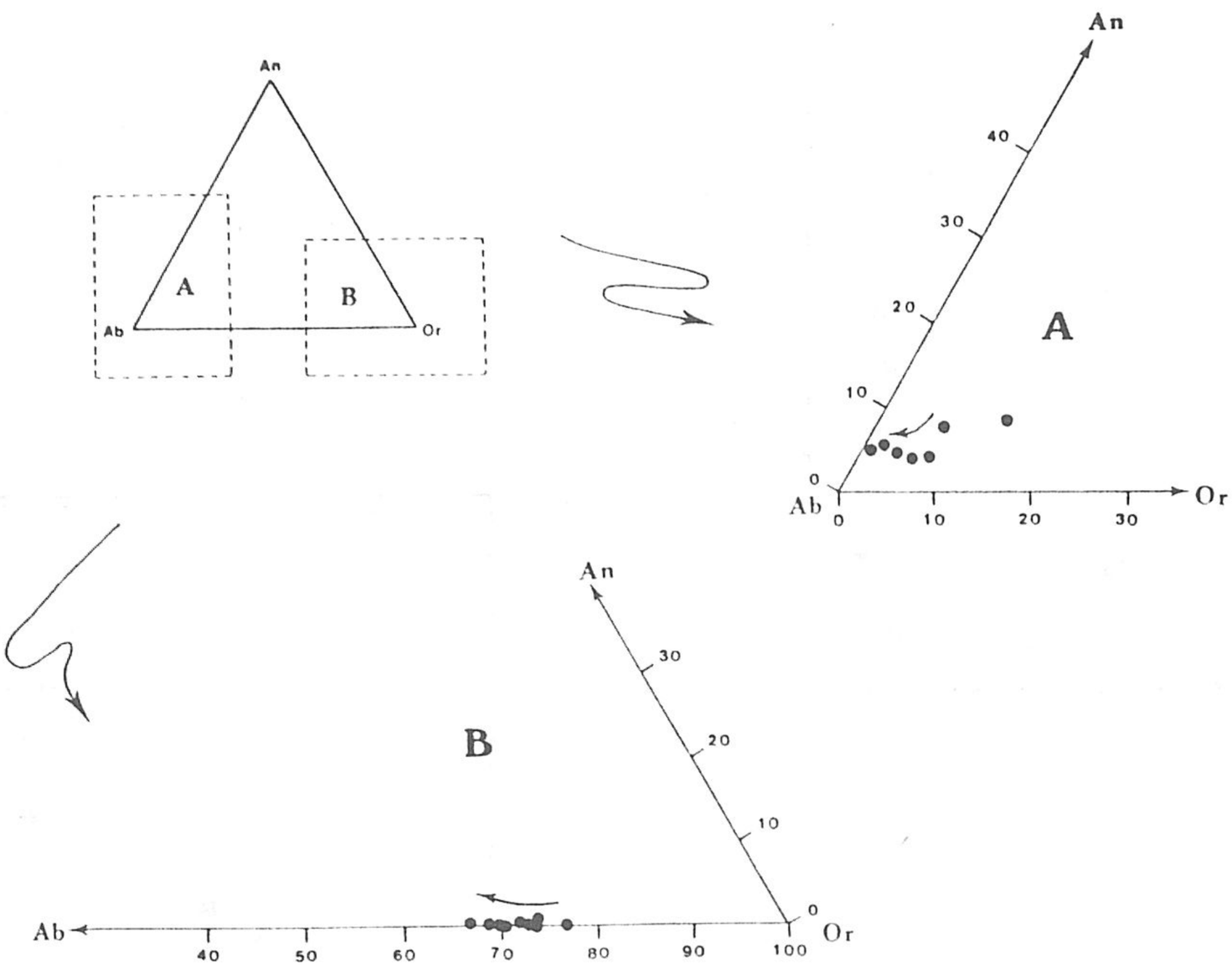


Fig. V.9. Evolución de la composición de feldespatos potásicos y plagioclasas en el diagrama ternario Or-Ab-An. La flecha indica la evolución hacia el centro del cuerpo pegmatítico.

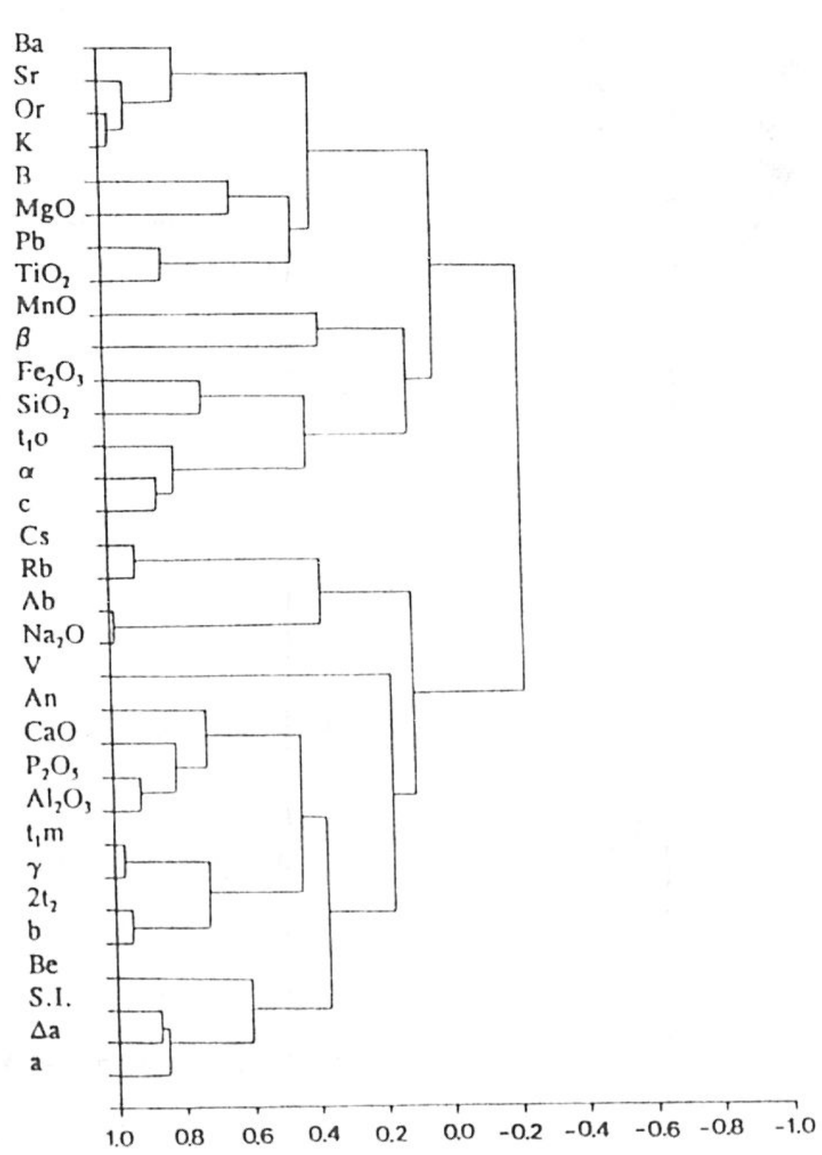


Fig. V.10. Análisis cluster entre parámetros estructurales y químicos de feldespatos potásicos. El criterio de similitud usado es el coeficiente de correlación lineal.

TABLA V.6. Coeficiente de correlación lineal entre parámetros estructurales y químicos de feldespatos potásicos

	a	b	c	α	β	γ	Vol	t_1o	t_1m	$2t_2$	Δa	S.I.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Or	Ab	An	B	Be	Rb	Cs	Sr	Ba	Mn	Pb
a	1.000																															
b	0.036	1.000																														
c	-0.618	-0.620	1.000																													
α	-0.615	-0.413	0.854	1.000																												
β	0.023	0.061	0.448	0.344	1.000																											
γ	0.556	0.736	-0.818	-0.792	0.018	1.000																										
Vol	0.235	0.493	-0.222	-0.024	0.073	0.308	1.000																									
T_1o	-0.480	-0.818	0.835	0.763	0.012	-0.991	-0.332	1.000																								
T_1m	0.656	0.572	-0.777	-0.823	0.034	0.969	0.187	-0.929	1.000																							
$2T_2$	0.212	0.952	-0.762	-0.573	-0.057	0.854	0.438	-0.915	0.700	1.000																						
Δa	0.861	0.099	-0.703	-0.663	-0.451	0.513	0.211	-0.464	0.587	0.254	1.000																					
S.I.	0.831	-0.154	-0.618	-0.719	-0.445	0.379	-0.129	-0.317	0.493	0.073	0.866	1.000																				
SiO_2	-0.507	-0.138	0.479	0.556	0.284	-0.453	-0.217	0.402	-0.533	-0.192	-0.618	-0.503	1.000																			
TiO_2	0.453	-0.040	-0.335	-0.223	-0.311	0.116	0.110	-0.085	0.179	-0.031	0.639	0.484	-0.644	1.000																		
Al_2O_3	0.403	0.555	-0.731	-0.754	-0.434	0.681	0.438	-0.698	0.627	0.661	0.515	0.436	-0.686	0.146	1.000																	
Fe_2O_3	-0.515	-0.091	0.480	0.626	0.398	-0.403	-0.220	0.369	-0.454	-0.216	-0.565	-0.571	0.708	-0.126	-0.830	1.000																
MgO	0.304	0.180	-0.413	-0.379	-0.063	0.358	-0.100	-0.339	0.392	0.226	0.411	0.359	-0.357	0.717	0.013	0.247	1.000															
CaO	0.548	0.287	-0.698	-0.713	-0.448	0.522	0.195	-0.512	0.532	0.407	0.712	0.652	-0.867	0.604	0.820	-0.753	0.368	1.000														
Na_2O	0.050	0.359	-0.426	-0.402	-0.519	0.197	0.344	-0.262	0.080	0.416	0.222	0.209	-0.097	-0.165	0.665	-0.615	-0.412	0.436	1.000													
K_2O	0.131	-0.308	0.230	0.168	0.490	-0.018	-0.402	0.096	0.122	-0.317	-0.068	0.000	-0.118	0.319	-0.491	0.438	0.547	-0.198	-0.943	1.000												
P_2O_5	0.294	0.438	-0.616	-0.741	-0.475	0.557	0.382	-0.567	0.526	0.519	0.501	0.391	-0.669	0.140	0.922	-0.814	0.016	0.793	0.676	-0.548	1.000											
Or	-0.011	-0.358	0.390	0.356	0.525	-0.163	-0.368	0.231	-0.038	-0.403	-0.194	-0.165	0.062	0.195	-0.643	0.587	0.440	-0.398	-0.997	0.966	-0.665	1.000										
Ab	-0.016	0.346	-0.364	-0.327	-0.511	0.138	0.361	-0.209	0.011	0.390	0.163	0.136	-0.021	-0.227	0.614	-0.561	-0.467	0.358	0.994	-0.974	0.638	-0.999	1.000									
An	0.516	0.295	-0.502	-0.369	-0.264	0.454	0.399	-0.441	0.453	0.354	0.647	0.396	-0.817	0.516	0.683	-0.632	0.199	0.790	0.183	-0.082	0.626	-0.180	0.146	1.000								
B	0.074	-0.034	-0.203	-0.339	0.050	0.136	-0.469	-0.126	0.173	0.054	0.073	0.289	-0.399	0.401	0.140	-0.052	0.609	0.502	-0.156	0.367	0.158	0.198	-0.225	0.159	1.000							
Be	0.592	0.045	-0.520	-0.730	-0.118	0.583	-0.167	-0.516	0.690	0.243	0.550	0.668	-0.295	0.122	0.285	-0.214	0.504	0.301	-0.184	0.299	0.286	0.207	-0.228	0.177	0.265	1.000						
Rb	-0.207	0.217	-0.106	-0.332	0.004	0.229	-0.096	-0.258	0.169	0.314	-0.269	-0.073	0.205	-0.767	0.356	-0.267	-0.412	-0.033	0.428	-0.457	0.409	-0.441	0.450	-0.156	0.018	0.266	1.000					
Cs	-0.439	0.220	0.122	-0.010	0.136	0.050	-0.031	-0.099	-0.045	0.241	-0.517	-0.386	0.514	-0.918	0.073	0.059	-0.515	-0.390	0.280	-0.420	0.119	-0.314	0.338	-0.371	-0.235	0.066	0.915	1.000				
Sr	0.092	-0.409	0.254	0.247	0.338	-0.200	-0.455	0.259	-0.083	-0.408	-0.079	0.064	0.208	0.293	-0.691	0.640	0.536	-0.391	-0.845	0.869	-0.760	0.867	-0.864	-0.395	0.229	0.245	-0.532	-0.423	1.000			
Ba	0.040	-0.441	0.286	0.324	0.114	-0.365	-0.266	0.411	-0.260	-0.508	0.044	0.047	0.112	0.557	-0.682	0.591	0.551	-0.280	-0.673	0.673	-0.651	0.687	-0.686	-0.318	0.130	-0.007	-0.799	-0.678	0.861	1.000		
Mn	-0.133	0.530	-0.159	0.114	0.356	0.283	0.067	-0.347	0.139	0.517	-0.305	-0.315	0.008	-0.174	0.211	0.042	-0.083	0.099	0.067	0.001	-0.050	-0.055	0.055	0.212	0.232	-0.309	0.131	0.152	-0.156	-0.381	1.000	
Pb	0.239	-0.003	-0.064	0.098	-0.059	0.022	0.255	0.007	0.070	-0.092	0.342	0.088	-0.677	0.825	0.107	-0.128	0.413	0.446	-0.286	0.383	0.056	0.302	-0.329	0.608	0.207	-0.207	-0.796	-0.856	0.179	0.417	0.080	1.000

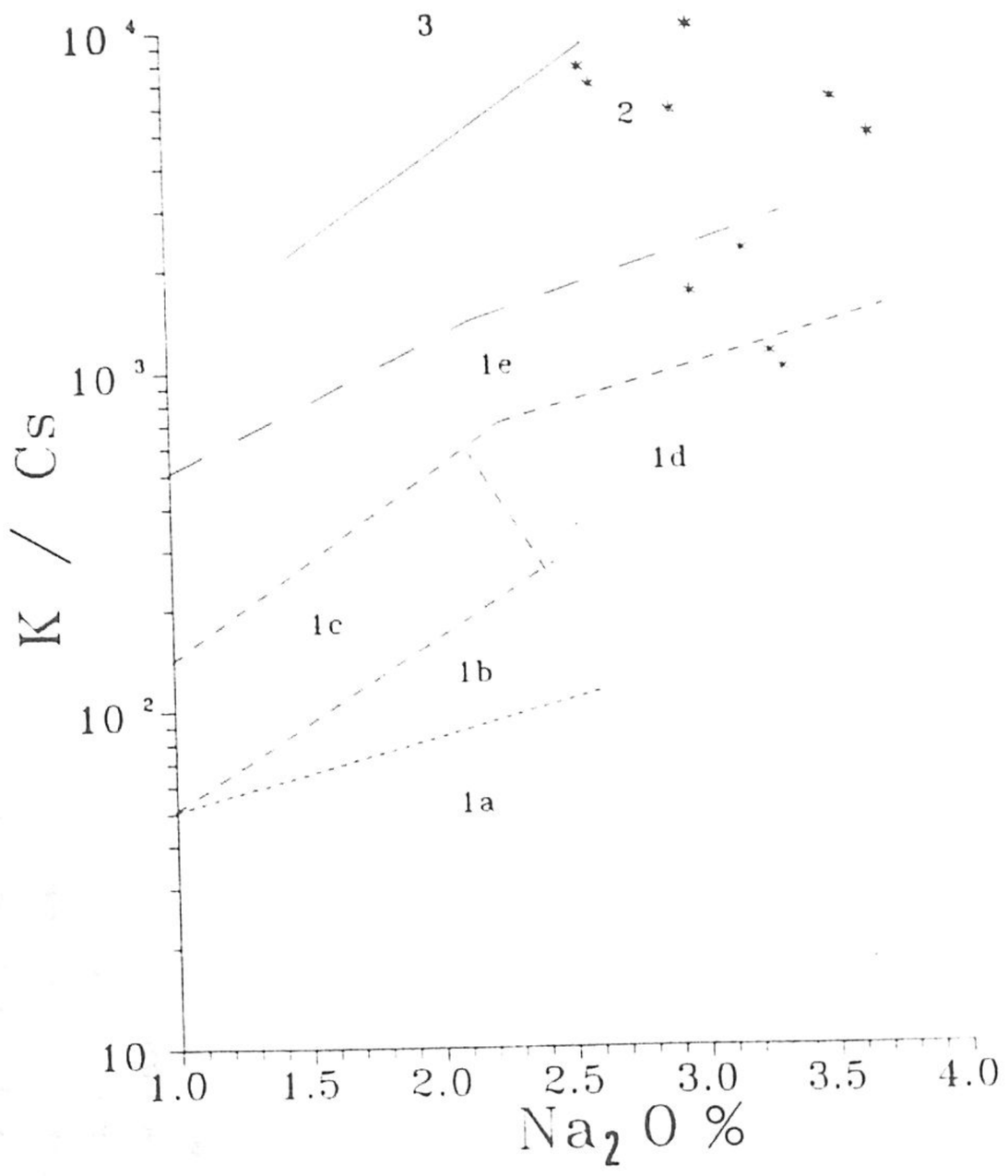


Fig. V.11. Diagrama K/Cs frente a Na_2O para feldespatos potásicos de pegmatitas fanerozoicas. Línea continua: límite entre pegmatitas micáceas (3) y de elementos raros (1) y (2). Línea discontinua: Límite entre distintas series geoquímicas de pegmatitas de elementos raros (1) conteniendo minerales de Cs; (2) conteniendo minerales de Li sin minerales de Cs. (1a, 1b, 1c) minerales de Li, Rb, Cs, Be, Ta, con pollucita; (1d) minerales de Li, Be, Ta, sin pollucita; (1e) estériles. (Gordiyenko, 1976). Este estudio: asteriscos.

alcanza a 675° C ± 25° C y 4.9 ± 0.5 kbar. Estas temperaturas y presiones corresponden a la parte superior del grado medio y al grado alto de metamorfismo regional (donde se alcanzaron temperaturas de 750° C - 625° C, produciendo fusión parcial y migmatitas). En estas condiciones el primer feldespato potásico que se forma es desordenado y monoclínico (ortoclasa). Excepto para dos muestras, no se encuentran feldespatos potásicos desordenados. La persistencia metaestable de ortoclasa en algunos cuerpos pegmatíticos (Peña Grajera y Juan Calvillo) refleja el desarrollo de la etapa magmática de Parsons y Brown (1984) y una descompresión relativamente rápida que impide la inversión de la simetría. Esta descompresión puede ser consecuencia de los procesos distensivos que afectaron a la región durante la orogenia Hercínica (Quesada y Dallmayer, 1991) y que produjeron fracturas profundas paralelas al eje de Siera Albarrana. Estas fracturas ayudaron a la actividad magmática responsable de la formación del batolito de los Pedroches, del complejo Villaviciosa-La Coronada, etc (Delgado *et al.*, 1985, Sánchez Carretero *et al.*, 1990). Aunque estos procesos no están relacionados genética ni espacialmente a las pegmatitas, indican la existencia de un proceso distensivo a escala regional. Esto podría explicar la mayor presencia de microclina de baja temperatura (sin ortoclasa) en estas pegmatitas que en la mayoría de pegmatitas graníticas. En las restantes muestras, los feldespatos potásicos monoclínicos más ordenados y los feldespatos potásicos triclínicos representan el proceso de ordenamiento de los feldespatos potásicos primarios que ocurrieron en respuesta a la disminución de la temperatura y a la presencia de soluciones ricas en álcalis (Stewart y Wright, 1974, Eggleton y Buseck, 1980).

Durante la etapa subsólidus se produciría el ordenamiento Al-Si en las posiciones tetraédricas, el cambio de la simetría monoclínica a triclínica (a 500° C aproximadamente de

acuerdo con Brown y Parsons, 1989) y la formación de pertitas. El resultado sería la aparición de feldespatos potásicos triclínicos, con grado de ordenamiento Al-Si intermedio (microclina intermedia), con desarrollo de pertitas con textura en venas y tipo "braided", así como con maclado de albita-periclina (Fotos 8 y 11). Este feldespato potásico presenta frecuentemente color rosado. Como es bien sabido, la aparición de la macla en enrejado en la microclina es la prueba de la existencia de un precursor monoclínico.

Esta etapa subsólidus, ampliamente representada en los feldespatos de todos los afloramientos estudiados, persistiría hasta temperaturas próximas a los 400° C (Parsons y Brown, 1984). Todo lo anteriormente expuesto está de acuerdo con las temperaturas resultantes de la aplicación del geotermómetro de dos feldespatos de Fuhrman y Lindsay (1988), obteniéndose un valor medio de $500° \pm 30°$ C.

A temperaturas inferiores a 400° C se produjo el desarrollo de la etapa hidrotermal, con interacciones entre el feldespato y el fluido. La aparición de feldespatos con alto grado de ordenamiento (próximo al término microclina baja), sin gran desarrollo de macla en enrejado y el desarrrollo de pertitas con textura en parches (Foto 9) es indicativo de esta etapa, la cual aparece representada de forma manifiesta en el afloramiento Diéresis. Este feldespato potásico presenta frecuentemente color blanco.

V.1.2. MICA

V.1.2.1. INTRODUCCION

Las micas que se encuentran en las pegmatitas son muy variadas en su composición química, propiedades tipomórficas y asociaciones minerales y constituyen el tercer constituyente más abundante de muchas pegmatitas graníticas, después de los feldespatos y el cuarzo.

De acuerdo con Cerny y Burt (1984) los distintos tipos de micas que aparecen en las pegmatitas graníticas son característicos de las distintas etapas de la evolución pegmatítica. Los elementos traza de las micas se utilizan como indicadores del potencial económico de las pegmatitas o de las unidades pegmatíticas en las que se encuentran.

La mayoría de los trabajos bibliográficos sobre micas en pegmatitas graníticas corresponde a micas pertenecientes a la serie moscovita - lepidolita. Sin embargo, existe un menor número de trabajos sobre micas sin litio.

La fórmula general de las micas puede escribirse como:

$$X_2\ Y_{4\text{-}6}\ T_8\ O_{20}\ W_4$$

donde:

X = K, Na, Ca, (Ba, Sr, Rb, Cs)
Y = Mg, Fe^{2+}, (Mn, Li, Al, Fe^{3+}, Ti, Cr, Ni, V, Co, Zn)
T = Si, Al, (Fe^{3+}, Ti)
W = OH, F

De acuerdo con la composición química de la capa octaédrica, las micas se clasifican en dioctaédricas (Y_4 en las que de cada tres capas las tres están ocupadas por cationes divalentes) y trioctaédricas (Y_6, en las que de cada tres capas dos están ocupadas por cationes

trivalentes y una está vacante). También pueden subdividirse según el tipo de catión interlaminar (X), si el catión es monovalente (X = Na, K) aparecen las micas (s.s.), si es divalente (X = Ca, Ba) aparecen las micas frágiles. Otro tipo de clasificación se realiza en función de la relación Si/Al, diferenciando entre celadonitas (Si/Al = 4/0) y micas s.s. (Si/Al = 3/1), ocupando las fengitas una posición intermedia entre ambos tipos. Las micas con Li tienen clasificaciones propias (Radoslovich, 1963).

Desde el punto de vista estructural se distinguen varios politipos (1Md, 1M, $2M_1$, 2O, 3T, 6H) siendo los más frecuentes el $2M_1$ en las micas dioctaédricas y el 1M en las trioctaédricas.

En este capítulo se intenta describir la variación química que aparece en las micas de las pegmatitas de Sierra Albarrana y se discuten sus implicaciones en el potencial económico de dichas pegmatitas.

V.1.2.2. VARIEDADES DE MICAS

Los minerales del grupo de la mica que aparecen en las pegmatitas de Sierra Albarrana son fundamentalmente biotita, moscovita y, en muy pequeña proporción, detectada por mediante Microsonda Electrónica, paragonita.

De acuerdo con la clasificación de micas pertenecientes a pegmatitas micáceas dada por Dyad'kina (1970) y por Gordiyenko y Leonova (1976), los tipos de micas que aparecen en Sierra Albarrana son:

(1) Biotita arborescente o en listones, en las zonas externas o de borde de las canteras Cerro de la Sal, Juan Calvillo, Río Bembézar, Valdenoque y Valverda 5 (Fig. IV.6.B y Fig. IV.12.3). Es frecuente observar alteraciones a clorita.

(2) Grandes cristales de biotita en hojas de libro asociados a cuarzo, que aparecen en zonas de reemplazamiento de cuerpos zonados o en cuerpos no zonados (Diéresis y Juan Calvillo)(Fig. IV.3.A). Aparece frecuentemente alterada a clorita.

(3) Cristales de moscovita pegmatoide de carácter euhédrico, en hojas de libro, asociada a feldespatos y cuarzo fundamentalmente y presente en casi todas las zonas de las canteras Alameda, Taravilla, Traviesas, Cerro de la Sal, Coma, Juan Calvillo, Los Morales, Peña Grajera, Umbría, Valdenoque y Valverda 5 (Fig. IV.11.A).

(4) Paragonita, presente solamente en muestras pertenecientes a los nódulos de moscovita, clorita y granate de la cantera del Cerro de la Sal, detectada únicamente mediante Microsonda Electrónica. Suele coexistir con la moscovita dentro de la misma muestra y, a veces, se encuentran separadas pocos milímetros de las moscovitas.

(5) Moscovita de grano fino y sericita con carácter tardío, dispersa en muchas de las canteras estudiadas (Cerro de la Sal y Peña Grajera).

(6) Interestratificado irregular biotita - (clorita ó vermiculita), aparece solamente en una de las canteras no zonadas (Pozos de Juan Calvillo), dispersa por todo el afloramiento y bastante abundante.

(7) Muestras de carácter intermedio entre biotita y clorita. Se trata de intercrecimientos de ambos minerales no discernibles ópticamente. Aparece en la zona de borde de varios de los afloramientos estudiados: Cerro de la Sal, Juan Calvillo y Río Bembézar.

V.1.2.3. DIFRACCION DE RAYOS X

En las Tablas V.7. y V.8. se presentan los parámetros cristalográficos afinados así

como las intensidades de algunas de las reflexiones basales (I_{002}, I_{004}, I_{008} e $I_{00\ 10}$) correspondientes a moscovitas y biotitas pertenecientes a las canteras estudiadas.

Diversos autores han propuesto la relación existente entre el espaciado basal de la moscovita y el grado de paragonitización. Sin embargo aunque existe relación, ésta no es totalmente lineal y los errores son considerables al estar implicados también en esta medida la composición de la capa octaédrica y la relación Si/Al de la tetraédrica. También se ha estudiado la relación existente entre el eje b_o y el grado de fengitización, pero la interpretación de los resultados también da lugar a grandes errores en las determinaciones.

El espaciado basal de las micas varía con la composición química, pudiendo indicar: (a) sustitución de K por Na: esto trae como consecuencia una disminución del espaciado basal debido al menor tamaño del Na, siendo una buena medida relativa del grado de paragonitización y, (b) aumento del carácter fengítico: es una consecuencia del aumento de la carga de la capa tetraédrica, al sustituirse el Al^{IV} por mas Si a partir de la sustitución tschermakítica (Mg, Fe^{2+}) + Si^{4+} ⇄ Al(IV) + Al(VI).

El eje b_o se comporta de manera totalmente opuesta al espaciado basal: crece con el incremento del contenido en Si, Mg y Fe^{2+}, para disminuir con el contenido en Al^{VI} (también disminuye el Al^{IV} por ser una sustitución acoplada con el Si), por lo que es una buena medida relativa del grado de fengitización.

En las muestras estudiadas, las variaciones del eje cristalográfico *c* de la moscovita no se correlacionan con el valor del eje cristalográfico *b* medido para cada muestra (r=-0.02, Fig V.12). Esto prueba que la disminución del valor del espaciado basal no se debe a efectos de fengitización (que implican aumentos de Si, Mg y Fe y disminuciones de Al^{IV} y Al^{VI}, con el consiguiente giro de los tetraedros y ajuste de los octaedros que suponen un alargamiento del eje b_o y una disminución del espaciado basal), sino que se debe a efectos de paragonitización, es decir, sustitución de K por Na que implica disminuciones del espaciado basal debido al menor tamaño del Na.

Se han comparado las variaciones de composición química de las muestras estudiadas en función de las intensidades de las reflexiones basales (002), (004), (008), (00 10) con valores teóricos correspondientes a términos extremos calculados por Martín-Ramos *et al.* (1989). Los resultados se presentan en las Figuras V.13 y V.14 e indican que las micas de Sierra Albarrana se ajustan bastante bien a las variaciones calculadas para micas teóricas, mostrando tendencias de variación equivalentes. En las biotitas, la relación de intensidades I_{008} / $I_{00\ 10}$ es algo superior a la calculadas teóricamente, esto puede deberse a las alteraciones a clorita que presentan en ocasiones estas micas.

El grupo espacial se ha determinado a partir de monocristales en una cámara de Weissenberg, montados a lo largo del eje *b*. Los cristales se montaron con la ayuda de un microscopio petrográfico, teniendo en cuenta la posición del plano de eje óptico y se obtuvieron varios niveles con registros de larga exposición (> 50 horas) para observar las posibles reflexiones extra-grupo-espacial.

La celdilla unidad es monoclínica y su símbolo de difracción 2/m C c, ya que se cumple que h + k = 2n en las reflexiones *hkl* (red tipo C) y *l* = 2n en las de tipo h0l (plano de deslizamiento de tipo c paralelo a (010)). Si suponemos que la mica es centrosimétrica, el grupo espacial es el C2/c, que la asimila al politipo $2M_1$ de este grupo de minerales. Se observan en algún caso reflexiones extra-grupo-espacial que pueden deberse a la presencia de politipos 1M o 3T. La presencia de reflexiones débiles *00l* (*l* impar) se debe al ordenamiento químico según el eje *c*, en el que debe estar implicado la composición de la capa octaédrica fundamentalmente.

TABLA V.7. Parametros cristalográficos afinados e intensidades de algunas reflexiones basales seleccionadas de muestras representativas de moscovitas de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Muestra	a(Å)	b(Å)	c(Å)	β(°)	a*(Å)	b*(Å)	c*(Å)	β*(°)	VOL	I_{002}	I_{004}	$I_{00\,10}$	N
CS-4bz	5.211(4)	9.058(9)	20.085(9)	95.61(9)	0.1928(2)	0.1104(4)	0.0500(1)	84.39(9)	943.6(9)	24.03	24.11	66.68	12
CS-5bz	5.195(6)	8.946(9)	20.045(9)	95.64(9)	0.1934(2)	0.1118(3)	0.0501(1)	84.36(9)	927.1(9)	17.70	26.77	62.52	15
CS-6bz	5.197(7)	8.982(5)	20.043(9)	95.80(9)	0.1934(3)	0.1113(7)	0.0501(1)	84.20(9)	930.8(9)	23.59	25.66	62.42	15
CS-7bz	5.189(9)	8.995(9)	20.042(9)	95.18(7)	0.1935(9)	0.1112(9)	0.0502(1)	84.82(7)	930.4(9)	12.16	22.35	68.34	10
CS-3iz	5.189(9)	8.841(9)	20.038(9)	95.68(9)	0.1937(8)	0.1131(9)	0.0502(1)	84.32(9)	914.7(9)	24.59	25.91	60.69	10
PG-4bz	5.189(9)	8.995(9)	20.019(9)	95.18(9)	0.1935(9)	0.1112(9)	0.0502(1)	84.82(9)	930.6(9)	26.10	25.50	57.29	10
PG-5bz	5.196(4)	8.963(9)	20.049(4)	95.18(1)	0.1932(2)	0.1116(2)	0.0501(1)	84.82(1)	929.9(9)	12.91	26.50	69.88	10
PG-6bz	5.171(9)	8.931(9)	20.044(9)	89.37(9)	0.1934(4)	0.1120(3)	0.0499(1)	90.60(9)	925.6(9)	25.97	26.87	55.22	19
PG-7bz	5.189(9)	8.995(9)	20.023(9)	95.18(5)	0.1935(9)	0.1112(9)	0.0501(9)	84.82(5)	930.8(9)	25.88	25.38	65.33	8
PG-5cz	5.189(9)	8.995(9)	20.042(9)	95.18(9)	0.1935(9)	0.1112(9)	0.0501(2)	84.82(6)	931.6(9)	26.29	28.25	60.22	8
PG-6cz	5.196(9)	8.999(9)	20.063(9)	95.18(8)	0.1933(6)	0.1111(3)	0.0500(1)	84.82(8)	934.3(9)	29.80	31.54	51.32	9
PG-7cz	5.197(8)	8.973(9)	20.015(9)	95.41(9)	0.1933(3)	0.1114(6)	0.0502(1)	84.59(9)	929.1(9)	26.15	26.16	60.37	12
JC-2iz	5.274(7)	8.929(9)	20.249(9)	91.70(9)	0.1897(9)	0.1120(9)	0.0494(5)	88.30(9)	953.1(9)	31.82	26.78	49.48	23
LM-2cz	5.213(4)	8.996(9)	20.093(8)	95.76(9)	0.1928(1)	0.1112(1)	0.0500(1)	84.24(2)	937.5(9)	29.02	25.89	63.32	20
LM-3cz	5.135(9)	8.180(9)	20.063(9)	95.63(9)	0.1957(9)	0.1222(9)	0.0501(4)	84.37(9)	938.7(9)	25.03	22.23	60.07	14
VA5-1bz	5.189(9)	8.995(9)	20.023(6)	95.18(2)	0.1935(4)	0.1112(4)	0.0501(1)	84.82(2)	931.6(9)	5.62	15.61	95.64	9
VA5-2bz	5.189(9)	8.995(9)	20.030(9)	95.18(3)	0.1935(6)	0.1112(6)	0.0501(1)	84.82(3)	931.1(9)	27.80	21.32	55.11	8
VD-1bz	5.198(5)	8.995(9)	20.028(8)	95.18(3)	0.1932(2)	0.1112(5)	0.0501(1)	84.82(3)	932.7(9)	3.62	17.07	63.86	8
AL-2nz	5.208(4)	9.056(9)	20.072(7)	95.75(9)	0.1930(1)	0.1104(3)	0.0501(1)	84.25(9)	941.8(9)	26.67	23.73	63.81	15
U-3cz	5.096(9)	9.013(9)	20.018(9)	94.72(9)	0.1969(9)	0.1110(2)	0.0501(1)	85.28(9)	916.3(9)	31.20	21.09	49.81	13
U-4cz	5.193(9)	9.005(9)	20.022(9)	95.85(9)	0.1936(4)	0.1110(2)	0.0502(1)	84.15(9)	931.4(9)	24.60	19.58	53.67	16
C-2nz	5.192(9)	8.796(9)	20.045(9)	92.82(9)	0.1928(2)	0.1137(3)	0.0499(3)	87.19(9)	914.3(9)	11.71	19.49	68.61	15

Los números entre paréntesis representan las desviaciones típicas de los números situados immediatamente a su izquierda. Parámetros de la celdilla unidad basados en los picos de moscovita $2M_1$ dominantes. N = Número de reflexiones usados en el afinamiento.

Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, LM: Los Morales, VA5: Valverda 5, VD: Valdenoque, AL: Alameda, U: Umbría, C: Coma; bz: zona de borde, iz: zona intermedia, cs: zona central, nz: no zonación.

TABLA V.8. Parametros cristalográficos afinados e intensidades de algunas reflexiones basales seleccionadas de muestras representativas de biotitas de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Muestra	a(Å)	b(Å)	c(Å)	β(°)	a*(Å)	b*(Å)	c*(Å)	β*(°)	VOL	I_{002}	I_{004}	I_{008}	$I_{00\,10}$	N
CS-8bz	5.305(9)	9.227(9)	10.197(9)	100.07(9)	0.1915(4)	0.1084(2)	0.0996(1)	79.93(9)	491.4(9)	34.00	3.30	24.21	21.39	16
JC-1rz	5.326(7)	9.224(9)	10.199(5)	100.05(8)	0.1907(2)	0.1084(1)	0.0996(1)	79.95(8)	493.4(8)	57.95	1.85	17.13	14.75	13
D-11nz	5.337(5)	9.248(7)	10.198(4)	100.05(6)	0.1903(2)	0.1081(1)	0.0996(1)	79.95(3)	495.6(6)	9.65	0.87	19.02	22.87	13
D-12nz	5.331(9)	9.343(9)	10.207(9)	99.55(9)	0.1902(8)	0.1070(9)	0.0993(5)	80.45(9)	501.3(9)	79.26	1.62	17.20	17.17	19
D-13nz	5.327(9)	9.332(9)	10.197(9)	99.51(9)	0.1903(9)	0.1072(9)	0.0994(5)	80.49(9)	499.9(9)	15.30	0.88	17.35	17.44	19
D-14nz	5.340(3)	9.249(6)	10.211(4)	100.06(5)	0.1902(1)	0.1081(1)	0.0995(1)	79.94(3)	496.5(4)	18.59	1.38	20.08	21.17	17
D-15nz	5.342(7)	9.262(9)	10.208(6)	100.04(8)	0.1901(2)	0.1080(1)	0.0995(1)	79.97(8)	497.4(8)	53.44	1.53	18.17	17.13	17
VA5-3bz	5.344(9)	9.357(9)	9.839(9)	99.65(9)	0.1898(9)	0.1069(9)	0.1031(9)	80.35(9)	485.0(9)	41.14	16.81	16.27	49.57	18
B-1nz	5.338(6)	9.343(9)	10.205(6)	99.50(9)	0.1899(9)	0.1070(9)	0.0993(5)	80.50(9)	502.0(9)	30.18	0.79	17.76	19.05	17
CO-1nz	5.333(9)	9.195(9)	10.209(9)	100.05(9)	0.1904(4)	0.1088(2)	0.0995(1)	79.95(9)	492.9(9)	30.90	1.36	17.21	18.05	15
MB-1nz	5.344(9)	9.266(9)	10.201(9)	100.23(9)	0.1902(8)	0.1079(6)	0.0996(3)	79.77(9)	497.1(9)	36.42	2.19	18.33	16.46	11
MB-2nz	5.341(9)	9.262(9)	10.196(9)	100.22(9)	0.1902(9)	0.1080(7)	0.0997(3)	79.78(9)	496.4(9)	52.95	2.12	16.97	12.73	11

Los números entre paréntesis representan las desviaciones típicas de los números situados immediatamente a su izquierda. Parámetros de la celdilla unidad basados en los picos de biotita 3T dominantes. N = Número de reflexiones usados en el afinamiento.

Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, VA5: Valverda 5, B: Beta, CO: Colmenar, MB: Mina biotita; bz: zona de borde, nz: no zonación, rz: unidad de reemplazamiento.

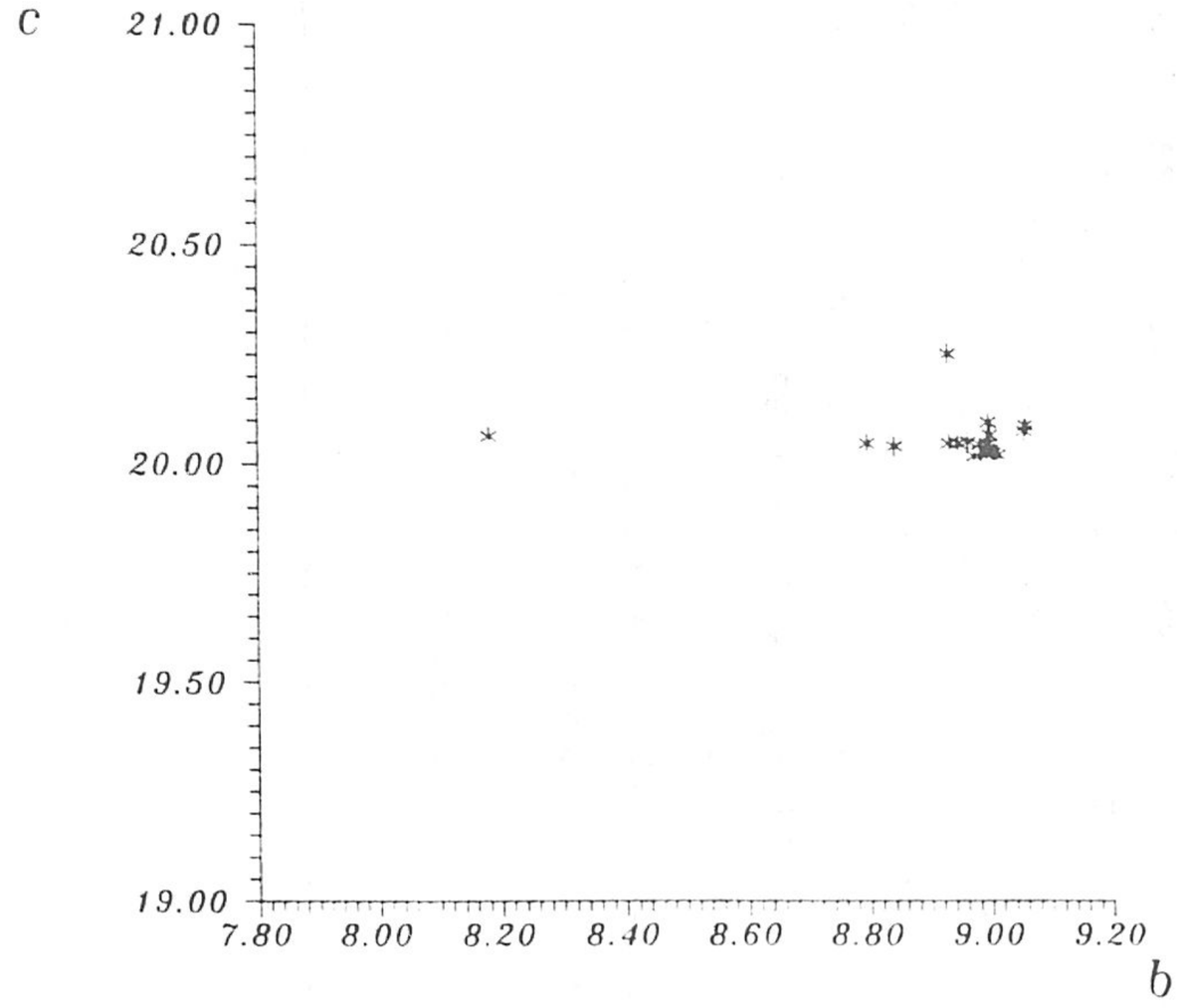


Fig.V.12. Diagrama de correlación entre los parámetros de la celdilla unidad b y c (en Å) en moscovitas pertenecientes a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana.

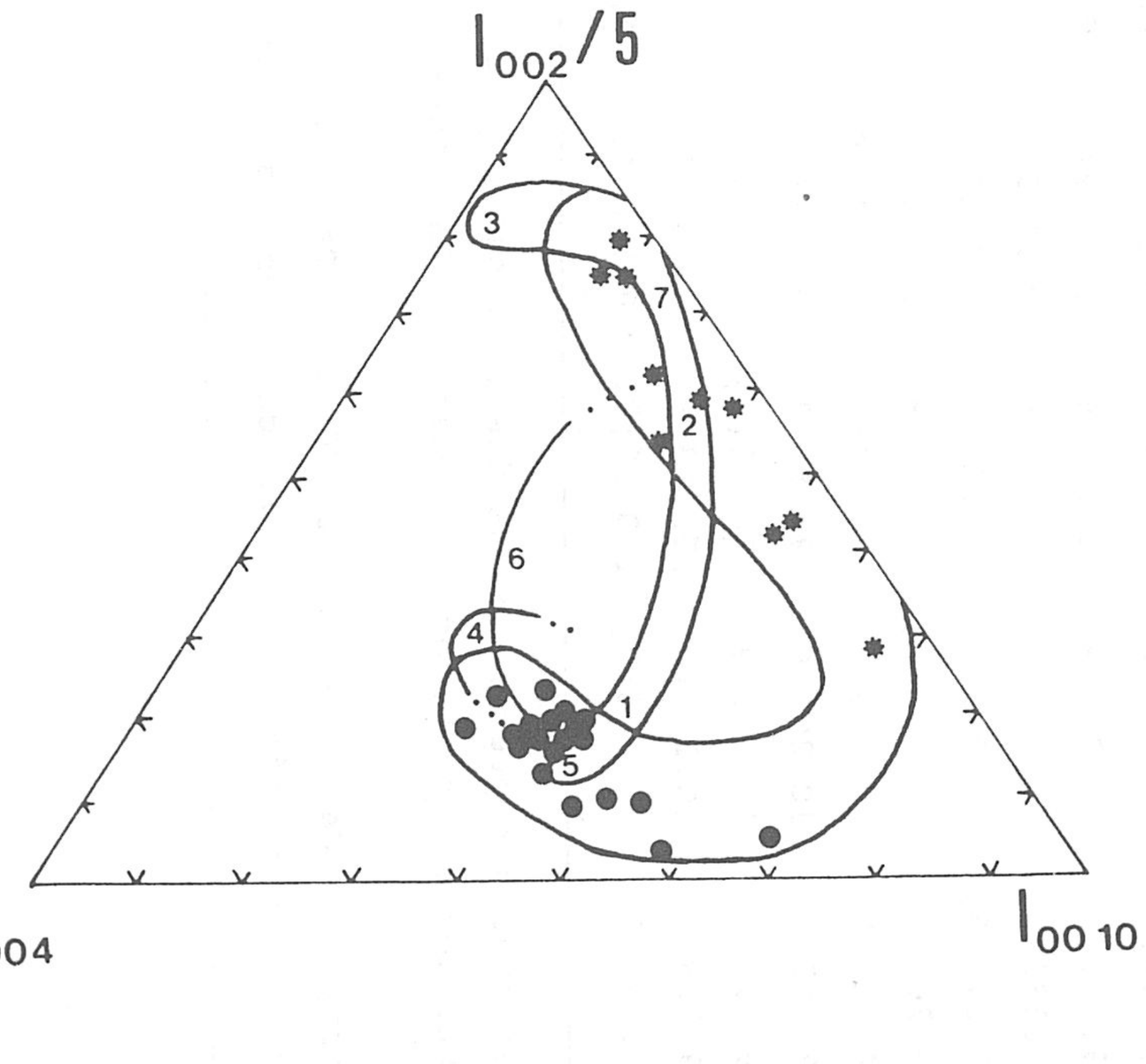


Fig.V.13. Variación de la composición química de las micas teóricas calculadas por Martín-Ramos et al. (1989) (modificado de Rey y Kubler, 1983) y de moscovitas (círculos) y biotitas (estrellas) pertenecientes a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana en función de las reflexiones basales 002, 004 y 00 10 (10, 5 y 2 Å respectivamente). (1) Moscovita, (2) flogopita, (3) annita, (4) paragonita, (5) fengita, (6) hidromicas, (7) biotita.

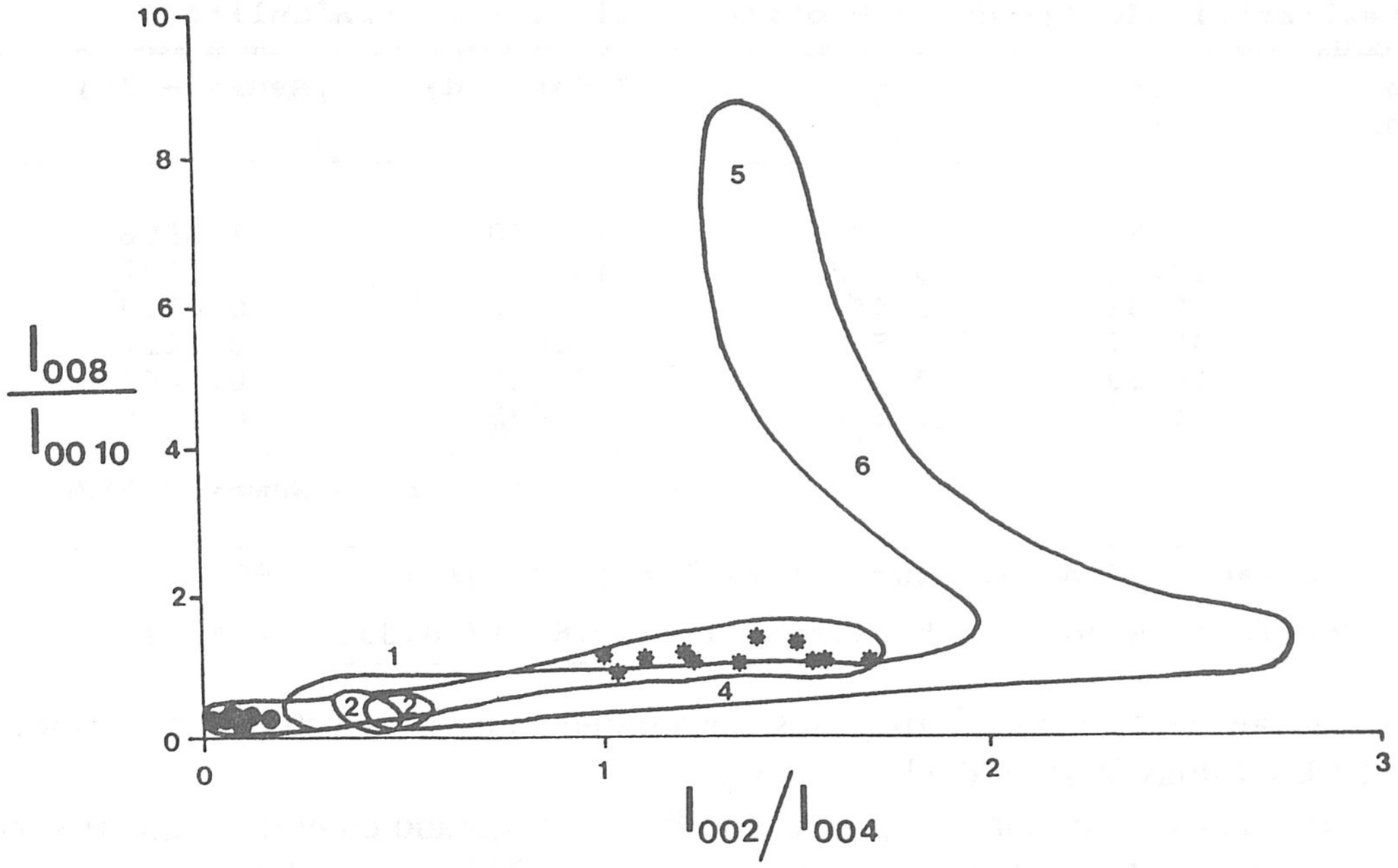


Fig.V.14. Variación de la composición química de las micas teóricas calculadas por Martín-Ramos et al. (1989) y de moscovitas (círculos) y biotitas (estrellas) pertenecientes a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana en función de las relaciones de intensidades entre las reflexiones basales 002 y 004 frente a 008 y 00 10. (1) Moscovita, (2) flogopita, (3) annita, (4) paragonita, (5) fengita, (6) hidromicas, (7) biotita.

Se ha detectado la presencia de un interestratificado irregular biotita - (clorita o vermiculita) en la cantera Pozos de Juan Calvillo. Para su estudio mediante Difracción de Rayos X se han realizado tanto diagramas de polvo como de agregado orientado con patrón interno de Si metálico. Los valores correspondientes a los espaciados basales se presentan en la Tabla V.9 e indican la presencia de dicho interestratificado irregular debido a:

(1) Presencia de reflexiones intermedias entre biotita y clorita o vermiculita.

(2) Presencia de reflexiones muy anchas.

(3) La secuencia de reflexiones basales calculadas para los distintos órdenes de difracción (Tabla V.9) no muestra valores de espaciados basales fijos, sino que varían entre 11.77 Å y 9.94 Å.

(4) La anchura de los picos, medida a distintas alturas varía a lo largo del diagrama desde 0.55 a 1.55 $^{o}2\theta$.

(5) El coeficiente de variabilidad (Reynolds, 1988) es superior a 0.75 (Tabla V.9).

Todas estas observaciones están de acuerdo con las realizadas por Reynolds (1988) y Mellini *et al.* (1991) e indican la presencia de dicho interestraficado.

V.1.2.4. EVOLUCION GEOQUIMICA

V.1.2.4.1. MICAS DIOCTAEDRICAS

Los análisis químicos realizados mediante Fluorescencia de Rayos X y Microsonda Electrónica para elementos mayores y algunos elementos traza, así como las fórmulas

TABLA V.9. Valor de las reflexiones basales y coeficiente de variabilidad para el interestratificado irregular biotita - (clorita ó vermiculita).

Orden de aparición	2θ (°)	d (Å)	(Orden x d) (*)	[Media - (*)]^2
1	7.53	11.730	11.730	1.8906
2	17.72	5.002	10.004	0.1232
3	25.84	3.446	10.338	0.0003
4	35.67	2.515	10.020	0.1122
5	45.30	2.000	10.000	0.1260
6	54.92	1.670	10.038	0.1005
			Media = 10.355	Suma= 2.3530

Desviación Típica: [Suma/(N-1)]^{½} = [2.3530/5]^{½} = 0.686

Coeficiente de variabilidad: (10 x 0.686)/10.335 = 6.63 %

mineralogicas calculadas para 22 oxígenos correspondientes a muestras moscovíticas se presentan en las Tablas V.10 y V.11.

Los resultados de los análisis químicos se han representado en el diagrama triangular (Al, Fe^{3+}, Ti) - (Fe^{2+}, Mn) - Mg que Cerny propone en 1982 a partir del diagrama general de Foster (1960) para caracterizar la composición de las micas pegmatíticas (Fig. V.15). Los resultados muestran que las moscovitas de las pegmatitas de Sierra Albarrana se sitúan en posiciones intermedias entre los valores correspondientes a moscovitas de pegmatitas micáceas y pegmatitas de elementos raros propuestos por este autor.

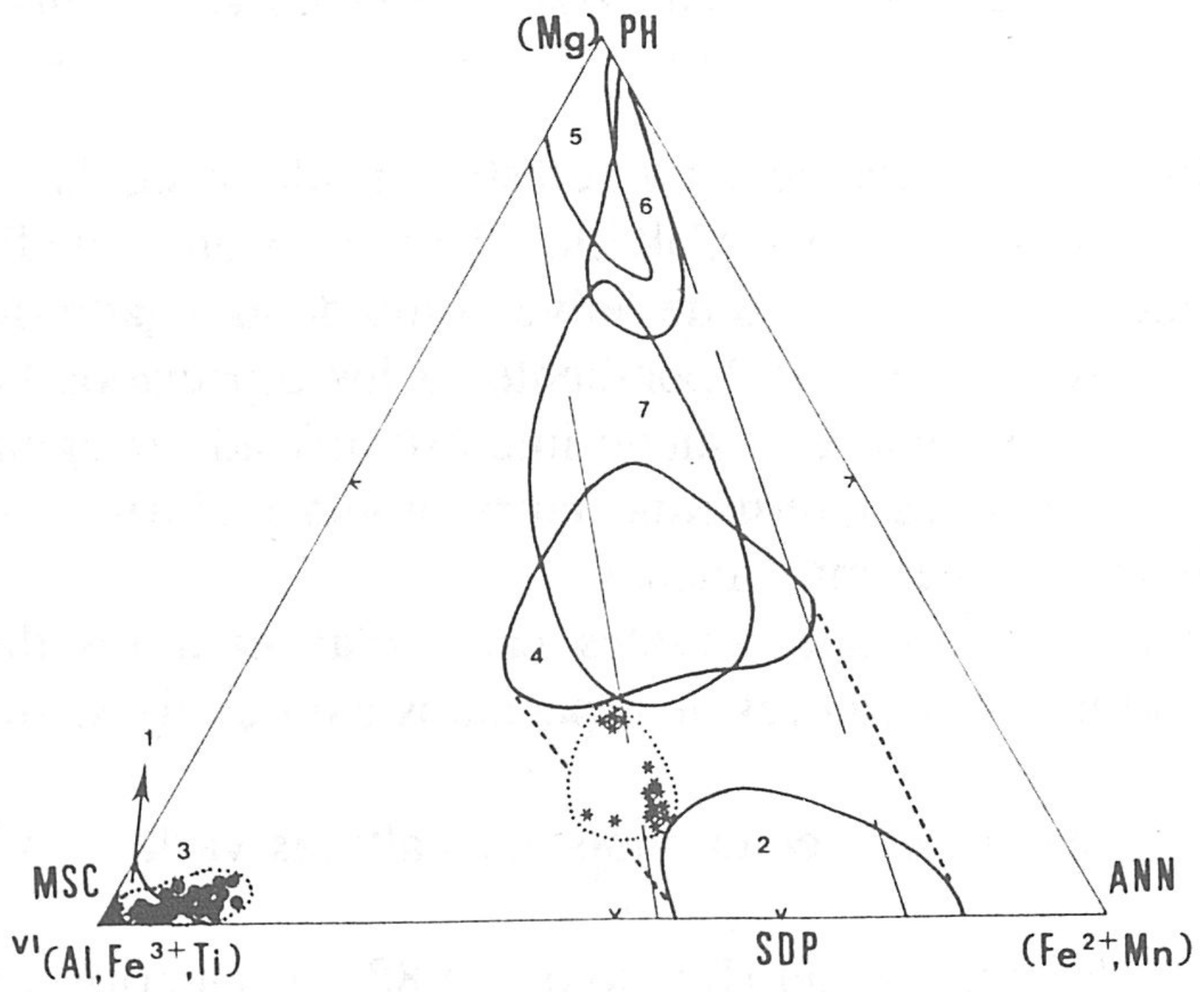


Fig. V.15. Variación composicional de algunas micas pegmatíticas en el diagrama triangular (Al, Fe^{3+}, Ti) - ((Fe^{2+}, Mn) - (Mg) de Foster (1960) (modificado por Cerny, 1982b). (1) y (2) moscovitas y biotitas de pegmatitas de elementos raros, (3) y (4) moscovitas y biotitas de pegmatitas micáceas, (5) y (6) flogopita asociada a rocas ultrabásicas del exocontacto, (7) micas ferromagnesianas de anfibolitas del exocontacto enriquecidas en Li-Rb-Cs, (8). Las líneas que bordean el campo composicional entre flogopita (PH) y siderofilita (SDP) indican los rangos de flogopita, flogopita férrica a biotita magnesiana y biotita. Pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana: moscovitas (círculos) y biotitas (estrellas).

Estas moscovitas, como la mayoría de las moscovitas pegmatíticas, están muy cerca de la composición dioctaédrica ideal (R^{2+} - libre) con limitada sustitución de tipo fengítico (Fig. V.16). Sin embargo, siguen la tendencia de las micas de pegmatitas micáceas y muestran un pequeño incremento en la posición octaédrica respecto a las pegmatitas de elementos raros, debido a la sustitución de Al por Fe^{2+} y Mg (Fig. V.17).

El componente paragonítico (Tablas V.10 y V.11) es bastante bajo, como ocurre en la mayoría de las moscovitas pegmatíticas. Los valores para Sierra Albarrana se sitúan entre 4.30 y 10.64 moles %. Estos valores son algo inferiores a los referenciados por Cerny y Burt (1984) para moscovitas de pegmatitas micáceas basados en los datos de Shurkin *et al.* (1962) y Gordiyenko y Leonova (1976) que indican valores medios entre 8 y 13 moles %, alcanzándose solamente de manera excepcional 30 moles %. Los valores obtenidos por Joliff *et al.* (1987b) para la pegmatita de Bob Ingersoll, Black Hills, Dakota del Sur (USA) son equivalentes a los obtenidos para Sierra Albarrana.

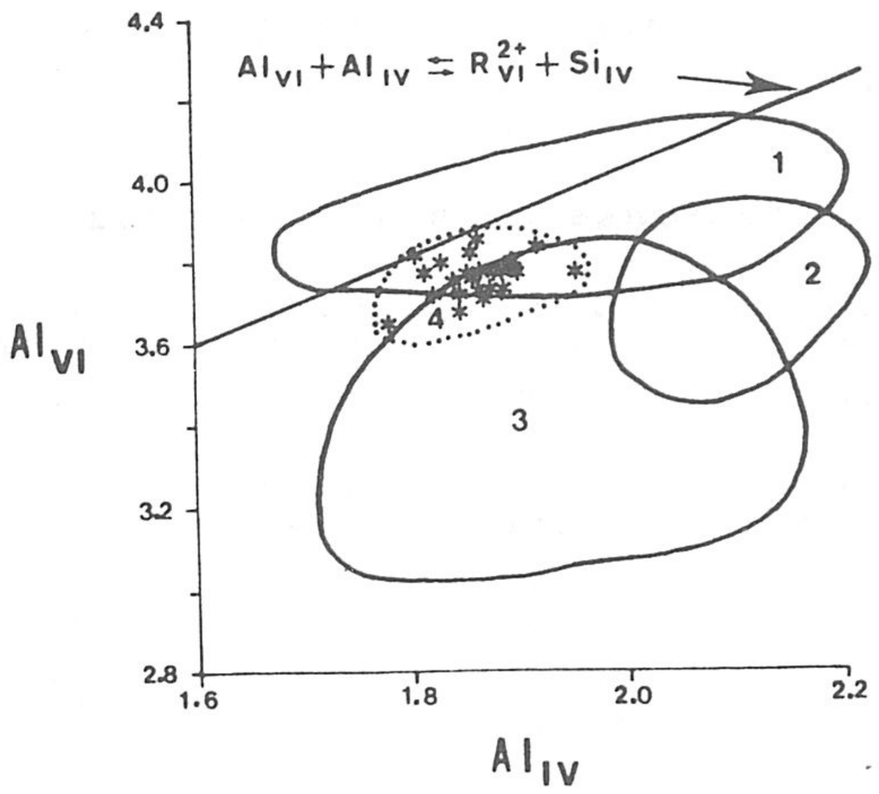


Fig.V.16. Tendencia di-trioctaédrica para las moscovitas asociadas a pegmatitas. (1) pegmatitas de elementos raros, (2) pegmatitas de elementos raros a micáceas, (3) pegmatitas micáceas. Datos representados en el diagrama de Cerny y Burt (1984) modificado de Salye (1975).
Pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana: estrellas.

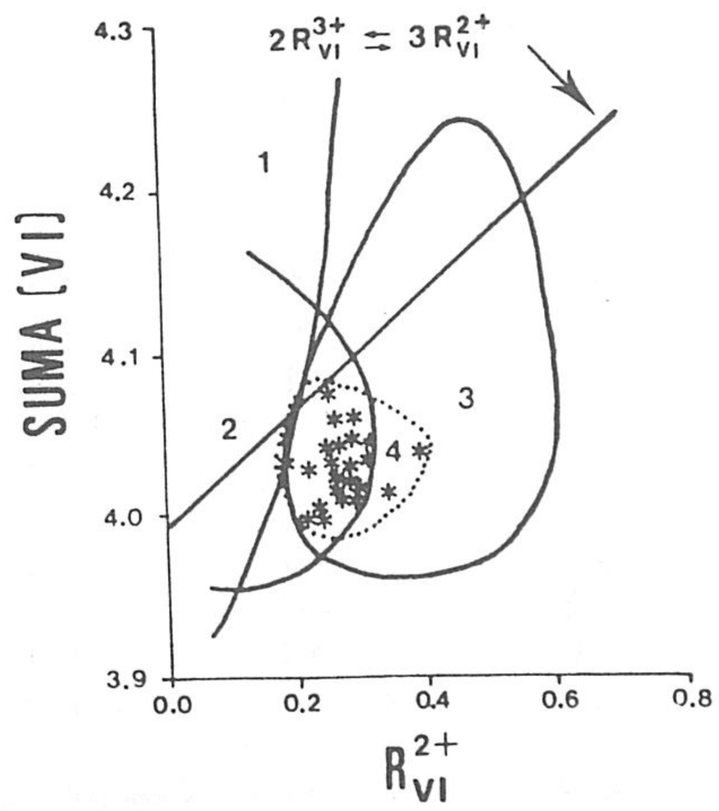


Fig.V.17. Sustitución fengítica en moscovitas asociadas a pegmatitas. (1) pegmatitas de elementos raros, (2) pegmatitas de elementos raros a micáceas, (3) pegmatitas micáceas. Datos representados en el diagrama de Cerny y Burt (1984) modificado de Salye (1975).
Pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana: estrellas.

TABLA V.10. Análisis químicos mediante Fluorescencia de Rayos X de moscovitas pertenecientes a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana

Oxidos	CS-4bz	CS-5bz	CS-6bz	CS-7bz	CS-3iz	PG-5bz	PG-6bz
SiO_2	46.25	46.47	45.92	46.14	44.81	44.60	45.92
Al_2O_3	37.25	36.80	36.57	36.80	35.43	36.69	36.69
TiO_2	0.45	0.43	0.51	0.43	0.61	0.10	0.09
FeO	1.76	1.71	1.51	1.66	2.21	1.54	1.88
MnO	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.64	0.63	0.41	0.61	0.71	0.26	0.30
CaO	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03
Na_2O	0.69	0.79	0.69	0.79	0.59	0.69	0.59
K_2O	10.60	10.70	10.41	10.70	10.49	9.38	10.50
Rb_2O	0.12	0.11	0.09	0.10	0.18	0.18	0.18
F	0.26	0.60	0.31	0.56	0.52	0.49	0.53
LOI	2.99	3.83	4.20	4.36	4.26	4.77	4.19
TOTAL	101.26	102.00	100.60	102.08	99.69	98.68	100.76
O = F	0.25	0.25	0.13	0.24	0.22	0.21	0.22
N. TOTAL	101.01	101.75	100.47	101.84	99.47	98.47	100.54
Nº de iones para 22 oxígenos							
Si	5.998	6.035	6.056	6.021	6.013	6.012	6.057
Al(IV)	2.002	1.965	1.944	1.979	1.987	1.988	1.943
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.693	3.670	3.742	3.682	3.619	3.842	3.762
Ti	0.044	0.042	0.051	0.042	0.062	0.010	0.009
Fe^{2+}	0.154	0.151	0.135	0.146	0.201	0.141	0.168
Mn	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002
Mg	0.124	0.122	0.081	0.119	0.142	0.052	0.059
Σ(VI)	4.017	3.987	4.012	3.992	4.025	4.048	4.000
Ca	0.003	0.006	0.006	0.004	0.004	0.006	0.004
Na	0.174	0.199	0.176	0.200	0.154	0.180	0.151
K	1.754	1.773	1.752	1.781	1.796	1.613	1.767
Rb	0.010	0.009	0.008	0.008	0.016	0.016	0.015
Σ(XII)	1.940	1.987	1.941	1.994	1.969	1.815	1.937
F	0.245	0.245	0.130	0.230	0.220	0.210	0.222
OH	3.755	3.755	3.870	3.770	3.780	3.790	3.778
Σ(F,OH)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	6.11	6.88	6.22	6.88	5.32	6.85	5.32
Elementos traza							
Sr	5	5	8	2	3	3	5
Cs	<2	<2	8	<2	91	<2	16
Ba	441	434	493	482	350	309	319
V	30	28	31	28	33	23	22
Cu	34	33	34	34	26	36	33
Sn	174	59	125	84	115	422	133
Zn	5	<2	7	4	8	19	62
Ni	17	18	19	19	21	24	22
Nb	167	207	221	nd	nd	nd	nd
Ta	18	9	8	nd	nd	nd	nd
Be	8	8	9	nd	nd	nd	nd
Sc	46	83	44	nd	nd	nd	nd

Composición de elementos mayores en % en peso. Composición de elementos traza en ppm. nd = no determinado.
Parag. = Porcentaje de paragonita en moles %.
LOI = Pérdida de H_2O por ignición (estimada a partir del peso de la perla más los restos vítreos en el crisol).
Leyenda de las muestras: ver Tabla V.7.

TABLA V.10. Sigue

Oxidos	PG-7bz	PG-5cz	PG-6cz	PG-7cz	JC-2bz	VA5-1bz	VA5-2bz
SiO_2	44.70	43.82	44.70	45.70	49.59	47.35	44.37
Al_2O_3	36.12	37.14	36.34	35.55	36.10	32.84	35.09
TiO_2	0.08	0.07	0.11	0.19	0.44	0.28	0.29
FeO	1.82	1.63	1.72	1.96	1.64	4.09	3.71
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03
MgO	0.22	0.22	0.24	0.41	0.56	0.64	0.72
CaO	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07
Na_2O	0.69	0.69	0.69	0.59	0.59	0.49	0.69
K_2O	10.17	9.62	10.12	10.18	9.85	10.70	10.43
Rb_2O	0.17	0.18	0.15	0.14	0.11	0.05	0.09
F	0.48	0.53	0.53	0.57	0.26	0.57	0.30
LOI	4.91	4.68	4.38	4.59	4.96	5.07	4.48
TOTAL	99.26	98.54	98.93	99.81	100.06	101.48	100.32
O = F	0.20	0.22	0.22	0.24	0.11	0.26	0.13
N. TOTAL	99.06	98.32	98.71	99.57	99.95	101.22	100.19
			Nº de iones para 22 oxígenos				
Si	6.034	6.012	6.057	6.109	6.079	6.325	5.988
Al(IV)	1.996	1.988	1.943	1.891	1.921	1.675	2.012
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.782	3.842	3.762	3.712	3.755	3.496	3.571
Ti	0.008	0.010	0.009	0.019	0.044	0.028	0.029
Fe^{2+}	0.167	0.141	0.168	0.177	0.148	0.370	0.377
Mn	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003
Mg	0.044	0.052	0.059	0.082	0.111	0.127	0.145
Σ(VI)	4.004	4.048	4.000	3.993	4.060	4.024	4.125
Ca	0.004	0.006	0.004	0.006	0.006	0.006	0.010
Na	0.181	0.180	0.151	0.153	0.153	0.127	0.181
K	1.751	1.613	1.767	1.736	1.676	1.823	1.796
Rb	0.015	0.016	0.015	0.012	0.009	0.004	0.008
Σ(XII)	1.951	1.815	1.937	1.907	1.843	1.960	1.994
F	0.205	0.210	0.222	0.242	0.109	0.109	0.127
OH	3.795	3.790	3.778	3.758	3.891	3.891	3.873
Σ(F,OH)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	6.35	6.69	6.38	5.48	5.65	4.38	6.21
Elementos traza							
Sr	3	2	3	4	4	2	3
Cs	15	<2	<2	45	<2	<2	<2
Ba	298	283	361	360	711	628	408
V	22	23	23	30	77	41	43
Cu	33	37	35	30	35	31	32
Sn	108	377	175	284	68	13	142
Zn	14	19	17	20	3	21	23
Ni	21	23	21	21	22	12	15
Nb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ta	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Composición de elementos mayores en % en peso. Composición de elementos traza en ppm. n.d. = no determinado.
Parag. = Porcentaje de paragonita en moles %.
LOI = Pérdida de H_2O por ignición (estimada a partir del peso de la perla más los restos vítreos en el crisol).
Leyenda de las muestras: ver Tabla V.7.

TABLA V.10. Sigue

Oxidos	AL-2nz	U-3cz	U-4cz	C-2nz	LM-2cz	LM-3cz
SiO_2	45.59	46.26	46.14	45.48	44 70	44.37
Al_2O_3	36.69	33 27	35.15	35.32	35 20	35.43
TiO_2	0.12	0.44	0.79	0.48	0 47	0.56
FeO	2.04	4.56	4.18	3.26	2 71	2.66
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.31	0.84	0.76	0.41	0.66	0.56
CaO	0.04	0.02	0.05	0.03	0.02	0.03
Na_2O	0.79	0.49	0.83	0.59	0 49	0.59
K_2O	10.30	10.90	10.39	10.60	10.07	10.27
Rb_2O	0.17	0.09	0.11	0.13	0.22	0.18
F	0.44	0.30	0.27	0.42	0.29	0.30
LOI	4.88	5.84	4.08	4.13	4.39	4.04
TOTAL	101.24	101.60	100.42	100.57	99.05	98.80
O = F	0.19	0.13	0.11	0.17	0.12	0.13
N. TOTAL	101.05	101.47	100.31	100.40	98.93	98.67
			Nº de iones para 22 oxígenos			
Si	6.033	6.135	6.189	6.063	6.047	6.005
Al(IV)	1.967	1.865	1.811	1.937	1.953	1.995
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.757	3.451	3.431	3.614	3.661	3.657
Ti	0.012	0.045	0.080	0.048	0.048	0.057
Fe^{2+}	0.184	0.418	0.379	0.294	0.249	0.243
Mn	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Mg	0.061	0.170	0.152	0.081	0.133	0.113
Σ(VI)	4.017	4.085	4.043	4.039	4.092	4.072
Ca	0.006	0.003	0.007	0.004	0.003	0.004
Na	0.203	0.129	0.216	0.152	0.129	0.155
K	1.739	1.885	1.778	1.803	1.738	1.773
Rb	0.014	0.008	0.009	0.011	0.019	0.016
Σ(XII)	1.962	2.024	2.011	1.971	1.889	1.948
F	0.185	0.128	0.115	0.175	0.122	0.128
OH	3.815	3.872	3.885	3.825	3.878	3.872
Σ(F,OH)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	7.12	4.30	7.40	5.27	4.64	5.43
Elementos traza						
Sr	5	7	14	4	7	8
Cs	38	56	52	<2	53	24
Ba	376	471	522	398	514	424
V	24	57	76	36	54	48
Cu	30	26	31	31	29	32
Sn	218	19	163	107	389	289
Zn	10	<2	<2	3	8	3
Ni	22	14	16	16	22	22
Nb	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ta	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Composición de elementos mayores en % en peso. Composición de elementos traza en ppm. n.d. = no determinado.
Parag. = Porcentaje de paragonita en moles %.
LOI = Pérdida de H_2O por ignición (estimada a partir del peso de la perla más los restos vítreos en el crisol).
Leyenda de las muestras: ver Tabla V.7.

TABLA V.11. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de moscovitas de las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana

Oxidos	CS-9bz	CS-9bz	CS-6bz	CS-10bz	CS-11bz	CS-12bz	CS-12bz
SiO_2	44.56	44.83	45.34	45.01	45.31	46.22	46.02
Al_2O_3	35.12	34.62	35.39	35.06	34.22	35.79	36.43
TiO_2	0.23	0.40	0.22	0.43	1.24	0.52	0.16
FeO	1.21	1.39	1.38	1.53	1.77	1.01	1.07
MnO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.50	0.04	0.00
MgO	0.62	0.66	0.41	0.68	0.70	0.51	0.30
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.65	0.53	0.78	0.68	0.48	0.69	0.80
K_2O	10.65	11.00	11.06	10.78	11.17	10.37	10.21
P_2O_5	0.00	0.05	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00
TOTAL	93.06	93.52	94.58	94.21	95.41	95.15	94.99
	Nº de iones para 22 oxígenos						
Si	6.092	6.114	6.114	6.090	6.094	6.147	6.124
P^{5+}	0.000	0.007	0.000	0.006	0.003	0.000	0.000
Al(IV)	1.908	1.879	1.886	1.904	1.903	1.853	1.876
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.750	3.686	3.738	3.688	3.521	3.757	3.838
Ti	0.024	0.041	0.022	0.044	0.125	0.052	0.016
Fe^{2+}	0.138	0.159	0.156	0.173	0.199	0.112	0.119
Mn	0.002	0.002	0.000	0.000	0.057	0.005	0.000
Mg	0.126	0.134	0.082	0.137	0.140	0.101	0.060
Σ(VI)	4.041	4.022	3.998	4.042	4.043	4.027	4.033
Ca	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.172	0.140	0.204	0.178	0.125	0.178	0.206
K	1.857	1.914	1.903	1.861	1.917	1.759	1.733
Σ(XII)	2.030	2.057	2.107	2.039	2.042	1.937	1.940
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	8.49	6.82	9.68	8.75	6.13	9.18	10.64

Oxidos	CS-13bz	CS-13bz	CS-13bz	CS-14bz	CS-15bz	CS-4iz	CS-4iz
SiO_2	44.66	44.10	44.13	44.55	45.03	42.15	43.07
Al_2O_3	34.88	35.39	33.94	34.80	34.56	33.44	33.57
TiO_2	0.41	0.43	0.54	0.49	0.44	0.18	0.19
FeO	1.24	1.33	1.52	1.42	1.51	1.05	1.32
MnO	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.02	0.00
MgO	0.60	0.55	0.73	0.56	0.62	0.54	0.49
CaO	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Na_2O	0.63	0.53	0.56	0.68	0.65	0.69	0.78
K_2O	10.79	10.99	11.23	10.97	10.88	9.67	10.06
P_2O_5	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.05	0.00
TOTAL	93.31	93.34	92.74	93.49	93.71	87.81	89.49
	Nº de iones para 22 oxígenos						
Si	6.098	6.030	6.096	6.086	6.129	6.085	6.121
P^{5+}	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.008	0.000
Al(IV)	1.902	1.970	1.901	1.914	1.868	1.907	1.879
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.710	3.734	3.625	3.688	3.676	3.783	3.745
Ti	0.042	0.044	0.056	0.050	0.045	0.020	0.020
Fe^{2+}	0.142	0.152	0.176	0.162	0.172	0.127	0.157
Mn	0.000	0.000	0.008	0.002	0.000	0.002	0.000
Mg	0.122	0.112	0.150	0.114	0.126	0.116	0.104
Σ(VI)	4.016	4.042	4.016	4.017	4.019	4.048	4.026
Ca	0.015	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002
Na	0.167	0.141	0.150	0.180	0.172	0.193	0.215
K	1.879	1.917	1.979	1.912	1.889	1.781	1.824
Σ(XII)	2.061	2.061	2.129	2.092	2.061	1.977	2.040
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	8.15	6.83	7.04	8.61	8.32	9.78	10.54

Composición de elementos mayores en % en peso. Parag. = Porcentaje de paragonita en moles %. Leyenda de las muestras: ver Tabla V.7., nc: nódulos cloríticos del Cerro de la Sal.

TABLA V.11. Sigue

Oxidos	CS-4iz	CS-4iz	CS-4iz	CS-4iz	PG-8bz	PG-8bz	PG-8cz
SiO_2	43.32	43.16	47.03	47.12	44.69	45.07	44.20
Al_2O_3	34.07	33.36	36.24	37.05	35.88	35.39	34.67
TiO_2	0.24	0.31	0.36	0.20	0.03	0.33	0.29
FeO	1.22	1.28	1.45	1.33	1.28	1.33	1.64
MnO	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04
MgO	0.50	0.62	0.65	0.55	0.21	0.32	0.52
CaO	0.00	0.05	0.02	0.02	0.05	0.00	0.00
Na_2O	0.53	0.59	0.66	0.69	0.45	0.49	0.50
K_2O	10.24	10.25	10.48	10.27	10.87	11.27	11.02
P_2O_5	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
TOTAL	90.22	89.62	96.89	97.24	93.49	94.22	92.88
	Nº de iones para 22 oxígenos						
Si	6.099	6.129	6.152	6.126	6.080	6.101	6.084
P^{5+}	0.011	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000
Al(IV)	1.890	1.871	1.848	1.874	1.918	1.896	1.916
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.763	3.712	3.738	3.803	3.835	3.751	3.709
Ti	0.025	0.033	0.035	0.020	0.003	0.034	0.030
Fe^{2+}	0.144	0.152	0.159	0.145	0.146	0.151	0.189
Mn	0.004	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.005
Mg	0.105	0.131	0.127	0.107	0.043	0.065	0.107
Σ(VI)	4.041	4.029	4.059	4.075	4.028	4.000	4.039
Ca	0.000	0.008	0.003	0.003	0.007	0.000	0.000
Na	0.145	0.162	0.167	0.174	0.119	0.129	0.133
K	1.839	1.857	1.749	1.703	1.887	1.946	1.935
Σ(XII)	1.984	2.027	1.919	1.880	2.013	2.075	2.069
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	7.29	8.04	8.74	9.26	5.92	6.20	6.45

Oxidos	PG-8cz	PG-4cz	JC-3bz	JC-3bz	D-16nz	D-16nz	CS-1nc
SiO_2	44.62	45.24	44.98	44.94	44.53	44.44	45.29
Al_2O_3	34.70	35.66	35.16	34.97	31.41	31.32	34.75
TiO_2	0.22	0.06	0.58	0.75	1.14	0.28	0.05
FeO	1.48	1.95	1.06	1.33	4.28	4.46	1.46
MnO	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.04
MgO	0.42	0.31	0.67	0.58	1.08	1.05	0.70
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.65	0.58	0.44	0.46	0.40	0.36	0.86
K_2O	10.88	11.02	11.28	11.28	11.43	11.34	10.61
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06
TOTAL	92.97	94.83	94.19	94.35	94.27	93.26	93.82
	Nº de iones para 22 oxígenos						
Si	6.122	6.095	6.089	6.084	6.155	6.205	6.145
P^{5+}	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.009
Al(IV)	1.878	1.905	1.911	1.914	1.845	1.795	1.846
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.733	3.756	3.699	3.665	3.271	3.360	3.710
Ti	0.023	0.006	0.059	0.076	0.118	0.029	0.005
Fe^{2+}	0.170	0.220	0.120	0.151	0.495	0.521	0.166
Mn	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000	0.001	0.005
Mg	0.086	0.062	0.135	0.117	0.223	0.219	0.142
Σ(VI)	4.011	4.046	4.015	4.013	4.107	4.129	4.027
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.173	0.151	0.115	0.121	0.107	0.097	0.226
K	1.904	1.894	1.948	1.948	2.015	2.020	1.836
Σ(XII)	2.077	2.045	2.064	2.069	2.123	2.117	2.063
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	8.32	7.41	5.60	5.84	5.05	4.60	10.97

Composición de elementos mayores en % en peso.
Parag. = Porcentaje de paragonita en moles %.
Leyenda de las muestras: ver Tabla V.7., nc: nódulos cloríticos del Cerro de la Sal.

TABLA V.11. Sigue

Oxidos	CS-1nc	CS-2nc	CS-3nc	CS-4nc	CS-4nc	CS-5nc	CS-5nc
SiO_2	43.89	44.07	45.22	44.28	44.68	45.46	44.27
Al_2O_3	34.99	35.74	35.56	34.59	35.35	35.46	35.61
TiO_2	0.00	0.08	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
FeO	1.54	1.36	1.76	2.02	1.54	1.37	1.44
MnO	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.05	0.00
MgO	0.68	0.26	0.33	0.79	0.56	0.68	0.67
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na_2O	0.85	0.74	0.77	0.78	0.79	0.91	0.80
K_2O	10.79	10.81	10.85	10.75	10.65	10.57	11.01
P_2O_5	0.00	0.01	0.00	0.05	0.06	0.03	0.03
TOTAL	92.74	93.07	94.52	93.31	93.65	94.54	93.83
Nº de iones para 22 oxígenos							
Si	6.048	6.037	6.105	6.074	6.078	6.116	6.028
P^{5+}	0.000	0.001	0.000	0.007	0.009	0.004	0.004
Al(IV)	1.952	1.962	1.895	1.918	1.913	1.880	1.968
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.731	3.808	3.763	3.674	3.754	3.743	3.747
Ti	0.000	0.008	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Fe^{2+}	0.177	0.156	0.199	0.232	0.175	0.154	0.164
Mn	0.000	0.000	0.003	0.005	0.000	0.006	0.000
Mg	0.140	0.053	0.066	0.162	0.114	0.136	0.136
Σ(VI)	4.048	4.025	4.031	4.073	4.044	4.039	4.047
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Na	0.227	0.197	0.202	0.207	0.208	0.237	0.211
K	1.897	1.889	1.869	1.881	1.848	1.814	1.912
Σ(XII)	2.124	2.086	2.070	2.089	2.058	2.053	2.124
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	10.69	9.42	9.74	9.93	10.13	11.57	9.94

Oxidos	CS-6nc	CS-6nc	CS-7nc	CS-8nc	CS-8nc
SiO_2	44.93	43.88	44.13	45.06	45.46
Al_2O_3	35.29	35.41	35.71	35.13	36.00
TiO_2	0.03	0.01	0.00	0.00	0.06
FeO	1.56	1.79	1.11	1.94	1.67
MnO	0.06	0.00	0.04	0.04	0.03
MgO	0.63	0.63	0.64	0.48	0.40
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.78	0.69	0.71	0.76	0.84
K_2O	10.77	10.83	10.85	10.69	10.71
P_2O_5	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
TOTAL	94.03	93.28	93.19	94.10	95.17
Nº de iones para 22 oxígenos					
Si	6.093	6.015	6.033	6.114	6.087
P^{5+}	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000
Al(IV)	1.907	1.979	1.967	1.886	1.913
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.734	3.741	3.787	3.731	3.767
Ti	0.003	0.001	0.000	0.000	0.006
Fe^{2+}	0.177	0.205	0.127	0.220	0.187
Mn	0.007	0.000	0.005	0.005	0.003
Mg	0.127	0.129	0.130	0.097	0.080
Σ(VI)	4.048	4.076	4.049	4.053	4.043
Ca	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.205	0.183	0.188	0.200	0.218
K	1.863	1.894	1.892	1.850	1.829
Σ(XII)	2.070	2.077	2.081	2.050	2.047
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	9.92	8.83	9.05	9.75	10.65

Composición de elementos mayores en % en peso. Parag. = Porcentaje de paragonita en moles %. Leyenda de las muestras: ver Tabla V.7., nc: nódulos cloríticos del Cerro de la Sal.

De los análisis químicos (Tablas V.10 y V.11) se desprende que, en relación con los datos de Hawthorne y Cerny (1982) y Cerny y Burt (1984) (basados en estudios realizados por numerosos autores), las moscovitas de las pegmatitas de Sierra Albarrana están enriquecidas en Ti (TiO_2 = 0.07 - 0.79 % en peso), V (22 - 93 ppm), Ba (218 - 1104 ppm) y Sc (43 - 83 ppm). Presentan contenidos en Ni (12-24 ppm) moderados y valores bajos en Rb (442 - 2038 ppm), Cs (<2 - 91 ppm), Zn (<5 - 62 ppm), Sn (<5 - 442 ppm) y Be (8 - 9 ppm).

La variación del contenido en Cs y Zn en las moscovitas presenta un comportamiento bastante errático (Figs. V.18 y V.19). Su abundancia es generalmente muy baja y en todos los casos los valores observados se sitúan en el campo de las pegmatitas micáceas (estériles o con moscovita) y bastante alejados respecto de las pegmatitas con elementos raros.

Los contenidos en Ba y Sn son también bastante bajos (Fig. V.20 y V.21) y muestran una tendencia a aumentar con la disminución de la relación K/Rb. Estos elementos son menos discriminantes respecto al tipo de pegmatita debido a que se solapan parcialmente tanto con las pegmatitas micáceas como con las pegmatitas lepidolíticas y de tipo berilo - columbita.

Los datos obtenidos para elementos mayores son equivalentes a los obtenidos por Dyad'kina (1970) para pegmatitas del N de Karelia (Rusia). El contenido en SiO_2 de las moscovitas estudiadas presenta una disminución progresiva hacia el centro de los cuerpos en todos los afloramientos estudiados. Esta tendencia es equivalente a la descrita por Joliff *et al.* (1987b) para moscovitas de la pegmatita Bob Ingersoll.

En los afloramientos examinados, las proporciones de Al y Mg disminuyen hacia el centro de los cuerpos, mientras que las de Fe aumentan. Esto está parcialmente de acuerdo con los datos de Cerny y Burt (1984) para pegmatitas micáceas, donde el Fe y el Mg decrecen. Para estos autores el Al presentaría un incremento general hacia el centro. Sin embargo, Miller *et al.* (1981) describen una tendencia opuesta a la indicada por los anteriores autores y que coincide con la encontrada para las pegmatitas de Sierra Albarrana. Por otro lado, Rinaldi *et al.* (1972) indican que para Si y Al pueden aparecer comportamientos irregulares debidos a errores analíticos. Las concentraciones de Fe (FeO = 1.51 - 4.56 %) y Mg (MgO = 0.22 - 0.84 %) de estas moscovitas son bastante altas, lo que está de acuerdo con los datos de Hawthorne y Cerny (1982) para moscovitas de pegmatitas micáceas (FeO = 1.1- 3.2 %, MgO = 0.5 -1.45 %). El contenido en Mn es bastante bajo y permanece prácticamente constante en toda la masa pegmatítica. El porcentaje de Ti es bastante alto (como en la mayoría de las micas de pegmatitas micáceas) y muestra un incremento general hacia el centro de la masa pegmatítica. Esta tendencia es opuesta a la referenciada por Dyad'kina (1970) y Joliff *et al.* (1987b). Las concentraciones de cationes interlaminares (K, Na, Ca) presentan un comportamiento similar entre ellos, con contenidos prácticamente constantes en todo el cuerpo o con pequeñas disminuciones hacia el centro.

El contenido en Rb, como en la mayoria de las moscovitas pegmatíticas, es bastante bajo (Rb_2O = 0.05 - 0.22 %) y presenta un comportamiento errático con aumentos y disminuciones según el caso. El Cs muestra porcentajes bajos (<2 - 91 ppm) con un ligero incremento hacia el centro del cuerpo. Estas observaciones están de acuerdo con las realizadas por Safronova (1966) y Cerny y Burt (1984). La diferencia en las concentraciones de ambos elementos se deben a que el radio iónico del Rb^+ es menor que el del Cs^+ y, por lo tanto, el Rb puede sustituir más fácilmente al K que el Cs.

El Sr tambien presenta valores bajos (2 - 16 ppm) con una disminución progresiva desde las zonas externas a las zonas internas. Estos valores son bastante menores que los proporcionados por Joliff *et al.* (1987b), aunque la tendencia a través de la masa pegmatítica es equivalente.

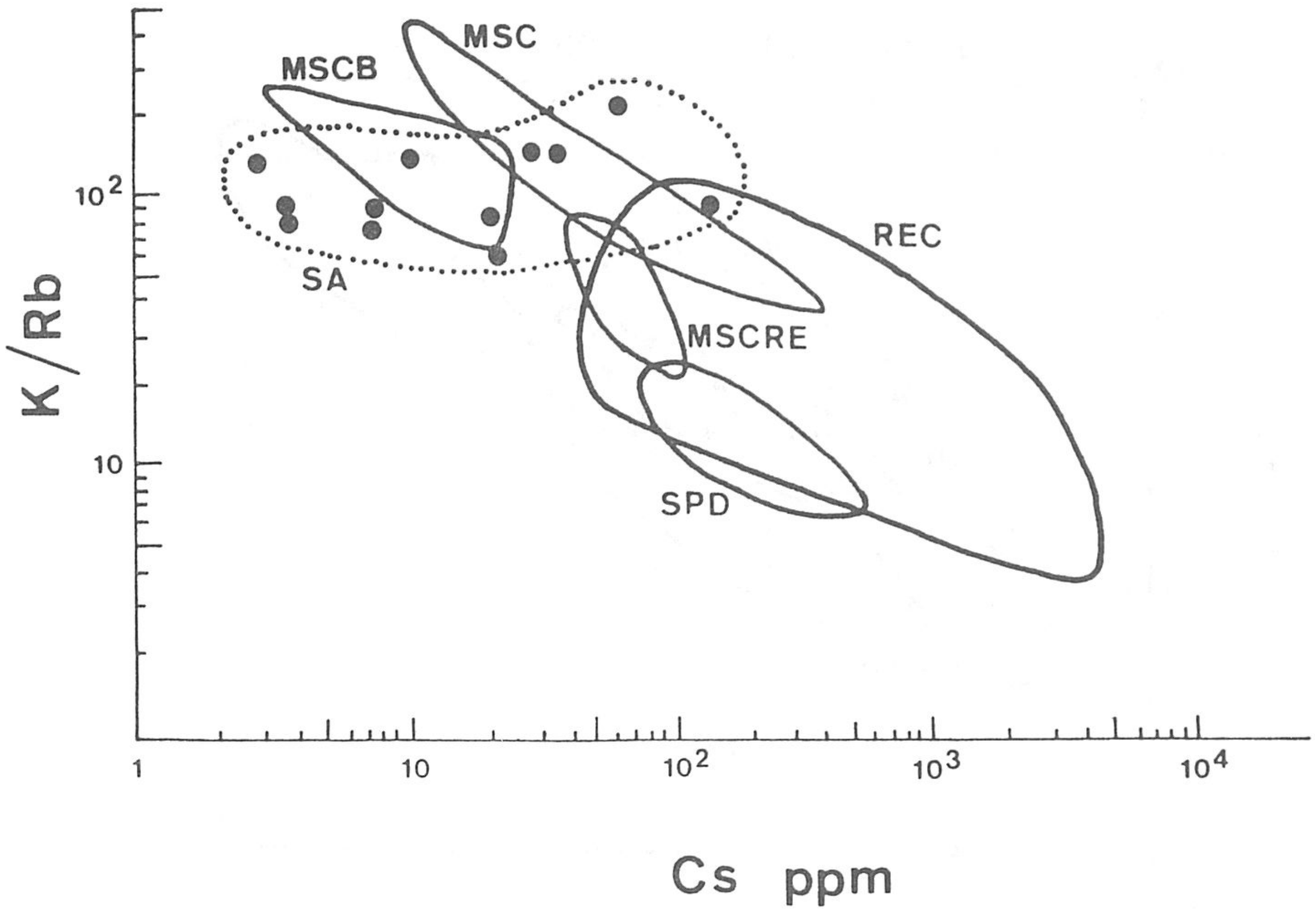


Fig.V.18. Contenido en Cs respecto a la relación K/Rb en moscovitas asociadas a pegmatitas (modificado de Cerny y Burt, 1984). MSCB: pegmatitas estériles, MSC: pegmatitas con moscovita, MSCRE: pegmatitas micáceas enriquecidas en elementos raros, REC: pegmatitas de elementos raros, SPD: pegmatitas con espodumena, SA: pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana.

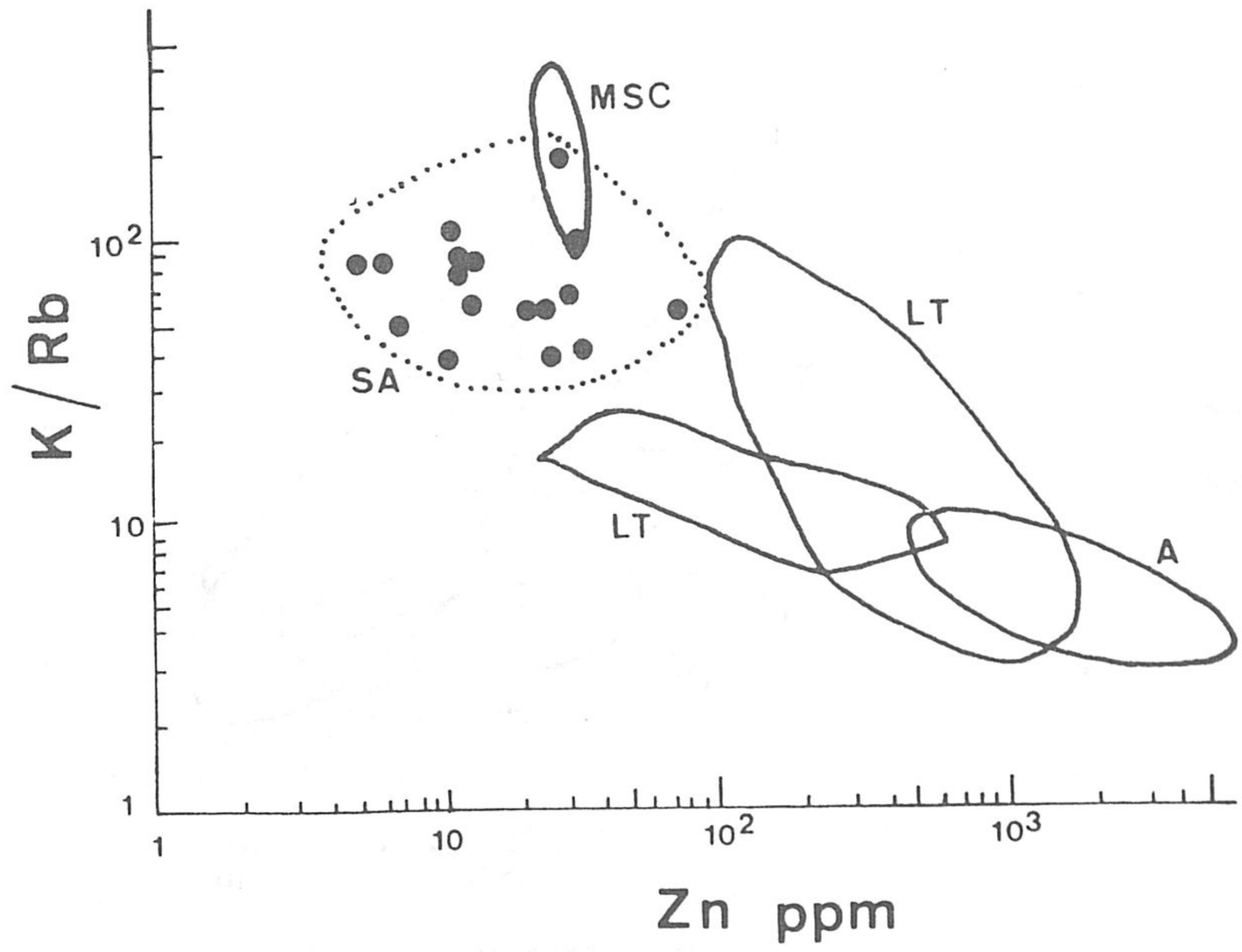


Fig.V.19. Contenido en Zn respecto a la relación K/Rb en moscovitas asociadas a pegmatitas (modificado por Cerny y Burt, 1984). MSC: pegmatitas micáceas, LT: pegmatitas lepidolíticas, A: pegmatitas anorogénicas, SA: pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana.

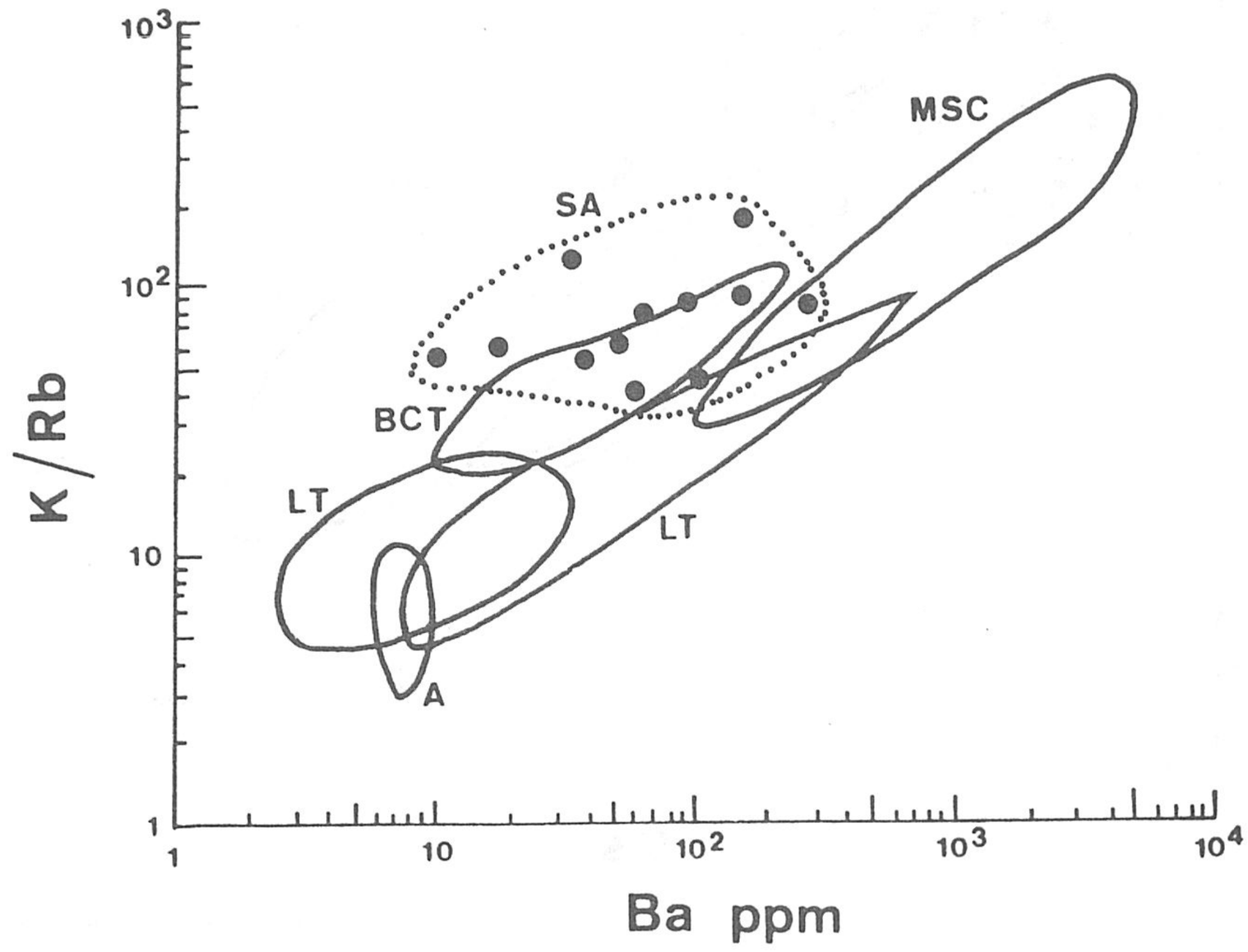


Fig.V.20. Contenido en Ba respecto a la relación K/Rb en moscovitas asociadas a pegmatitas (modificado de Cerny y Burt, 1984). MSC: pegmatitas micáceas, LT: pegmatitas lepidolíticas, BCT: pegmatitas con berilo y columbita, A: pegmatitas anorogénicas, SA: pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana.

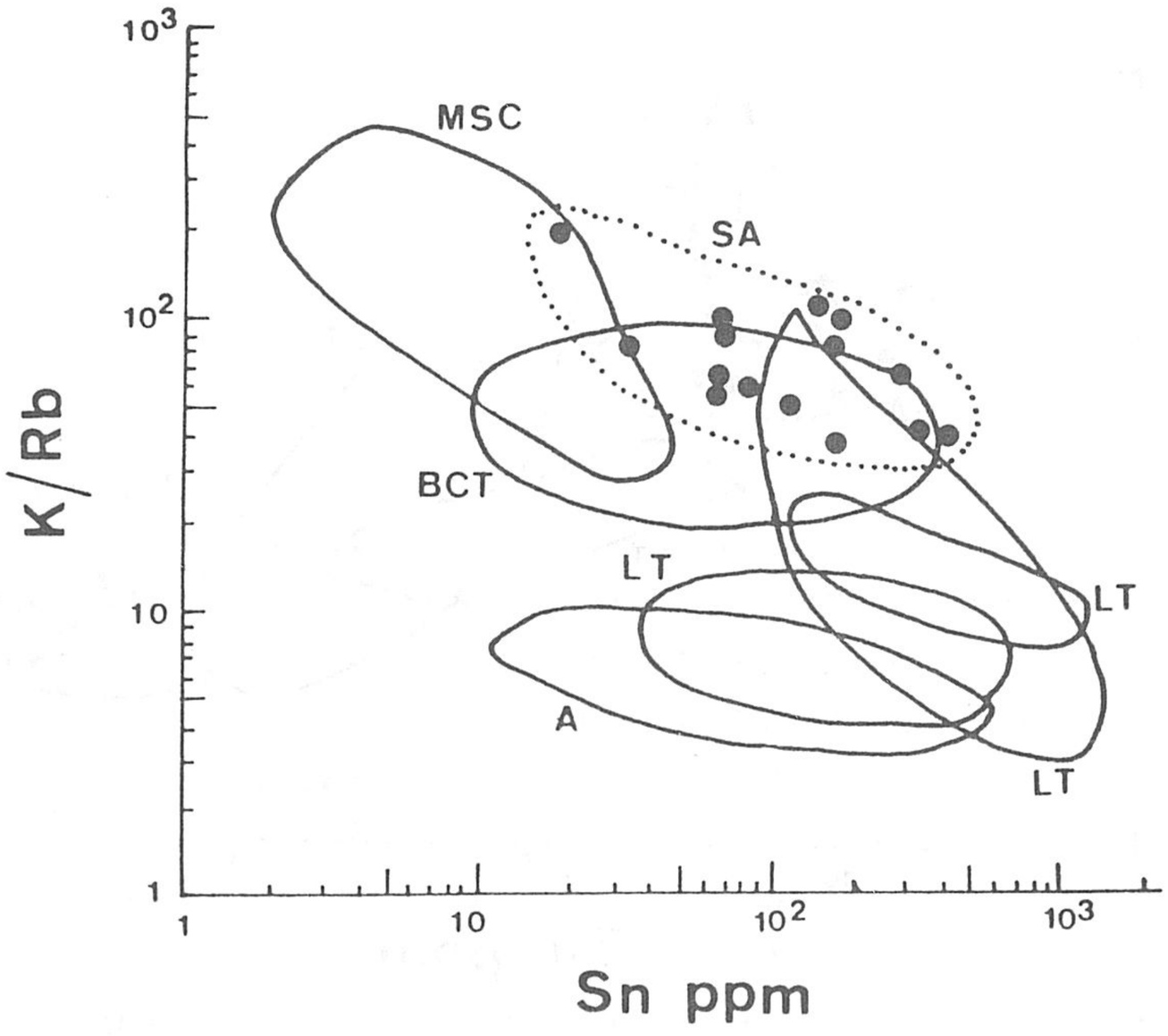


Fig.V.21. Contenido en Sn respecto a la relación K/Rb en moscovitas asociadas a pegmatitas (modificado de Cerny y Burt, 1984). MSC: pegmatitas micáceas, LT: pegmatitas lepidolíticas, BCT: pegmatitas con berilo y columbita, A: pegmatitas anorogénicas, SA: pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana.

El contenido en Ba es bastante alto (283 - 628 ppm) en comparación con los datos publicados por Joliff *et al.* (1987b). Esto está de acuerdo con las ideas de Gordiyenko y Leonova (1976) que indican que el contenido en Ba de moscovitas de pegmatitas micáceas es alto. Dicho elemento presenta una disminución progresiva desde la zona de borde y hacia las zonas centrales, lo que coincide con los datos publicados por Cerny y Burt en 1984.

Especial atención merece el contenido en V que puede alcanzar hasta 76 ppm en zonas internas de algunas de las canteras estudiadas, presentando un incremento general hacia el centro de los cuerpos. Esta tendencia es opuesta a la indicada por Cerny y Burt (1984).

Los contenidos en Sn y Ni son los normales en moscovitas pegmatíticas de acuerdo con los datos de Gordiyenko y Leonova (1976), con un comportamiento errático y sin definir pautas de comportamiento precisas o mostrando disminuciones conforme avanza la cristalización de la pegmatita. Estas tendencias son equivalentes a las definidas por Hawthorne y Cerny (1982). Los porcentajes de Nb (167 - 221) son bastante superiores a los publicados por Joliff *et al.* (1987b), mientras que los contenidos en Ta (8 - 18 ppm) son inferiores a los presentados por estos mismos autores.

Por último, la concentración de F es bastante alta (F = 2592 -5976 ppm) y puede ser indicativa (de acuerdo con las ideas de Joliff *et al.* 1987b) de la fraccionación geoquímica de las micas pegmatíticas.

Para el estudio de la relación entre parametros estructurales y químicos se han realizado análisis estadísticos de tipo correlación lineal. Se obtuvo la matriz de correlación de los distintos datos analíticos y de Difracción de Rayos X. Los resultados muestran solamente correlaciones significativas de Al_2O_3 con FeO (r = - 0.90) y con MgO (r = + 0.77). Desafortunadamente no existen relaciones de interés entre parámetros estructurales y químicos, salvo la alta correlación existente entre I_{004} y FeO (r = - 0.78) por lo que no es posible derivar conclusiones petrogenéticas de interés.

En la Tabla V.12 se presentan los análisis químicos de paragonitas de los nódulos moscovita, clorita y granate del afloramiento Cerro de la Sal. Suele aparecer coexistiendo con moscovitas y situadas a escasa distancia de éstas.

V.1.2.4.2. MICAS TRIOCTAEDRICAS:

Los análisis químicos realizados mediante Fluorescencia de Rayos X y Microsonda Electrónica para elementos mayores y algunos elementos traza, asi como las fórmulas mineralógicas calculadas para 22 oxígenos correspondientes a muestras biotíticas se muestran en las Tablas V.13 y V.14.

El diagrama ternario (Al, Fe^{3+}, Ti) - (Fe^{2+}, Mn) - Mg propuesto por Cerny en 1982 (Fig. V.15) indica que las biotitas pertenecientes a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana se sitúan, al igual que las moscovitas, en posiciones intermedias entre los valores correspondientes a biotitas de pegmatitas micáceas y de elementos raros.

Las biotitas de las pegmatitas de Sierra Albarrana presentan vacancias en las posiciones octaédricas ($\Sigma(VI)$ = 5.437 - 5.859, Tabla V.13). De acuerdo con las ideas de Hawthorne y Cerny (1982) esto es el resultado de dos mecanismos de sustitución propuestos por Foster en 1960, aunque también pueden indicar la presencia de Fe^{3+} (sustitución ferro-tschermakítica:

$$Al^{VI} + Al^{IV} \rightleftharpoons Mg^{VI} + Si^{IV} \text{ (Tschermakítica)}$$
$$2Al^{VI} + \square^{VI} \rightleftharpoons 3Mg^{VI}$$

$$Fe^{3+} + Al^{IV} \rightleftharpoons Mg^{2+} + Si^{IV} \text{ (Ferri-tschermakítica)}$$

TABLA V.12. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de paragonitas de nódulos cloríticos del afloramiento Cerro de la Sal.

Oxidos	CS-9nc	CS-10nc	CS-10nc	CS-10nc	CS-11nc
SiO_2	45.66	45.28	44.81	44.80	45.66
Al_2O_3	39.81	38.43	39.14	38.97	40.18
TiO_2	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	0.30	0.47	0.39	0.34	0.28
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06
MgO	0.07	0.05	0.08	0.08	0.08
CaO	0.12	0.04	0.03	0.06	0.04
Na_2O	6.91	6.04	6.38	6.65	6.93
K_2O	1.00	2.37	2.30	1.45	1.11
P_2O_5	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	93.94	92.69	93.14	92.36	94.34
	Nº de iones para 22 oxígenos				
Si	5.921	5.987	5.905	5.925	5.901
P^{5+}	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Al(IV)	2.075	2.013	2.095	2.075	2.099
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	4.009	3.975	3.983	3.999	4.021
Ti	0.004	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe^{2+}	0.033	0.052	0.043	0.038	0.030
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.007
Mg	0.014	0.010	0.016	0.016	0.015
Σ(VI)	4.059	4.038	4.043	4.054	4.074
Ca	0.017	0.006	0.004	0.009	0.006
Na	1.737	1.548	1.630	1.705	1.737
K	0.165	0.400	0.387	0.245	0.183
Σ(XII)	1.919	1.954	2.021	1.958	1.925
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal; nc: nódulos cloríticos.

Foster (1960) examinó la importancia relativa de dichos mecanismos de sustitución, llegando a la conclusión de que la segunda sustitución es el mecanismo principal de reajuste.

Las biotitas estudiadas tambien presentan vacancias en la capa interlaminar (X) ($\Sigma(XII) = 1.570 - 1.834$, Tabla V.13). Estas discrepancias con respecto a la fórmula general pueden deberse a otros mecanismos que involucran sustituciones en la capa octaédrica y/o tetraédrica y que implica vacancias en la posición interlaminar, aunque no puede establecerse de manera categórica, ya que se requieren análisis espectroscópicos y también hay que tener en cuenta las variaciones en el estado de oxidación del Fe y Ti:

$$\square^{XII} + Al^{VI} \rightleftharpoons K^{XII} + Mg^{VI}$$
$$K^{XII} + Si^{IV} \rightleftharpoons Al^{IV} + Ca^{XII}$$

Las biotitas de las pegmatitas de Sierra Albarrana aparecen enriquecidas en Ti ($TiO_2 = 1.51 - 3.14$ % en peso), Ba (335 - 769 ppm), V (126 - 274 ppm) y Ni (1 - 98 ppm). Por el contrario, los valores de Rb (140 - 1249 ppm) y Cs (117 - 317 ppm) son relativamente bajos. Estos resultados están de acuerdo con los publicados por Gordiyenko y Leonova (1976), Hawthorne y Cerny (1982) y Cerny y Burt (1984), basados en estudios de numerosos autores en biotitas pertenecientes a pegmatitas de clase moscovítica. Los contenidos en Sn son bastante superiores (331 - 1309 ppm) a los publicados por estos autores (inferiores en todos los casos a 16 ppm).

La biotita de la zona de borde de la pegmatita presenta contenidos altos en Mg ($MgO = 5.55 - 8.65$ % en peso) y Al ($Al_2O_3 = 16.70 - 19.71$ % en peso). Esto puede deberse (de acuerdo con las ideas de Cerny y Burt, 1984) a contaminación con la roca encajante.

La sustitución de K por Na en la posición interlaminar es bastante baja ($Na^{XII} = 0.026 - 0.223$ cationes por fórmula unidad, Tabla V.13). Esto está de acuerdo con los datos de Schreyer *et al.* (1980).

TABLA V.13. Análisis químicos mediante Fluorescencia de Rayos X de muestras representativas de biotitas de las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana

Oxidos	JC-1rz	D-12nz	D-13nz	D-14nz	D-15nz	VA5-3bz	MB-1nz	MB-2nz	B-1nz
SiO_2	35.43	31.13	34.88	35.88	30.36	37.53	34.00	33.12	30.58
Al_2O_3	19.94	16.70	19.71	17.90	16.20	20.74	20.63	20.40	17.90
TiO_2	2.55	2.59	3.87	2.69	2.42	1.51	2.60	2.45	3.14
FeO	25.23	19.00	20.23	22.34	19.45	21.89	25.67	25.78	17.00
MnO	0.17	0.10	0.12	0.16	0.13	0.32	0.18	0.20	0.11
MgO	5.88	9.17	9.38	10.90	9.70	5.55	6.01	6.19	8.71
CaO	0.15	0.13	0.12	0.03	0.03	0.53	0.16	0.11	0.10
Na_2O	0.09	0.29	0.19	0.09	0.09	0.39	0.09	0.09	0.69
K_2O	7.90	8.03	9.03	9.45	8.03	7.32	8.61	8.80	8.21
Rb_2O	0.07	0.10	0.08	0.14	0.14	0.02	0.07	0.08	0.10
F	0.79	0.75	0.82	1.01	0.77	0.52	0.73	0.83	0.68
LOI	5.02	12.37	1.76	0.91	12.56	4.83	1.23	1.06	14.77
TOTAL	100.81	100.53	100.34	101.72	100.07	101.32	100.14	99.35	100.47
O = F	0.33	0.32	0.34	0.43	0.32	0.22	0.31	0.35	0.28
N. TOTAL	100.48	100.21	100.00	101.29	99.75	101.10	99.83	99.00	100.19
Nº de iones para 22 oxígenos									
Si	5.320	5.185	5.156	5.251	5.124	5.605	5.127	5.056	5.099
Al(IV)	2.680	2.815	2.844	2.749	2.876	2.395	2.873	2.944	2.901
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.849	0.464	0.591	0.340	0.348	0.257	0.794	0.728	0.617
Ti	0.288	0.324	0.430	0.296	0.307	0.170	0.295	0.281	0.394
Fe^{2+}	3.168	2.647	2.501	2.735	2.746	2.734	3.237	3.291	2.370
Mn	0.022	0.014	0.015	0.020	0.019	0.040	0.023	0.026	0.016
Mg	1.316	2.276	2.066	2.378	2.440	1.235	1.351	1.408	2.164
Σ(VI)	5.643	5.725	5.603	5.768	5.859	5.437	5.700	5.734	5.561
Ca	0.024	0.023	0.019	0.005	0.005	0.085	0.026	0.018	0.018
Na	0.026	0.094	0.054	0.026	0.029	0.113	0.026	0.027	0.223
K	1.513	1.706	1.703	1.765	1.729	1.395	1.656	1.714	1.746
Rb	0.007	0.011	0.008	0.013	0.015	0.002	0.007	0.008	0.011
Σ(XII)	1.570	1.834	1.784	1.808	1.779	1.594	1.715	1.766	1.998
F	0.375	0.395	0.383	0.468	0.411	0.246	0.348	0.401	0.359
OH	3.625	3.605	3.617	3.532	3.589	3.754	3.652	3.599	3.641
Σ(F,OH)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Elementos traza									
Sr	6	5	9	4	2	18	13	9	4
Cs	187	240	135	317	310	118	137	132	140
Ba	365	769	514	519	492	456	749	659	491
V	182	177	274	179	170	126	189	181	256
Cu	27	24	30	24	25	31	29	28	32
Sn	331	430	456	1190	1107	762	555	1309	961
Zn	80	54	62	72	70	337	133	153	69
Ni	7	98	32	94	92	1	46	43	33
Nb	272	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ta	60	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Composición de elementos mayores en % en peso. Composición de elementos traza en ppm. n.d. = no determinado. LOI = Pérdida de H_2O por ignición (estimada a partir del peso de la perla más los restos vítreos en el crisol).
Leyenda de las muestras: ver Tabla V.8.

TABLA V.14. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de biotitas de las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana

Oxidos	CS-16bz	CS-16bz	D-17nz	D-17nz	D-18nz	D-18nz	CS-12nc
SiO_2	34.12	32.68	35.51	35.27	35.40	35.09	33.95
Al_2O_3	18.68	18.77	15.96	15.35	15.91	15.85	18.88
TiO_2	2.06	2.13	2.67	2.79	2.88	3.09	0.00
FeO	22.39	21.89	18.52	18.93	19.29	19.37	23.43
MnO	0.76	0.63	0.06	0.19	0.18	0.11	0.33
MgO	6.12	6.15	11.14	10.74	11.43	10.90	7.65
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00
Na_2O	0.08	0.09	0.05	0.22	0.19	0.22	0.33
K_2O	10.12	9.87	10.21	9.82	9.51	9.71	9.28
P_2O_5	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
TOTAL	94.33	92.23	94.14	93.31	94.84	94.36	93.86
			Nº de iones para 22 oxígenos				
Si	5.385	5.280	5.501	5.529	5.450	5.443	5.380
P^{5+}	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.002
Al(IV)	2.615	2.720	2.496	2.471	2.548	2.557	2.618
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.860	0.855	0.418	0.364	0.338	0.341	0.908
Ti	0.245	0.259	0.311	0.329	0.333	0.360	0.000
Fe^{2+}	2.955	2.958	2.399	2.481	2.484	2.513	3.105
Mn	0.102	0.086	0.008	0.025	0.023	0.014	0.044
Mg	1.440	1.481	2.573	2.510	2.623	2.521	1.807
Σ(VI)	5.602	5.639	5.709	5.709	5.802	5.750	5.865
Ca	0.000	0.003	0.000	0.000	0.007	0.003	0.000
Na	0.024	0.028	0.015	0.067	0.057	0.066	0.101
K	2.038	2.034	2.018	1.964	1.868	1.922	1.876
Σ(XII)	2.062	2.066	2.033	2.031	1.931	1.991	1.978
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Oxidos	CS-12nc	CS-12nc	CS-12nc	CS-13nc	CS-13nc	CS-13nc	CS-13nc
SiO_2	33.67	32.74	33.89	33.90	33.36	32.90	33.30
Al_2O_3	19.24	19.57	19.27	20.21	19.97	19.50	19.56
TiO_2	0.01	0.03	0.00	0.19	0.06	0.20	0.20
FeO	23.67	23.72	23.42	24.29	24.64	24.65	24.87
MnO	0.37	0.31	0.30	0.47	0.40	0.44	0.45
MgO	8.06	7.59	7.37	6.32	6.57	6.31	6.24
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
Na_2O	0.26	0.27	0.20	0.24	0.28	0.22	0.25
K_2O	9.37	9.19	9.33	9.19	9.13	9.01	8.97
P_2O_5	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.02
TOTAL	94.65	93.42	93.83	94.84	94.44	93.24	93.86
			Nº de iones para 22 oxígenos				
Si	5.302	5.232	5.366	5.322	5.281	5.286	5.309
P^{5+}	0.000	0.000	0.009	0.005	0.000	0.000	0.003
Al(IV)	2.698	2.768	2.626	2.672	2.719	2.714	2.687
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.872	0.918	0.970	1.067	1.006	0.978	0.989
Ti	0.001	0.004	0.000	0.022	0.007	0.024	0.024
Fe^{2+}	3.117	3.170	3.101	3.189	3.262	3.312	3.316
Mn	0.049	0.042	0.040	0.063	0.054	0.060	0.061
Mg	1.892	1.808	1.740	1.479	1.550	1.551	1.483
Σ(VI)	5.931	5.942	5.851	5.821	5.879	5.885	5.873
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002	0.000
Na	0.079	0.084	0.061	0.073	0.086	0.069	0.077
K	1.882	1.874	1.884	1.841	1.844	1.847	1.825
Σ(XII)	1.962	1.957	1.946	1.914	1.935	1.917	1.902
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso.
Leyenda de las muestras: ver Tabla V.8.

TABLA V.14. Sigue

Oxidos	CS-13nc	CS-14nc	CS-15nc
SiO_2	33.54	33.77	32.74
Al_2O_3	19.60	18.48	20.05
TiO_2	0.07	0.00	0.00
FeO	24.43	21.84	24.13
MnO	0.42	0.36	0.52
MgO	6.62	8.56	6.85
CaO	0.02	0.00	0.05
Na_2O	0.18	0.11	0.12
K_2O	9.28	9.57	9.09
P_2O_5	0.01	0.00	0.00
TOTAL	94.17	92.69	93.55
	Nº de iones para 22 oxígenos		
Si	5.323	5.393	5.230
P^{5+}	0.002	0.000	0.000
Al(IV)	2.676	2.607	2.770
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.990	0.872	1.004
Ti	0.008	0.000	0.000
Fe^{2+}	3.242	2.917	3.223
Mn	0.056	0.049	0.070
Mg	1.566	2.038	1.631
Σ(VI)	5.863	5.876	5.930
Ca	0.003	0.000	0.009
Na	0.055	0.034	0.037
K	1.879	1.950	1.852
Σ(XII)	1.937	1.984	1.898
(OH,F)	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso.
Leyenda de las muestras: ver Tabla V.8.

De acuerdo con Martín-Ramos *et al.* (1989), aunque no existe continuidad en la composición química de las micas, sí es posible encontrar intrecrecimientos de micas di y trioctaédricas y de micas trioctaédricas con cloritas, incluso a niveles de láminas de pocas decenas de Å de espesor, por lo que ocasionalmente aparecen en la literatura con estas composiciones intermedias. En estos casos hay que considerar (de acuerdo con Martín-Ramos *et al.*, 1989) el quimismo del mineral en el sentido de "composición media" y, por esta razón, no parece adecuado el cálculo de la fórmula mineralógica de estas "mezclas". En las distintas muestras estudiadas de Sierra Albarrana se han encontrado intercrecimientos a pequeña escala de biotitas y cloritas, no discernibles ópticamente. Aparecen en la zona de borde de algunas de los afloramientos estudiados (Cerro de la Sal, Juan Calvillo y Río Bembézar).

Los resultados de los análisis químicos se presentan en la Tabla V.15, donde podemos observar la existencia de análisis intermedios entre ambos minerales.

Para demostrar que se trataba de intercrecimientos a pequeña escala de biotitas y cloritas, se construyeron diagramas ternarios SiO_2 - (FeO + MgO) -K_2O y Al_2O_3 - (FeO + MgO) - K_2O (Figs. V.22 y V.23), donde se representaron los valores correspondientes a miembros biotíticos y cloríticos "puros" y muestras de carácter intermedio. Los resultados indican que todas las muestras intermedias se alinean entre las composiciones de biotita y clorita sin mezclas, demostrando el carácter verdaderamente intermedio de dichas muestras. En el diagrama SiO_2 - (FeO + MgO) - K_2O (Fig. V.22) se aprecia que debe existir algún tipo de alteración que produce cierto enriquecimiento en cuarzo.

Es posible estimar, de manera semicuantitativa, que la cantidad de biotita en las muestras de carácter intermedio es superior a la de clorita, es decir, la proporción de biotita varía entre el 50 y el 90 % en todos los casos estudiados.

TABLA V.15. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras de composición intermedia entre biotita y clorita de pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana.

Oxidos	CS-17bz	CS-17bz	CS-18bz	CS-19bz	CS-19bz	CS-20bz	CS-21bz
SiO_2	35.81	34.45	34.32	40.13	34.60	32.14	39.90
Al_2O_3	17.68	17.44	18.59	22.30	17.67	19.22	16.40
TiO_2	0.17	0.11	1.15	1.16	0.33	1.66	0.05
FeO	22.25	21.74	26.31	14.25	22.01	24.41	18.44
MnO	0.24	0.29	0.09	0.16	0.35	0.62	0.14
MgO	6.43	6.48	2.82	3.91	7.64	6.92	5.27
CaO	0.19	0.23	0.39	0.35	0.36	0.05	0.23
Na_2O	0.18	0.09	0.13	0.21	0.12	0.08	0.62
K_2O	4.16	3.81	3.15	3.67	3.04	7.55	5.49
P_2O_5	0.02	0.01	0.38	0.03	0.00	0.00	0.00
TOTAL	87.15	84.63	87.33	86.16	86.12	92.55	86.54

Oxidos	CS-21bz	CS-21bz	JC-4bz	RB-1bz	RB-1bz	RB-2bz	CS-16nc
SiO_2	38.28	36.53	36.23	34.81	32.01	33.41	31.28
Al_2O_3	14.81	13.66	23.16	19.89	17.07	26.17	20.36
TiO_2	0.02	0.10	0.33	0.05	0.08	0.00	0.00
FeO	18.40	20.32	18.23	17.07	22.61	19.73	29.81
MnO	0.09	0.18	0.36	0.89	0.13	0.17	0.92
MgO	4.44	6.15	6.19	5.92	10.24	4.69	4.17
CaO	0.52	0.50	0.22	0.22	0.09	0.13	0.02
Na_2O	1.36	1.13	0.12	0.09	0.10	0.05	0.20
K_2O	3.51	6.27	3.26	5.21	4.25	2.29	5.45
P_2O_5	0.02	0.03	0.14	0.14	0.01	0.14	0.00
TOTAL	81.43	84.85	88.24	84.28	86.59	86.77	92.19

Oxidos	CS-16nc	CS-16nc	CS-16nc	CS-17nc
SiO_2	32.14	31.50	32.22	33.94
Al_2O_3	20.72	20.49	20.95	28.37
TiO_2	0.00	0.02	0.02	0.00
FeO	27.42	27.81	27.86	16.50
MnO	0.57	0.68	1.24	0.61
MgO	3.80	3.69	4.19	4.91
CaO	0.00	0.02	0.03	0.00
Na_2O	0.14	0.25	0.10	0.46
K_2O	8.99	8.65	3.23	6.58
P_2O_5	0.00	0.02	0.00	0.00
TOTAL	93.78	93.13	89.83	91.35

Composición de elementos mayores en % en peso.
Leyenda de las muestras: ver Tabla V.8.

En la Tabla V.16. se muestra un análisis químico correspondiente al interestratificado irregular biotita - (clorita o vermiculita) que aparece solamente en la cantera Pozos de Juan Calvillo, dispersa por todo el afloramiento y bastante abundante.

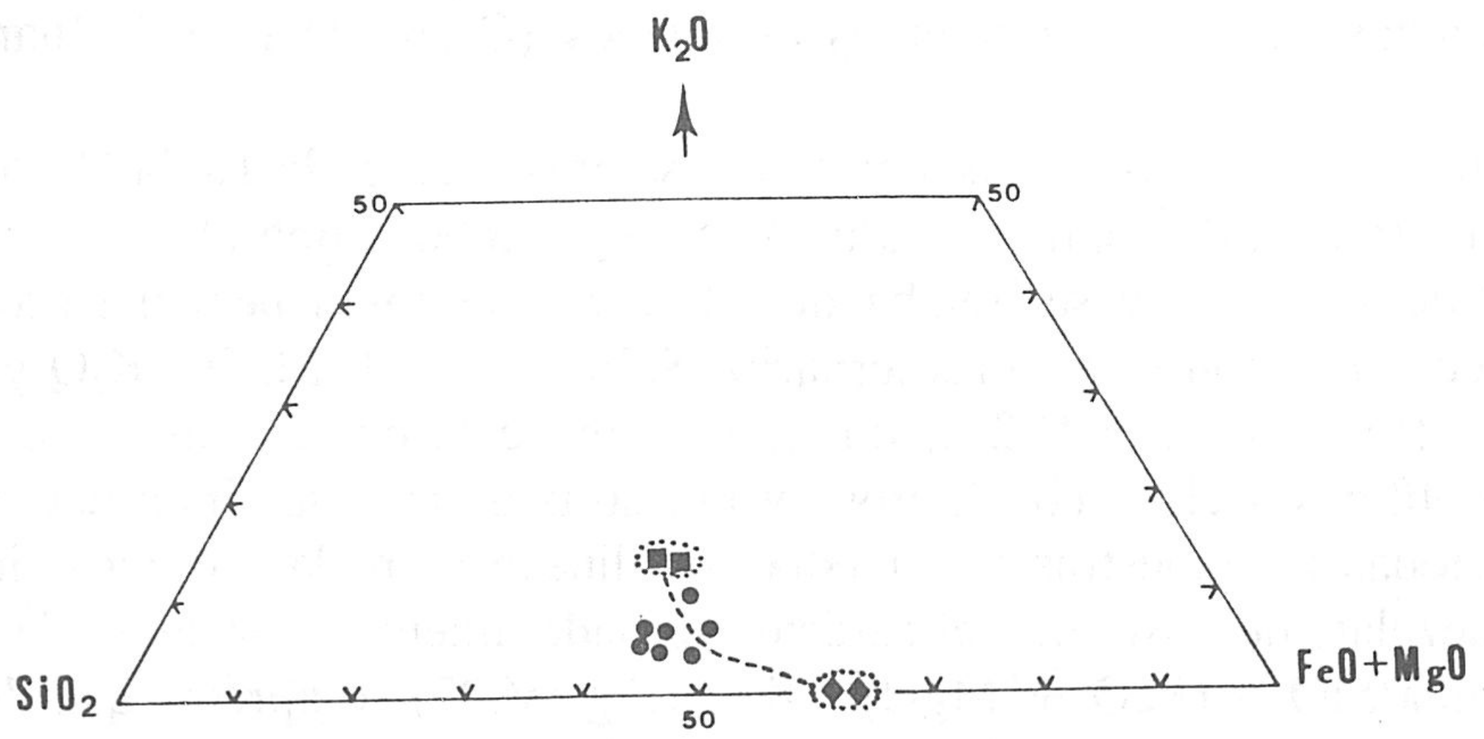


Fig. V.22. Diagrama ternario SiO_2 - (FeO + MgO) -K_2O para muestras intermedias entre moscovitas y cloritas asociadas a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana. Biotitas: cuadrados, cloritas: rombos, muestras intermedias: círculos.

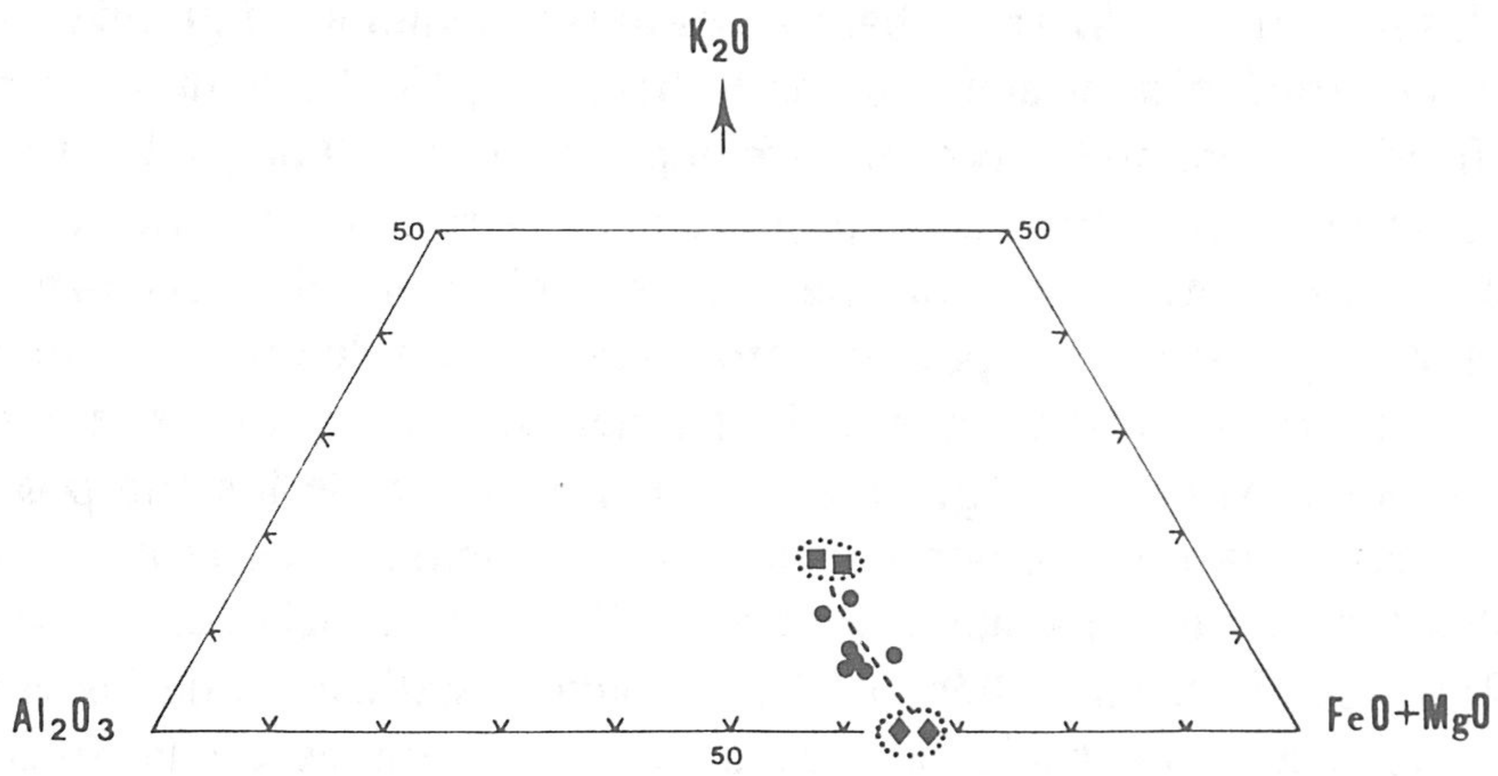


Fig. V.23. Diagrama ternario Al_2O_3 - (FeO + MgO) - K_2O para muestras intermedias entre moscovitas y cloritas asociadas a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana. Biotitas: cuadrados, cloritas: rombos, muestras intermedias: círculos.

TABLA V.16. Análisis químico mediante Fluorescencia de Rayos X del interestratificado regular biotita-(clorita o vermiculita)

Oxidos	MG-1nz
SiO_2	35.66
Al_2O_3	18.30
TiO_2	2.66
Fe_2O_3	16.70
MnO	0.09
MgO	9.40
Na_2O	0.01
K_2O	4.95
CaO	1.34
LOI	11.61
F	0.52
TOTAL	101.24
O=F	0.22
NUEVO TOTAL	101.02

Elementos mayores en % en peso.
LOI = Pérdida de peso por ignición.

V.1.2.5. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

Las micas de las pegmatitas de Sierra Albarrana muestran características semejantes a las descritas para micas de pegmatitas micáceas por Dyad'kina (1970), Gordiyenko y Leonova (1976), Hawthorne y Cerny (1982) y Cerny y Burt (1984). Dichas micas reflejan las características geoquímicas primitivas de las pegmatitas en las que se encuentran.

Las biotitas aparecen enriquecidas en Ba, V, Ni y Sn mientras que los contenidos en Rb y Cs son bastante bajos; las moscovitas presentan elevados contenidos en Ba, Ti y V y bajas concentraciones de Rb, Cs, Zn y Sn. En ambos tipos de micas el espectro de elementos traza aparece pobremente fraccionado.

Estas características composicionales ha llevado a algunos autores como Sokolov (1959), Sutchkov (1961) y Sokolov *et al.* (1975) a interpretar las pegmatitas de clase

moscovítica como productos de fusión parcial de las rocas circundantes.

De acuerdo con este modelo, la heterogeneidad de la composición de las micas de la mayoría de las muestras de Sierra Albarrana es lo suficientemente grande como para requerir rocas fuentes heterogéneas (de acuerdo con Jolliff *et al.*, 1992). de unos cuerpos pegmatíticos a otros. La fusión parcial de rocas cuarzo-feldepáticas con una pequeña proporción de micas, tales como gneises o esquistos puede proporcionar la suficiente variación en las relaciones de elementos traza. Además, son necesarios episodios de cristalización fraccionada posteriores para explicar los comportamientos geoquímicos de los elementos mayores y traza en las micas de Sierra Albarrana, que incluyen incrementos en los contenidos de Fe, Ti y Cs y disminuciones en los de Al, Mg, Sr y Ba hacia el centro de los cuerpos pegmatíticos.

Las micas de la zona de borde están más evolucionadas que muchas de las muestras pertenecientes a zonas intermedias o centrales. Esto puede deberse, de acuerdo con Jolliff *et al.* (1992) a tres efectos simultáneos. Una rápida cristalización de las zonas de borde, un escape de fluidos acuosos hacia la roca de caja y a través de la zona de borde y, la contaminación con las rocas encajantes pueden ser los responsables de las características geoquímicas pecualiares de las micas de las zonas de borde.

Según Sokolov (1959), Sutchkov (1961) y Sokolov *et al.* (1975), las características geoquímicas indican que dichas pegmatitas cristalizaron bajo condiciones cercanas al pico metamórfico regional. Las condiciones de presión se situarían entre 4 y 6 Kb y serían lo suficientemente altas como para estabilizar moscovita primaria a partir del fundido pegmatítico. Estas observaciones coinciden con las observadas para el pico metamórfico regional en el área de Sierra Albarrana, el cual se sitúa (según Azor, 1992, comunicación personal) a 4 kb y temperaturas de 650ºC, marcadas por el comienzo de la migmatización.

V.1.3. TURMALINAS

V.1.3.1. INTRODUCCION

La turmalina es un borosilicato complejo con fórmula general X Y_3 Z_6 $(BO_3)_3$ Si_6 0_{18} $(OH)_4$. La posición X corresponde a los huecos de los anillos tetraédricos y está ocupada normalmente por Na, pero también puede estarlo por K, Ca y vacantes (Foit y Rossemberg, 1977). Existen además dos posiciones octaédricas: las Y y las Z. En la posición Y pueden aparecer cationes divalentes, trivalentes y tetravalentes como Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Al, Li, Cr, Mn, Ti, P, etc. La posición Z está ocupada mayoritariamente por Al, aunque este catión puede ser reemplazado por Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti, Cr, V (Lottermoser y Plimer, 1987). El boro aparece en coordinación triangular plana y no suele estar sustituido por ningún elemento (Deer *et al.*, 1962). En el anillo tetraédrico parte del Si pueden estar sustituido por Al (Foit, 1989). Por último, los grupos OH^- pueden ser reemplazados, en parte, por F^- o O^{2-} (Frondel *et al.*, 1966).

Los principales miembros finales del grupo son, de acuerdo con Henry y Guidotti (1985):

chorlo [Na, $Fe^{2+}{}_3$ Al_6 $(BO_3)_3$ Si_6 O_{18} $(OH)_4$],
dravita [Na, Mg_3 Al_6 $(BO_3)_3$ Si_6 O_{18} $(OH)_4$],
elbaita [Na $(Li, Al)_3$ Al_6 $(BO_3)_3$ Si_6 O_{18} $(OH)_4$],
tsiliasita [Na Mn_3 Al_6 $(BO_3)_3$ Si_6 O_{18} $(OH)_4$],
uvita [Ca Mg_3 $(Mg, Al)_6$ $(BO_3)_3$ Si_6 O_{18} $(OH)_4$],
liddicoatita [Ca $(Li, Al)_3$ Al_6 $(BO_3)_3$ Si_6 O_{18} $(OH)_4$]

buergerita [Na Fe^{3+}_3 Al_6 $(BO_3)_3$ Si_6 O_{22} F],
ferridravita [Na Mg_3 Fe^{3+}_6 $(BO_3)_3$ Si_6 O_{18} $(OH)_4$],
turmalina deficiente en álcalis [□ (Y^{2+}_2 Y^{3+}) Al_6 $(BO_3)_3$ Si_6 O_{18} $(OH)_4$] y,
turmalina deficiente en protones [Na Y^{3+} Al_6 $(BO_3)_3$ Si_6 O_{22} (OH)].

Se observa que la sustitución más amplia de cationes se produce en las posiciones Y, dando lugar a dos series de solución sólida completamente miscibles: chorlo-dravita y chorlo-elbaita. Existe una laguna de miscibilidad aparente entre dravita y elbaita (Epprecht, 1953). Por esta razón, las turmalinas se han descrito mediante su posición dentro de las series anteriormente mencionadas.

Todos los miembros de la familia pertenecen al grupo espacial R3m romboédrico, y las dimensiones de la celdilla unidad son: a = 15.93 - 16.03 Å, c = 7.12 - 7.19 Å (Deer *et al.*, 1962).

Por otra parte, los minerales del grupo de la turmalina han sido descritos en una gran variedad de ambientes geológicos: en relación con rocas sedimentarias clásticas, etapas diagenéticas tardías, rocas evaporíticas, en todos los grados metamórficos, asociados a granitos, aplitas, pegmatitas, brechas hidrotermales, depósitos exhalativos submarinos de metales base, etc. (Henry y Guidotti, 1985; Lottermoser y Plimer, 1987). Además, los trabajos experimentales confirman que la turmalina es estable en un amplio rango de presión y temperatura; así Govorov (1971) calcula la estabilidad de la turmalina entre 100° y 600° C y 0.2 - 1.5 Kb.

La complejidad química de la turmalina, en función de la diversidad de ambientes en los que aparece, así como el amplio rango de condiciones de P-T en que se forma, hace que este mineral sea un excelente indicador petrogenético, que puede proporcionar una importante información sobre la historia de las rocas en las cuales se encuentra.

Este capítulo intenta estudiar la variación química que muestran las turmalinas pertenecientes a las pegmatitas de Sierra Albarrana y tratar de establecer los procesos petrogenéticos involucrados en su formación.

V.1.3.2. CARACTERISTICAS TEXTURALES

En las pegmatitas de Sierra Albarrana, la turmalina aparece mayoritariamente en la zona de borde y, en bastante menor proporción, en las zonas intermedia y central (Fig. IV.6). También son frecuentes los procesos de turmalinización de la roca encajante (particularmente evidentes en las canteras de Peña Grajera y Los Morales) (Fig. IV.9 y IV.10).

Las turmalinas asociadas a las pegmatitas (Foto 16 y 17) aparecen como cristales euhédricos o subhédricos de color negro, frecuentemente estriados en la dirección del eje c, con tamaños de grano variables desde algunos mm. hasta 15 cm en secciones transversales. Los granos de turmalina presentan un incremento del tamaño de cristal de borde a centro de la pegmatita paralelo al resto de los minerales. La turmalina de la zona de intermedia aparece como cristales adelgazados hacia el contacto y se sitúan casi perpendiculares a dicho contacto.

Los cristales formados por turmalinización de la roca de caja (Foto 18) muestran una tendencia poiquilítica y esqueletica, son también de color negro, y con dimensiones menores que las anteriores, pudiendo llegar, en algunos casos, hasta 1 cm en sección transversal. Presentan frecuentes inclusiones de cuarzo y zircón con halos verdosos de desintegración

radiactiva (Foto 19). Los asociaciones minerales de alteración de la roca de caja que rodea a la pegmatita (Foto 20 y 21) están mejor desarrollados en los flancos de la pegmatita que en la parte superior. La secuencia de alteración es idéntica a la descrita por Shearer *et al.* (1986) para pegmatitas de Black Hills (Dakota del Sur, USA) y consiste en cuarzo + biotita + moscovita + turmalina.

Casi todos los granos estudiados desarrollan una zonación óptica concéntrica que se observa mejor en cortes perpendiculares al eje *c*, en la que es posible diferenciar dos amplias zonas con formas y extensiones variables (Foto 22).

Esta zonación queda patente por mostrar cambios en el color, bruscos o gradacionales, que van desde el azul verdoso al verde oliva y, a veces, marrón verdoso o marrón amarillento. Frecuentemente estos colores cambian desde el borde al núcleo del grano, dando lugar a fuertes discontinuidades ópticas que diferencian claramente ambas zonas. Los cristales aparecen frecuentemente fracturados.

Dicha zonación óptica se considera debida normalmente a cambios en los porcentajes relativos de Fe y Mg. Sin embargo, en nuestro caso, los cambios de color no corresponden a ello (Foto 23), sino a cambios en el estado de valencia del Fe (lo cual está de acuerdo con las observaciones realizadas por Plimer & Lees, 1988).

V.1.3.3. ZONACION QUIMICA

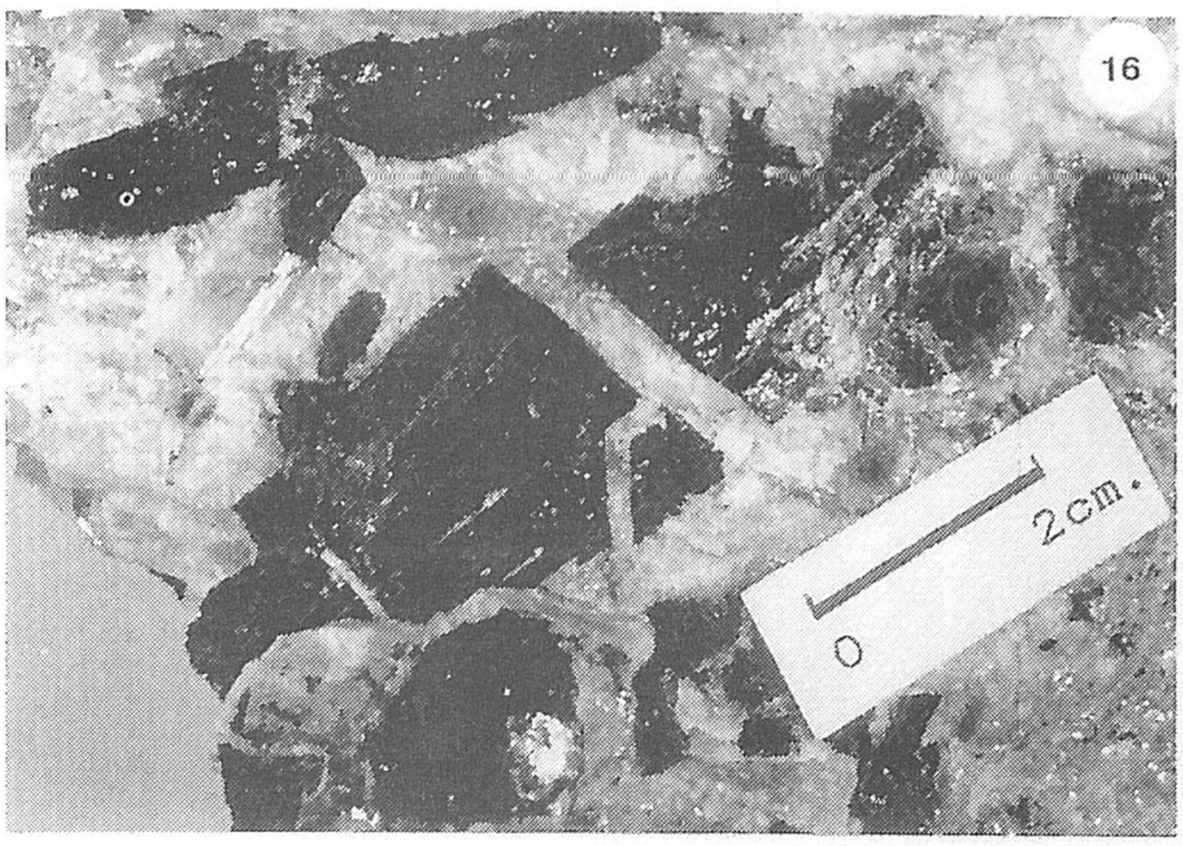
Los resultados de los análisis químicos obtenidos mediante Microsonda Electrónica de las distintas turmalinas estudiadas, realizados en borde y centro de grano y en perfiles de centro a borde de distintos granos se encuentran en las Tablas V.17 y V.18 respectivamente y representados en las Figuras V.25 a V.28.

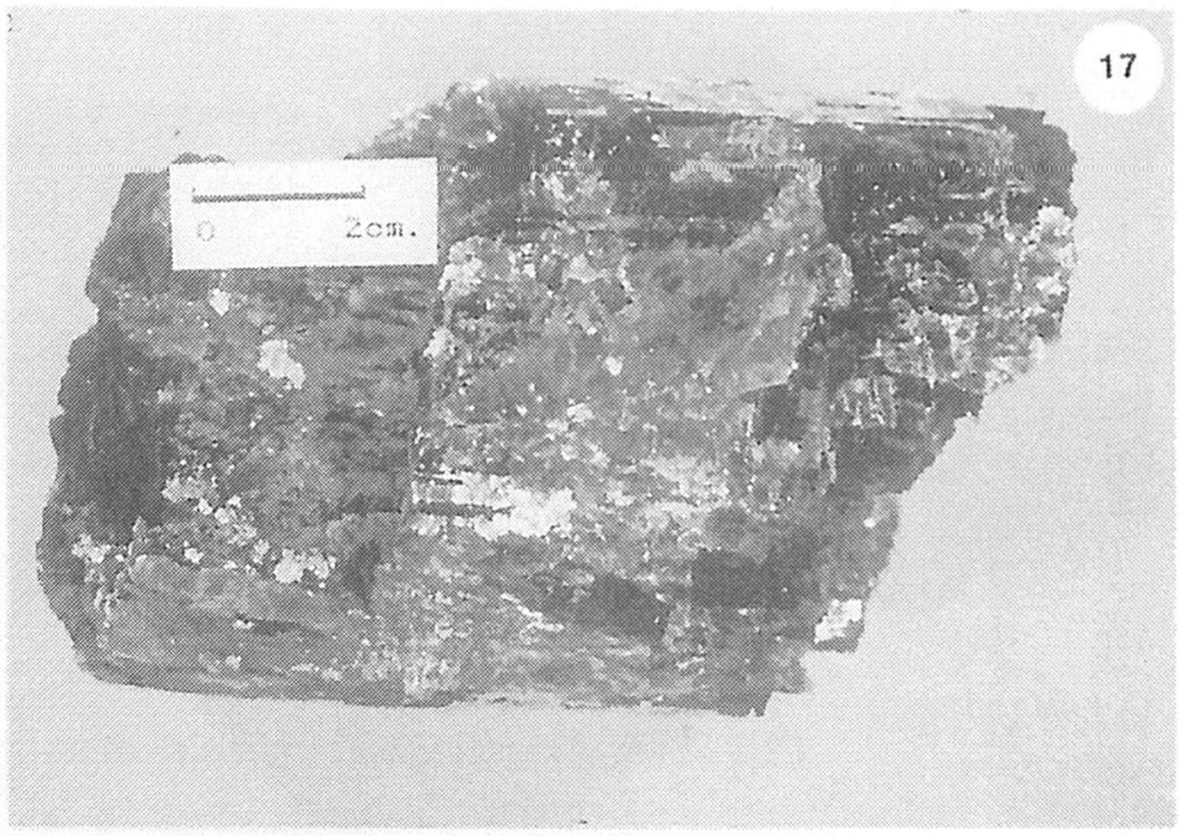
Debido a los problemas que presentan los análisis mediante esta técnica descritos en el apartado II.2.3 para el cálculo de las fórmulas mineralógicas es necesario realizar las siguientes consideraciones teóricas (siguiendo las recomendaciones de Manning, 1982 y de Foit, 1989): (1) Las proporciones atómicas deberán ser calculadas para 24.5 (O, OH); (2) ocupación completa de la posición (OH - F) por 4 (OH); (3) presencia de 3 átomos de B por fórmula unidad; (4) todo el Fe y Mg presentes lo hacen en forma de cationes divalentes; (5) la posición octaédrica Z está ocupada por 6 átomos de Al; (6) No existe Li en la estructura; (7) la deficiencia de Si del anillo tetraédrico puede ser compensada por Al (Joliff et al., 1986 creen en una total ocupación de la posición tetraédrica por Si, por lo que sugieren una normalización del análisis a 6 Si).

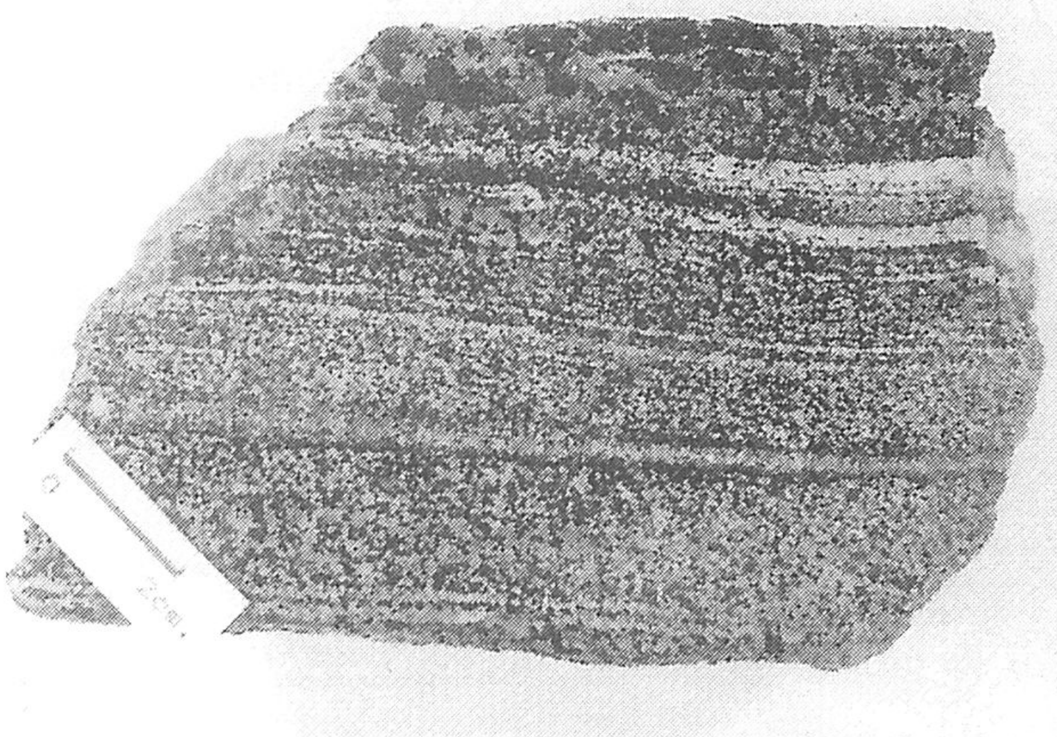
Las fórmulas mineralógicas calculadas de acuerdo con las normas anteriores indican que las turmalinas analizadas pertenecen a la solución sólida chorlo-dravita. No obstante, se observa que las muestras pertenecientes a las canteras Cerro de la Sal y Peña Grajera son más ricas en chorlo (Fe > Mg), mientras que las de Diéresis, Juan Calvillo y Río Bembézar son más ricas en el miembro dravítico (Mg > Fe).

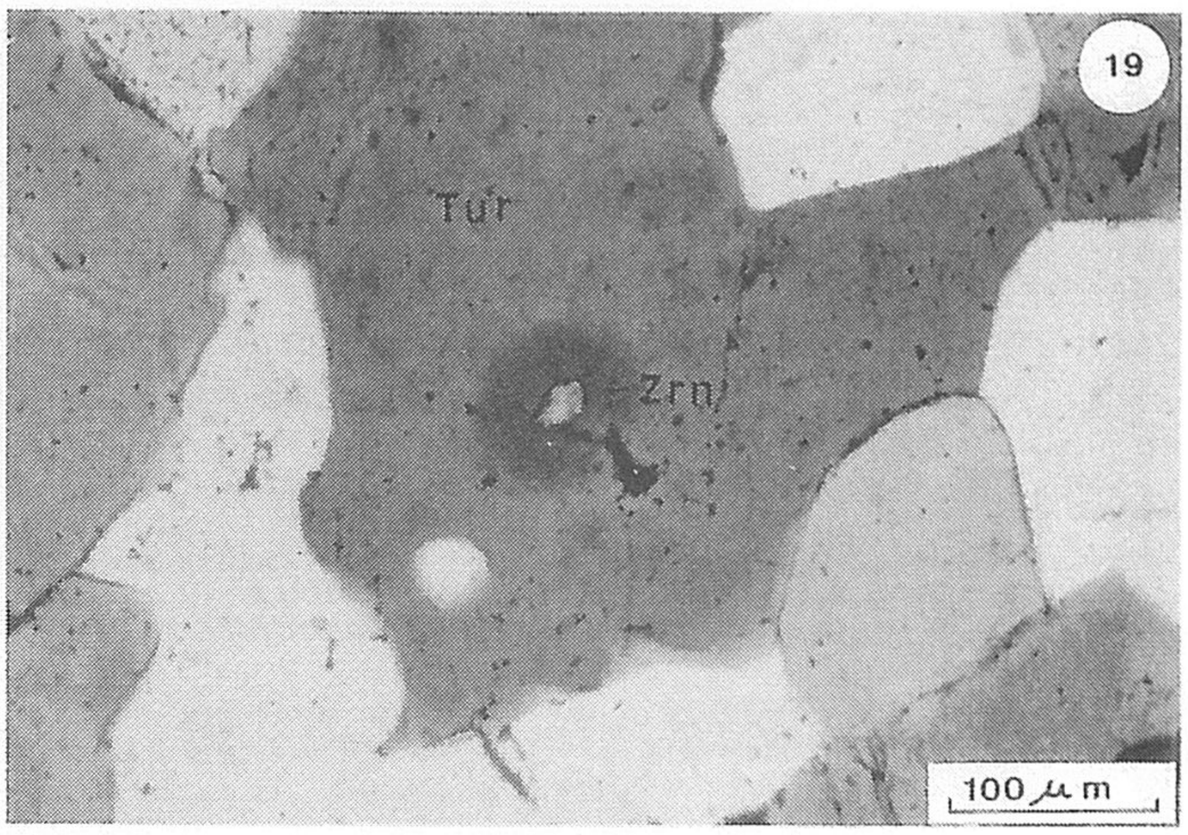
Las variaciones composicionales más significativas (expresadas como porcentajes de variación relativa) aparecen para los valores de MgO, FeO, TiO_2, Na_2O y CaO. Los cambios en SiO_2, Al_2O_3 y MnO son proporcionalmente pequeños. Las concentraciones de K_2O son bajas (< 0.1 %).

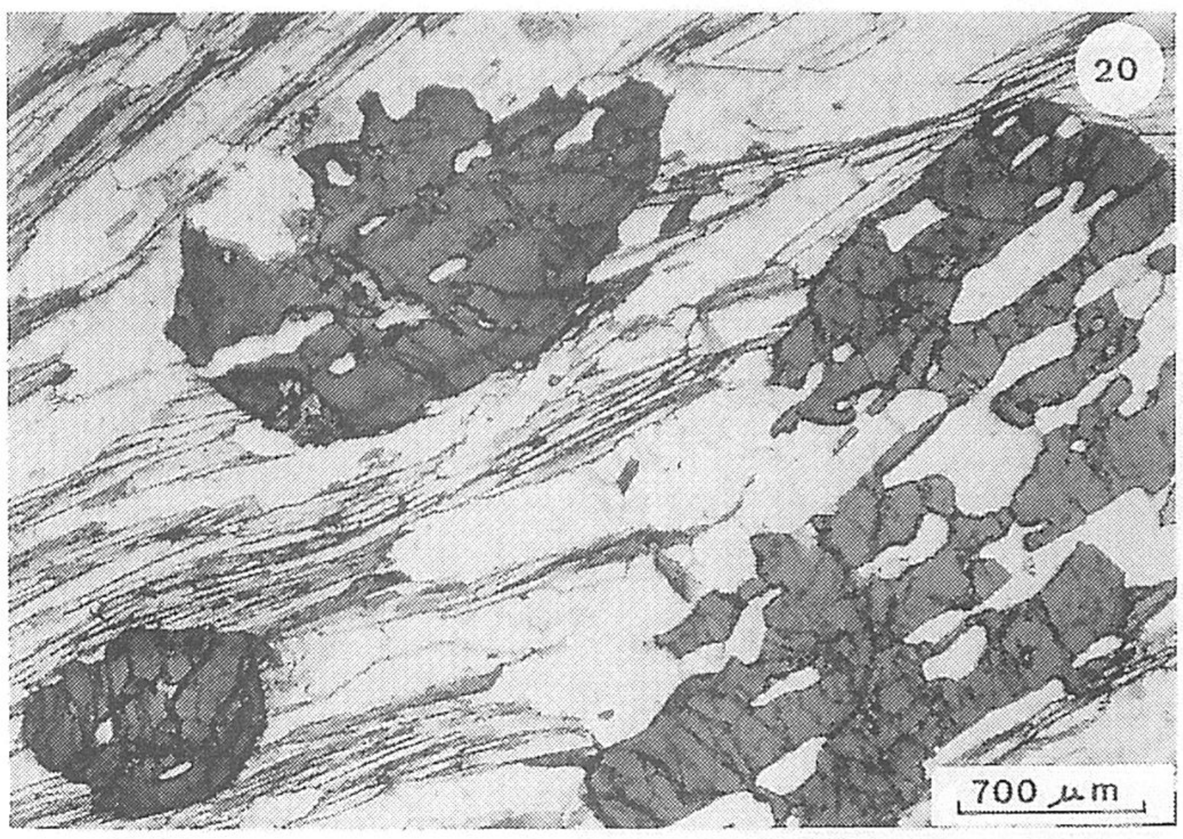
Dichas variaciones oscilan entre 0.19 y 7.10 % para MgO, de 6.96 a 14.84 % para FeO, de 0.00 a 0.17 % para TiO_2, de 1.29 a 2.40 % para Na_2O y de 0.01 a 0.95 para CaO. Los porcentajes de FeO y MgO varían ampliamente en la misma muestra y dentro del mismo grano, apareciendo una alta correlación negativa (r = -0.92).

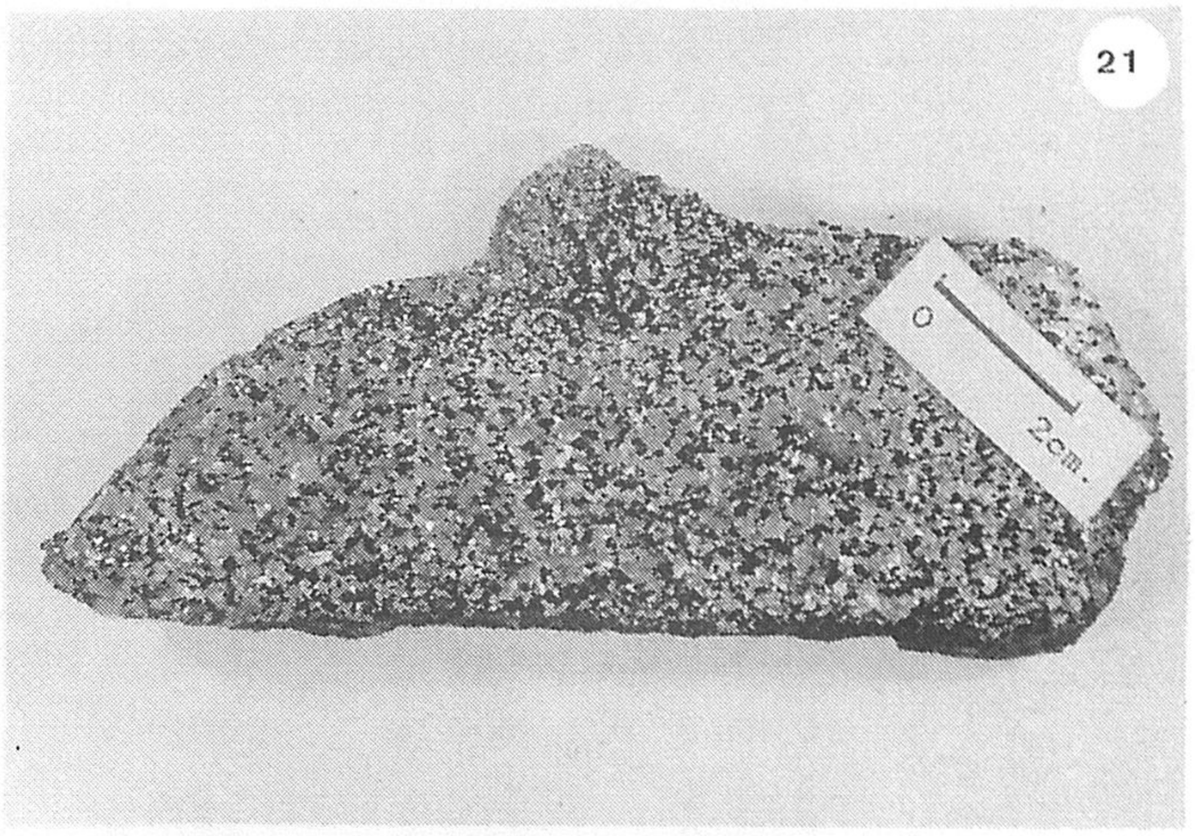

16
0
2cm.

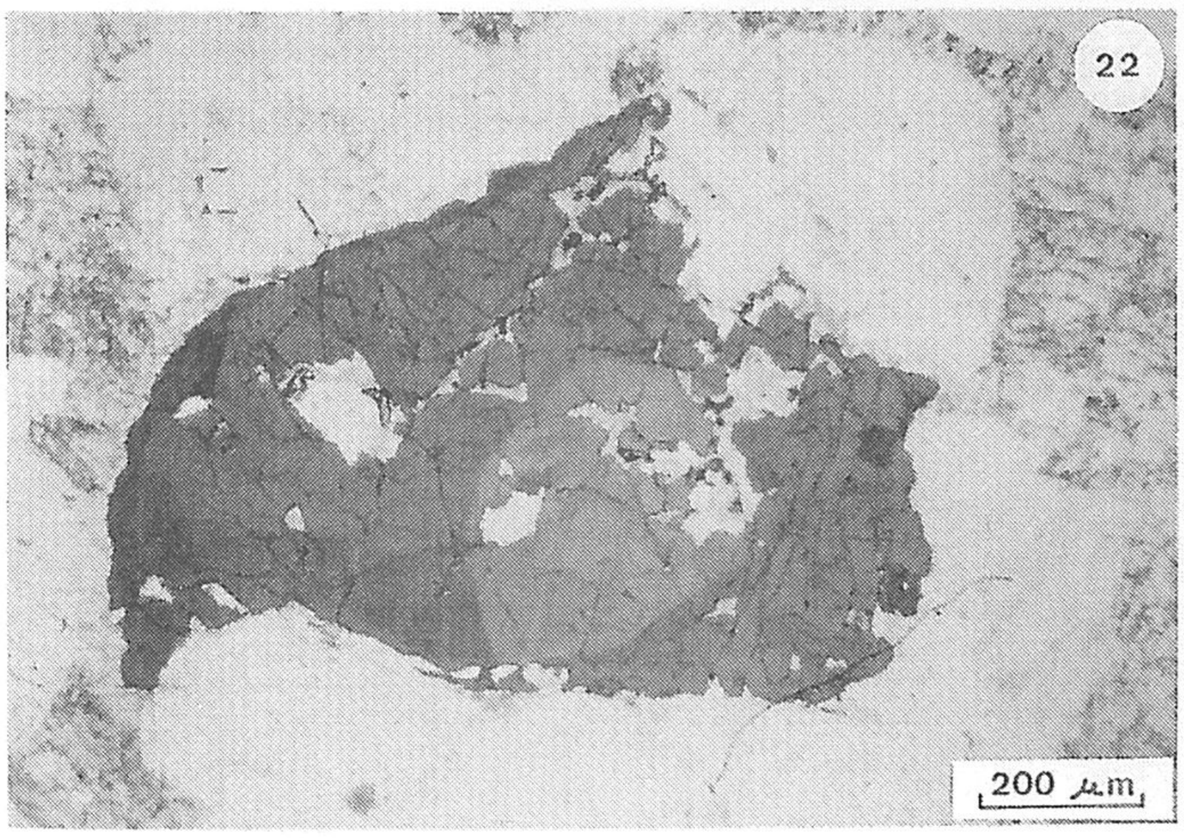

17
0
2cm.


18
0
2cm.


19
Tur
Zrn
100 µm


20
700 µm


21
0
2cm.


22
200 µm

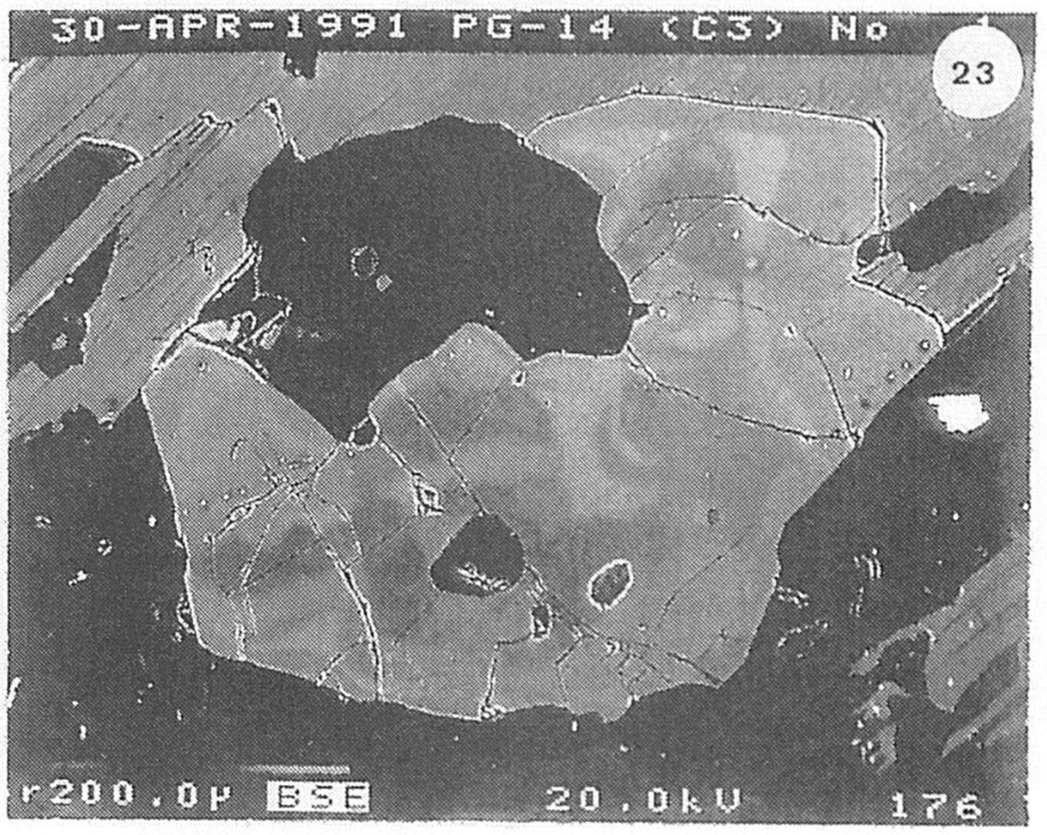

30-APR-1991 PG-14 (C3) No
23
r200.0µ BSE
20.0kV
176

FOTO 16. *Asociación de cristales de turmalina con feldespato potásico y moscovita (Peña Grajera).*

FOTO 17. *Cristal de turmalina alterada a moscovita (Peña Grajera).*

FOTO 18. *Aspecto macroscópico de los procesos de turmalinización de la roca encajante (Umbría).*

FOTO 19. *Microfotografía de cristal de zircón (Zrn) incluido en cristal de turmalina (Tur) con halos verdosos de desintegración radiactiva (Peña Grajera) (nícoles paralelos).*

FOTO 20. *Microfotografía de cristales de turmalina con carácter pecilítico pertenecientes a las rocas encajantes del afloramiento Peña Grajera (nícoles paralelos).*

FOTO 21. *Aspecto macroscópico de los procesos de turmalinización de la roca encajante (Peña Grajera).*

FOTO 22. *Cristal zonado de turmalina incluido en feldespato potásico (Peña Grajera) (nícoles paralelos).*

FOTO 23. *Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de turmalina zonado (Peña Grajera).*

Muestras pertenecientes a las pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas

TABLA V.17. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de turmalinas de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Oxidos	CS-22bz		CS-23bz		CS-24bz	
	c	b	c	b	c	b
SiO_2	35.57	35.02	34.68	35.25	35.47	35.18
Al_2O_3	33.43	33.61	32.69	32.30	34.49	34.10
TiO_2	0.62	0.62	0.85	0.52	0.52	0.42
FeO	10.21	9.86	12.55	11.16	8.37	8.14
MnO	0.16	0.07	0.20	0.18	0.07	0.10
MgO	4.14	4.11	2.57	3.73	4.62	4.73
CaO	0.14	0.18	0.05	0.25	0.24	0.24
Na_2O	1.97	2.08	1.91	2.07	1.93	2.05
K_2O	0.07	0.04	0.04	0.05	0.01	0.03
P_2O_5	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	86.31	85.61	85.54	85.51	85.72	84.99
	Nº de iones para 24.5 oxígenos					
Si	5.883	5.832	5.866	5.926	5.841	5.844
Al(IV)	0.117	0.168	0.134	0.074	0.159	0.156
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe^{2+}	1.412	1.373	1.775	1.569	1.153	1.131
Mn	0.022	0.010	0.029	0.026	0.010	0.014
Mg	1.021	1.020	0.648	0.935	1.134	1.171
Ti	0.077	0.078	0.108	0.066	0.064	0.052
Al	0.400	0.429	0.382	0.326	0.535	0.520
□	0.068	0.090	0.058	0.078	0.104	0.112
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.025	0.032	0.009	0.045	0.042	0.043
Na	0.632	0.672	0.626	0.675	0.616	0.660
K	0.015	0.008	0.009	0.011	0.002	0.006
□	0.328	0.288	0.356	0.269	0.340	0.291
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Oxidos	CS-25bz		CS-5iz		PG-9bz	
	c	b	c	b	c	b
SiO_2	35.22	35.63	35.39	34.97	33.86	34.52
Al_2O_3	32.25	33.52	33.37	33.73	35.05	32.83
TiO_2	0.49	0.57	0.48	0.51	0.08	0.24
FeO	8.38	8.79	10.41	10.63	12.97	12.72
MnO	0.08	0.08	0.18	0.17	0.13	0.09
MgO	5.20	4.97	3.93	3.30	1.46	1.80
CaO	0.30	0.21	0.17	0.10	0.17	0.17
Na_2O	2.08	2.00	2.03	1.82	1.57	1.95
K_2O	0.06	0.05	0.02	0.03	0.02	0.06
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
TOTAL	84.06	85.82	85.98	85.26	85.35	84.38
	Nº de iones para 24.5 oxígenos					
Si	5.935	5.982	5.883	5.861	5.731	5.916
Al(IV)	0.065	0.118	0.117	0.139	0.269	0.084
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe^{2+}	1.181	1.214	1.447	1.490	1.836	1.823
Mn	0.011	0.011	0.025	0.024	0.019	0.013
Mg	1.306	1.223	0.974	0.825	0.368	0.460
Ti	0.062	0.071	0.060	0.064	0.010	0.031
Al	0.340	0.404	0.421	0.524	0.722	0.548
□	0.100	0.077	0.073	0.073	0.045	0.125
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.054	0.037	0.030	0.018	0.031	0.031
Na	0.680	0.640	0.654	0.591	0.515	0.648
K	0.013	0.011	0.004	0.006	0.004	0.013
□	0.253	0.312	0.282	0.385	0.450	0.308
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, RB: Río Bembézar; bz: zona de borde del afloramiento, iz: zona intermedia del afloramiento, cz: zona central del afloramiento, nz: afloramiento no zonado, nc: nodulos cloríticos.

TABLA V.17. Sigue

Oxidos	PG-9cz		PG-10cz		PG-11cz	
	c	b	c	b	c	b
SiO_2	35.10	34.55	35.39	34.15	34.65	34.55
Al_2O_3	33.56	34.09	35.00	33.56	34.19	33.36
TiO_2	0.38	0.06	0.06	0.10	0.32	1.14
FeO	12.46	14.09	11.96	13.73	13.51	11.25
MnO	0.15	0.13	0.15	0.11	0.09	0.11
MgO	2.25	0.59	1.73	1.98	1.57	2.82
CaO	0.28	0.07	0.06	0.15	0.17	0.27
Na_2O	1.63	1.83	1.29	1.94	1.74	1.86
K_2O	0.04	0.05	0.07	0.05	0.02	0.01
P_2O_5	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
TOTAL	85.85	85.47	85.73	86.01	86.26	85.37
	Nº de iones para 24.5 oxígenos					
Si	5.894	5.916	5.904	5.778	5.822	5.814
Al(IV)	0.106	0.084	0.096	0.222	0.178	0.186
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe^{2+}	1.750	1.823	1.669	1.943	1.898	1.583
Mn	0.021	0.013	0.021	0.016	0.013	0.016
Mg	0.563	0.460	0.430	0.499	0.393	0.707
Ti	0.048	0.031	0.008	0.013	0.040	0.144
Al	0.535	0.548	0.785	0.518	0.592	0.430
□	0.083	0.125	0.087	0.011	0.064	0.120
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.050	0.031	0.011	0.027	0.031	0.049
Na	0.531	0.648	0.417	0.636	0.567	0.607
K	0.009	0.013	0.015	0.011	0.004	0.002
□	0.410	0.308	0.557	0.326	0.398	0.342
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Oxidos	RB-3bz		JC-5bz		D-19nz	
	c	b	c	b	c	b
SiO_2	34.57	35.52	35.74	35.16	35.17	35.23
Al_2O_3	32.28	31.67	33.53	32.66	31.18	30.05
TiO_2	0.65	0.75	0.50	0.51	0.43	0.63
FeO	7.61	7.37	8.03	6.96	9.59	9.94
MnO	0.01	0.03	0.12	0.08	0.03	0.05
MgO	6.18	6.71	4.96	5.70	6.02	6.07
CaO	0.69	0.74	0.39	0.45	0.71	0.79
Na_2O	1.96	2.02	1.84	1.83	1.98	2.00
K_2O	0.07	0.08	0.07	0.04	0.06	0.07
P_2O_5	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
TOTAL	84.02	84.91	85.19	83.39	85.17	84.83
	Nº de iones para 24.5 oxígenos					
Si	5.823	5.912	5.917	5.921	5.908	5.962
Al(IV)	0.177	0.088	0.083	0.079	0.092	0.000
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	5.962
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	5.994
Fe^{2+}	1.072	1.026	1.112	0.980	1.347	1.407
Mn	0.001	0.004	0.017	0.011	0.004	0.007
Mg	1.552	1.665	1.224	1.431	1.508	1.531
Ti	0.082	0.094	0.062	0.065	0.054	0.080
Al	0.231	0.124	0.459	0.403	0.081	0.000
□	0.062	0.087	0.126	0.104	0.006	0.000
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.025
Ca	0.125	0.132	0.069	0.081	0.128	0.143
Na	0.640	0.652	0.591	0.597	0.645	0.656
K	0.015	0.017	0.015	0.009	0.013	0.015
□	0.220	0.199	0.325	0.313	0.214	0.186
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, RB: Río Bembézar; bz: zona de borde del afloramiento, iz: zona intermedia del afloramiento, cz: zona central del afloramiento, nz: afloramiento no zonado, nc: nodulos cloríticos.

TABLA V.17. Sigue

Oxidos	D-21nz		CS-18nc	
	c	b	c	b
SiO_2	36.31	36.45	35.77	36.06
Al_2O_3	31.77	31.18	33.70	33.92
TiO_2	0.45	0.70	0.00	0.00
FeO	9.38	10.21	8.45	8.53
MnO	0.02	0.03	0.15	0.03
MgO	6.44	6.41	4.95	4.85
CaO	0.74	0.79	0.03	0.00
Na_2O	2.14	2.39	2.01	1.97
K_2O	0.06	0.07	0.00	0.03
P_2O_5	0.00	0.00	0.01	0.00
TOTAL	87.31	88.23	85.07	85.39
	Nº de iones para 24.5 oxígenos			
Si	5.937	5.938	5.934	5.953
Al(IV)	0.063	0.062	0.066	0.047
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	5.924	6.000	6.000
Fe^{2+}	1.283	1.391	1.172	1.178
Mn	0.003	0.004	0.021	0.004
Mg	1.570	1.557	1.224	1.194
Ti	0.055	0.086	0.000	0.000
Al	0.060	0.000	0.522	0.553
□	0.029	0.000	0.061	0.071
Σ(VI)	3.000	3.038	3.000	3.000
Ca	0.130	0.138	0.005	0.000
Na	0.678	0.755	0.646	0.631
K	0.013	0.015	0.000	0.006
□	0.179	0.092	0.349	0.363
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, RB: Río Bembézar; bz: zona de borde del afloramiento, iz: zona intermedia del afloramiento, cz: zona central del afloramiento, nz: afloramiento no zonado, nc: nodulos cloríticos.

Se observa también que existe una variación en los valores de la relación FeO/(FeO+MgO) que se sitúan entre 0.62 y 0.83 para Cerro de la Sal, entre 0.60 y 0.96 para Peña Grajera, entre 0.55 y 0.62 para Juan Calvillo, entre 0.61 y 0.62 para Diéresis y entre 0.52 y 0.60 para Río Bembézar. Estos resultados son equivalentes a los que Kassoli-Fournaraki (1990) obtiene para pegmatitas metamórficas (0.72 - 0.80 y 0.55 - 0.61), siendo muy semejantes en Juan Calvillo, Diéresis y Río Bembézar (indicando un carácter más dravítico) y algo superiores en Cerro de la Sal y Peña Grajera (que indica composiciones más ferríferas). Además, si se comparan con los obtenidos para granitos por Power (1968) y Neiva (1974), 0.91 y 0.86 respectivamente, se observa que nuestros valores son claramente inferiores. También son inferiores a los obtenidos por Plimer y Lees (1988) para depósitos hidrotermales (0.99).

Con objeto de evaluar las diferencias composicionales en los análisis de microsonda de las turmalinas estudiadas, se han representado los valores de la relación FeO/(FeO+MgO+MnO) frente a la relación $Na_2O/(Na_2O+CaO+K_2O)$ en el diagrama para la serie chorlo-dravita (Fig. V.24). Los resultados muestran que en las turmalinas pertenecientes a las canteras Cerro de la Sal y Peña Grajera ambas razones son bastante altas (superiores a 0.75), reflejando un contenido característicamente alto en Fe y bajo en Ca; mientras que las turmalinas de las canteras Juán Calvillo, Diéresis y Río Bembézar presentan composiciones intermedias entre chorlo y dravita y valores inferiores a los anteriores (entre 0.52-0.62 para FeO/(FeO+MgO+MnO) y entre 0.66-0.80 para $Na_2O/(Na_2O+CaO+K_2O)$).

TABLA V.18. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de turmalinas de las pegmatitas de Sierra Albarrana (perfiles composicionales de borde a centro de grano).

Oxidos	CS-22bz							
	c							b
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	34.76	35.55	34.71	35.01	35.56	33.21	34.23	35.26
Al_2O_3	33.05	33.09	33.11	33.38	33.65	33.42	33.20	33.17
TiO_2	0.69	0.76	0.57	0.66	0.54	0.67	0.53	0.50
FeO	10.13	10.22	9.78	9.99	7.62	9.73	10.88	10.41
MnO	0.13	0.13	0.17	0.14	0.10	0.13	0.07	0.03
MgO	4.08	4.18	4.14	4.03	3.75	4.13	3.70	3.75
CaO	0.19	0.18	0.13	0.12	0.10	0.16	0.16	0.14
Na_2O	2.09	2.12	2.01	2.03	1.95	2.01	2.06	2.09
K_2O	0.06	0.04	0.03	0.05	0.06	0.03	0.06	0.06
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	85.18	86.27	84.65	85.46	83.33	83.49	84.89	85.41
	Nº de iones para 24.5 oxígenos							
Si	5.836	5.889	5.848	5.844	5.988	5.688	5.790	5.899
Al(IV)	0.164	0.111	0.152	0.156	0.012	0.312	0.210	0.101
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe^{2+}	1.422	1.416	1.378	1.395	1.073	1.394	1.539	1.456
Mn	0.018	0.018	0.024	0.020	0.014	0.019	0.010	0.004
Mg	1.021	1.032	1.040	1.003	0.941	1.054	0.933	0.935
Ti	0.087	0.095	0.072	0.083	0.068	0.086	0.067	0.063
Al	0.376	0.348	0.423	0.411	0.666	0.434	0.409	0.439
□	0.076	0.090	0.063	0.088	0.238	0.013	0.042	0.103
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.034	0.032	0.023	0.021	0.018	0.029	0.029	0.025
Na	0.680	0.681	0.657	0.657	0.637	0.667	0.676	0.678
K	0.013	0.008	0.006	0.011	0.013	0.007	0.013	0.013
□	0.273	0.279	0.314	0.311	0.332	0.297	0.282	0.284
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Oxidos	CS-24bz					
	b		c			b
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	35.40	35.25	35.31	34.90	34.98	33.90
Al_2O_3	34.52	34.15	33.78	34.01	33.91	33.12
TiO_2	0.57	0.53	0.55	0.40	0.46	0.48
FeO	8.54	8.44	8.14	8.00	8.30	8.51
MnO	0.11	0.08	0.07	0.10	0.13	0.06
MgO	4.51	4.96	4.73	4.67	4.68	4.52
CaO	0.27	0.30	0.27	0.26	0.29	0.28
Na_2O	1.86	2.06	1.94	1.94	1.99	1.95
K_2O	0.02	0.06	0.04	0.05	0.07	0.03
P_2O_5	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
TOTAL	85.80	85.84	84.83	84.33	84.81	82.87
	Nº de iones para 24.5 oxígenos					
Si	5.831	5.813	5.874	5.838	5.833	5.798
Al(IV)	0.169	0.187	0.126	0.162	0.107	0.202
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe^{2+}	1.176	1.164	1.132	1.119	1.158	1.217
Mn	0.015	0.011	0.010	0.014	0.018	0.009
Mg	1.107	1.219	1.173	1.165	1.163	1.153
Ti	0.071	0.066	0.069	0.050	0.058	0.062
Al	0.532	0.450	0.497	0.543	0.498	0.474
□	0.099	0.090	0.119	0.109	0.105	0.085
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.048	0.053	0.048	0.047	0.052	0.051
Na	0.594	0.659	0.626	0.629	0.643	0.647
K	0.004	0.013	0.008	0.011	0.015	0.007
□	0.354	0.275	0.318	0.313	0.290	0.295
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, RB: Río Bembézar; bz: zona de borde del afloramiento, iz: zona intermedia del afloramiento, cz: zona central del afloramiento, nz: afloramiento no zonado, nc: nodulos cloríticos. CS ver Fig.V.25, PG ver Fig.V.26, JC y RB ver Fig.V.27, D ver Fig.V.28.

TABLA V.18. Sigue

Oxidos	PG-9cz									
	b				c					b
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	34.55	33.83	34.70	34.81	35.10	34.41	34.42	34.87	34.13	34.72
Al_2O_3	34.09	33.90	32.91	33.27	33.56	34.15	33.74	35.28	34.07	33.27
TiO_2	0.06	0.01	0.30	0.25	0.38	0.04	0.08	0.44	0.18	0.41
FeO	14.09	14.81	13.19	13.07	12.46	14.84	14.24	11.84	13.73	13.00
MnO	0.13	0.30	0.06	0.10	0.15	0.10	0.09	0.12	0.18	0.05
MgO	0.59	0.19	2.18	1.90	2.25	0.56	0.72	2.27	0.66	2.32
CaO	0.07	0.06	0.13	0.13	0.28	0.09	0.08	0.21	0.10	0.16
Na_2O	1.83	1.63	2.06	2.07	1.63	1.78	1.77	1.71	1.72	2.04
K_2O	0.05	0.05	0.02	0.07	0.04	0.04	0.03	0.05	0.02	0.06
P_2O_5	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	85.47	84.78	85.55	85.67	85.85	86.01	85.17	86.79	84.79	86.03
Nº de iones para 24.5 oxígenos										
Si	5.873	5.828	5.883	5.888	5.894	5.837	5.877	5.770	5.841	5.849
Al(IV)	0.127	0.172	0.117	0.112	0.106	0.163	0.123	0.230	0.159	0.151
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe^{2+}	2.003	2.134	1.870	1.849	1.750	2.105	2.033	1.638	1.965	1.831
Mn	0.019	0.044	0.009	0.014	0.021	0.014	0.013	0.017	0.026	0.007
Mg	0.150	0.049	0.551	0.479	0.563	0.142	0.183	0.560	0.168	0.583
Ti	0.008	0.001	0.038	0.032	0.048	0.005	0.010	0.055	0.023	0.052
Al	0.702	0.711	0.459	0.520	0.535	0.664	0.667	0.650	0.712	0.455
□	0.118	0.061	0.073	0.106	0.083	0.070	0.094	0.080	0.106	0.072
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.013	0.011	0.024	0.024	0.050	0.016	0.015	0.037	0.018	0.029
Na	0.603	0.544	0.677	0.679	0.531	0.585	0.586	0.549	0.571	0.666
K	0.011	0.011	0.004	0.015	0.009	0.009	0.007	0.011	0.004	0.013
□	0.373	0.434	0.295	0.282	0.410	0.390	0.392	0.403	0.407	0.292
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Oxidos	PG-11cz				
	b		c		b
	1	2	3	4	5
SiO_2	34.04	34.46	34.58	34.48	33.83
Al_2O_3	33.21	33.34	33.47	32.81	33.56
TiO_2	0.64	0.70	0.98	0.99	0.42
FeO	12.43	12.05	7.94	7.93	12.12
MnO	0.09	0.05	0.09	0.07	0.11
MgO	2.48	2.46	5.24	3.97	0.70
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	2.33
Na_2O	1.80	1.67	1.88	1.80	1.87
K_2O	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05
P_2O_5	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
TOTAL	84.99	85.04	84.82	82.44	84.53
Nº de iones para 24.5 oxígenos					
Si	5.793	5.837	5.770	5.899	5.779
Al(IV)	0.207	0.163	0.230	0.101	0.221
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe^{2+}	1.769	1.707	1.108	1.135	1.731
Mn	0.013	0.007	0.013	0.010	0.016
Mg	0.629	0.621	1.303	1.013	0.593
Ti	0.082	0.089	0.123	0.127	0.054
Al	0.454	0.493	0.352	0.515	0.535
□	0.053	0.083	0.101	0.200	0.071
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.046	0.047	0.102	0.062	0.044
Na	0.594	0.548	0.608	0.597	0.619
K	0.011	0.011	0.013	0.011	0.011
□	0.349	0.394	0.277	0.330	0.326
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, RB: Río Bembézar; bz: zona de borde del afloramiento, iz: zona intermedia del afloramiento, cz: zona central del afloramiento, nz: afloramiento no zonado, nc: nodulos cloríticos. CS ver Fig.V.25, PG ver Fig.V.26, JC y RB ver Fig.V.27, D ver Fig.V.28.

TABLA V.18. Sigue

Oxidos	JC-5bz							
	b			c				b
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	35.77	35.55	35.72	35.68	35.74	35.56	35.92	35.51
Al_2O_3	33.15	33.43	33.57	33.71	33.53	34.95	34.57	34.35
TiO_2	0.48	0.42	0.45	0.54	0.50	0.43	0.45	0.49
FeO	9.17	8.02	8.55	8.48	8.08	7.80	7.55	7.26
MnO	0.14	0.20	0.09	0.15	0.12	0.00	0.15	0.08
MgO	4.45	4.65	4.78	4.96	4.96	4.94	5.03	5.07
CaO	0.34	0.36	0.44	0.39	0.39	0.36	0.35	0.36
Na_2O	1.82	1.74	1.89	1.83	1.84	1.82	1.81	1.83
K_2O	0.063	0.05	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05
P_2O_5	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
TOTAL	85.38	84.42	85.57	85.79	85.24	85.92	85.89	85.00
	Nº de iones para 24.5 oxígenos							
Si	5.943	5.935	5.905	5.883	5.915	5.823	5.877	5.864
Al(IV)	0.057	0.065	0.095	0.117	0.085	0.177	0.123	0.136
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe^{2+}	1.274	1.120	1.182	1.169	1.118	1.068	1.033	1.003
Mn	0.020	0.028	0.013	0.021	0.017	0.000	0.021	0.011
Mg	1.102	1.157	1.178	1.219	1.224	1.206	1.227	1.248
Ti	0.060	0.053	0.056	0.067	0.062	0.053	0.055	0.061
Al	0.435	0.513	0.446	0.433	0.455	0.568	0.543	0.549
□	0.109	0.129	0.125	0.091	0.124	0.105	0.121	0.128
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.061	0.064	0.078	0.069	0.069	0.063	0.061	0.064
Na	0.586	0.563	0.606	0.585	0.590	0.578	0.574	0.586
K	0.013	0.011	0.015	0.011	0.015	0.013	0.013	0.011
□	0.340	0.362	0.301	0.335	0.326	0.346	0.352	0.339
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Oxidos	D-19nz						
	c						b
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	35.25	35.49	35.14	34.84	35.19	35.14	35.23
Al_2O_3	30.05	28.89	31.18	30.40	30.25	29.54	30.05
TiO_2	0.50	0.62	0.43	0.84	0.40	0.75	0.63
FeO	9.56	9.80	9.59	10.77	9.60	10.13	9.94
MnO	0.04	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05
MgO	6.10	6.95	6.02	5.98	6.20	5.96	6.07
CaO	0.74	0.81	0.71	0.84	0.72	0.80	0.79
Na_2O	1.98	2.40	1.98	2.02	2.03	2.05	2.00
K_2O	0.09	0.09	0.06	0.08	0.07	0.08	0.07
P_2O_5	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
TOTAL	84.31	85.12	85.14	85.81	84.46	84.48	84.83
	Nº de iones para 24.5 oxígenos						
Si	5.962	5.980	5.966	5.864	5.905	6.001	5.986
Al(IV)	0.014	0.000	0.034	0.030	0.044	0.000	0.000
Σ(IV)	5.976	5.980	6.000	5.894	5.949	6.001	5.986
Al(VI)	6.000	5.757	6.000	6.000	6.000	5.925	5.986
Fe^{2+}	1.358	1.386	1.348	1.516	1.361	1.442	1.407
Mn	0.006	0.007	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000
Mg	1.544	1.752	1.508	1.500	1.567	1.512	1.531
Ti	0.064	0.079	0.054	0.106	0.051	0.096	0.080
Al	0.000	0.000	0.164	0.000	0.000	0.000	0.000
□	0.028	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000
Σ(VI)	3.000	3.224	3.078	3.126	3.000	3.050	3.018
Ca	0.135	0.147	0.128	0.151	0.131	0.146	0.143
Na	0.652	0.787	0.645	0.659	0.667	0.676	0.656
K	0.019	0.019	0.013	0.017	0.015	0.017	0.015
□	0.194	0.047	0.214	0.173	0.187	0.161	0.186
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, RB: Río Bembézar; bz: zona de borde del afloramiento, iz: zona intermedia del afloramiento, cz: zona central del afloramiento, nz: afloramiento no zonado, nc: nodulos cloríticos. CS ver Fig.V.25, PG ver Fig.V.26, JC y RB ver Fig.V.27, D ver Fig.V.28.

TABLA V.18. Sigue

Oxidos	RB-3bz					
	c					b
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	36.26	36.40	36.51	36.49	36.34	36.96
Al_2O_3	32.81	32.67	32.16	32.14	32.68	31.96
TiO_2	0.74	0.64	0.80	0.78	0.77	0.75
FeO	8.28	8.35	8.34	8.49	8.23	7.54
MnO	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	6.21	6.25	6.38	6.39	6.18	7.10
CaO	0.82	0.80	0.92	0.91	0.68	0.78
Na_2O	1.97	2.01	1.95	1.96	2.02	2.06
K_2O	0.07	0.07	0.06	0.08	0.06	0.06
P_2O_5	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.06
TOTAL	87.21	87.24	87.14	87.28	86.98	87.30
	Nº de iones para 24.5 oxígenos					
Si	5.895	5.917	5.943	5.937	5.918	5.981
Al(IV)	0.105	0.083	0.057	0.063	0.082	0.019
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe^{2+}	1.126	1.135	1.135	1.155	1.121	1.020
Mn	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004
Mg	1.505	1.515	1.548	1.550	1.500	1.713
Ti	0.090	0.078	0.098	0.095	0.094	0.091
Al	0.181	0.176	0.113	0.100	0.190	0.076
□	0.095	0.092	0.106	0.100	0.095	0.096
Σ(VI)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.143	0.139	0.160	0.159	0.119	0.135
Na	0.621	0.633	0.615	0.618	0.638	0.646
K	0.015	0.015	0.012	0.017	0.012	0.012
□	0.221	0.213	0.213	0.206	0.231	0.207
Σ(XII)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Composición de elementos mayores en % en peso. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, RB: Río Bembézar; bz: zona de borde del afloramiento, iz: zona intermedia del afloramiento, cz: zona central del afloramiento, nz: afloramiento no zonado, nc: nodulos cloríticos. CS ver Fig.V.25, PG ver Fig.V.26, JC y RB ver Fig.V.27, D ver Fig.V.28.

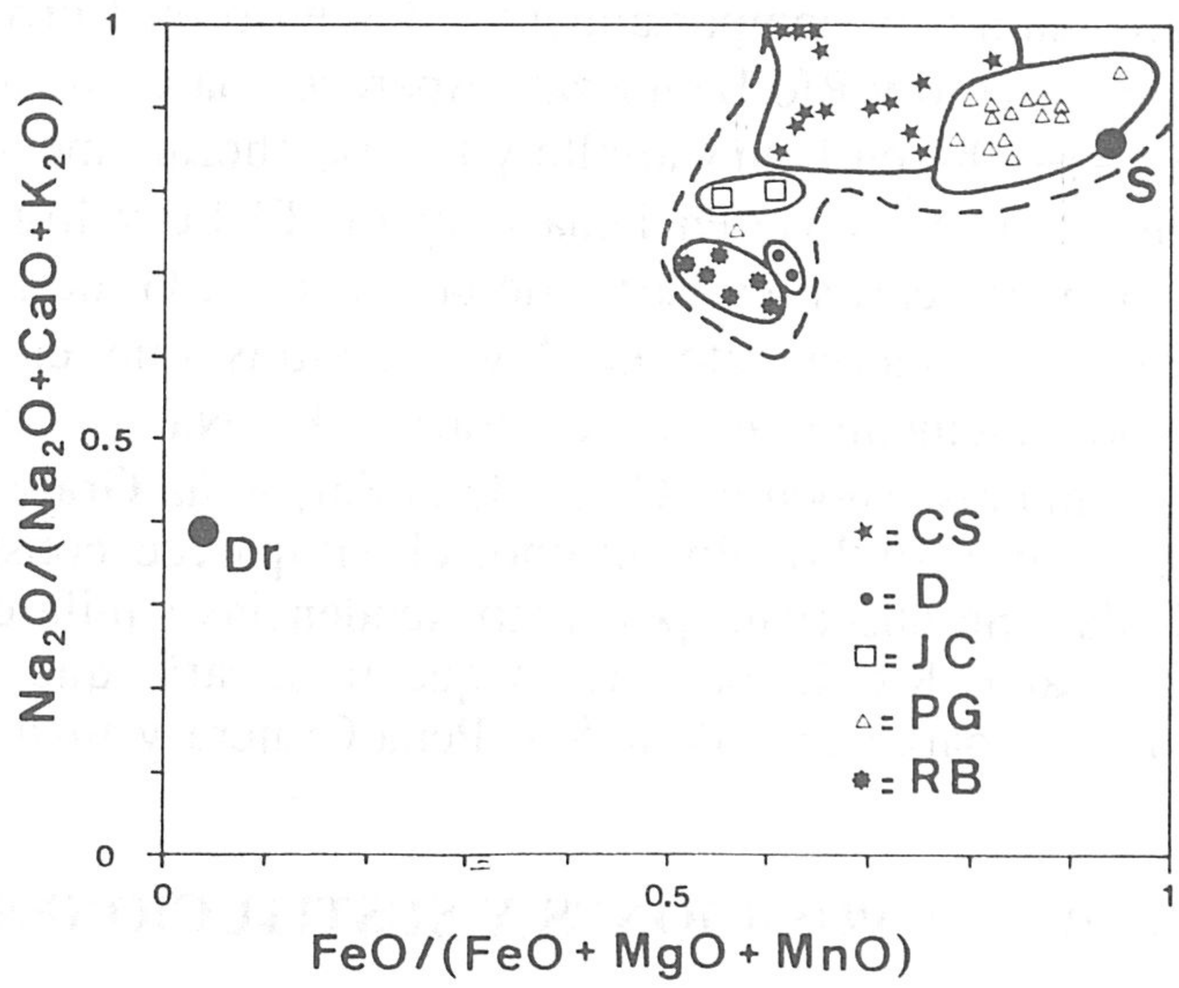


Fig. V.24. Diagrama composicional FeO/(FeO+MgO+MnO) frente a Na2O/(Na2O+CaO+K2O) para turmalinas. Los círculos marcados con Dr y S representan las composiciones de dravita y chorlo dadas por Deer et al. (1962). CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis, RB: Río Bembézar.

Las proporciones de SiO_2, Al_2O_3 y MnO muestran variaciones pequeñas. La menor variación aparece en la SiO_2 (33.21 - 36.96 %). La Al_2O_3 varía algo más que la SiO_2, situándose entre 28.89 y 35.71 % en peso. Por último, los porcentajes de MnO son bastantes bajos (especialmente para la cantera Río Bembézar), generalmente inferiores al 0.10 %, alcanzándose sólo en una muestra valores anómalamente altos (0.30 %).

La zonación química desarrolla peculiaridades no sólo entre turmalinas de distintas canteras, sino entre turmalinas de la misma cantera y, a veces, entre granos de la misma muestra, indicando distintas condiciones de crecimiento en cada caso.

En general desarrollan patrones de zonación discontinua de centro a borde de grano, observándose fuertes cambios en la transición de borde a centro de grano en casi todos los elementos (Tabla V.18). También aparecen otras discontinuidades químicas que no son ópticamente discernibles. Las principales irregularidades se presentan en Si y Fe para la cantera Cerro de la Sal, en Mg, Fe y Na para Peña Grajera, y en Si, Al, Fe y Mg para Río Bembézar (Figuras V.25, V.26, V.27, V.28).

Las variaciones químicas de las turmalinas de las canteras estudiadas no explican totalmente los cambios observados. Situaciones análogas han llevado a Plimer y Lees (1988) a sugerir que, en algunas ocasiones, estas zonaciones no se relacionan con la proporción absoluta del elemento, sino con el estado de valencia del ión.

Considerando la composisición de las turmalinas de cada cantera separadamente, podemos distinguir una serie de tendencias generales. Se observan distintas pautas de comportamiento en los elementos entre las distintas canteras e incluso, dentro de la misma cantera, entre distintas muestras. En los perfiles continuos de borde a centro de los cristales realizados en las canteras Cerro de la Sal, Peña Grajera, Juan Calvillo y Río Bembézar (Figuras V.25, V.26, V.27, V.28) las pautas de comportamiento general implican las siguientes características: El Si aparece prácticamente constante (Cerro de la Sal, Peña Grajera, Diéresis) o disminuye (Río Bembezar, Juan Calvillo) en todas las canteras. Se observa un notable incremento en el límite borde-centro del grano.

El Al presenta dos pautas de comportamiento: descenso en Cerro de la Sal y Peña Grajera y ascenso en Juan Calvillo y Río Bembézar. Aparece una correlación negativa clara entre ambos elementos ($r = -0.90$) en Juan Calvillo y Río Bembézar, menos clara ($r = -0.83$) en Cerro de la Sal, y, mala ($r = -0.57$) en Peña Grajera. El Fe y Mg muestran una alta correlación negativa en todos los casos: en Cerro de la Sal, Peña Grajera y Juan Calvillo se produce un descenso de Fe e incremento en Mg, mientras que en Río Bembézar el comportamiento de ambos elementos es el contrario. El Na y Ca muestran pautas equivalentes en todas las canteras: suben en Cerro de la Sal, Peña Grajera y Río Bembézar y aparecen constantes en Juan Calvillo. Por último, el Ti aparece constante o decrece en todas las canteras estudiadas. Se observan, por tanto, tendencias similares (a excepción del Al) en todas las canteras salvo Río Bembézar, lo que implicaría que las condiciones de formación fueron equivalentes para Cerro de la Sal, Peña Grajera y Juan Calvillo y distintas para Río Bembézar.

V.1.3.4. OCUPACION DE LAS POSICIONES Y SUSTITUCIONES ACOPLADAS

Las fórmulas mineralógicas calculadas (Tablas V.17 y V.18) muestran que existen deficiencias en R^+ (Na + 1/2Ca) y R^{2+} (Fe + Mg + Mn), y exceso en R^{3+} (Al + 3/4Ti). Estas discrepancias, con respecto a la fórmula general para las series chorlo-dravita, parecen ser debidas al efecto de las sustituciones acopladas propuestas por Foit y Rossemberg en 1977:

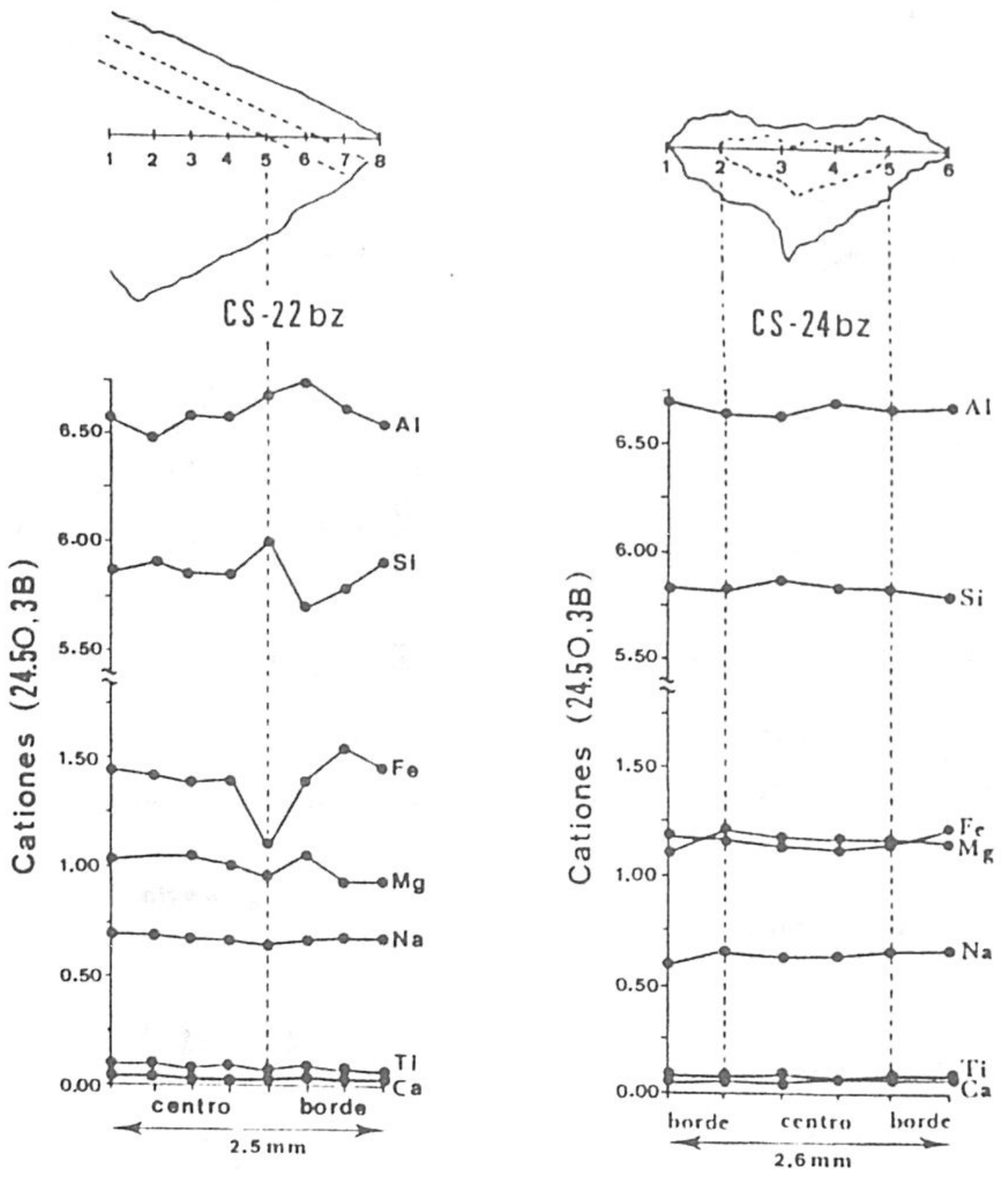


Fig.V.25. Variación composicional de cristales de turmalina pertenecientes al afloramiento Cerro de la Sal descritos en la Tabla V.18. Los cationes están calculados para 24.5 átomos de O y 3 átomos de B por fórmula unidad.

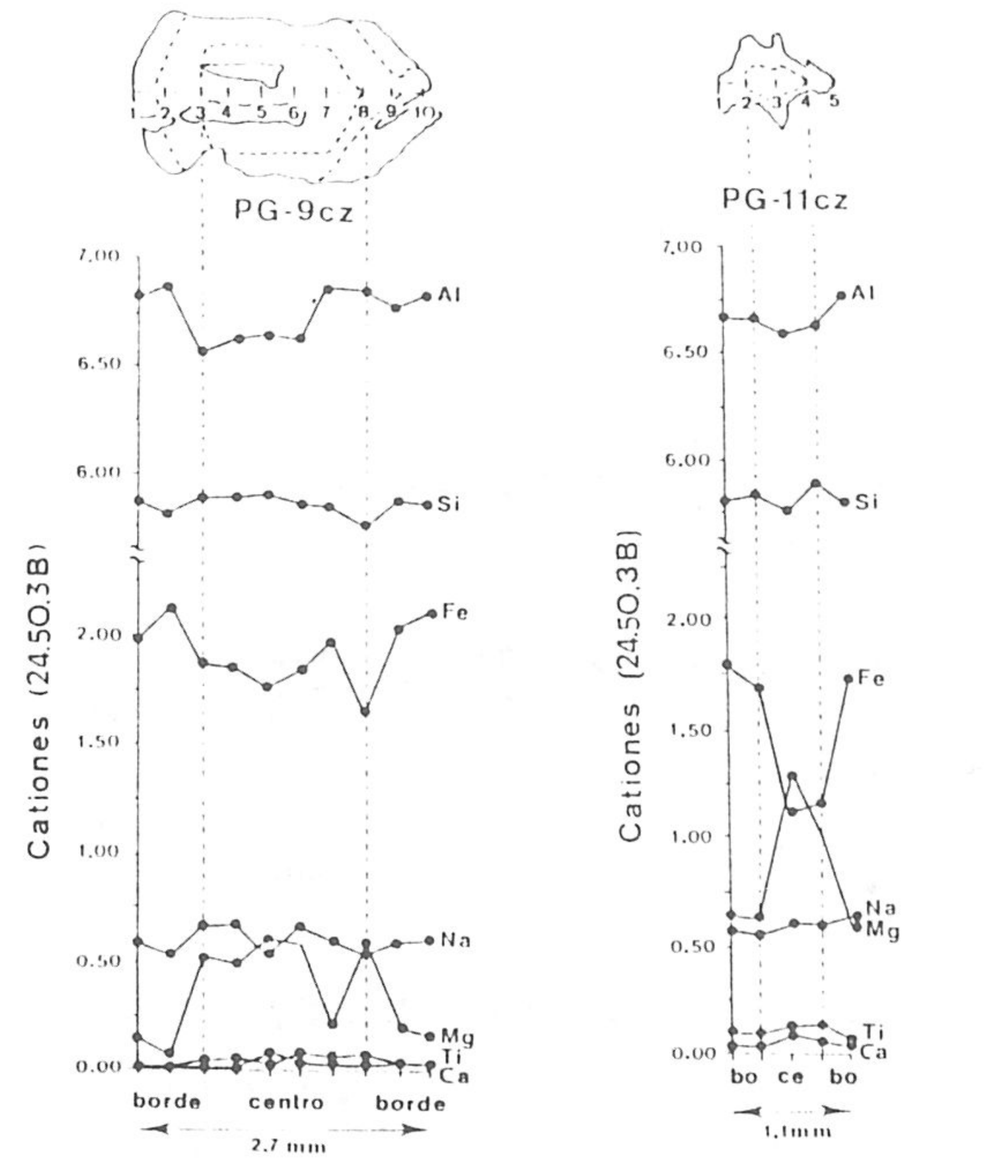


Fig.V.26. Variación composicional de cristales de turmalina pertenecientes al afloramiento Peña Grajera descritos en la Tabla V.18. Los cationes están calculados para 24.5 átomos de O y 3 átomos de B por fórmula unidad.

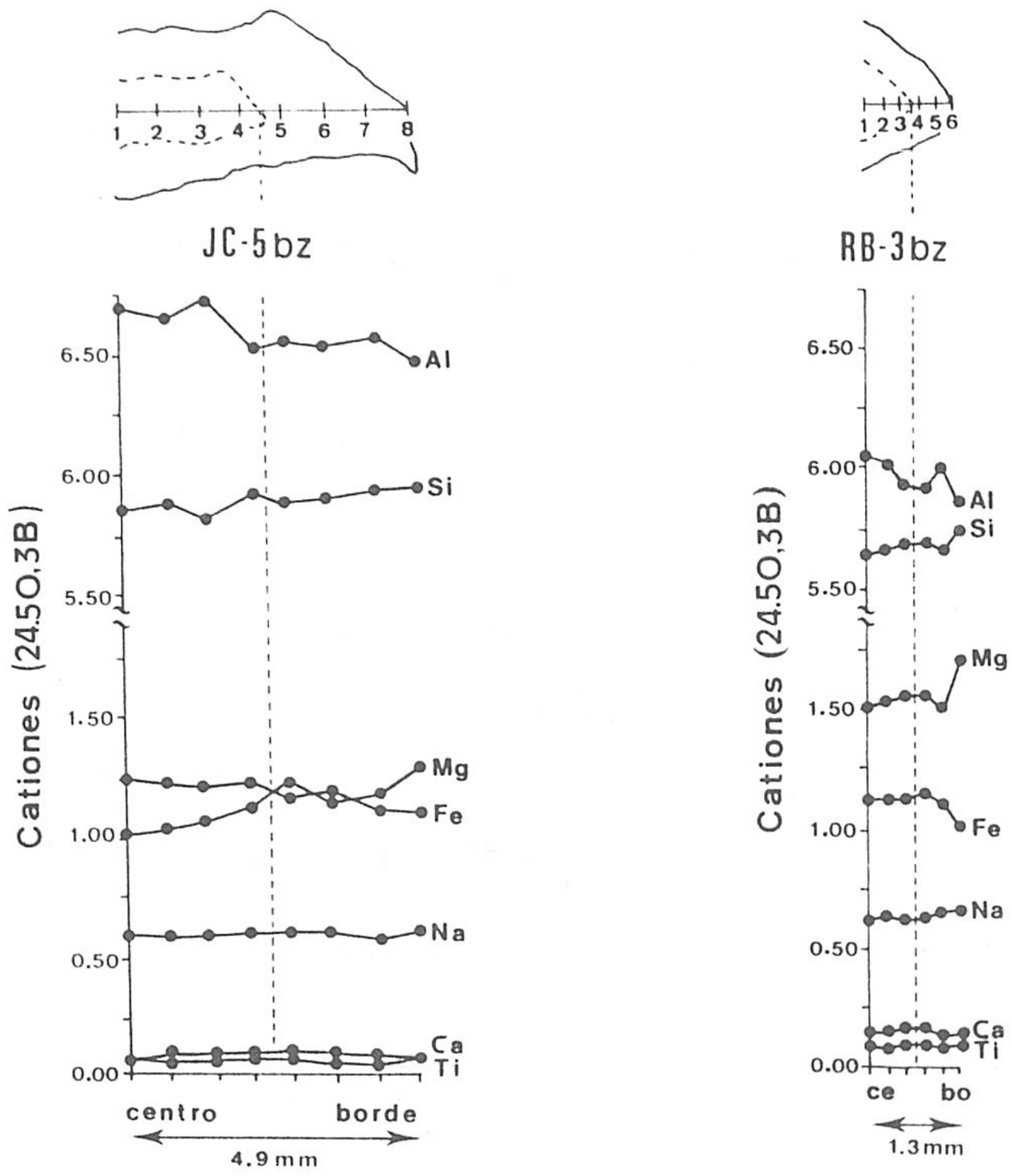


Fig.V.27. Variación composicional de cristales de turmalina pertenecientes a los afloramientos Juan Calvillo y Río Bembézar descritos en la Tabla V.18. Los cationes están calculados para 24.5 átomos de O y 3 átomos de B por fórmula unidad.

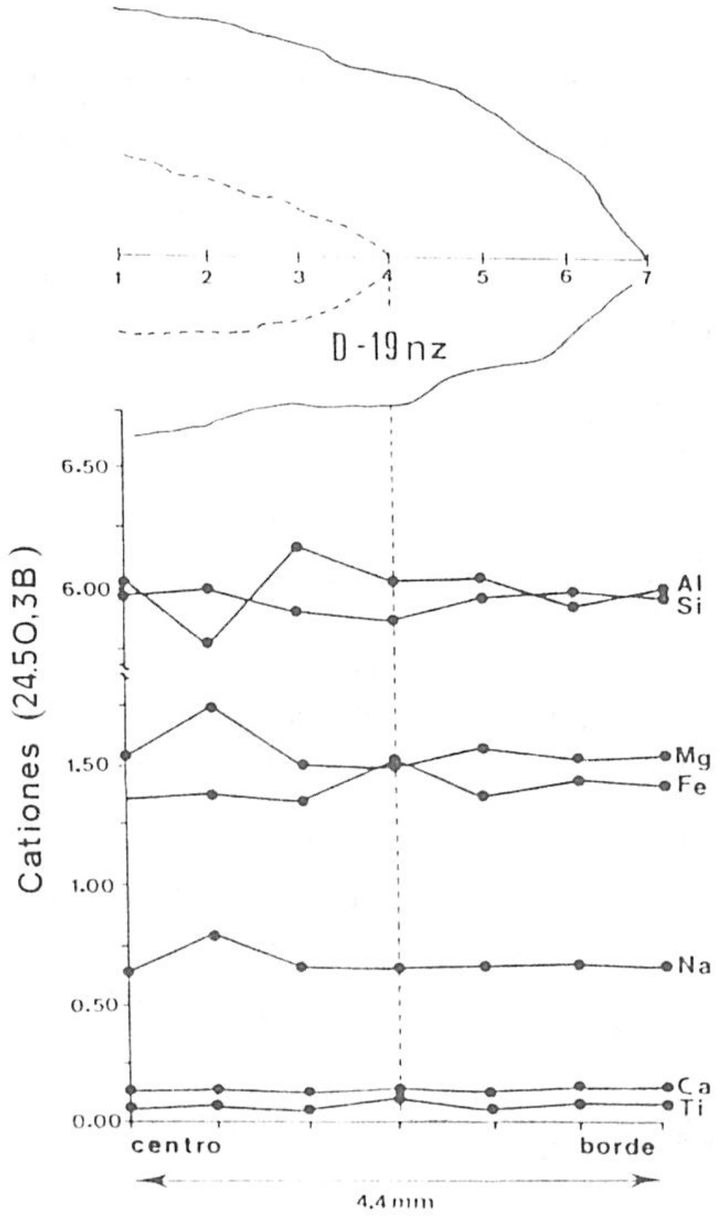


Fig.V.28. Variación composicional de cristales de turmalina pertenecientes al afloramiento Diéresis descritos en la Tabla V.18. Los cationes están calculados para 24.5 átomos de O y 3 átomos de B por fórmula unidad.

$$R^{+} + R^{2+} \text{ --------> } R^{3+} + \square \quad (1)$$
$$(OH)^{-} + R^{2+} \text{ --------> } R^{3+} + O^{2-} \quad (2)$$

La sustitución (1) conduce a un miembro final deficiente en álcalis, $\square$ $(R^{2+}_2 R^{3+})$ $R^{3+}_6 (BO_3)_3 Si_6 O_{18} (OH)_4$; y la sustitución (2) lleva a un miembro final deficiente en protones, $R^{+} R^{3+}_3 R^{3+}_6 (BO_3)_3 Si_6 O_{18} O_3 (OH)$.

Manning (1982) demuestra que es posible evaluar la importancia de dichas sustituciones a partir de los análisis de Microsonda Electrónica, y propone un diagrama en el que se representa el contenido en cationes trivalentes (R^{3+}) frente a cationes monovalentes más divalentes ($R^{+} + R^{2+}$). Los resultados obtenidos (Fig. V.29) ponen de manifiesto que existen considerables grados de sustitución en las muestras estudiadas. Los porcentajes más altos se aprecian en las muestras pertenecientes a las canteras Peña Grajera, Cerro de la Sal y Juan Calvillo, con influencia de ambos tipos de sustituciones (deficiente en álcalis y con pérdida de protones) mientras que las muestras de las canteras Diéresis y Río Bembézar representan, por el contrario, menores grados de sustitución apreciándose claramente la mayor importancia de la sustitución con pérdida de protones.

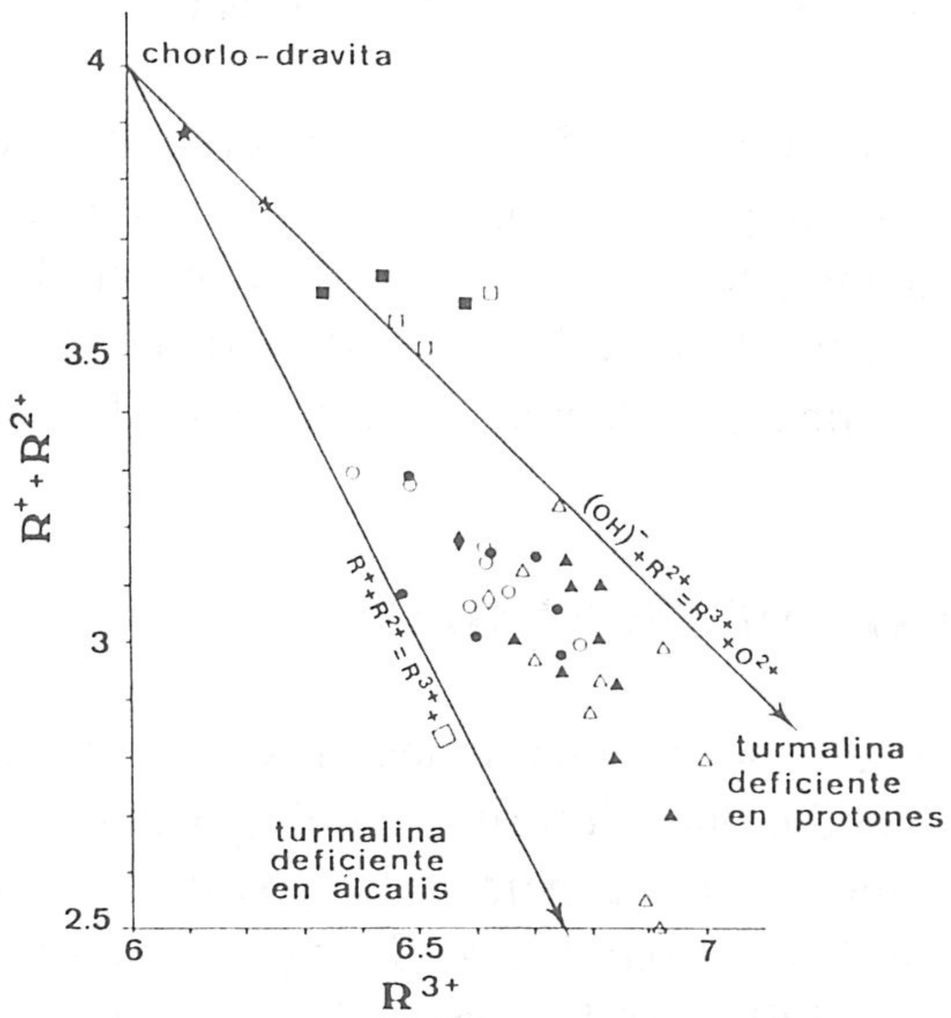


Fig. V.29. Diagrama de contenido en cationes trivalentes (R^{3+}) frente a cationes monovalentes más divalentes ($R^{+} + R^{2+}$) para turmalinas de Sierra Albarrana. Cerro de la Sal: círculos, Peña Grajera: triángulos, Juan Calvillo: rombos, Diéresis: estrellas, Río Bembézar: cuadrados; símbolos llenos: zona de borde del cristal, símbolos vacíos: zona central del cristal.

Las condiciones físico-químicas que gobiernan la amplitud de las sustituciones acopladas descritas anteriormente son todavía desconocidas. Sin embargo, Manning (1982) opina que la extensión de la sustitución hacia la turmalina deficiente en álcalis o protones puede llegar a ser mayor con la disminución de la temperatura de cristalización o con el incremento del grado de diferenciación. Por ello, las canteras Cerro de la Sal, Juan Calvillo y Peña Grajera corresponderían a estadios más diferenciados (con aparición de cuerpos zonados, Fig. IV.6, IV.8 y IV.10), mientras que Diéresis (Fig. IV.3) o Río Bembézar representarían estadios menos evolucionados (con escasas o nulas zonaciones internas). Se

observa, igualmente, una tendencia que indica mayor grado de sustituciones acopladas en los centros de los cristales que en los bordes.

Existe una buena correlación entre el Al de la posición Y con (Fe+Mg) (Figuras. V.30 y V.31)(r = -0.76). Esto indica que las muestras estudiadas presentan sustituciones de cationes divalentes por Al (Fe, Mg ---> Al). La carga positiva resultante de la sustitución se compensa por medio de las dos sustituciones acopladas propuestas por Foit y Rossemberg en 1977.

La alta correlación negativa (r = -0.64) entre los cationes monovalentes de la posición 3a ($R^+ = Na^+ + K^+ + 1/2Ca^{2+}$) y los cationes trivalentes de las posiciones 9b y 18c ($R^{3+} = Al^{3+} + Fe^{3+} + 4/3Ti^{4+}$) (Fig. V.32) donde la tendencia de los datos es paralela a la sustitución tipo deficiente ideal (línea continua), verifica la presencia de la sustitución deficiente en álcalis (Foit *et al.*, 1989).

En las muestras estudiadas aparece una importante correlación positiva (r = 0.65) entre el Al tetraédrico y el Ca (Fig. V.33), indicando que la sustitución de Si por Al en la capa tetraédrica está compensada por la sustitución de Na en la posición 3a (Foit *et al.* 1989). La sustitución se expresaría como:

$$Al^{3+}{}_T + Ca^{2+} \text{ ------> } Si^{4+} + Na$$

A diferencia de Staatz et al. (1955) que sugieren que el Na en turmalinas es independiente del control de la composición química global, en nuestras muestras se observa una clara correlación positiva entre Na y Mg (r = 0.58). Kassoli (1990) apunta una tendencia equivalente para pegmatitas metamórficas del norte de Grecia.

Por último, se observa una correlación positiva entre Ti y Ca (r = 0.53).

V.1.3.5. DIFRACTOMETRIA DE CRISTAL UNICO

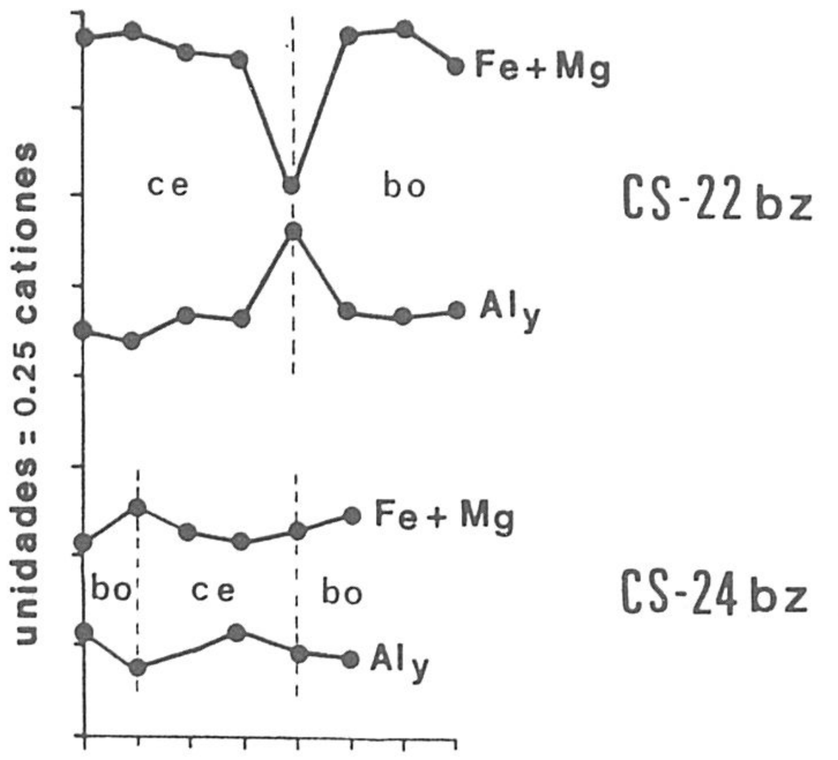
El afinamiento efectuado sobre una muestra seleccionada del afloramiento Peña Grajera de acuerdo con las condiciones descritas en el apartado II.2.2.2. dió un *R* final de 0.057 para los datos observados y 0.062 para todos los datos (wR = 0.083, esquema de pesada: $w^{-1} = \sigma^2(F) + 0.0189F^2$). El parámetro *S* ("Goodness-of-Fit") obtenido fue 0.55.

Los parámetros de la celdilla unidad obtenidos fueron: *a* = 15.9787(30) Å y *c* = 7.1547(8) Å (ejes hexagonales) dentro del grupo espacial *R3m*.

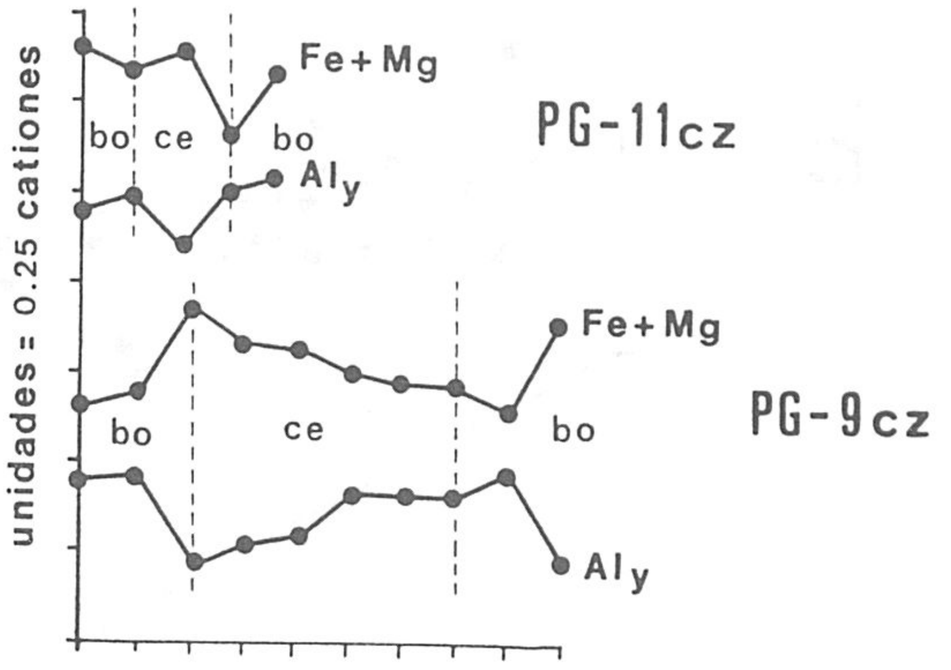
En la estructura, las ocupancias de las posiciones alcalina (3a) y octaédrica (9b) fueron afinadas aportando las multiplicidades de los cationes de acuerdo con los análisis de Microsonda Electrónica y la fórmula estructural determinados para el cristal analizado (Tabla V.19).

El mapa final de diferencias de Fourier mostró picos positivos y negativos excesivamente altos situados en el eje del canal ditrigonal de la estructura. La ocupancia de dichos picos residuales se afinaron isotrópica y anisotrópicamente para distintos iones alcalinos, teniendo en cuenta el radio iónico de estos elementos y el tamaño del hueco. Los parámetros térmicos obtenidos para dichos iones alcalinos en esos huecos fueron razonablemente aceptables. En esta etapa el mapa de diferencias mostró picos positivos y negativos menores de 2.83 y 4.26 $eÅ^{-3}$ respectivamente.

La Tabla V.20 muestra los parámetros posicionales y los factores isotrópicos de temperatura obtenidos para la estructura. En las Tablas V.21 y V.22 se indican algunas

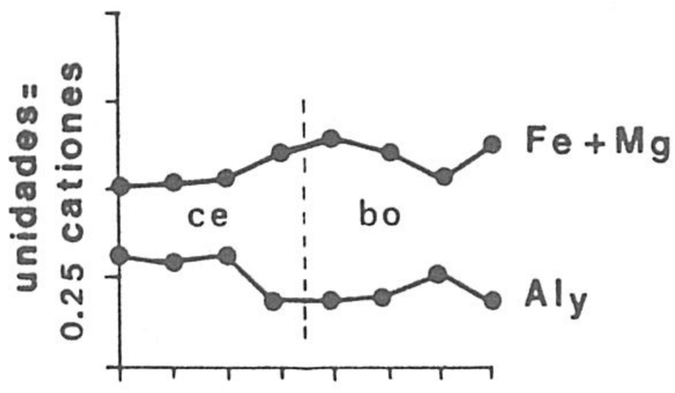


CERRO DE LA SAL

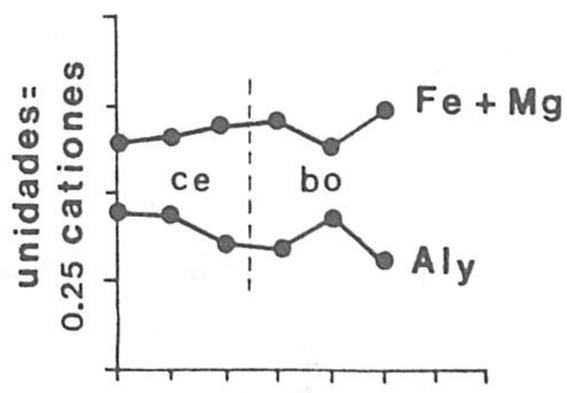


PEÑA GRAJERA

Fig. V.30. Diagrama de correlación Al_Y frente a (Fe+Mg) para turmalinas pertenecientes a los afloramientos Cerro de la Sal y Peña Grajera descritas en la Tabla V.18 y representadas en las Fig. V.25 y V.26.



JUAN CALVILLO



RIO BEMBEZAR

Fig.V.31. Diagrama de correlación Al_Y frente a (Fe+Mg) para turmalinas pertenecientes a los afloramientos Juán Calvillo y Río Bembézar descritas en la Tabla V.18 y representadas en la Fig. V.27.

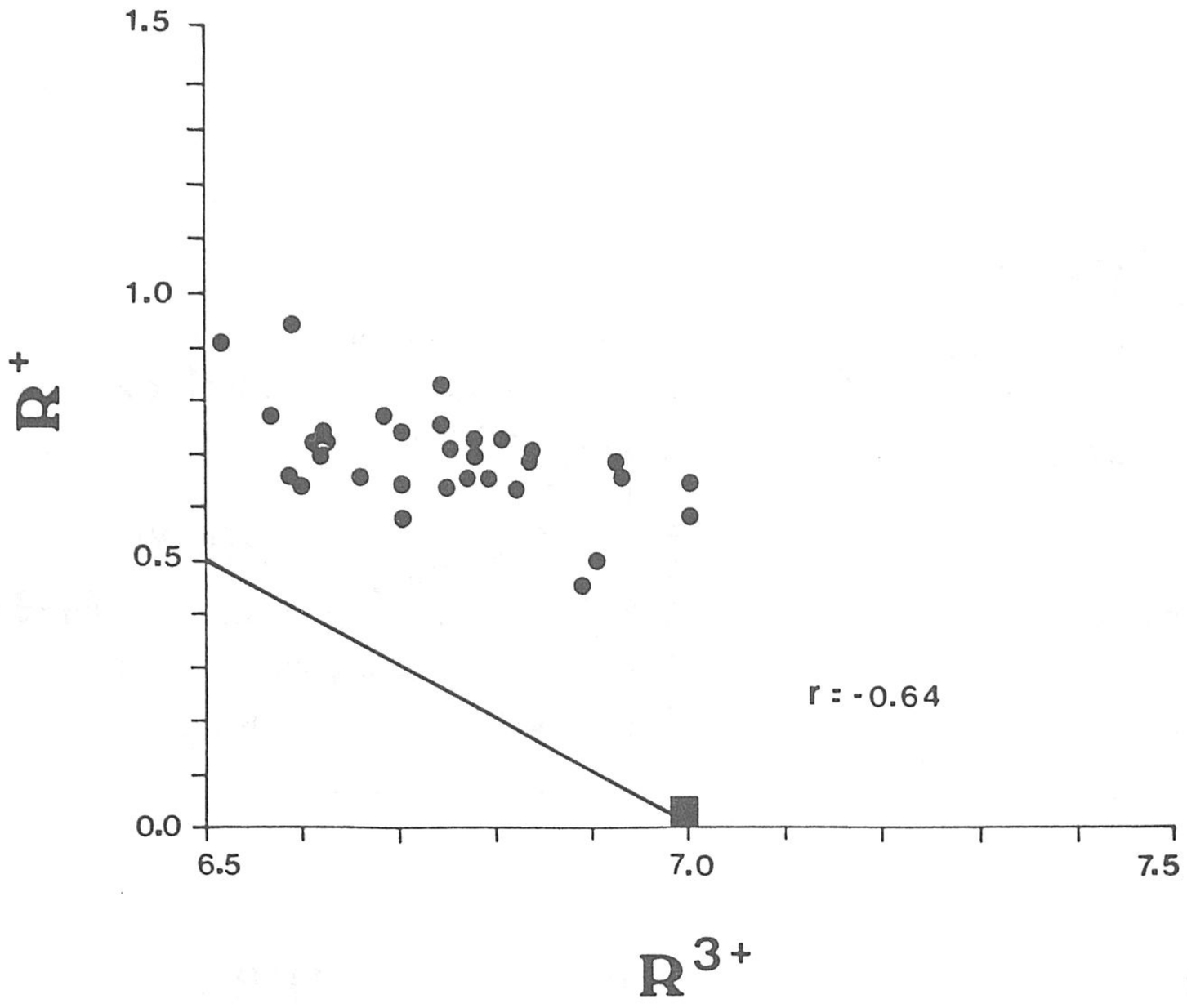


Fig. V.32. Diagrama de correlación del contenido cationes trivalentes de las posiciones 9b y 18c (R^{3+} = Al^{3+} + Fe^{3+} + 4/3Ti^{4+}) frente al contenido en cationes monovalentes de la posición 3a (R^{+} = Na^{+} + K^{+} + 1/2Ca^{2+}) en turmalinas pertenecientes a las pegmatitas de Sierra Albarrana. La línea representa la pauta composicional de la sustitución deficiente en álcalis, R^{+} + R^{2+} = $\square^{3a}$ + R^{3+}, el cuadrado relleno representa la composicion del miembro final deficiente en álcalis, $\square(R_2^{2+}, R^{3+})\ Al_6\ (BO_3)^{3-}\ Si_6\ O_{18}\ (OH)_4$. Número de cationes calculado para 24.5 (O,OH) (r = coeficiente de correlación lineal).

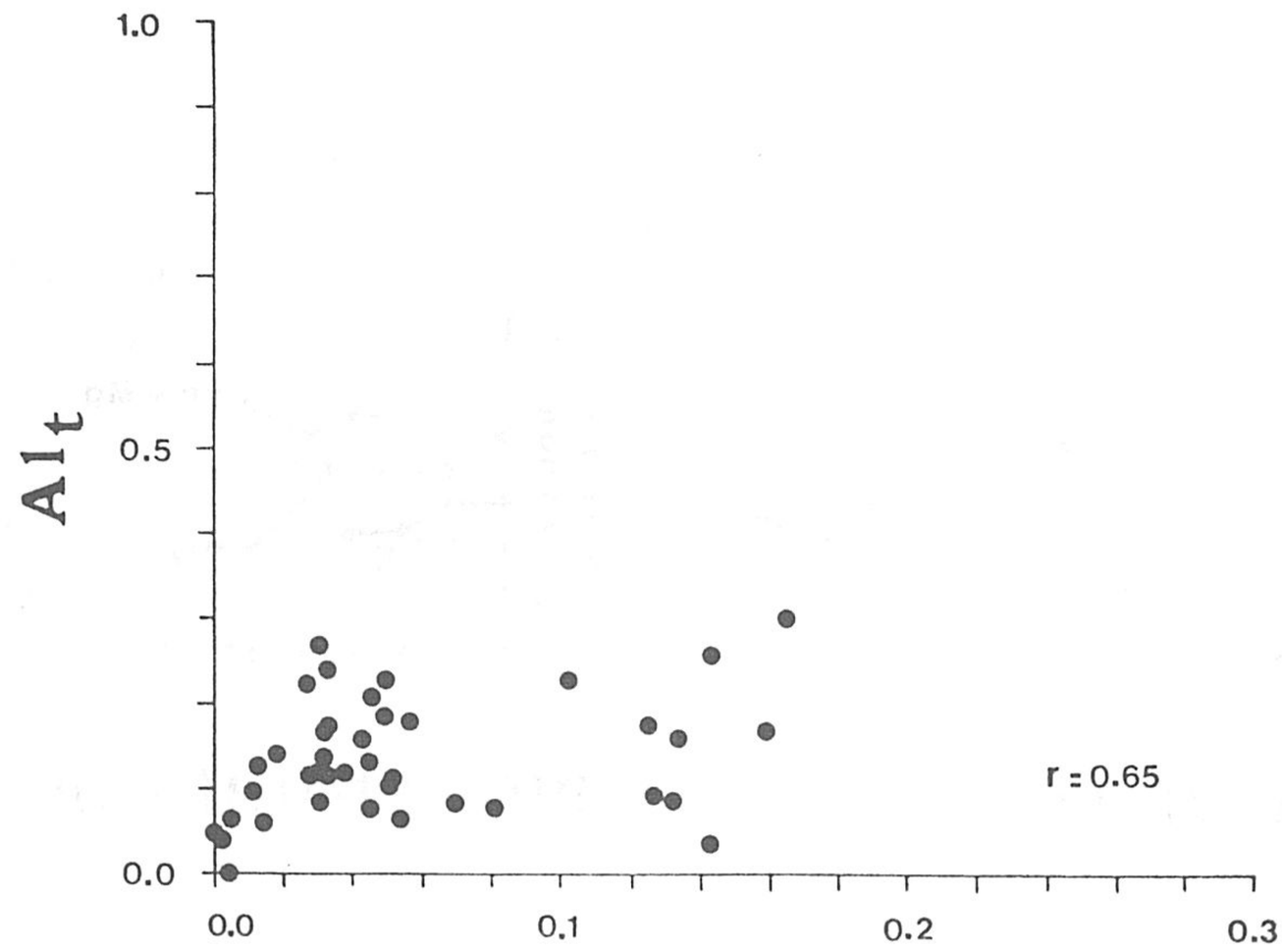


Fig. V.33. Diagrama de correlación del contenido en Ca frente al contenido en Al tetraédrico para turmalinas pertenecientes a las pegmatitas de Sierra Albarrana. Número de cationes calculado para 24.5 (O,OH) (r = coeficiente de correlación lineal).

TABLA V.19. Análisis químico mediante Microsonda Electrónica del cristal de turmalina utilizado en el afinamiento.

Oxidos	% en peso	Cationes para 24.5 (O,OH,F)
SiO_2	35.42	5.996
Al_2O_3	35.63	7.106
TiO_2	0.21	0.027
FeO	13.31	1.885
MnO	0.14	0.020
MgO	1.69	0.427
CaO	0.13	0.024
Na_2O	1.42	0.466
K_2O	0.07	0.015
P_2O_5	0.04	0.000
B_2O_3	10.08	2.947
LOI	2.23	
	100.36	

Número de iones para 24.5(O,OH,F):

$(Na_{0.466}\ Ca_{0.024}\ K_{0.015}\ _{0.495})$
$(Fe_{1.885}\ Al_{1.102}\ Mg_{0.427}\ Mn_{0.020}\ Ti_{0.027})$
$Al_6\ (BO_3)_3\ (Si_{5.996}\ Al_{0.004})\ O_{18}\ (OH,F)_4$

distancias y angulos atómicos seleccionados. Los parámetros térmicos anisotrópicos de los distintos atomos se presentan en la Tabla V.23.

La Fig. V.34 representa una perspectiva de la estructura resultante y muestra los elipsoides térmicos anisotrópicos y el ordenamiento de los cationes alcalinos. Se asume que las posiciones de los iones alcalinos a lo largo del eje *c* son indeterminados pero, la máxima probabilidad de ocupancia aparece en las posiciones indicadas en la figura (X1, X2, X3). Es importante destacar que los parámetros térmicos indican oscilaciones perpendiculares al eje *c* para los iones X2 y X3.

Las Figuras V.35 y V.36 representan distintas proyecciones de la estructura según los planos (001) y (11-1) respectivamente. En ellas se indican las posiciones de los iones alcalinos en los canales de la estructura.

Los parámetros de la celdilla unidad obtenidos permiten asignar el cristal a la serie chorlo-dravita, sin embargo, el componente elbaítico introduce algunas diferencias en relación con los datos teóricos (Tabla V.24).

La ditrigonalidad (δ) del anillo $Si_6\ O_{18}$ (definida por Barton en 1969 como la relación de la diferencia entre la distancia mayor y menor desde el centro del anillo a sus vértices dividido por la distancia menor) es 0.006, siendo las relaciones correspondientes a chorlo 0.005, elbaita 0.009 y dravita 0.032 (de acuerdo con los datos de Fortier y Donnay, 1975).

Se ha calculado el parámetro ΔZ ("crimping") de acuerdo con la fórmula proporcionada por Gorskaya *et al.* (1982), resultando un valor de 0.17 Å. Este resultado es bastante similar a los obtenidos para otras estructuras dadas en la bibliografía (Foit, 1989).

La zonación química del cristal analizado indica claramente una separación de las fases mineralógicas, sin embargo, las determinaciones de los parámetros de la red y de la estructura se han realizado necesariamente a partir de todas las zonas del cristal simultáneamente. La presencia de fuertes reflexiones extra-grupo-espacial de índice general *hkl* en el difractograma pueden reflejar esta zonación. Los picos residuales observados en el mapa electrónico de diferencias de Fourier puede estar causados, de manera equivalente, por dicha zonación.

TABLA V.20. Coordenadas atómicas y coeficientes de desplazamiento isotrópico (A^2 x 10^4)

	x	y	z	U(eq)*	Oc	Po
X1(Na,Ca,K)	0	0	2259(8)	180(9)	0.07443	3a
M1(Fe)	1242(3)	x/2	6281(2)	83(3)	0.37217	9b
M1(Mg)	1242(3)	x/2	6281(2)	1226(7)	0.03600	9b
M1(Al)	1242(3)	x/2	6281(2)	696(13)	0.09183	9b
M2(Al)	2982(5)	2615(4)	6101(2)	38(1)	1	18c
B	1104(1)	2x	4546(5)	59(5)	1/2	9b
T1(Si,Al)	1920(1)	1899(1)	0	39(1)	1	18c
O(1)	0	0	7779(11)	328(1)	1/6	3a
O(2)	0616(1)	2x	4882(4)	133(3)	1/2	9b
O(3)	2671(3)	x/2	5088(4)	108(2)	1/2	9b
O(4)	0935(1)	2x	0683(4)	79(1)	1/2	9b
O(5)	1880(2)	x/2	0913(4)	83(4)	1/2	9b
O(6)	1976(1)	1870(1)	7755(3)	75(1)	1	18c
O(7)	2852(1)	2859(2)	0784(2)	60(1)	1	18c
O(8)	2098(3)	2708(2)	4402(3)	88(1)	1	18c
X2(Na,Ca,K)	0	0	0237(19)	2916(9)	0.00010	3a
X3(Na,Ca,K)	0	0	4127(13)	1220(7)	0.02552	3a

* U se define como un tercio de la traza del tensor ortogonalizado U_{ij}.
Oc = Ocupancia, Po = Número de posiciones equivalentes y notación de Wyckoff.

TABLA V.21. Distancias atómicas seleccionadas (Å)

Atomos	Distancia (Å)	Atomos	Distancia (Å)
T1 O(4)	1.626(1)	O(4) O(5)	2.599(2)
T1 O(5)	1.637(1)	O(4) O(3)	2.655(1)
T1 O(6)	1.611(2)	O(5) O(7)	2.658(2)
T1 O(7)	1.613(2)	O(6) O(4)	2.676(1)
Media	1.622	O(6) O(5)	2.666(2)
		O(6) O(7)	2.635(2)
M1 O(1)	2.026(4)	M1 M1B	2.978(1)
M1 O(2)	1.983(2)	M1 X1	3.352(8)
M1 O(3)	2.153(3)	M1 X2	3.312(13)
M1 O(6)	2.031(2)	M1 X3	2.309(12)
Media	2.035		
M2 O(3)	1.984(1)	O(3) O(7)	2.850(2)
M2 O(6)	1.867(2)	O(3) O(8)	2.810(2)
M2 O(7)	1.884(2)	O(6) O(8)	2.707(1)
M2 O(8)	1.887(2)	O(7) O(8)	2.814(1)
M2 O(7A)	1.883(2)	O(3) O(6)	2.814(2)
M2 O(8A)	1.887(3)	O(7) O(7A)	2.727(2)
Media	1.899		
B O(2)	1.372(4)	O(8) O(2)	2.389(2)
B O(8)	1.380(3)		
Media	1.377		
X1 O(2)	2.535(4)	X1 X2	1.768(1)
X1 O(4)	2.822(3)	X1 X3	1.384(1)
X1 O(5)	2.774(4)	X2 X3	3.052(1)
Media	2.717	X2 O1	1.478(1)
		X3 O2	1.757(1)

TABLA V.22. Angulos atómicos seleccionados

Atomos	Angulos (°)	Atomos	Angulos (°)
O(4) T1 O(5)	105.6(1)	O(5) T1 O(6A)	110.7(1)
O(4) T1 O(6A)	111.5(1)	O(5) T1 O(7)	109.7(1)
O(4) T1 O(7)	110.0(1)	O(7) T1 O(6A)	109.6(1)
O(1) M1 O(2)	84.0(1)	O(2) M1 X1	48.9(1)
O(1) M1 O(3)	171.4(1)	O(2) M1 X2	101.8(12)
O(1) M1 O(6)	98.6(1)	O(2) M1 X3	48.5(3)
O(2) M1 O(2B)	96.2(1)	O(3) M1 X1	97.5(2)
O(2) M1 O(3)	101.6(1)	O(3) M1 X2	144.6(9)
O(2) M1 O(6)	88.0(1)	O(3) M1 X3	114.8(9)
O(3) M1 O(6)	75.3(1)	O(6B) M1 X1	134.6(1)
O(6) M1 O(2B)	175.3(1)	O(6) M1 X2	79.4(13)
O(6) M1 O(6B)	87.8(1)	O(6) M1 X3	135.9(2)
O(1) M1 X1	91.1(2)	X1 M1 X2	117.9(9)
O(1) M1 X2	26.8(19)	X1 M1 X3	17.30(3)
O(1) M1 X3	73.8(30)	X2 M1 X3	100.6(9)
O(6) M2 O(8A)	94.3(1)	O(7A) M2 O(8A)	96.5(1)
O(6) M2 O(7A)	169.1(1)		
O(2) B O(8)	120.5(2)	O(2) B O(8B)	120.5(1)
O(8) B O(8B)	119.0(3)		
O(2) X1 O(2A)	111.3(9)	O(1A) X2 X3	180.0(1)
O(2) X3 O(2A)	111.3(9)	O(2) X3 X1	107.6(5)
X2 X1 X3	0.0(1)	O(2) X3 X2	107.6(5)
O(1A) X2 X1	180.0(1)		
M1 O(1) M1B	94.6(3)	T1A O(6) M1	122.2(1)
M1 O(2) B	120.5(1)	T1A O(6) M2	131.0(1)
B O(2) X3	152.3(5)	M1 O(6) M2	100.8(1)
T1 O(7) M2	131.0(1)	T1 O(4) T1B	144.9(2)
B O(8) M2	133.1(2)	T1 O(5) T1C	132.8(2)

TABLA V.23. Coeficientes de desplazamiento anisotropico ($A^2 \times 10^3$)

	U_{11}	U_{22}	U_{33}	U_{12}	U_{13}	U_{23}
X1(Na,Ca,K)	19(1)	U_{11}	15(1)	10(1)	0	0
M1(Fe)	9(1)	6(1)	11(1)	5(1)	-2(1)	-1(1)
M1(Mg)	9(1)	37(1)	313(1)	4(1)	6(1)	3(1)
M1(Al)	13(1)	45(1)	140(1)	7(1)	-4(1)	-2(1)
M2(Al)	4(1)	U_{11}	4(1)	$U_{11}/2$	0	0
B	6(1)	7(1)	5(1)	3(1)	1(1)	2(1)
T1(Si,Al)	4(1)	3(1)	5(1)	2(1)	0	0
O(1)	43(1)	U_{11}	12(1)	21(1)	0	0
O(2)	22(1)	3(1)	8(1)	2(1)	0	-1(1)
O(3)	22(1)	10(1)	4(1)	11(1)	1(1)	1(1)
O(4)	6(1)	11(1)	8(1)	6(1)	-1(1)	-2(1)
O(5)	14(1)	6(1)	7(1)	7(1)	2(1)	1(1)
O(6)	7(1)	10(1)	5(1)	4(1)	-1(1)	-1(1)
O(7)	6(1)	4(1)	6(1)	1(1)	0	-1(1)
O(8)	6(1)	11(1)	11(1)	5(1)	0	2(1)
X2(Na,Ca,K)	428(1)	U_{11}	18(1)	$U_{11}/2$	0	0
X3(Na,Ca,K)	165(129)	U_{11}	35(61)	83(65)	0	0

El exponente de desplazamiento anisotrópico toma la forma:
$-2\pi^2(h^2a^{*2}U_{11} + \ldots + 2hka^*b^*U_{12})$

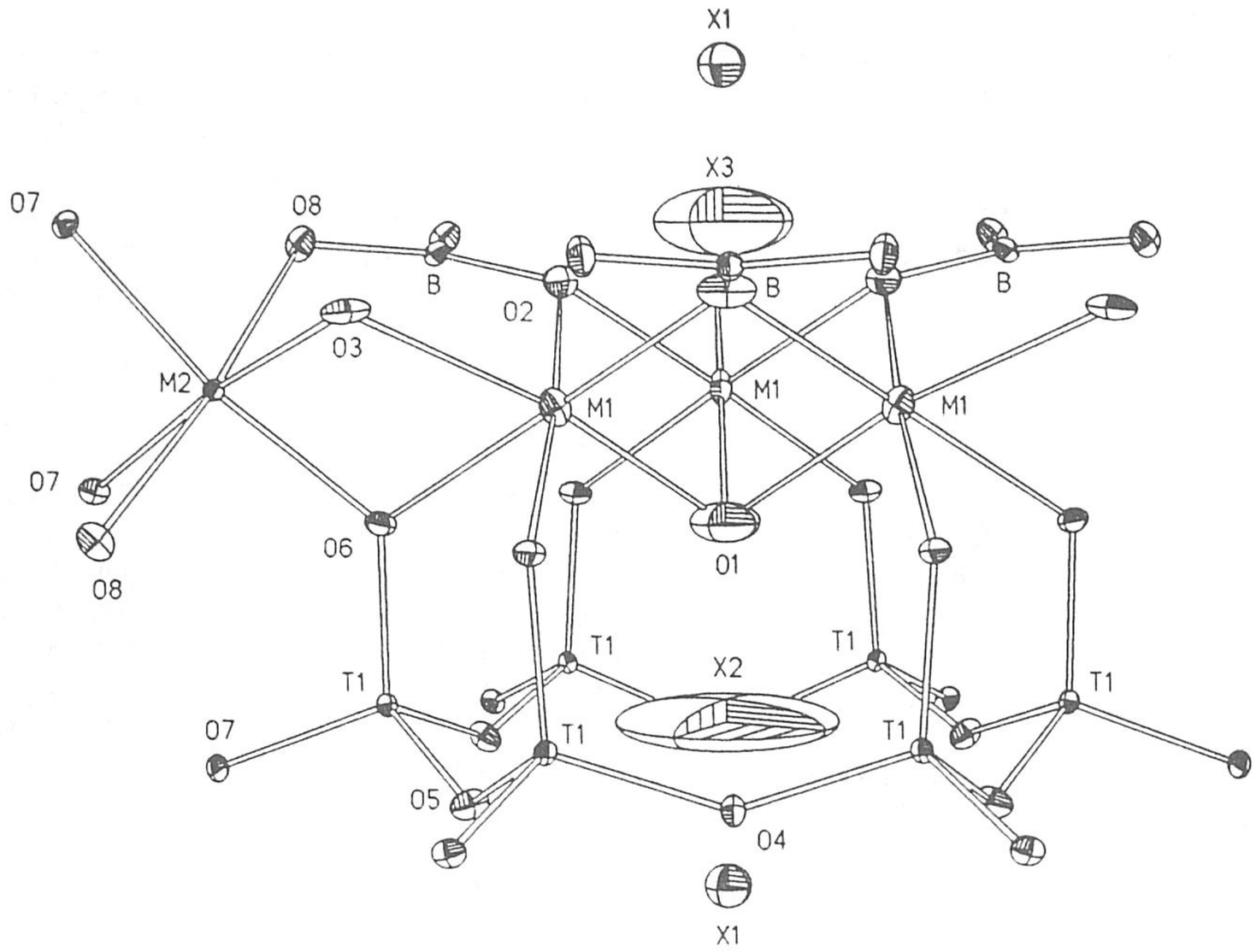


Fig.V.34. Perspectiva de la estructura de turmalina mostrando ordenamiento de cationes alcalinos paralelo al eje c y picos residuales (X2 y X3, considerados principalmente como Na) a partir del mapa electrónico de diferencias de Fourier. Los elipsoides térmicos se representan al 50 % del nivel de probabilidad.

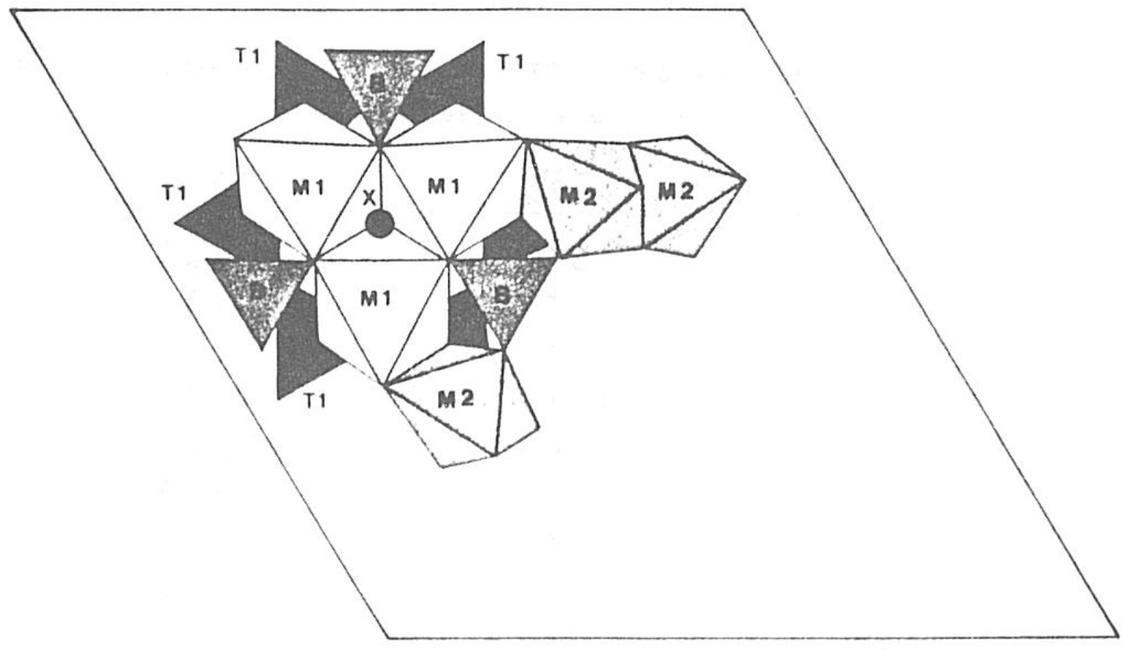


Fig.V.35. Proyección de la estructura de turmalina según el plano (001), mostrando la situación de los cationes T1, M1, M2, B y X.

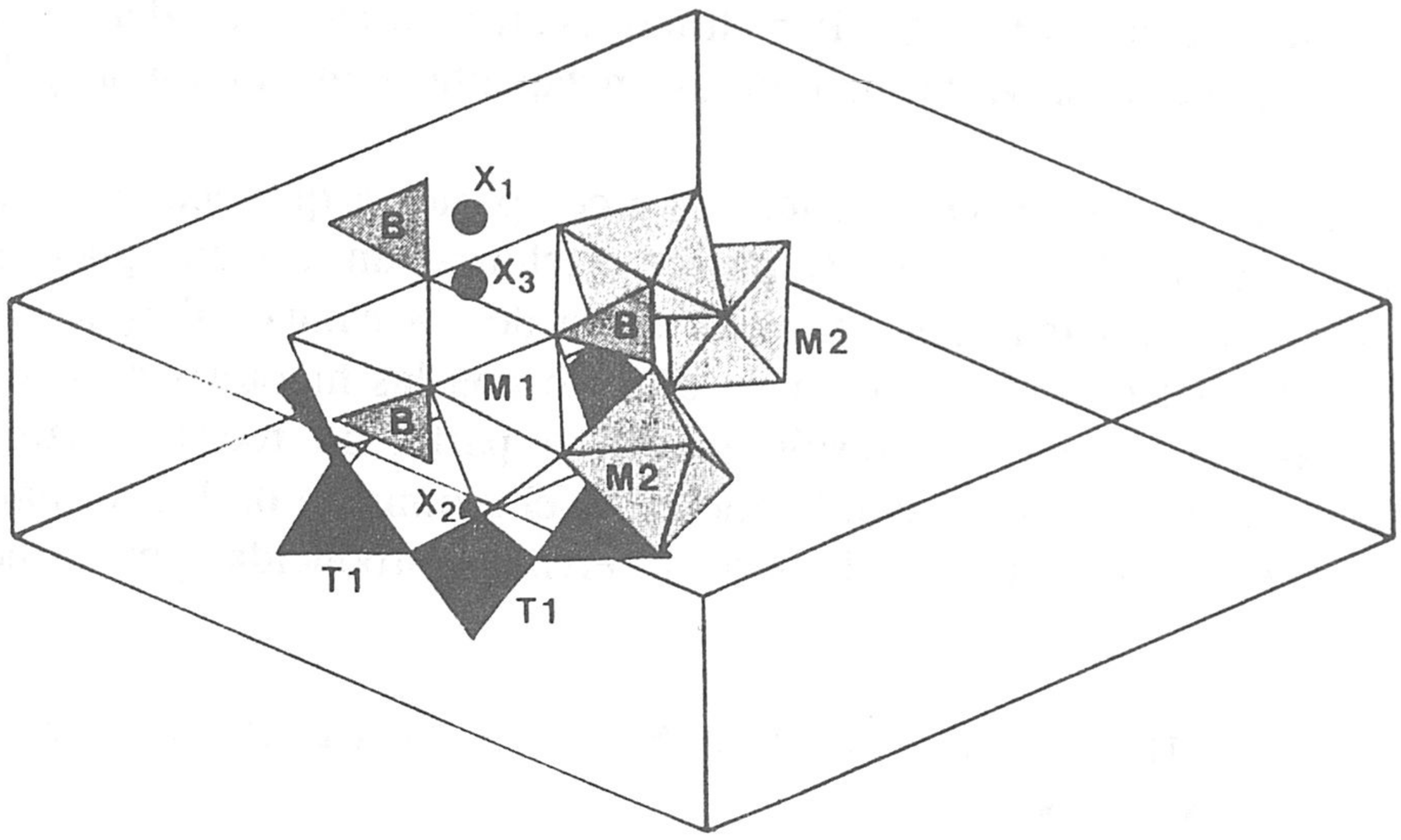


Fig.V.36. Proyección de la estructura de turmalina según el plano (11-1), mostrando la situación de los picos residuales X2 y X3 en los canales de la estructura.

TABLA V.24. Parámetros de la celdilla unidad

	a (Å)	*c* (Å)	*a/c*
Elbaita	15.842	7.099	0.4485
Chorlo	16.032	7.149	0.4461
Dravita	15.942	7.224	0.4530
Este estudio	15.979	7.155	0.4470

Por otro lado, la presencia de reflexiones bastante débiles en las coordenadas recíprocas *hk l/2* y *hk l/3* muestra un ordenamiento a corto rango a lo largo del eje *c*. Este ordenamiento a corto rango puede ser atribuido al ordenamiento local de Fe y Al en las zonas con composición chorlo-elbaita, de Mg y Fe en las zonas con composición chorlo-dravita y, simultáneamente, a un ordenamiento de los cationes alcalinos situados en los canales de la estructura.

V.1.3.6. RELACION ENTRE COMPOSICION DE LAS TURMALINAS Y TIPO DE ROCA MADRE

Las composiciones de las turmalinas se han representado en los diagramas ternarios que Henry y Guidotti (1985) proponen para determinar el tipo de roca de la que proceden (Figuras V.37 y V.38).

Las turmalinas de Cerro de la Sal son las que presentan más variedad composicional, situándose en el campo de granitoides, pegmatitas y aplitas pobres en Li (campo 2), y en los de rocas cuarzo-turmaliníferas ricas en Fe^{3+}, metapelitas, metapsamitas y rocas calcosilicatadas (campos 6 y 10). Las turmalinas de Peña Grajera se representan en el campo de granitoides, pegmatitas y aplitas pobres en Li (campo 2) y en el de rocas cuarzo-turmaliníferas ricas en Fe^{3+} (campo 3). Las turmalinas de Río Bembézar y Juan Calvillo se representan en el de rocas cuarzo-turmaliníferas ricas en Fe^{3+}, metapelitas, metapsamitas y

y rocas calcosilicatadas (campos 6 y 10). Por último, las turmalinas procedentes de Diéresis se representan en el de rocas cuarzo-turmaliníferas, metapelitas y metapsamitas pobres en Ca (campos 3 y 10).

De acuerdo con la anterior correlación entre composición química de la turmalina y tipo de roca madre (Fig. V.37 y V.38) parece excluirse un origen ígneo para estas pegmatitas, ya que todas las muestras se sitúan fuera de los campos definidos por rocas graníticas, salvo Peña Grajera. Esto estaría de acuerdo con las hipótesis de Garrote *et al.* (1980) que postulan un origen por fusión parcial a partir de rocas metamórficas de composición adecuada. Según esto, las diferencias en el quimismo de las turmalinas no se deben a una cristalización magmática real, sino a diferencias producidas por influencia de la roca de caja.

V.1.3.7. EVOLUCION DE LA COMPOSICION DE LA TURMALINA EN CUERPOS PEGMATITICOS ZONADOS

Con objeto de estimar la evolución de los componentes de la turmalina en los cuerpos pegmatíticos zonados, se han calculado las composiciones medias de las turmalinas de la cantera Cerro de la Sal, tanto de las localizadas en las roca de caja como en las zonas de borde, intermedia y central de la masa pegmatítica (Tabla V.25). Cada punto representa la media de numerosos análisis.

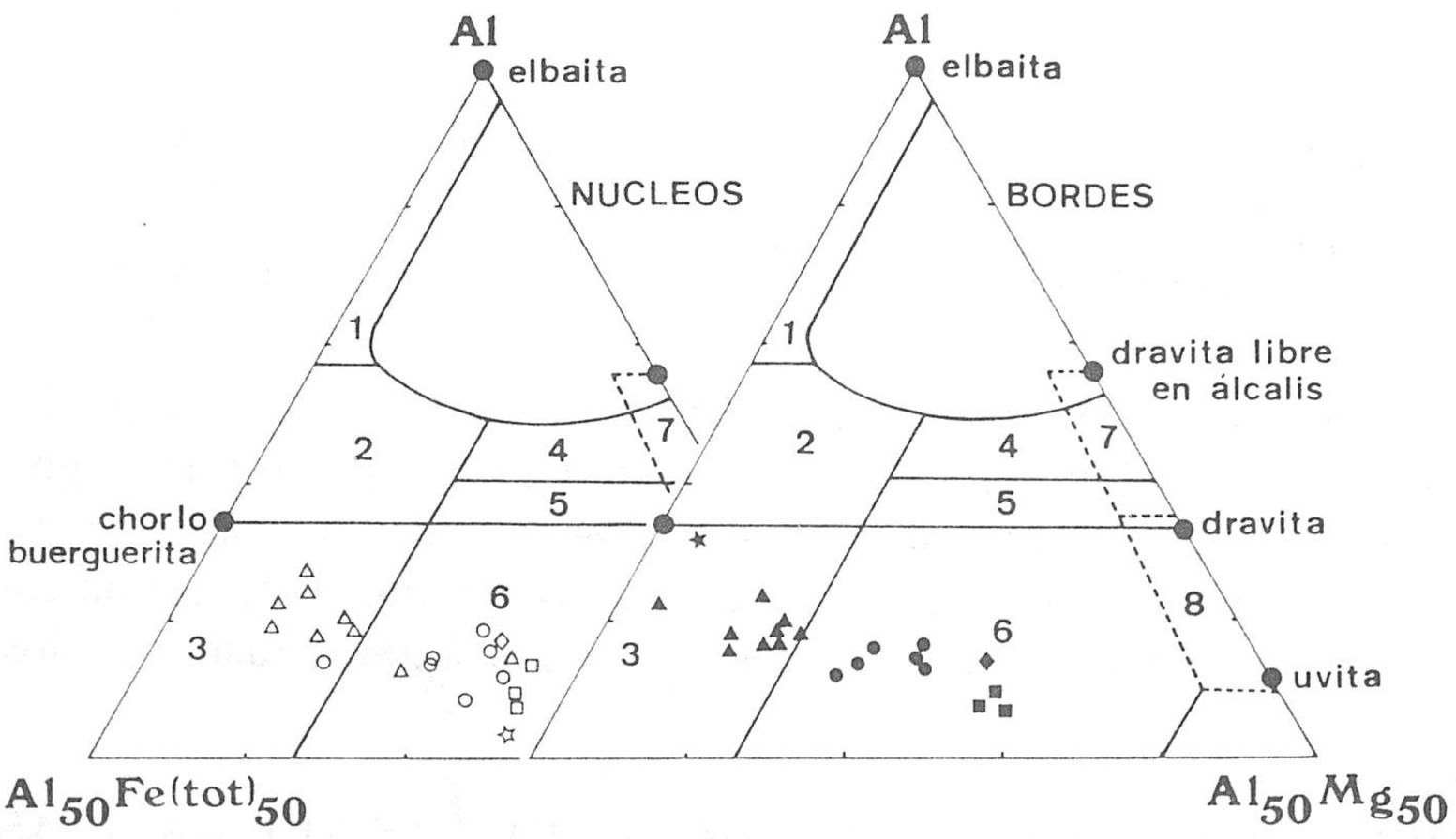


Fig. V.37. Diagrama Al-Fe(tot)-Mg (en proporciones moleculares) para turmalinas pertenecientes a pegmatitas de Sierra Albarrana. Fe(tot) representa el Fe total en la turmalina. El diagrama se divide en regiones que definen el rango composicional de turmalinas derivadas de distintos tipos de rocas: (1) granitoides ricos en Li, pegmatitas y aplitas, (2) granitoides pobres en Li, pegmatitas y aplitas, (3) rocas cuarzo-turmaliníferas ricas en Fe^{3+}, (4) metapelitas y metapsamitas coexistiendo con una fase saturada en Al, (5) metapelitas y metapsamitas sin coexistir con una fase saturada en Al, (6) rocas cuarzo-turmaliníferas ricas en Fe^{3+}, rocas calcolisicatadas y metapelitas, (7) rocas ultramáficas pobres en Ca y metasedimentos ricos en Cr y V, (8) metacarbonatos y metapiroxenitas. Datos representados sobre el diagrama de Henry y Guidotti (1985). Cerro de la Sal: círculos, Peña Grajera: triángulos, Juan Calvillo: rombos, Diéresis: estrellas, Río Bembézar: cuadrados.

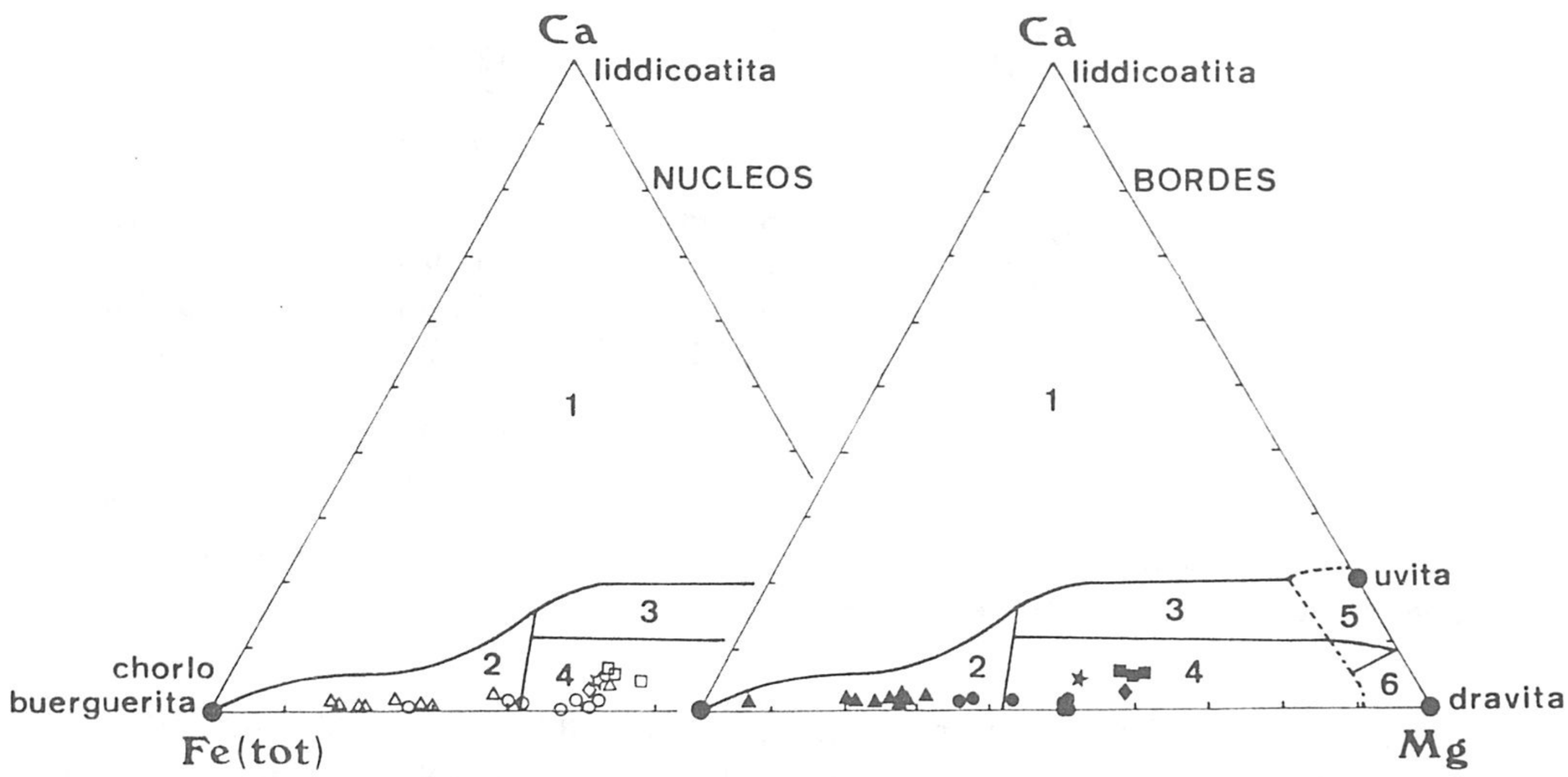


Fig.V.38. Diagrama Ca-Fe(tot)-Mg (en proporciones moleculares para turmalinas pertenecientes a pegmatitas de Sierra Albarrana. El diagrama se divide en regiones que definen el rango composicional de turmalinas derivadas de distintos tipos de rocas: (1) granitoides ricos en Li, pegmatitas y aplitas, (2) granitoides pobres en Li, pegmatitas y aplitas, (3) metapelitas ricas en Ca, metapsamitas y rocas calcosilicatadas, (4) metapelitas pobres en Ca, metapsamitas y rocas cuarzo-turmaliníferas, (5) metacarbonatos, (6) rocas metaultramáficas. Datos representados en el diagrama de Henry y Guidotti (1985). Cerro de la Sal: círculos, Peña Grajera: triángulos, Juan Calvillo: rombos, Diéresis: estrellas, Río Bembézar: cuadrados.

Los resultados muestran que existe una variación sistemática de borde a centro de la pegmatita. La SiO_2 muestra valores superiores en la roca de caja que en la pegmatita. Se observa un incremento general hacia el centro del cuerpo. El contenido en TiO_2 presenta un descenso brusco desde la roca encajante hasta la zona de borde y valores extremadamente bajos en la zona central (de acuerdo con Staatz *et al.*, 1955 y Joliff *et al.*, 1986). Se observa un descenso neto en el contenido en Al_2O_3 en el paso de roca de caja a la pegmatita, con un aumento en la zona intermedia y otra nueva disminución en la zona central.

El contenido en FeO en la roca de caja es inferior al de la pegmatita; dentro de ésta se produce una disminución general hacia el centro. El MgO presenta un comportamiento contrario al FeO: contenidos más elevados en la roca de caja que en el cuerpo pegmatítico e incremento continuo hacia el centro del cuerpo (según Lottermosser y Plimer, 1987 ese comportamiento indica el paso a turmalinas más evolucionadas y de etapas más diferenciadas). Los contenidos en MnO en la pegmatita son bastante bajos (aunque superiores a los de la roca de caja) con un aumento brusco hacia el centro , y un máximo intermedio en la zona de borde. Todos nuestros resultados concuerdan con los obtenidos por Staatz *et al.* (1955) y Joliff *et al.* (1986).

TABLA V.25. Composiciones medias de turmalinas pertenecientes al afloramiento Cerro de la Sal

	Roca caja	Zona borde	Zona interm.	Zona central
SiO_2	36.85	34.79	34.96	35.89
TiO_2	0.89	0.62	0.50	0.02
Al_2O_3	34.45	33.26	33.92	33.24
FeO	7.74	10.35	9.02	8.95
MnO	0.02	0.11	0.09	0.15
MgO	5.12	3.97	4.68	4.95
CaO	0.45	0.15	0.13	0.02
Na_2O	1.85	2.05	1.96	1.93
K_2O	0.04	0.05	0.04	0.02
P_2O_5	0.00	0.01	0.01	0.00
SUMA	87.41	85.36	85.31	85.17
Nº ANALISIS	22	24	15	17

Porcentaje de elementos en % en peso.

El comportamiento del CaO muestra tendencias opuestas a las descritas por Staatz *et al.* (1955) y Foord (1976), pero equivalentes a las de Joliff *et al.* (1986); es decir, se observa una disminución brusca hacia la zona central de la pegmatita desde la roca encajante. Esto puede deberse a continuas pérdidas subsólidus de Ca por plagioclasas formadas tempranamente cuando se equilibran con fluidos progresivamente más evolucionados y de menor temperatura (Jahns, 1982). El Na_2O muestra un descenso hacia el centro del cuerpo pegmatítico, siendo inferiores los valores en la roca encajante (de acuerdo con las ideas propuestas por Staatz *et al.*, 1955).

Joliff *et al.* (1986) proponen usar la relación FeO/(FeO+MgO) como índice de la evolución relativa y de cristalización progresiva. El rango (Fe+Mg) de cada tipo de turmalina puede ser usado para ilustrar su secuencia paragenética y, aunque existen solapamientos, se observa una tendencia de zonación composicional sistemática (Fig. V.39). Las tendencias que se observan en las distintas muestras estudiadas son equivalentes a las de estos autores, y muestran una disminución progresiva en el contenido en (Fe+ Mg) desde la roca de caja hasta el centro del cuerpo pegmatítico, indicando composiciones cada vez más evolucionadas.

La turmalina refleja la naturaleza del medio en el que cristaliza. Joliff *et al.* (1986) sugieren tres tendencias distintas de variación del contenido en Fe y Mg correspondientes a la roca encajante, a la zona de borde y a la zona central de las pegmatitas.

La primera tendencia implica un proceso de metasomatismo de boro en minerales ferromagnesianos de la roca encajante. Se presenta en las turmalinas de la roca de caja y en turmalinas de enclaves de la roca de caja en la pegmatita. En las turmalinas de Sierra Albarrana, los valores obtenidos para la relación Fe/(Fe+Mg) obtenidos varían entre 0.22 y 0.47 (los menores valores corresponden a los valores más altos de (Fe+Mg)).

La segunda tendencia indica una cristalización a partir de un fundido silicatado o de un sistema fundido-fluido, y es característico de las turmalinas procedentes de la zona de borde. Los valores obtenidos en nuestro caso para la relación Fe/(Fe+Mg) oscilan entre 0.46 y 0.47, existiendo pequeños solapamientos con los valores correspondientes a la roca encajante.

En las turmalinas de Sierra Albarrana no se observa la tercera tendencia definida por

estos autores con aparición de turmalinas muy pobres en Mg, característica del núcleo de la pegmatita, ya que las turmalinas de Cerro de la Sal presentan siempre valores de MgO muy superiores al 0.1 % en peso. Esto puede deberse a que en esta cantera no se ha podido diferenciar el típico núcleo pegmatítico que está situado, quizás, a mayor profundidad.

V.1.3.8. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

Las variaciones texturales y composicionales de las turmalinas proporcionan una importante información sobre el tipo de roca del que proceden, así como sobre las condiciones y procesos de cristalización.

En trabajos anteriores se ha postulado un origen metamórfico para las pegmatitas de Sierra Albarrana (Garrote *et al.*, 1980; Ortega-Huertas *et al.*, 1982a, 1992), según el cual, se generarían por procesos de diferenciación metamórfica (anatécticos): por fusión parcial de rocas metamórficas de composición adecuada.

La hipótesis anterior está también apoyada por la química de las turmalinas. Los diagramas ternarios de Henry y Guidotti (1985) (Fig. V.37 y V.38) inducen a pensar claramente en un origen a partir de rocas metapelíticas o metapsamíticas y parecen excluir un origen ígneo para estas pegmatitas. Así, las diferencias en el quimismo de la turmalina a través de la masa pegmatítica no solo se debe a cristalización magmática real, sino también a diferencias en la cristalización por influencia del tipo de roca encajante de la que proceden.

Los valores medios de la relación FeO/(FeO+MgO) de las turmalinas de las pegmatitas de Sierra Albarrana (0.74) son equivalentes a los que Kassoli (1990) obtiene para pegmatitas metamórficas, e inferiores a las encontradas en los granitos portugueses (0.86) de Neiva (1974) y a las de los granitos ingleses (0.91) de Power (1968).

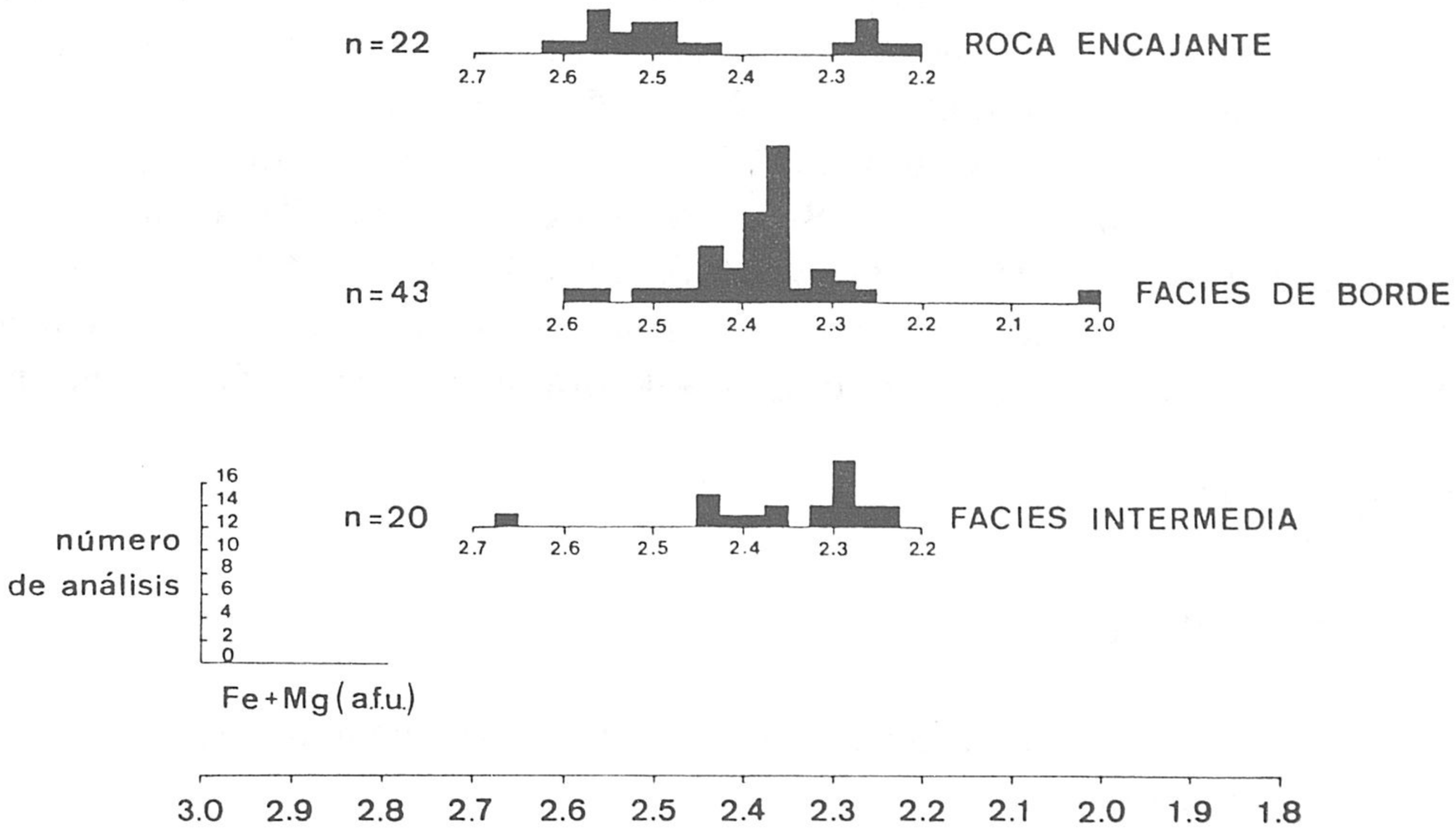


Fig. V.39. Evolución composional en turmalinas de Sierra Albarrana pertenecientes tanto a la roca de caja como a las distintas zonas pegmatíticas, basada en los contenidos en (Fe+Mg) (expresados en átomos por fórmula unidad: a.f.u.) frente al número de análisis mediante Microsonda Electrónica.

Las variaciones texturales y composicionales de la turmalina son una ayuda para establecer la secuencia de cristalización de las distintas zonas pegmatíticas (de acuerdo con el modelo de Joliff *et al.*, 1986): En Sierra Albarrana, en las etapas más tempranas de cristalización, durante o inmediatamente después del emplazamiento de las pegmatitas, se produce un metasomatismo de boro de los minerales ferromagnesianos de la roca de caja y da lugar a la formación de la turmalina de la zona de borde (Cerro de la Sal, Peña Grajera, Juan Calvillo, Río Bembézar). El tamaño de grano, relativamente pequeño, de esta zona puede representar un borde enfriado producido por escape de volátiles y puede reflejar enriquecimientos y disminuciones causadas por los pulsos iniciales de fluidos acuosos exsueltos. Según Manning (1982) y Rossemberg y Foit (1979) todo el proceso se produciría a temperaturas aproximadas a los 600° C. Los cristales zonados de la zonas externas podrían reflejar la influencia de la roca de caja: La variación de elementos tales como el Fe y Mg a traves de los granos dependen de la contaminación con las rocas circundantes.

La presencia, en las zonas intermedias de muchos afloramientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (Cerro de la Sal, Juan Calvillo), de grandes cristales de turmalina, adelgazados hacia la zona de borde y distribuidos subperpendicularmente al contacto entre ambas zonas, indica una cristalización sin obstáculos desde la zona de borde hacia el centro de la pegmatita (Joliff *et al.*, 1986). El gran tamaño de grano proporciona la evidencia de la presencia de fluidos acuosos exsueltos (Jahns y Burnham, 1969).

El reemplazamiento de las paragénesis originales por paragénesis enriquecidas en boro es una característica común de las rocas de caja adyacentes a las pegmatitas (Page *et al.*, 1953; Shearer *et al.*, 1984). La aparición de cristales de turmalina en la roca de caja de muchas de los cuerpos pegmatíticos estudiados (Peña Grajera, Los Morales), indica el escape de ciertos constituyentes volátiles (y de otros menos volátiles) via fase acuosa fuera del sistema pegmatítico. Tales productos pueden ser considerados como productos de alteración metasomática (de acuerdo con las ideas de Shearer *et al.*, 1986).

Estos cristales de turmalina podrían representar, por tanto, la fijación de materiales que han migrado a traves de dicha fase acuosa hasta las rocas encajantes adyacentes que sufren procesos de fusión parcial (siguiendo las ideas de Norton, 1983). Como observaron Beus y Sitnin (1968) los halos de dispersión con B están asociados a aplitas y pegmatitas estériles, los halos de dispersión con B, Li, Sn y Be aparecen relacionados con pegmatitas de berilo-columbita y, los halos de dispersión con B, Li, Sn, Cs, Be y Rb aparecen en pegmatitas con Ta. Los halos que aparecen en las pegmatitas de Sierra Albarrana ricos en B están, en efecto, relacionados con el grado de diferenciación de dichos cuerpos.

V.1.4. BERILO

V.1.4.1. INTRODUCCION

El berilo es un mineral accesorio encontrado frecuentemente en pegmatitas, cuya fórmula mineralógica puede ser escrita como

$$T'_3\ Y_2\ T''_6\ O_{18}$$

donde

T' = Be, Li, Si, Al
T'' = Si, Al

Y = Al, Fe, Mn, Mg, Cr, Ti

Este mineral ha sido considerado como un ciclosilicato (Deer *et al.*, 1986) pero, de acuerdo con la clasificación de Zoltai (1960) también puede ser considerado como un tectosilicato con red tridimensional.

Su simetría es hexagonal, con grupo espacial P6/mcc. La estructura de este mineral, ilustrada esquemáticamente por Brown y Mills (1986) fue determinada por Bragg y West (1926). Consiste en anillos de 6 tetraedros de Si descansando en planos paralelos a (0001). Estos anillos están unidos lateral y verticalmente mediante tetraedros distorsionados de Be y octaedros de Al (Deer *et al.*, 1986). Los anillos forman grandes canales, en los cuales pueden alojarse diversos elementos y moléculas. El berilo puede contener hasta un 11 % en peso de ΣR_2O (Cerny y Simpson, 1977) y entre 0.3 y 2.7 % en peso de H_2O molecular (Bakakin y Belov, 1962). Gibbs *et al.* (1968) y Morosin (1972) han proporcionado diversos afinamientos de la estructura.

La cristalquímica de elementos alcalinos en berilos ha sido durante largo tiempo, y sigue siendo, materia de controversia. Se han propuesto dos modelos diferentes para la variación alcalina. El modo de incorporación actualmente aceptado, propuesto por Belov (1958) y Bakakin y Belov (1962), supone la sustitución de Be por Li, acoplada con la entrada de Na y Cs en los canales de la estructura para compensar la deficiencia de carga creada. Las variaciones composicionales del berilo pueden explicarse a partir de las sustituciones propuestas por Cerny y Hawthorne (1976) y Hawthorne y Cerny (1977). Dichas sustituciones consisten en: (a) Reemplazamiento de Si^{4+} por P^{5+} y B^{3+} en el tetraedro, (b)reemplazamiento de Al^{3+} por Fe^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+}, Sc^{3+} Ti; Fe^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+} y Ni^{2+} en el octaedro, (c) reemplazamiento de Be^{2+} por Li^{+} en el tetraedro y, (d) entrada de elementos alcalinos en los canales de la estructura para compensar deficiencias de carga así como moléculas de H_2O. El papel del agua en los canales parece variar dependiendo de la presencia o ausencia de álcalis (Hawthorne y Cerny, 1977).

Wood y Nassau (1968) encontraron mediante espectrometría infraroja, la presencia de dos orientaciones distintas de las moléculas de H_2O. El tipo I corresponde a moléculas cuyo vector H-H es perpendicular al eje *c* del berilo, mientras que el tipo II presenta dicho vector en posición paralela. Estos autores sugieren que estas diferencias se deben a la presencia o ausencia de iones alcalinos en las cercanías. El tipo II está relacionado con la presencia de álcalis.

Todas estas variaciones químicas pueden ser correlacionadas con las características geoquímicas y paragenéticas de las pegmatitas en las que aparecen. Así, los berilos pueden clasificarse en varios tipos, siguiendo los criterios propuestos por Beus (1966), Feklitchev (1964) y Cerny (1975, 1989) de acuerdo con el contenido en álcalis:

(1) Berilo sin álcalis (<0.1 %), aparece en cavidades de pegmatitas gráficas,

(2) Berilo pobre en álcalis (0.5 - 1 %), con K predominante, asociado a "pockets" pegmatíticos y núcleos de cuarzo,

(3) Berilo Na (0.5 - 1 %), relacionado con pegmatitas ricas en albita y pobres en alcalinotérreos,

(4) Berilo Na-Li (Na = 0.0 - 2.0 %, Li ≥ 0.6% y Cs bajo), característico de pegmatitas ricas en Li.

(5) Berilo Na-Li (altos contenidos en Na y Li, Cs > 0.5 %), típico de pegmatitas muy evolucionadas con lepidolita ± pollucita.

Las concentraciones de Ca, Mg, Fe, Cr y Sc son bajas en los tres primeros tipos y se encuentra como trazas en los dos últimos. El hábito cristalino cambia de morfologías prismáticas a tabulares en el mismo sentido (Cerny, 1975).

Recientemente, Cerny y Turnock (1975) han utilizado el contenido en álcalis de los berilos para diferenciar tipos en pegmatitas aparentemente homogéneas.

Este capítulo pretende caracterizar química y estructuralmente los berilos que aparecen en las pegmatitas de Sierra Albarrana y derivar las implicaciones petrogenéticas que se deducen de este estudio.

V.1.4.2. CARACTERISTICAS MORFOLOGICAS, OPTICAS Y TEXTURALES

Los berilos asociados a las pegmatitas de Sierra Albarrana son azulados, verde azulados o amarillo verdosos, aunque también se encuentran berilos de color marrón claro o marrón oscuro (Foto 24). Pueden ser transparentes o translúcidos en las variedades de color más claro, o casi opacos en las más oscuras. Los cristales aparecen generalmente estriados en la dirección del eje *c* y no se observan zonaciones en los cristales.

Aparecen normalmente inalterados y frecuentemente presentan inclusiones microscópicas de cuarzo o apatito, que son separables del berilo a mano con dificultad.

El tamaño varía ampliamente desde varios milímetros a medio metro de diámetro y desde varios centímetros a un metro de longitud. Son cristales prismáticos cortos o columnares con buen desarrollo de caras (desde cristales euhédricos a subhédricos).

El berilo no es un mineral frecuente en las pegmatitas de Sierra Albarrana, apareciendo de manera abundante solamente en dos de los afloramientos estudiados de pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas (Abad *et al.*, 1991): Cerro de la Sal y Peña Grajera. En ambos casos se trata de cuerpos zonados (Fig. IV.6 y IV.10). En el Cerro de la Sal afloran en la zona intermedia, mientras que en el segundo afloramiento lo hacen en la zona central. Aparecen asociados, principalmente, a cuarzo, feldespato alcalino pertítico, albita, moscovita y turmalina.

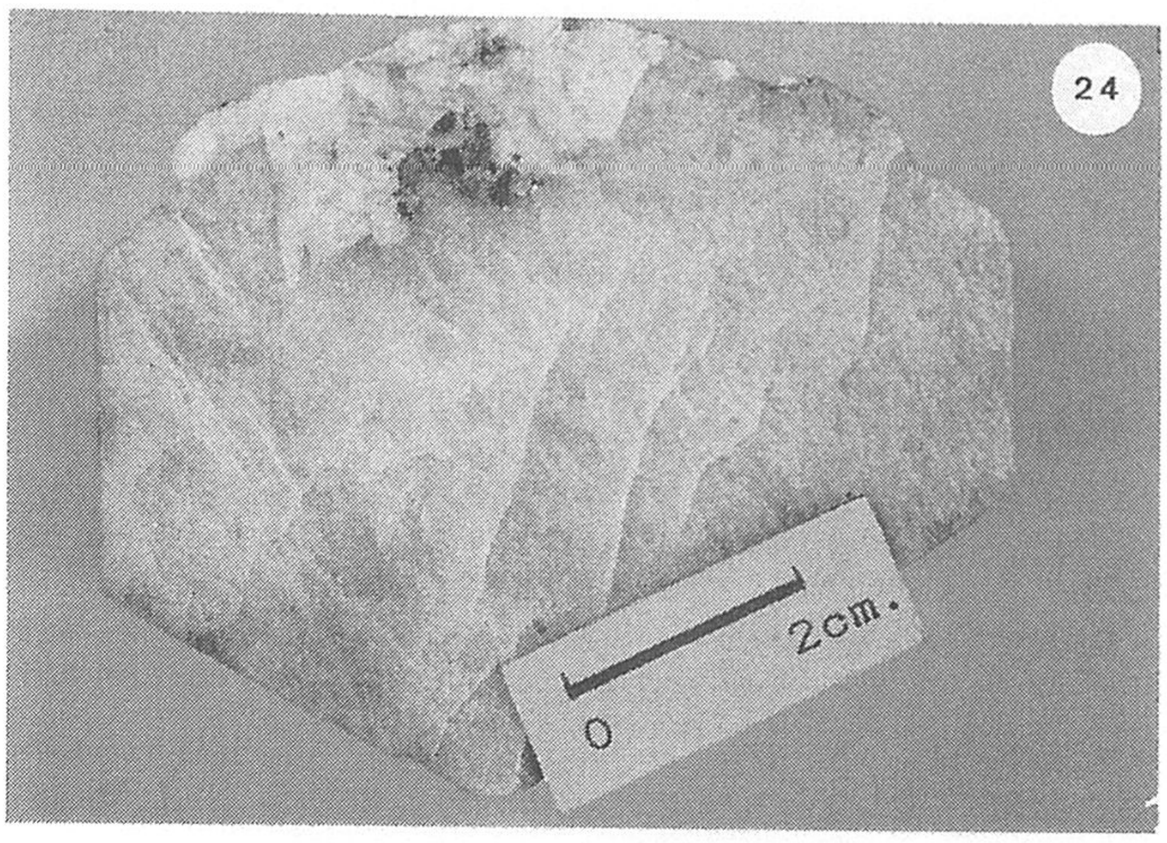
Los berilos que aparecen en las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana no presentan calidad gema (García-Guinea, 1981) ya que los ejemplares encontrados, como hemos mencionado anteriormente, solo presentan de manera excepcional color verdoso-azulado y ligeras transparencias. Sin embargo, Carbonell (1941) señala la existencia de agua marinas y transiciones a esmeraldas que, desgraciadamente, no ha sido posible comprobar posteriormente. Por ello, no hay que descartar la posibilidad de encontrar berilos gema en esta zona (García-Guinea, 1986).

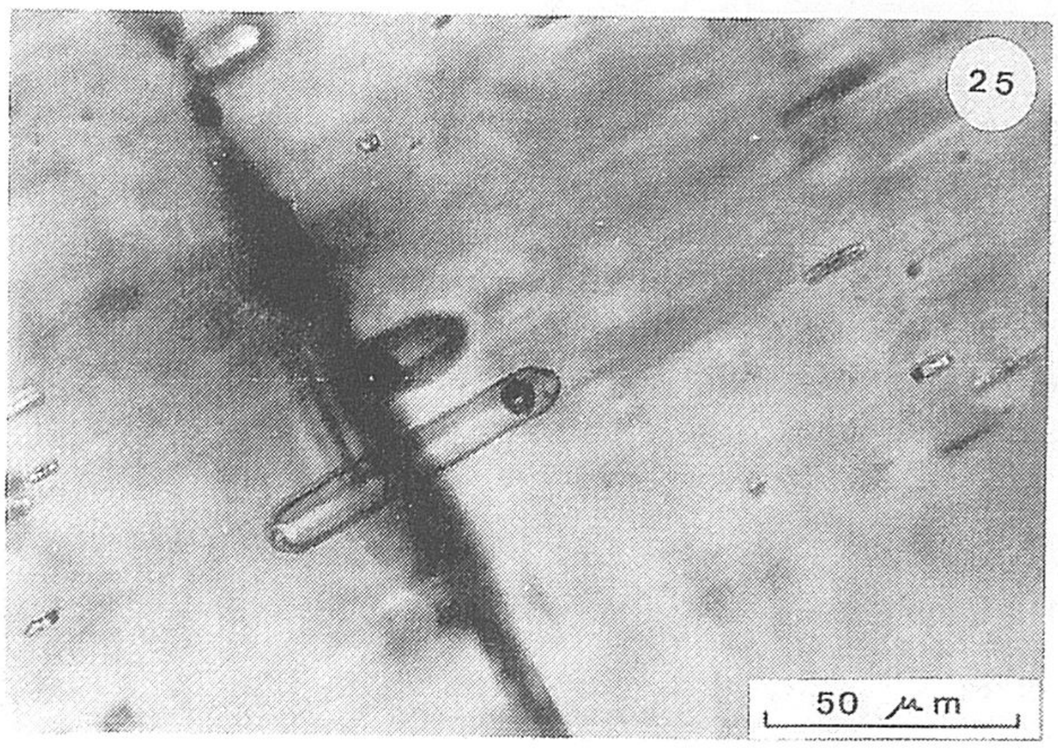
V.1.4.3. DIFRACCION DE RAYOS X

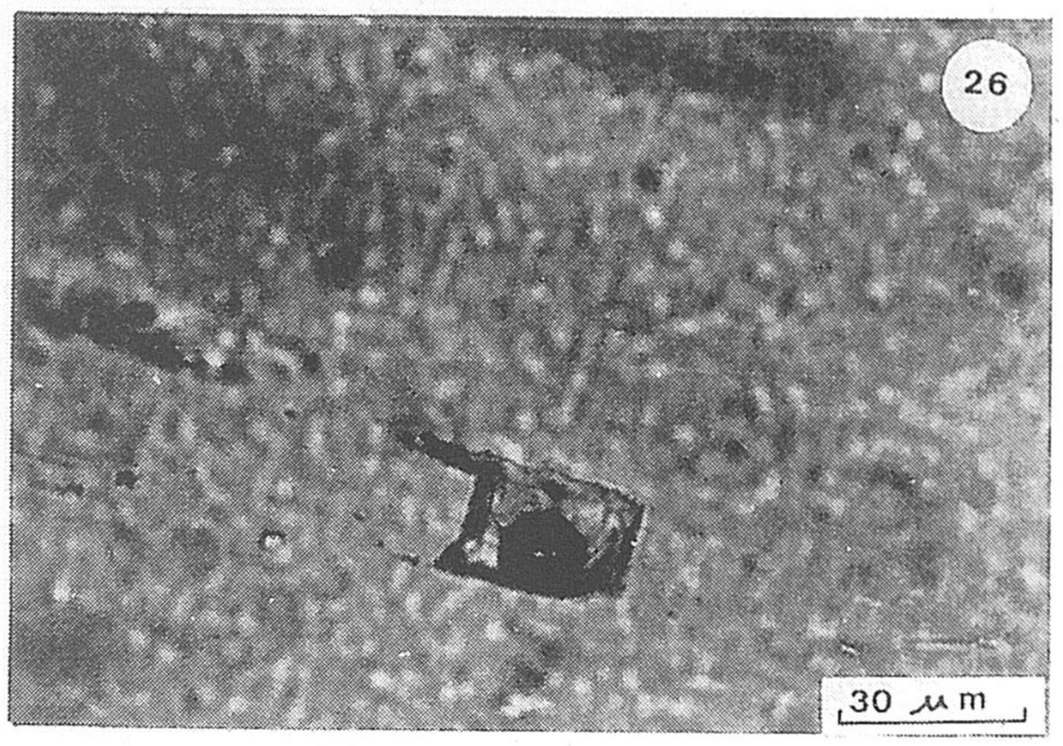
V.1.4.3.1. Método de polvo

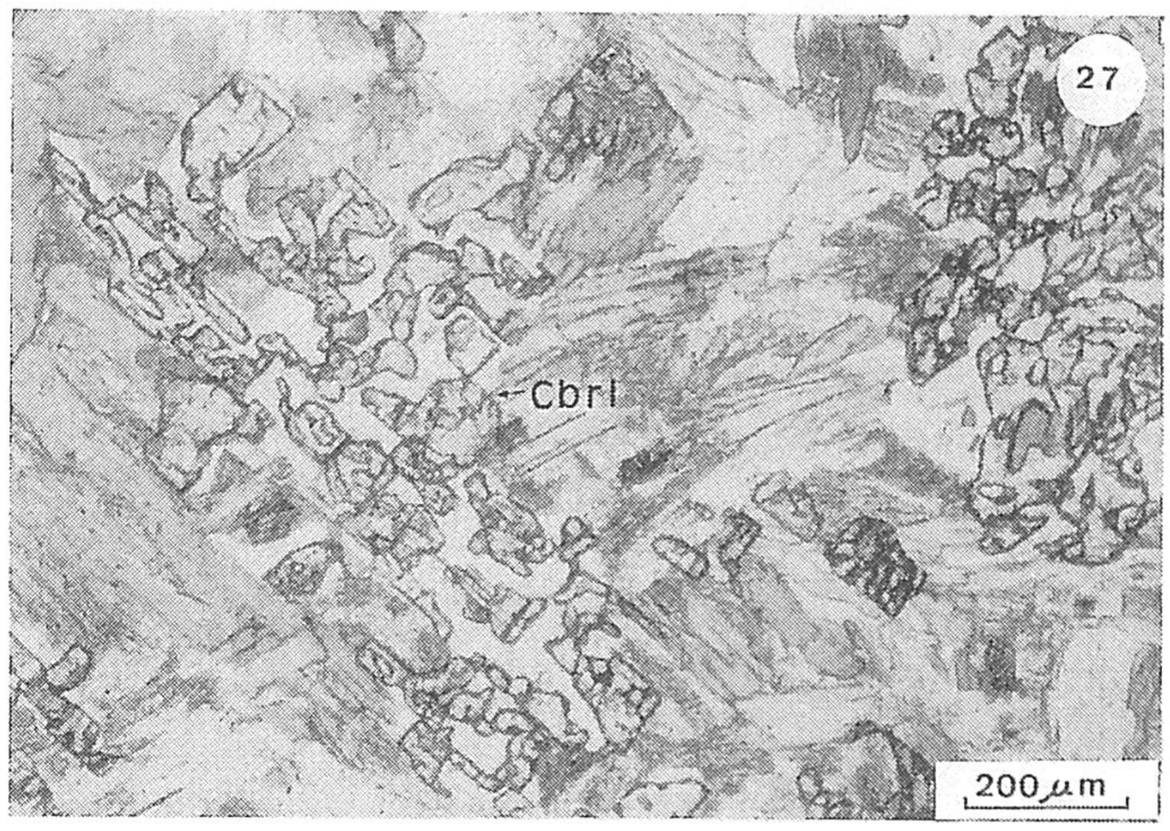
Los resultados de las determinaciones de parámetros de celdilla unidad mediante Difractometría de Rayos X (método de polvo) se presentan en la Tabla V.26.

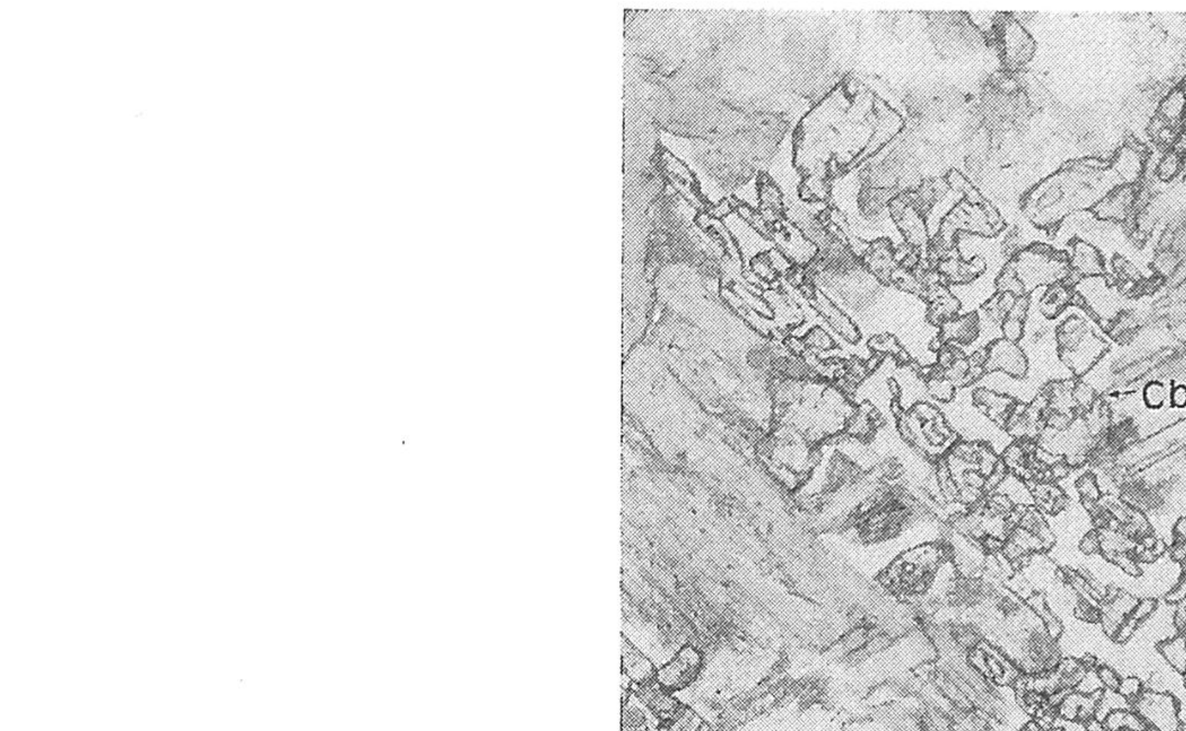
Algunas muestras presentan líneas de difracción muy débiles que no pueden ser indexadas de acuerdo con la red hexagonal del berilo. Se trata de microinclusiones de cuarzo y apatito presentes en las muestras (también detectadas en los análisis globales).


24
0
2cm.


25
50 μm


26
30 μm


27
Cbrl
200μm


28
400 μm


29
Bt
Grt
700 μm

FOTO 24. *Cristales pseudohexagonales de berilo del afloramiento Peña Grajera.*

FOTO 25. *Inclusiones fluidas tubulares y en cristal negativo de carácter primario en berilo, orientadas paralelamente al eje cristalográfico c (afloramiento Peña Grajera).*

FOTO 26. *Inclusiones fluidas en berilo con morfologías irregulares de carácter pseudosecundario y sin orientación apreciable (afloramiento Peña Grajera).*

FOTO 27. *Cristales de crisoberilo (Cbrl) pertenecientes a los "nódulos cloríticos" del afloramiento Cerro de la Sal (nícoles paralelos).*

FOTO 28. *Morfología de cristal de granate del afloramiento Cerro de la Sal (nícoles paralelos).*

FOTO 29. *Cristales de granate (Grt) y biotita (Bt) perteneciente a los "nódulos cloríticos" del afloramiento Cerro de la Sal (nícoles paralelos).*

Muestras pertenecientes a las pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas.

TABLA V.26. Parametros cristalográficos afinados de muestras representativas de berilos de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Muestra	*a* (Å)	*c* (Å)	*c/a*	*Vol.* (Å^3)
PG-12cz	9.219(3)	9.195(6)	0.9974	676.7(5)
PG-13cz	9.214(2)	9.202(5)	0.9987	676.5(4)
PG-14cz	9.214(2)	9.196(3)	0.9980	676.1(3)
PG-15cz	9.214(1)	9.198(3)	0.9982	676.2(2)
CS-6iz	9.214(1)	9.201(2)	0.9985	676.5(1)

Los números entre paréntesis representan las desviaciones standard de los números situados immediatamente a su izquierda.

Basándose en clasificaciones anteriores (Bakakin *et al.*, 1967), Aurisicchio *et al.* (1988) proponen distintos tipos de berilos en función del tipo de sustituciones (octaédricas o tetrédricas) que predominen y de la relación *c/a*. Los valores obtenidos (Figs. V.40 y V.41) en las distintas muestras estudiadas (*c/a* entre 0.997 y 0.999, Tabla V.26) indican que estos berilos pueden clasificarse como "berilos normales" o de tipo "N" de los definidos por estos autores.

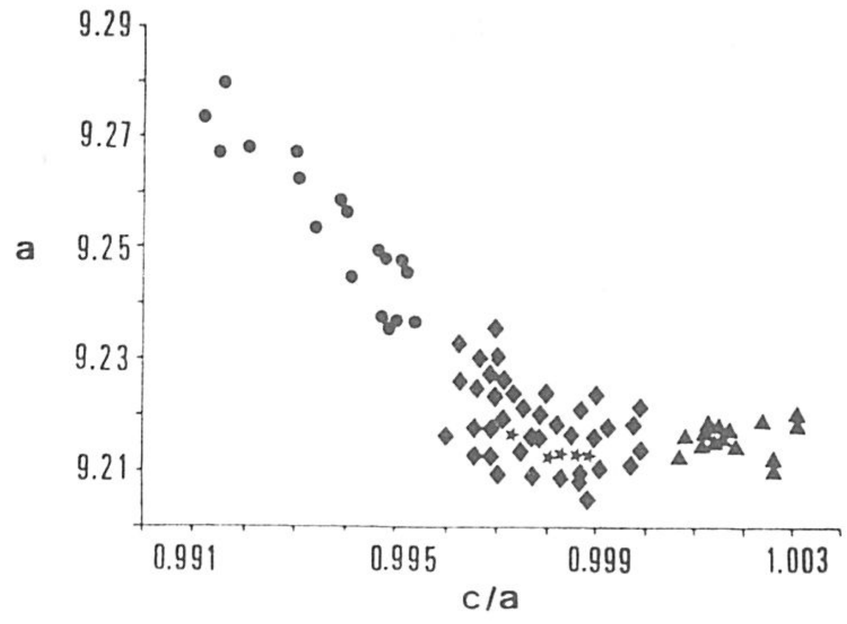


Fig. V.40. Diagrama de correlación entre el parámetro de la celdilla unidad a (Å) frente a la relacion c/a. Tendencia de los berilos octaédricos (círculos), tendencia de los berilos tetraédricos (triángulos), tendencia de los berilos "normales" (rombos), berilos de Sierra Albarrana (estrellas). (Modificado de Aurisicchio et al., 1988).

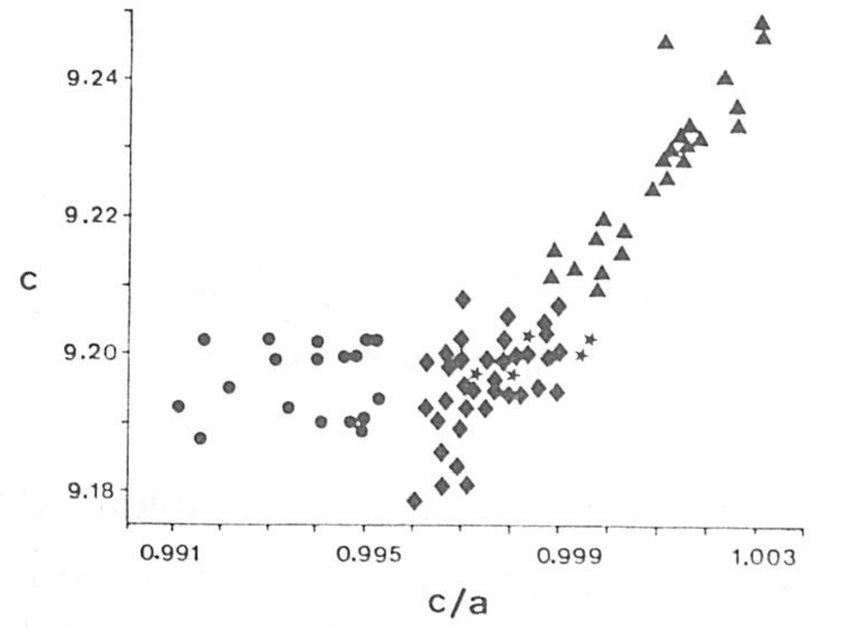


Fig. V.41. Diagrama de correlación entre el parámetro c (Å) frente a la relacion c/a. Tendencia de los berilos octaédricos (círculos), tendencia de los berilos tetraédricos (triángulos), tendencia de los berilos "normales" (rombos), berilos de Sierra Albarrana (estrellas). (Modificado de Aurisicchio et al., 1988).

V.1.4.3.2. Método de Cristal Unico

El afinamiento efectuado de acuerdo con las condiciones experimentales descritas en el apartado II.2.2.2. dió un *R* final de 0.029 para los datos observados y 0.038 para todos los datos (wR = 0.042, esquema de pesada: $w^{-1} = \sigma^2(F) + 0.0007F^2$). El parámetro *S* ("Goodness-of-Fit") obtenido fue 1.13.

Los parámetros de la celdilla unidad obtenidos fueron: a = 9.2216(10) Å y c = 9.2104(18) Å, dentro del grupo espacial *P6/mcc*.

En la estructura, las ocupancias de las distintas posiciones fueron afinadas aportando las multiplicidades de los cationes de acuerdo con los análisis mediante Microsonda Electrónica (Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Cr, Ca, Na, K y P), Espectrometría de plasma (Be y Li), Activación Neutrónica (Cs) y Análisis Termogravimétricos (H_2O) (Tabla V.27).

El mapa final de diferencias de densidad electrónica mostró picos máximos de +4.14 eÅ^{-3} en los canales de la estructura (posiciones *2a* y *2b*). Se encontró también un pico muy débil en la posición *4d* situada en el centro de un hueco estructural con un poliedro de coordinación prismático trigonal. No se encontraron picos negativos.

TABLA V.27. Análisis químico del cristal de berilo utilizado en el afinamiento

Oxidos	% wt	Cationes para 18 (O,OH,F)
SiO_2	67.65	6.056
Al_2O_3	18.28	1.929
TiO_2	0.02	0.001
FeO	0.34	0.025
MnO	0.02	0.002
MgO	0.02	0.003
Cr_2O_3	0.01	0.001
CaO	0.01	0.000
Na_2O	0.23	0.041
K_2O	0.04	0.005
BeO	13.62	2.929
Cs_2O	0.05	0.002
Li_2O	0.01	0.002
P_2O_5	0.03	0.003
H_2O	0.00	
	100.31	

Número de iones para 18 (O,OH,F):

$$[Li_{0.002}]^{4d}\ [Na_{0.041}]^{2b}\ [K_{0.005}\ Cs_{0.002}]^{2a}$$
$$[Be_{2.929}\ Si_{0.059}\ \square_{0.012}]^{IV}$$
$$[Al_{1.929}\ Fe_{0.025}\ Mg_{0.003}\ Mn_{0.002}\ Cr_{0.001}\ Ti_{0.001}\ \square_{0.039}]^{VI}$$
$$[Si_{5.997}\ P_{0.003}]^{IV}\ O_{18}$$

La ocupancia de los tres picos residuales fue afinada isotrópica y anisotrópicamente para K^+ (*2a*), Na^+ (*2b*) y Li^+ (*4d*) teniendo en cuenta el radio iónico de esos elementos y el tamaño del hueco. Los parámetros térmicos obtenidos para estos iones alcalinos en dichos huecos fueron razonablemente aceptables. Después de esta etapa el mapa de diferencias de Fourier mostró solamente picos positivos y negativos menores de 0.01 eÅ^{-3}.

La Tabla V.28 muestra los parámetros posicionales y los factores isotrópicos de

temperatura para la estructura de berilo afinada. En las Tablas V.29 y V.30 se indican algunas distancias y ángulos atómicos seleccionados. Los parámetros térmicos anisotrópicos de los distintos átomos se presentan en la Tabla V.31.

TABLA V.28. Coordenadas atómicas y coeficientes de desplazamiento isotrópicos (A^2 x 10^4)

	x	y	z	U(eq)
4d	2/3	1/3	0	602(316)
2a	0	0	1/4	1491(34)
Si	0.3876(1)	0.1159(1)	0	51(1)
Al	2/3	1/3	1/4	45(1)
Be	1/2	0	1/4	75(4)
O1	0.3092(1)	0.2363(1)	0	107(2)
O2	0.4987(1)	0.1456(1)	0.1452(1)	78(1)
2b	0	0	0	384(67)

* U(eq) se define como un tercio de la traza del tensor ortogonalizado U_{ij}

TABLA V.29. Distancias atómicas seleccionadas (Å)

	Obs	**Lib**		**Obs**	**Lib**
4d O2	2.122(5)	2.138	2a O1	3.459(2)	3.472
Al O2	1.909(2)	1.913	2b O1	2.582(1)	2.594
Tetraedro de Silicio:					
Si O1	1.600(1)	1.605	Si O2	1.623(1)	1.623
Si O1A	1.596(1)	1.600			
O1 O2	2.648(1)	2.653	O2 O2A	2.676(1)	2.681
O1 O1A	2.582(1)	2.587	O2 O1A	2.613(1)	2.618
Tetraedro de Berilio:					
Be O2	1.658(4)	1.663	O2 O2C	2.364(1)	2.362
O2 O2A	2.697(1)	2.699	O2 O2B	3.022(1)	3.023

Obs= Distancias atómicas observadas.
Lib= Distancias atómicas corregidas después del análisis libracional.

La Fig. V.42 es una perspectiva de la estructura mostrando los elipsoides térmicos anisotrópicos y las posiciones de los cationes alcalinos en los canales de la estructura. Es interesante destacar que los parámetros térmicos indican oscilaciones paralelas y perpendiculares al eje *c* para los iones *2a* y *2b* respectivamente. Dicha figura también muestra los huecos trigonales que contienen, presumiblemente, pequeñas cantidades de Li^+. Esta última posición (4d) no ha sido descrita con anterioridad en la literatura.

La figura V.43 representa la proyección de la estructura según el plano (010), indicándose las posiciones de los iones alcalinos. Como es bien conocido, consiste en tetraedros de SiO_4 que están conectados entre sí mediante los oxígenos O1 para formar anillos de 6 tetraedros. Estos anillos de tetraedros de Si están unidos a través de los oxígenos O2 a tetraedros de Be y octaedros de Al.

TABLA V.30. Angulos atómicos seleccionados (°)

				Tetraedro de Silicio			
O1	Si	O2	110.4(1)	O1A	O1	O2A	59.9(1)
O1A	Si	O2	108.5(1)	O2	O1	O2A	60.7(1)
O1	Si	O1A	107.8(1)	O2	O1	O1A	59.9(1)
O2	Si	O2A	111.0(1)				
				O1	O2	O2A	59.7(1)
				O1A	O2	O2A	59.2(1)
O2	Al	O2A	96.7(1)	O1	O2	O1A	58.8(1)
O2A	Al	O2D	76.5(1)				
O2	Al	O2C	90.7(1)	O1	O1A	O2	61.3(1)
				O1	O1A	O2A	61.3(1)
O2	Be	O2A	108.8(1)	O2	O1A	O2A	61.6(1)
O2	Be	O2B	131.4(1)				
O2	Be	O2C	90.9(1)	O1	O2A	O2	59.7(1)
				O1	O2A	O1A	58.8(1)
O2	4d	O2C	78.2(1)	O2	O2A	O1A	59.2(1)
O2	4d	O2D	134.3(1)				
O2	4d	O2A	84.5(1)	**Tetraedro de Berilio**			
4d	O2	Si	76.1(1)	O2A	O2	O2B	48.4(1)
4d	O2	Al	69.4(1)	O2B	O2	O2C	58.6(1)
4d	O2	Be	136.9(1)	O2A	O2	O2C	73.0(2)
Si	O1	SiC	167.8(1)	O2	O2A	O2C	48.4(1)
Si	O2	Al	136.6(1)	O2C	O2A	O2B	58.6(1)
Si	O2	Be	127.0(1)	O2	O2A	O2B	73.0(2)
Al	O2	Be	96.3(1)				
				O2	O2B	O2C	48.4(1)
				O2C	O2B	O2A	73.0(2)
				O2	O2B	O2A	58.6(1)
				O2	O2C	O2A	58.6(1)
				O2A	O2C	O2B	48.4(1)
				O2	O2C	O2B	73.0(2)

TABLA V.31. Coeficientes anisotrópicos de desplazamiento ($A^2 \times 10^4$)

	U_{11}	U_{22}	U_{33}	U_{12}	U_{13}	U_{23}
Si	54(1)	49(1)	50(1)	27(1)	0	0
Al	45(1)	U_{11}	46(2)	$U_{11}/2$	0	0
Be	81(4)	58(5)	77(8)	$U_{22}/2$	0	0
O1	103(2)	91(2)	149(3)	67(2)	0	0
O2	91(2)	71(2)	72(3)	40(1)	-18(1)	-4(1)
2b	154(40)	U_{11}	842(183)	$U_{11}/2$	0	0
2a	1850(42)	U_{11}	774(57)	$U_{11}/2$	0	0
4d	564(425)	U_{11}	677(425)	282(212)	0	0

El exponente de desplazamiento anisotrópico toma la forma:
$-2\pi^2(h^2a^{*2}U_{11} + \ldots + 2hka^*b^*U_{12})$

Los elipsoides obtenidos a partir de los parámetros térmicos anisotrópicos para los oxígenos O1 pueden aproximarse a un esferoide aplastado. El radio medio (RMS) menor (0.077 Å) es perpendicular al plano bisectriz de los enlaces Si-O1, mientras que los radios medios mayor e intermedio (0.129 y 0.101 Å) se sitúan en dicho plano, siendo respectivamente paralelo y perpendicular al eje cristalográfico *c*.

Para los oxígenos O2, el radio medio mayor (0.114 Å) es aproximadamente perpendicular al plano definido por los átomos de los cuales está rodeado, los radios medios intermedio y menor (0.078 y 0.060 Å) se colocan en este plano, situándose a lo largo del

enlace Si-O2 (Fig. V.42). Este comportamiento de los átomos de oxígeno es semejanta al encontrado por Morosin (1972). Los parámetros térmicos de la estructura muestran valores normales para los átomos de Be, Al y Si.

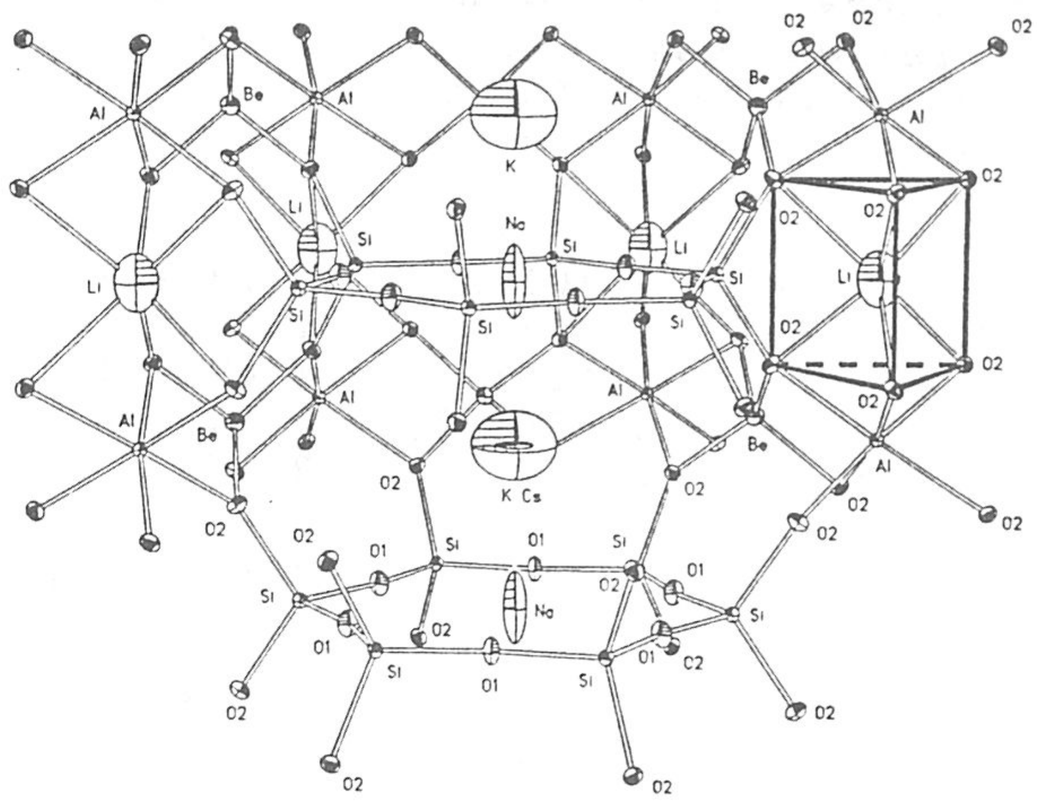


Fig. V.42. Perspectiva de la estructura de berilo anhidro mostrando los anillos hexagonales de tetraedros de Si, unidos por tetraedros distorsionados de Be y octaedros de Al. Se indican las posibles posiciones de Na^+, K^+ y Li^+. El poliedro prismático trigonal de Li aparece dibujado con linea continua. Los elipsoides térmicos están representados al 50 % de nivel de probabilidad.

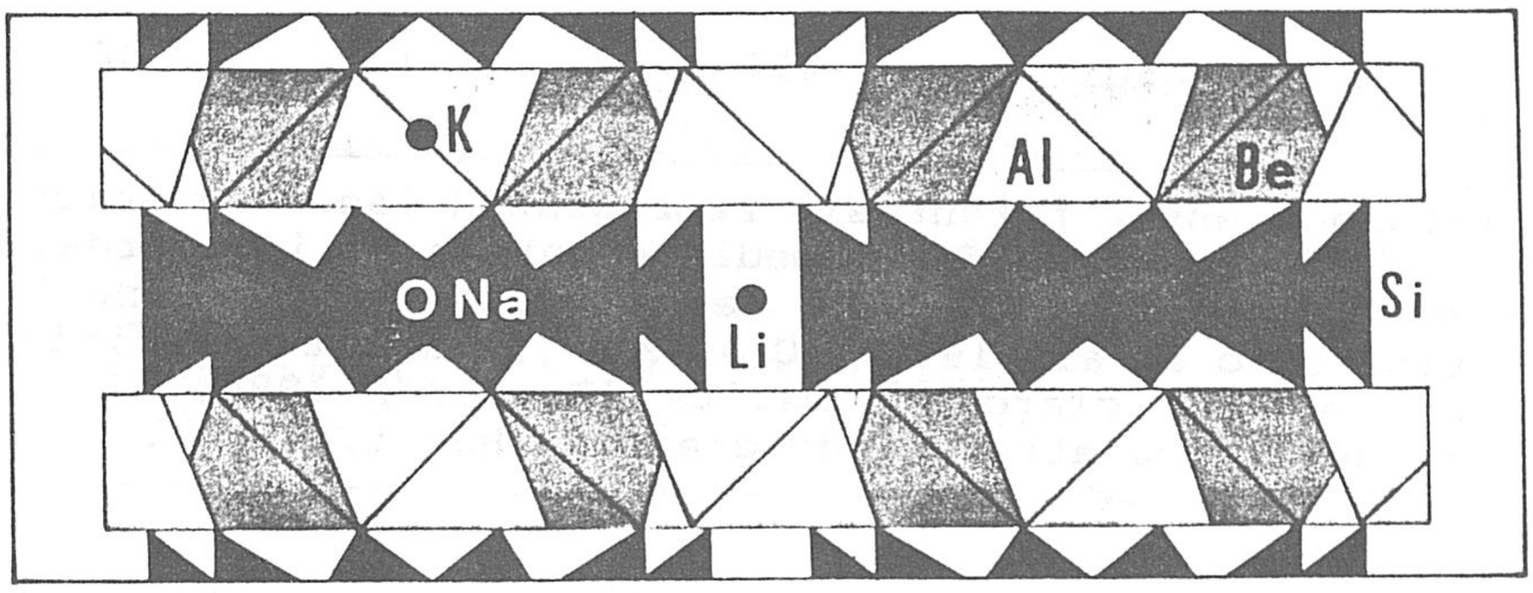


Fig. V.43. Proyección de la estructura según el plano (010), mostrando las posiciones de los distintos iones alcalinos en la estructura.

El berilo anhidro analizado muestra resultados muy similares a otras estructuras de berilo mencionadas en la bibliografía (Tabla V.32, Fig. V.42).

La densidad electrónica observada en el mapa de diferencias muestra picos en las posiciones especiales *2a* (0,0,1/4), *2b* (0,0,0) y *4d* (2/3,1/3,0), que sugieren que los iones alcalinos aparecen no solo en las posiciones de los canales, sino también en los huecos trigonales *4d* limitados por átomos O2 (Fig. V.42). Las distancias atómicas observadas para los huecos *2a, 2b* y *4d* con sus átomos de oxígeno vecinos son 3.461(2), 2.583(1) y 2.123(1) Å. Si consideramos que las distancias atómicas teóricas para los átomos de oxígeno alrededor de un catión alcalino central son 2.68, 2.37, 2.73 y 3.07 Å para Li^+, Na^+, K^+ y Cs^+

respectivamente, podemos atribuir el K^+ y el Cs^+ a la posición *2a*, el Na^+ a la posición *2b* (de acuerdo con Hawthorne y Cerny, 1977) y el Li^+ a los pequeños huecos trigonales de la posición *4d*.

TABLA V.32. Distancias atómicas (Å), volúmenes de la celdilla (Å^3), factores de acuerdo *R* y número de reflexiones en la muestra estudiada y en otros berilos similares procedentes de la bibliografía.

	A	B	C	D	E
Si-O1	1.600(1)	1.594(1)	1.601(2)	1.595(2)	1.603(2)
Si-O1A	1.596(1)	1.594(1)	1.603(1)	1.595(1)	1.602(1)
Si-O2	1.623(1)	1.622(1)	1.615(1)	1.621(1)	1.616(2)
Media	1.610(12)	1.608(12)	1.608(13)	1.608(13)	1.609(14)
Volumen	2.141	2.133	2.132	2.133	2.136
Be-O2	1.658(1)	1.656(1)	1.655(1)	1.655(1)	1.650(2)
Volumen	2.042	2.050	2.070	2.031	2.060
Al-O2	1.909(1)	1.905(1)	1.933(1)	1.906(1)	1.947(2)
Volumen	8.994	8.929	9.297	8.945	9.478
2b-O1	2.582(1)	-	-	-	-
Volumen	27.047	-	-	-	-
2a-O1	3.461(2)	-	-	-	-
Volumen	81.141	-	-	-	-
4d-O2	2.122(1)	-	-	-	-
Volumen	9.438	-	-	-	-
R	0.029	0.027	0.024	0.054	0.048
Ref obs	677	502	419	450	489
Recogidas	4589	-	-	-	-

Los números situados entre paréntesis representan las desviaciones standard estimadas de los dígitos situados inmediatamente a su izquierda.
A = Azul claro. Pegmatita granítica (este estudio). B = Incoloro. Berilo Sintético (Aurisicchio *et al*. 1988). C = Azul. Pegmatita granítica (Schaller *et al*. 1962). D = Azul claro. Pegmatita (Proctor, 1984). E= Azul oscuro zonado. Vena feldespática atravesando gneises (Hänni, 1980).

El afinamiento anisotrópico de estos cationes alcalinos mostró unos valores razonables para los parámetros térmicos. El ión K^+ muestra un gran elipsoide aplastado a lo largo del eje cristalográfico *c*. Los radios medios (0.165, 0.165 y 0.096 Å) son muy altos debido al bajo contenido atómico de los huecos *2a*, sin embargo, dichos radios están de acuerdo con el tamaño, morfología y orientación de la configuración geométrica de las esferas de O2 y O1. Por otro lado, los cationes Na^+ de la posición *2b* muestran un elipsoide térmico alargado con su eje mayor (0.337 Å) paralelo al eje cristalográfico *c* y el eje menor (0.108 Å) se sitúa en el plano definido por los anillos de oxígenos O1 (Fig. V.42). Los radios medios del Li^+, situado en la posición *4d* (0.261, 0.199 y 0.199 Å) muestran que el eje mayor del elipsoide es paralelo al eje cristalográfico *c*. Su orientación está de acuerdo con la geometría de los huecos trigonales definidos por los átomos de oxígenos O2 (Fig. V.42). Los valores para las amplitudes interatómicas medias (RMS) paralelas y perpendiculares a los enlaces se muestran en la Tabla V.33.

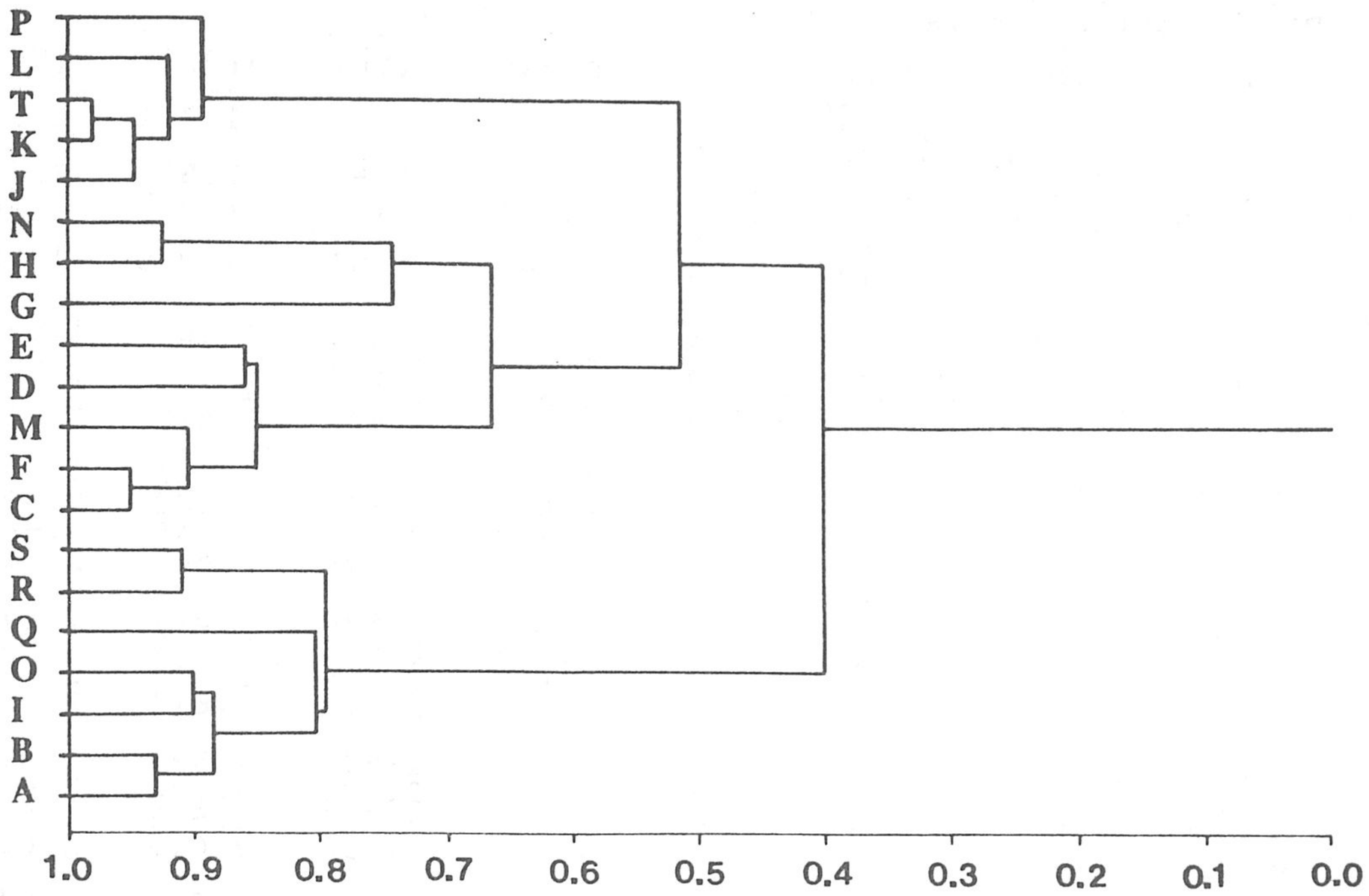


Fig.V.44. *Análisis cluster de berilos de diversos orígenes. El criterio de similitud utilizado es el coeficiente de correlación lineal entre distancias interatómicas en los tetraedros de Si y Be y en el octaedro de Al. (A) Incoloro, berilo sintético (Aurisicchio et al., 1988); (B) verde oscuro, berilo sintético (Aurisicchio et al., 1988); (C) azul oscuro, facies metamórficas de esquistos verdes con cuarcitas y mármoles (Aurisicchio et al., 1988); (D) azul claro, el mismo que C (Aurisicchio et al., 1988); (E) azul oscuro zonado, vena feldespática atravesando gneises (Hänni, 1980); (F) azul, pegmatita granítica (Schaller et al., 1962); (G) rosado (borde) a rojo (centro), riolita caolinitizada (Shigley y Foord, 1985); (H) azul, pegmatita (Aurisicchio et al., 1988); (I) amarillo, pegmatita granítica albitizada (Tynsdale-Biscoe, 1952); (J) azul claro, pegmatita (Proctor, 1984); (K) rosado pálido, pegmatita (Proctor, 1984); (L) rosa, pegmatita (Bariand y Poullin, 1978); (M) verde, esquistos biotíticos (Gubelin, 1982); (N) verde claro, esquistos biotíticos (Vlasov y Kutukova, 1960); (O) azul claro, pegmatita granítica (este estudio); (P) pegmatita (Brown y Mills, 1986); (Q) berilo anhidro sintético (Gibbs et al., 1968); (R) berilo sintético con agua (Gibbs et al., 1968); (S) berilo sintético (Morosin, 1972); (T) pegmatita granítica (Hawthorne y Cerny, 1977).*

Se han propuesto diversos modelos para explicar las variaciones alcalinas en berilos anhidros. Se puede asumir que la estructura de los canales no esta bien caracterizada debido a las escasas cantidades de iones alcalinos generalmente presentes en los berilos. Se acepta que los iones alcalinos están situados en los canales de la estructura, pero se han invocado otros mecanismos para el Li+. Beus (1966) y Evans y Mrose (1968) proponen una sustitución acoplada $Li^{+} \leftrightharpoons Al^{3+}$, $Al^{3+} \leftrightharpoons Be^{2+}$. Para mantener la neutralidad de carga deben entrar iones alcalinos adicionales en los canales de la estructura. Belov (1958) propone la sustitución $Li^{+} \leftrightharpoons Be^{2+}$. Hawthorne y Cerny (1977) asignaron la posición del Li^{+} al Be^{+} debido a la longitud media del enlace (Be-O2 = 1.677 Å) observada en un berilo rico en Li y Cs, pero se acepta que la distribución de los elementos alcalinos no puede ser elucidada solamente mediante datos de Rayos X. En nuestra opinión, la presencia de un pico de densidad electrónica residual en los huecos trigonales *4d* (2/3,1/3,0), con un tamaño válido para el radio atómico del Li^{+} abre un nueva posibilidad a tener en cuenta. Sin embargo, son necesarios futuros afinamientos estructurales de berilos ricos en Li para confirmar las hipótesis anteriores.

TABLA V.33. Amplitudes de vibración térmica interatómicas medias (RMS)(Å) paralelas (PAR) y perpendiculares (PER) a los enlaces.

ENLACE 1-2		U1(PAR)	U2(PAR)	U1(PER)	U2(PER)	R(UN)	R(LL)	R(2/1)	R(UL)
A1	O2	0.067	0.082	0.067	0.092	1.909	1.910	1.911	1.922
4d	O2	0.247	0.093	0.245	0.086	2.122	2.134	2.134	2.174
2b	O1	0.124	0.105	0.223	0.102	2.582	2.587	2.587	2.623
O1	2b	0.105	0.124	0.102	0.223	2.582	2.587	2.597	2.623
O2	4d	0.093	0.247	0.086	0.245	2.122	2.134	2.147	2.174
O2	A1	0.082	0.067	0.092	0.067	1.909	1.910	1.910	1.922
Tetraedro de silicio:									
Si	O1	0.070	0.078	0.072	0.114	1.600	1.601	1.605	1.622
Si	O2	0.072	0.079	0.071	0.093	1.623	1.624	1.625	1.640
Si	O1A	0.071	0.079	0.071	0.113	1.596	1.597	1.601	1.617
Si	O2A	0.072	0.079	0.071	0.093	1.623	1.624	1.625	1.640
O1	Si	0.078	0.070	0.114	0.072	1.600	1.601	1.601	1.622
O1	O1A	0.088	0.083	0.110	0.112	2.582	2.582	2.582	2.601
O1	O2A	0.093	0.083	0.108	0.091	2.648	2.648	2.648	2.663
O1	O2	0.093	0.083	0.108	0.091	2.648	2.648	2.648	2.663
O2	Si	0.079	0.072	0.093	0.071	1.623	1.624	1.624	1.640
O2	O1	0.083	0.093	0.091	0.108	2.648	2.648	2.649	2.663
O2	O2A	0.085	0.085	0.090	0.090	2.676	2.676	2.676	2.688
O2	O1A	0.083	0.097	0.091	0.106	2.613	2.613	2.614	2.628
O1A	Si	0.079	0.071	0.113	0.071	1.596	1.597	1.597	1.617
O1A	O1	0.083	0.088	0.112	0.110	2.582	2.582	2.582	2.601
O1A	O2	0.097	0.083	0.106	0.091	2.613	2.613	2.613	2.628
O1A	O2A	0.097	0.083	0.106	0.091	2.613	2.613	2.613	2.628
O2A	Si	0.079	0.072	0.093	0.071	1.623	1.624	1.624	1.640
O2A	O1	0.083	0.093	0.091	0.108	2.648	2.648	2.649	2.663
O2A	O2	0.085	0.085	0.090	0.090	2.676	2.676	2.676	2.688
O2A	O1A	0.083	0.097	0.091	0.106	2.613	2.613	2.614	2.628
Tetraedro de berilio:									
Be	O2	0.083	0.081	0.088	0.092	1.658	1.658	1.658	1.678
O2	Be	0.081	0.083	0.092	0.088	1.658	1.658	1.658	1.678
O2	O2A	0.085	0.085	0.090	0.090	2.697	2.697	2.697	2.709
O2	O2B	0.087	0.087	0.090	0.090	3.022	3.022	3.022	3.032
O2	O2C	0.079	0.079	0.093	0.093	2.364	2.364	2.364	2.379
O2A	Be	0.081	0.083	0.092	0.088	1.658	1.658	1.658	1.678
O2A	O2	0.085	0.085	0.090	0.090	2.697	2.697	2.697	2.709
O2A	O2C	0.087	0.087	0.090	0.090	3.022	3.022	3.022	3.032
O2A	O2B	0.079	0.079	0.093	0.093	2.364	2.364	2.364	2.379
O2B	Be	0.081	0.083	0.092	0.088	1.658	1.658	1.658	1.678
O2B	O2	0.087	0.087	0.090	0.090	3.022	3.022	3.022	3.032
O2B	O2C	0.085	0.085	0.090	0.090	2.697	2.697	2.697	2.709
O2B	O2A	0.079	0.079	0.093	0.093	2.364	2.364	2.364	2.379
O2C	Be	0.081	0.083	0.092	0.088	1.658	1.658	1.658	1.678
O2C	O2	0.079	0.079	0.093	0.093	2.364	2.364	2.364	2.379
O2C	O2A	0.087	0.087	0.090	0.090	3.022	3.022	3.022	3.032
O2C	O2B	0.085	0.085	0.090	0.090	2.697	2.697	2.697	2.709

U = Radios medios (RMS). UN = enlace sin corregir, LL = Límite inferior, UL = Límite superior. 2/1 = El átomo 2 vibra y el 1 se supone fijo.

V.1.4.4. COMPOSICION QUIMICA

Los resultados de los análisis químicos, así como las fórmulas mineralógicas correspondientes calculadas para 18 oxígenos (excluyendo H_2O), se presentan en las Tablas V.34 y V.35.

Los porcentajes de SiO_2 observados en algunas de las muestras analizadas son superiores a los referenciados en la bibliografía. Esto es debido a la presencia de inclusiones microscópicas de cuarzo. Por ello, los porcentajes de Si calculados en el tetraedro de berilio T' ($Si_{T'}$ = 0.020 - 0.351 a.f.u., Tabla V.34), son bastante superiores a los obtenidos por Aurisicchio *et al.* (1988) que oscilan entre 0.03 y 0.05 a.f.u. (salvo una de las muestras de dichos autores que alcanza 0.11 a.f.u.). Los altos contenidos en CaO y P_2O_5 y la proporción

TABLA V.34. Análisis químicos de muestras representativas de berilos de las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana

Oxidos	CS-6iz	PG-12cz	PG-13cz	PG-14cz	PG-15cz
SiO_2	63.00	63.70	63.80	66.10	61.60
Al_2O_3	18.80	18.60	18.70	17.10	18.50
TiO_2	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
FeO	0.29	0.15	0.10	0.53	0.09
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.19	0.15	0.12	0.16	0.10
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82
Na_2O	0.15	0.25	0.15	0.26	0.10
K_2O	0.04	0.06	0.04	0.06	0.18
Cs_2O	0.05	0.04	0.01	0.03	0.06
Li_2O	0.00	0.09	0.04	0.09	0.09
BaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P_2O_5	0.03	0.02	0.01	0.04	0.95
BeO	12.91	10.87	10.32	9.88	11.35
Rb	22	31	37	27	45
TOTAL	95.50	93.96 **	93.32 **	94.28 **	93.88 *
Nº de iones para 36 cargas negativas					
Si	5.935	5.998	5.999	5.996	5.900
P^{5+}	0.003	0.002	0.001	0.004	0.100
Al(IV)	0.062	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	1.948	1.966	1.974	1.933	1.976
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe^{2+}	0.023	0.012	0.008	0.043	0.007
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Mg	0.027	0.021	0.017	0.023	0.014
Σ(VI)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Be	2.921	2.511	2.400	2.281	2.622
Li	0.000	0.033	0.017	0.033	0.033
Si	0.000	0.124	0.174	0.351	0.020
Al	0.077	0.141	0.158	0.002	0.119
Σ(IV)	2.998	2.809	2.749	2.667	2.794
Na	0.027	0.047	0.028	0.048	0.019
K	0.005	0.007	0.005	0.007	0.022
Cs	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.084
Σ(XII)	0.034	0.056	0.033	0.056	0.127

Composición de elementos mayores en % en peso, contenido en Rb en ppm.
Análisis realizados mediante Fluorescencia de Rayos X (Si, Al, Ti, Fe, Mg, Na, K, Ca, Ti, Rb), Activación Neutrónica (Cs) y Espestrometría de Plasma (Mn).
(*): incluye microinclusiones de apatito, (**): incluye microinclusiones de cuarzo.
Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera; iz: zona intermedia, cz: zona central

TABLA V.35. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de berilos de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Oxidos	PG-16cz	PG-16cz	PG-17cz	PG-17cz	PG-18cz	PG-18cz	PG-19cz	PG-19cz
SiO_2	67.75	67.66	67.42	67.57	67.57	67.32	67.44	67.41
Al_2O_3	18.69	18.68	18.55	18.74	18.45	18.35	18.25	18.27
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.22	0.21	0.12	0.11	0.27	0.26	0.27	0.29
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02
MgO	0.02	0.08	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na_2O	0.21	0.24	0.17	0.17	0.19	0.20	0.23	0.22
K_2O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
BaO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P_2O_5	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
TOTAL	86.92 *	86.89 *	86.31 **	86.62 **	86.56 ***	86.21 ***	86.27 ****	86.28 ****
	Nº de iones para 36 cargas negativas							
Si	5.999	6.000	5.998	6.000	5.999	5.998	5.999	5.999
P^{5+}	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001
Al(IV)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(IV)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(VI)	1.955	1.955	1.926	1.965	1.938	1.935	1.924	1.926
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{2+}	0.016	0.016	0.009	0.008	0.020	0.019	0.020	0.022
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.002
Mg	0.003	0.011	0.001	0.001	0.004	0.004	0.004	0.004
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Σ(VI)	1.974	1.982	1.936	1.975	1.964	1.960	1.984	1.955
Be	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Si	0.014	0.009	0.019	0.013	0.024	0.023	0.031	0.031
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(IV)	3.014	3.009	3.019	3.013	3.024	3.023	3.031	3.031
Na	0.036	0.041	0.029	0.029	0.033	0.035	0.040	0.038
K	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001
Ba	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Σ(XII)	0.037	0.043	0.030	0.030	0.035	0.036	0.043	0.040

Composición de elementos mayores en % en peso. Formulas mineralógicas calculadas para 3 átomos de Be por fórmula unidad. Leyenda de las muestras: PG: Peña Grajera; cz: zona central. (*): amarillo, transparente, (**): marrón claro, translúcido, (***): marrón oscuro casi opaco, (****): azul claro, transparente.

en que se encuentran en la muestra PG-15cz (Tabla V.34), indica la presencia de apatito posiblemente como microinclusiones.

Las sustituciones en el tetraedro de berilio T' son poco significativas (si exceptuamos los casos en que existe contaminación por cuarzo). Por el contrario las posiciones octaédricas presentan sustituciones de Fe y Mg algo superiores (aunque también son bastante bajas). En general, el 97.3 % de las posiciones T' son ocupadas por Be y el 97.4 % de las posiciones octaédricas son ocupadas por Al. Esto nos permite clasificar los berilos estudiados como tipo "N" de los definidos por Bakakin *et al.* (1967, 1970). Estos datos concuerdan con los

correspondientes a los parámetros de la celdilla unidad obtenidos mediante Difracción de Rayos X.

De los análisis químicos se deduce que el color azulado que aparece en algunos de los berilos estudiados se debe a contenidos más altos en Fe y Cr que en los de coloraciones más oscuras (Tabla V.34). De acuerdo con las ideas de Fontan y Fransolet (1982) el color azul se debe a diferencias en el estado de valencia del Fe.

El contenido en iones alcalinos que entra en la estructura de las muestras estudiadas es muy bajo ($0.19 < \Sigma R_2O < 0.34$) y permite clasificarlos como berilos Na-K muy pobres en álcalis, situándose entre los de tipo I y II de los definidos por Hawthorne y Cerny (1977). De esos elementos, el Na siempre está presente con valores que oscilan entre 0.10 y 0.26 % en peso de Na_2O. El K aparece en porcentajes muy inferiores (0.04 - 0.06 % en peso de K_2O), salvo en una muestra (PG-15cz, Tabla V.34) en la que aparecen valores algo superiores (0.18 % en peso de K_2O). Los contenidos de Rb (22-45 ppm) así como de Cs (0.01-0.06 % de Cs_2O) son extremadamente bajos.

La alta correlación negativa existente entre Li y Be ($r = -0.68$) apoya la sustitución de Be por Li acompañada de la entrada de álcalis en los canales de la estructura ($Be^{2+} \rightarrow Li^+ + (R^+ + H_2O)$) propuesta por Bakakin et al. (1967). Pruebas de este hecho son las correlaciones positivas existentes entre Na y Cs con Li. Sin embargo, los porcentajes de Li son bastante bajos, por lo que también debe serlo el contenido en iones alcalinos que entran para compensar el déficit de carga.

La variación en el contenido en iones alcalinos en berilos puede ser usada para estimar el nivel de fraccionamiento de las pegmatitas en las que aparece. Cerny (1975, 1989) cuantifica el contenido en álcalis en berilos y sugiere una correlación entre los valores de Na/Li frente a los valores en Cs (Fig. V.45). El diagrama muestra las composiciones de berilos en distintos tipos de pegmatitas. Sin embargo, como el mismo autor afirma, el valor práctico de este gráfico es cuestionable debido a la extrema variedad en la composición de iones alcalinos de este mineral en un mismo cuerpo pegmatítico, y a los solapamientos entre distintos tipos de pegmatitas. La composición de los berilos de Sierra Albarrana parece indicar que nos encontramos en el tipo A (pegmatitas estériles) de los definidos por Cerny (1989) recogiendo clasificaciones anteriores de Heinrich (1953), Beus (1966), Nedumov (1964), Solodov (1971) y Varlamoff (1972). Se trata de pegmatitas parcialmente gráficas, simplemente zonadas, débilmente albitizadas y caracterizadas por moscovita, berilo y turmalina.

V.1.4.5. INCLUSIONES FLUIDAS

Para conocer las características termobarométricas de las soluciones que acompañaron a la formación de la pegmatita del afloramiento de Peña Grajera se han analizado las inclusiones fluidas atrapadas en cristales de berilo.

Se han utilizado los cristales de berilo porque aunque aparecen inclusiones fluidas en los cuarzos pertenecientes a muchas de las canteras estudiadas, es difícil obtener determinaciones termométricas válidas de ellas. En las inclusiones de cuarzos no parece posible diferenciar entre inclusiones primarias y secundarias, debido a que los cristales son xenomorfos y no existe relación entre la distribución de las inclusiones y los elementos cristalográficos del cristal. Esto, unido al pequeño tamaño de las inclusiones observadas y a su distribución (rellenando fracturas frecuentemente) nos ha llevado a elegir los cristales de berilo para este estudio.

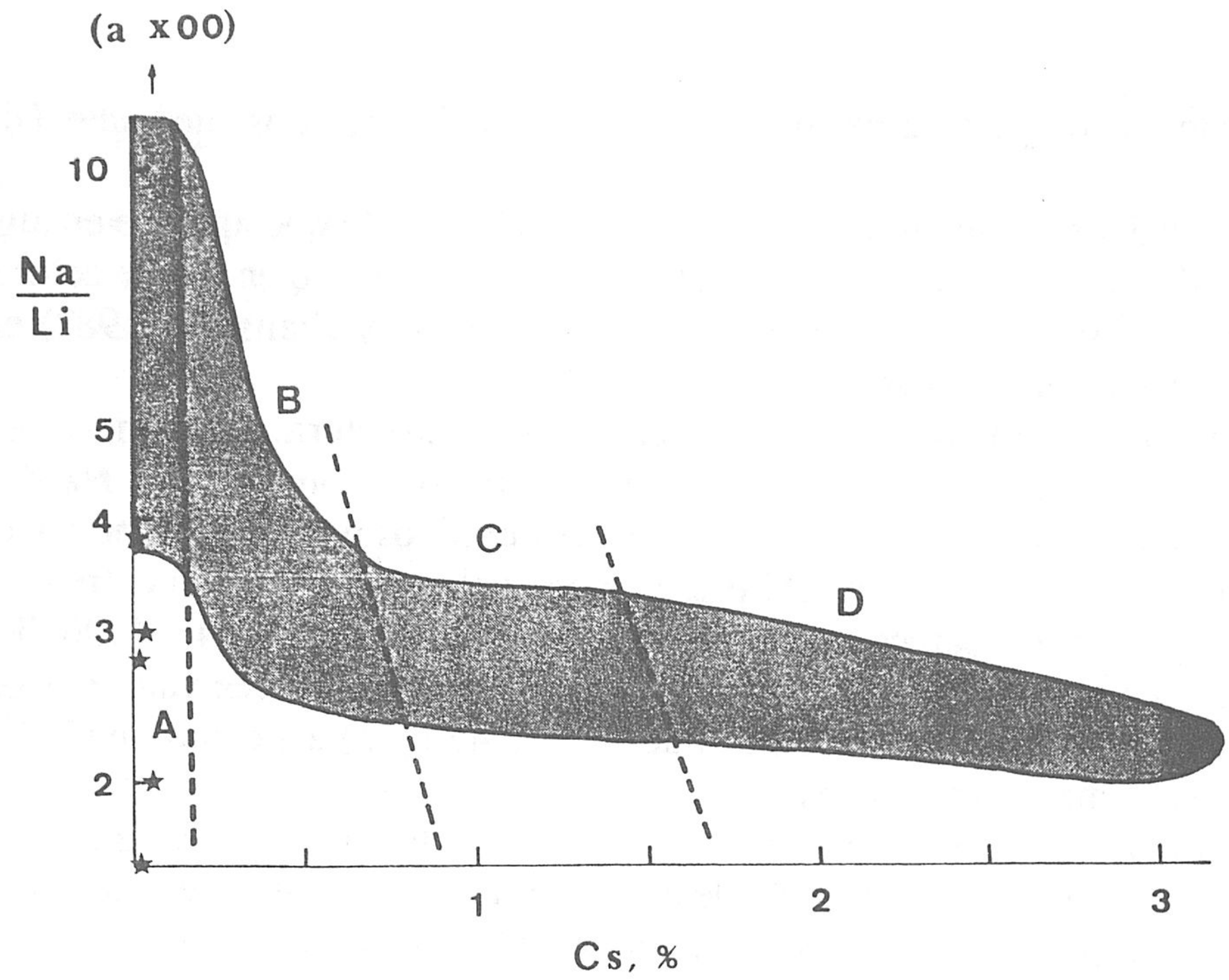


Fig. V.45. *Diagrama Na/Li frente a Cs en berilos pertenecientes a distintos tipos de pegmatitas (modificado de Cerny, 1989). (A) Pegmatitas estériles y pegmatitas tipo con berilo (± columbita-tantalita, fosfatos), pobres en alcalinos raros, (B) pegmatitas de los subtipos berilo-columbita y berilo-columbita-fosfatos hasta pegmatitas con espodumena, enriquecidas en álcalis raros, (C) pegmatitas de los subtipos con espodumena y petalita, (D) pegmatitas de los subtipos con espodumena, petalita, ambligonita y lepidolita con polucita y mineralización asociada con Nb < Ta. Asteriscos: composición de berilos procedentes de las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana.*

Los cristales de berilo, por el contrario, aparecen con aspecto euhédrico o subhédrico y con inclusiones fluidas de tamaño considerable, por lo que es posible determinar la relación existente entre los elementos cristalográficos, y la distribución y el carácter de las inclusiones fluidas presentes en ellos. Para los estudios termométricos se han seleccionado berilos con tonos azulados y transparentes.

Las observaciones realizadas al microscopio petrográfico, a temperatura ambiente, han permitido diferenciar los distintos tipos, la forma, el tamaño y las relaciones volumétricas de las inclusiones fluidas presentes en las muestras.

Los estudios realizados revelan la presencia de dos tipos diferentes de inclusiones: primarias (Tipo 1) y pseudosecundarias (Tipo 2). Las primeras presentan morfologías alargadas y tubulares o en cristales negativos con su eje mayor orientado en la dirección del eje *c* del berilo (Foto 25), mientras que las segundas aparecen con formas irregulares y sin orientación apreciable (Foto 26).

El tamaño de las inclusiones fluidas presentes en las muestras es variable llegando, en algunos casos, hasta 50 μm de longitud.

En ambos casos se trata de inclusiones fluidas bifásicas a temperatura ambiente, constituidas por una fase líquida y otra gaseosa (L + V). La relación volumétrica $V_g/(V_g+V_l)$ o el grado de relleno (F, Sheperd *et al.*, 1985 pp. 56) (estimada a partir de comparaciones con los gráficos para distintos grados de relleno y para diferentes morfologías de las inclusiones presentados por este autor) es inferior al 30 %, si bien la mayor parte de las muestras estudiadas presenta valores comprendidos entre el 5 y el 10 %.

Las inclusiones fluidas encontradas contienen fluidos acuosos de baja salinidad, donde

no se ha detectado la presencia de otros componentes volátiles (ej. no existe CO_2). Dichas inclusiones no contienen fases sólidas.

Los resultados del estudio termométrico se presentan en la Tabla V.36. En ella se indican el número de inclusiones estudiadas, clasificadas según el tipo de inclusión. También muestra la morfología de las inclusiones y las temperaturas de fusión del último cristal de hielo y de homogeneización total.

En el estudio a baja temperatura, las temperaturas de fusión eutécticas del hielo observadas indican que nos encontramos con inclusiones fluidas acuosas débilmente salinas (H_2O - NaCl), situándose por encima de -20.8 ºC y, por lo tanto, en la fase líquida atrapada no existen indicios de otras sales además del NaCl.

Las temperaturas de fusión del último cristal de hielo (T_{LM}, Tabla V.36) están comprendidas entre -7 ° y -2 ºC para las inclusiones fluidas de tipo 1 y entre -4 ° y -0.6 ° C para las inclusiones fluidas de tipo 2 (Fig. V.46).

TABLA V.36. Resumen de resultados microtermométricos

Tipo de inclusiones fluidas	Número de inclusiones fluidas	Morfología de las inclusiones	T_{LM} (ºC)	T_H (ºC)
1	81	Tubular	(-6) a (-2)	240-330
2	33	Irregular	(-4) a (-2)	160-230

T_{LM} = Temperatura de fusión del último cristal de hielo.
T_H = Temperatura de homogeneización total.
Los valores de la Tabla corresponden a los rangos de mayor frecuencia.

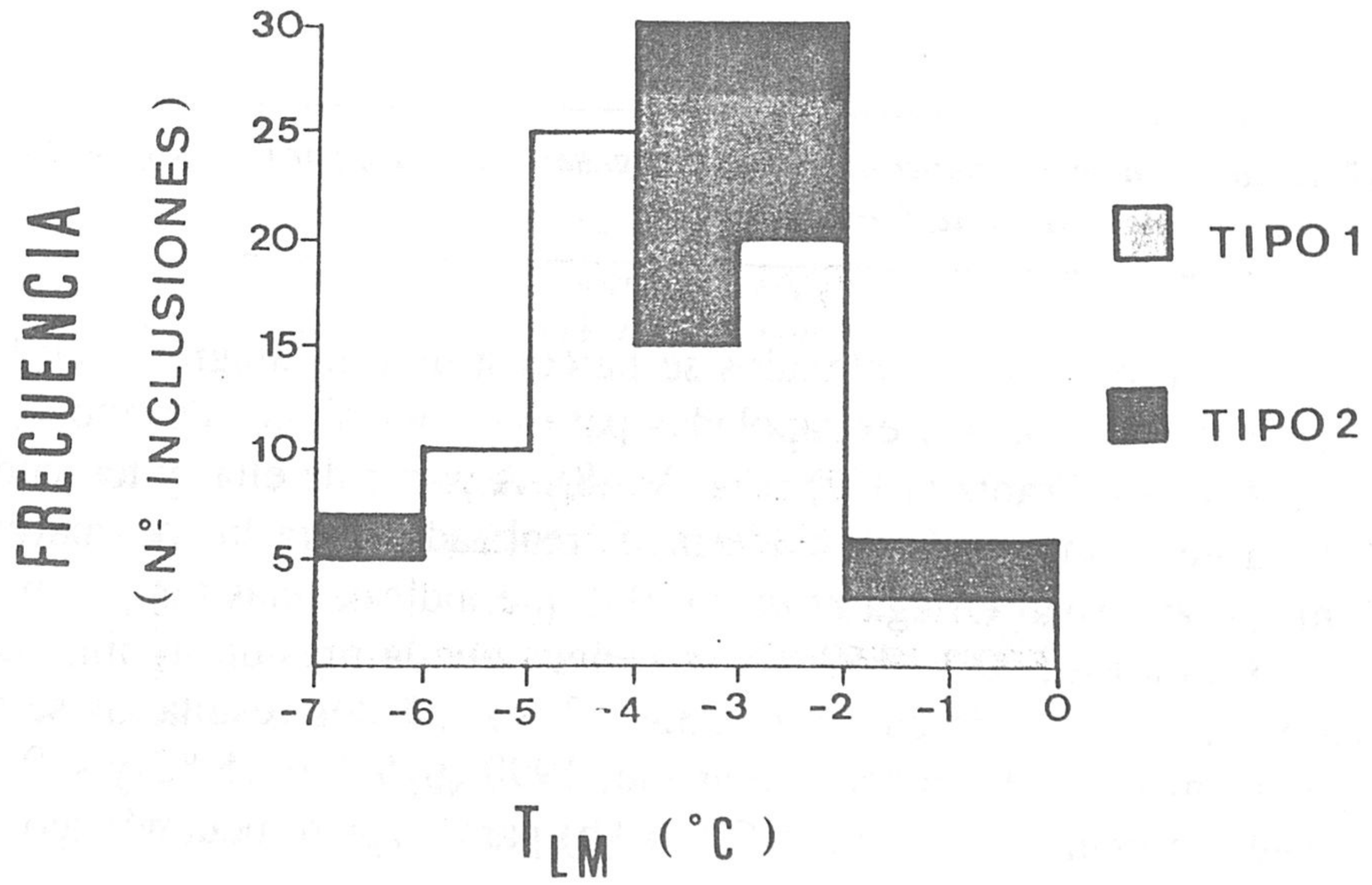


Fig. V.46. Histograma de las temperaturas de fusión del último cristal de hielo (T_{LM}) para inclusiones fluidas en berilos de las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana.

Por otra parte, se han medido las temperaturas de homogeneización total de las inclusiones (T_H, Tabla 37), situándose entre 180 ° y 450 ºC para las inclusiones de tipo 1 y entre 120 ° y 260 ºC para las de tipo 2 (Fig. V.47). El modo de homogeneización se produce, en todas las ocasiones, a fase líquida (L + V → L).

Para el cálculo de los valores de salinidad y molalidad se han utilizado los datos experimentales de Potter *et al.* (1978). Según estos datos, las salinidades se sitúan entre 9 y 2 % en peso equivalente de NaCl para las inclusiones de tipo 1 e inferiores al 5 % para las inclusiones de tipo 2. Las molalidades en NaCl están por debajo del 1.7 % para las inclusiones de tipo 1 y entre 2 y 0.90 % para las de tipo 2.

La densidad de las soluciones atrapadas en las inclusiones se ha determinado a partir de la temperatura de homogeneización y de la molalidad, mediante la fórmula establecida para el sistema (H_2O - NaCl) por Zhang & Frantz (1987). De acuerdo con ella, las densidades oscilan entre 0.65 y 0.96 gr/cm^3.

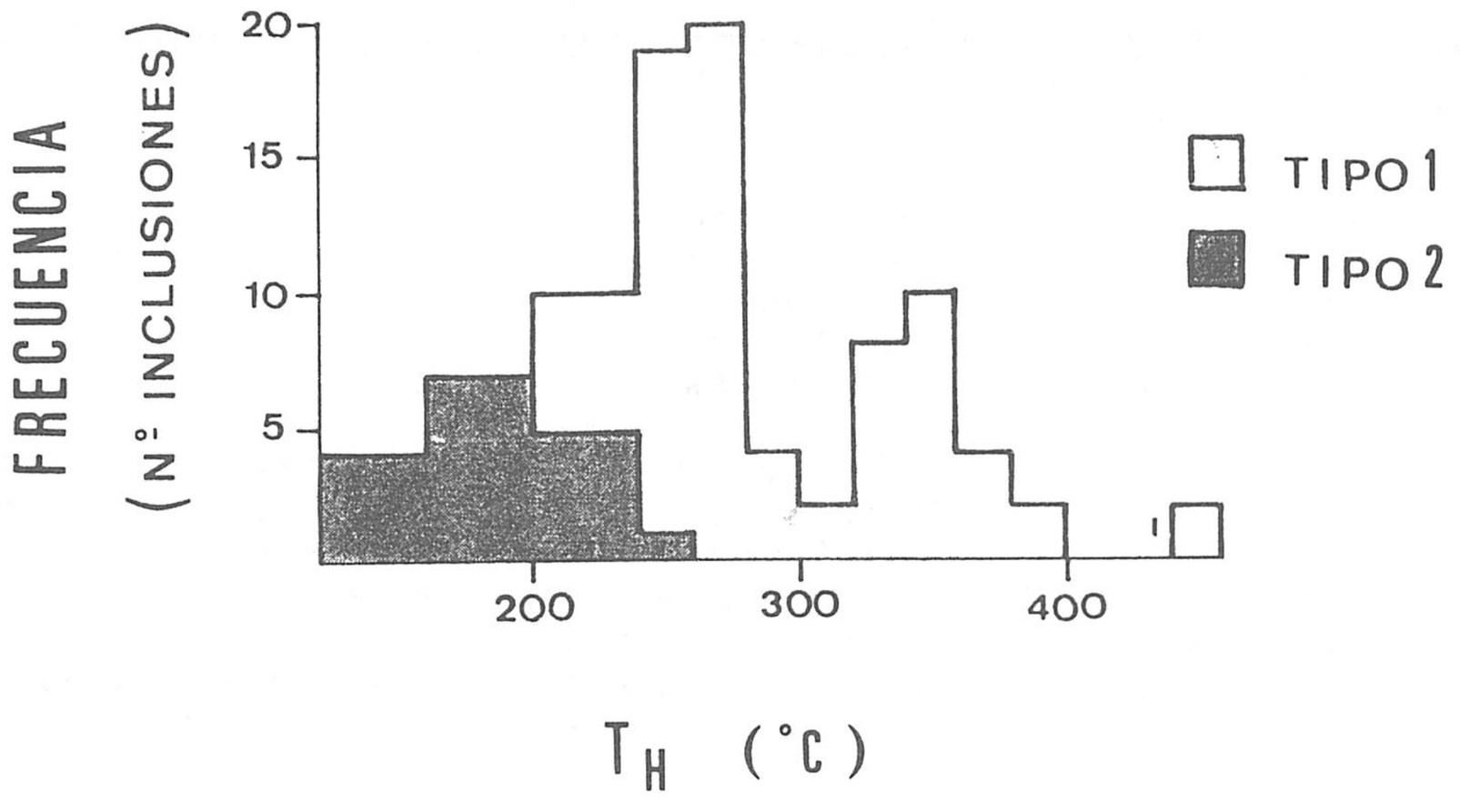


Fig. V.47. Histograma de las temperaturas de homogeneización (T_H) para inclusiones fluidas en berilos de las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana.

De acuerdo con los valores obtenidos se ha construido el diagrama de temperatura-presión para establecer las isocoras extrapoladas para las inclusiones de tipo 1, basándonos en los trabajos de Zhang y Frantz (1987) (Fig. V.48). A partir de ella, y teniendo en cuenta los resultados de la geotermometría de feldespatos realizados para las pegmatitas de Sierra Albarrana obtenidos por Abad-Ortega *et al.* (1993) que indican unas temperaturas mínimas de formación en torno a los 500 ° - 550 °C, se deduce que la presión mínima de formación para dichas pegmatitas se situaría en torno a 3.8 - 3.9 kb. Estos resultados se aproximan a los obtenidos por González del Tánago y Peinado, 1990 (675 ° ± 25 °C y 4.9 ± 0.5 kb) y a los de Azor, 1992 (comun. pers.) (600° C y 4 kb) para el pico metamórfico.

V.1.4.6. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

La naturaleza de las inclusiones encontradas se puede utilizar para dilucidar el problema del origen de las pegmatitas. Considerando que las inclusiones fluidas de tipo 1 poseen carácter primario, éstas representarían las soluciones coexistentes con los fundidos que dieron lugar a la cristalización de las pegmatitas.

De acuerdo con Jahns y Burnham (1969) las pegmatitas cristalizan a partir de un

magma en un sistema cerrado o restringido. En estas condiciones es posible, a partir de fusión parcial local de materiales crustales, la generación de un magma pegmatítico muy rico en H_2O y componentes volátiles. Durante el proceso de enfriamiento de este magma pegmatítico, el contenido en H_2O se incrementa debido a la cristalización de fases anhidras, hasta que se produce saturación en H_2O en el fundido residual. Si la presión de vapor es suficiente, se separa una segunda fase fluida acuosa de densidad relativamente baja en comparación con el fundido silicatado. La separación de dicha fase fluida se considera un paso decisivo para la formación de las pegmatitas.

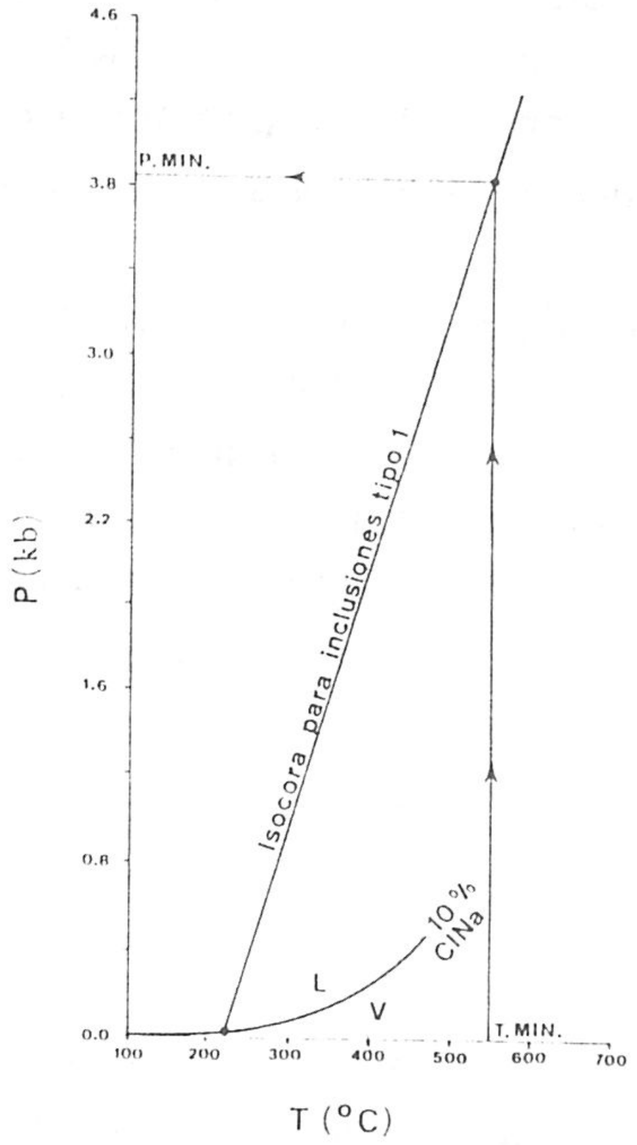


Fig. V.48. Diagrama temperatura (°C) - presión (kb) para salinidades entre el 5 y 10 % en peso de ClNa para las inclusiones fluidas en berilos. Ver discusión en el texto.

Como resultado de estos procesos se generan rocas similares a un granito pero de grano más grueso (pegmatitas simples). Posteriormente se puede producir transporte de grandes cantidades de elementos como Li, Be, etc. para formar pegmatitas complejas por alteración y reemplazamiento de minerales preexistentes.

Las inclusiones fluidas de tipo 1 encontradas en los cristales de berilo de las pegmatitas de Sierra Albarrana parecen representar la fase fluida acuosa responsable de la generación de dichas pegmatitas. Sin embargo, los datos obtenidos no permiten distinguir si el fluido original, en el momento del atrapamiento era un único fundido homogéneo o si, por el contrario, se trataba de un sistema con dos fundidos inmiscibles (uno silicatado y una fase acuosa residual), debido a que no aparecen fases cristalinas sólidas dentro de las inclusiones que pudieran representar la cristalización del fundido silicatado (de acuerdo con las ideas de Roedder, 1984).

Las temperaturas y presiones mínimas de formación estimadas (550 °C y 3.9 kb) se aproximan, como ya se ha mencionado anteriormente, a los datos obtenidos para el pico metamórfico por González del Tánago y Peinado (1990). Por último, es importante destacar

que se trata de una temperatura y una presión mínima de formación (se trata de inclusiones fluidas pertenecientes a berilos que se sitúan en la zona central del cuerpo pegmatítico, pero no se han encontrado en la zona de borde). El comienzo de la consolidación de las pegmatitas de Sierra Albarrana (zona de borde) se situaría a temperaturas algo superiores.

La aparición de berilo en pegmatitas graníticas está relacionada con el tamaño del ión berilio, el cual, es demasiado pequeño para sustituir a otros elementos en la mayoría de las estructuras silicatadas, por lo que se concentra en el fluido magmático residual. Según Solodov (1971) la concentración mínima para que se produzca la cristalización de berilo es 0.018 % en peso de Be (0.050 % en peso de BeO).

En pegmatitas, el berilo puede aparecer con carácter primario, frecuentemente asociado a moscovita y albita o, con carácter secundario y asociado a procesos metasomáticos tardíos (albitización) (Beus, 1966). En las pegmatitas de Sierra Albarrana, el berilo muestra caracter primario y no aparece como producto de alteración de otros minerales primarios, por lo que sus inclusiones fluidas pueden ayudar a deducir las condiciones de formación de dichas pegmatitas.

Las inclusiones fluidas de carácter primario encontradas en los berilos de Sierra Albarrana parecen representar la fase fluida acuosa responsable de la formación de dichas pegmatitas, pero los datos no indican si el fluido era homogéneo o si se trataba de un sistema con dos fluidos inmiscibles. Los valores obtenidos a partir de dichas inclusiones fluidas (550 ºC y 3.9 kb) están de acuerdo con las estimaciones realizadas para el pico metamórfico regional dados por González del Tánago y Peinado (1990) y por Azor (1992, comun. pers.).

V.1.5. CRISOBERILO

V.1.5.1. INTRODUCCION

El crisoberilo es un mineral relativamente frecuente en pegmatitas graníticas. Normalmente ha sido asociado a "pegmatitas desilicificadas" (Fersman, 1961) o a pegmatitas que han sufrido procesos de asimilación de rocas encajantes ricas en aluminio (Franz y Morteany, 1984).

En España ha sido descrito en las pegmatitas de Sierra Albarrana (González del Tánago *et al.*, 1984; González del Tánago, 1991) y en las pegmatitas del Cabo de Creus (Corbellá, 1990).

Este capítulo muestra los resultados del estudio del crisoberilo de las pegmatitas de Sierra Albarrana con especial énfasis en las características ópticas y composicionales así como en la génesis de este mineral.

V.1.5.2. CARACTERISTICAS MORFOLOGICAS, OPTICAS Y TEXTURALES

El crisoberilo de las pegmatitas de Sierra Albarrana es un mineral poco frecuente que aparece solamente en la cantera del Cerro de la Sal. González del Tánago, 1991 señala su presencia en las canteras del tipo "Coma" aunque, en este caso, no hemos podido constatar su presencia.

Dentro del cuerpo pegmatítico zonado del Cerro de la Sal, el crisoberilo se presenta en los nódulos de moscovita, clorita y granate (descritos por Ortega-Huertas *et al.* 1982b) y en la zona intermedia de la citada cantera. En el primero de los casos se trata de un reemplazamiento pseudomórfico de berilo, mientras que en el segundo no se ha constatado la presencia de este último.

Dentro de los nódulos cloríticos, presenta color verde-amarillento, aspecto euhédrico, tamaños milimétricos y carácter translúcido. Aparece asociado a mica blanca (moscovita y pinnita), clorita, bertierina, granate, cordierita, berilo, feldespato potásico, plagioclasa, cloritoide, turmalina, magnetita y cuarzo.

En la zona intermedia, el crisoberilo se presenta con tonos verdosos, aspecto xenomorfo y asociado a cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (nunca asociado a berilo).

En lámina delgada (Foto 27) los dos tipos de crisoberilos descritos son incoloros y no presentan pleocroísmo ni maclas. En la mayoría de los casos aparecen fracturados y a lo largo de los límites de granos, así como en los planos de fractura, están reemplazados por mica blanca de grano muy fino. El relieve es muy alto, lo que permite diferenciarlos muy fácilmente del berilo. Son biáxicos con $2v \approx 70^{\circ}$ y fuertemente dispersivos ($r > v$). En ninguna de las muestras estudiadas se observan zonaciones ópticas.

En los nodulos cloríticos el crisoberilo es un producto de reemplazamiento pseudomórfico de berilo. Aparece asociado a cuarzo y se sitúa en los bordes de de este mineral. Por el contrario, el crisoberilo perteneciente a la zona intermedia de la cantera del Cerro de la Sal no aparece asociado, en ningún caso, a cristales de berilo.

V.1.5.3. DIFRACCION DE RAYOS X (METODO DE POLVO)

Mediante Difracción de Rayos X (método de polvo) y afinamiento por mínimos cuadrados, se han obtenido los parametros de celdilla que se muestran en la Tabla V.37. Los valores son muy semejantes a los de la ficha ASTM, pero bastante diferentes a los encontrados por González del Tánago *et al.* (1984) (por ejemplo, en el volumen de la celdilla aparecen diferencias de aproximadamente 1.7 $Å^3$).

TABLA V.37. Parametros estructurales de crisoberilos

a = 5.486(3) Å	a* = 0.1823(1) Å
b = 9.430(5) Å	b* = 0.1060(1) Å
c = 4.433(2) Å	c* = 0.2256(1) Å
$\alpha = \beta = \gamma = 90^{\circ}$	$\alpha^* = \beta^* = \gamma^* = 90^{\circ}$

Vol = 229.3(1) $Å^3$

Número de líneas usadas en el afinamiento = 28.

V.1.5.4. COMPOSICION QUIMICA

Los resultados de los análisis químicos mediante Microsonda Electrónica así como las fórmulas mineralógicas se muestran en la Tabla V.38. El contenido en BeO ha sido estimado por diferencia a 100 de la suma del porcentaje en peso de los otros elementos.

Los análisis químicos obtenidos son bastante semejantes. No se observan zonaciones composicionales. Las variaciones más significativas aparecen para el FeO (que varía entre 0.61 y 1.49 %). Los cambios en Al_2O_3 son proporcionalmente pequeños. Los contenidos en SiO_2, TiO_2, MgO, CaO y Cr_2O_3 son extremadamente bajos.

V.1.5.5. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

Beus (1966) clasifica los tipos de depósitos en los cuales aparece crisoberilo. Entre ellos, pueden encontrarse los de pegmatitas graníticas que han sufrido procesos de asimilación

TABLA V.38. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de crisoberilos

	CS-19nc	CS-19nc	CS-19nc	CS-20nc	CS-21nc	CS-21nc	CS-21nc	CS-22nc	CS-23nc	CS-24nc	Cs-7iz	CS-7iz	CS-7iz
Al_2O_3	79.12	79.44	79.79	80.19	80.49	79.98	80.37	79.70	80.11	79.69	79.03	79.18	79.01
FeO	1.21	0.84	0.61	0.98	1.49	1.02	0.61	1.41	1.00	0.64	0.84	1.02	1.02
MnO	0.10	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
SiO_2	0.04	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.15	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM	80.51	80.30	80.43	81.20	82.09	81.05	81.14	81.13	81.25	80.36	80.00	80.31	80.19
BeO	19.49	19.70	19.57	18.80	17.81	18.95	18.86	18.87	18.75	19.64	20.00	19.69	19.81
N.SUMA	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Nº de iones para 8 cargas negativas													
Al	1.985	1.987	1.994	2.013	2.033	2.007	2.013	2.005	2.012	1.992	1.975	1.982	1.977
Fe	0.022	0.015	0.011	0.017	0.027	0.018	0.011	0.025	0.018	0.011	0.015	0.018	0.018
Mn	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Be	0.997	1.004	0.997	0.962	0.917	0.969	0.963	0.967	0.960	1.001	1.019	1.005	1.011
Si	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000

Composición de elementos mayores en % en peso.
Contenido en BeO estimado para una suma total de % en peso de elementos de 100.
Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal; nc: nódulos cloríticos, iz: zona intermedia.

de rocas ricas en Al_2O_3. Este es el caso de los nódulos cloríticos de Sierra Albarrana. Sin embargo en los crisoberilos pertenecientes a la zona intermedia no existen indicios de este tipo de contaminación.

Las evidencias texturales indican que el crisoberilo perteneciente a los nódulos cloríticos se ha formado a partir de un berilo anterior de carácter primario. Suponiendo que durante el proceso de transformación de berilo a crisoberilo estuvo presente una fase acuosa, las reacciones de formación pueden ser las propuestas por Franz y Morteani en 1984:

berilo + feldespato potásico (ó albita) + H^+ = crisoberilo + cuarzo + SiO_{2aq} + K^+(ó Na) + H_2O o, alternativamente,
berilo + feldespato potásico (ó albita) + H_2O = crisoberilo + cuarzo+ fundido

Heinrich y Buchi (1969) proponen una reacción para explicar la presencia de crisoberilo y silimanita en las pegmatitas:

berilo + 3 $Al_2O_{3aq\ sol}$ = 3 crisoberilo + sillimanita + cuarzo

Sin embargo, esta reacción no es explicable en las pegmatitas de Sierra Albarrana debido a que la silimanita nunca ha sido encontrada en ellas.

El crisoberilo que aparece en la zona intermedia parece, por el contrario, un producto de cristalización primaria y no un producto de transformación a partir de un berilo anterior. Soman y Nair (1985) demostraron que este tipo de procesos son posibles. La presencia de CO_2 facilita, según estos autores, la concentración y el transporte del Be en el fundido residual.

V.1.6. GRANATES

V.1.6.1. INTRODUCCION

Los granates son ortosilicatos con fórmula general $X_3\ Y_2\ Z_3O_{12}$, con ocho fórmulas por celdilla unidad (Z=8). Los granates más comunes poseen una celdilla unidad cúbica centrada en el interior, con grupo espacial de simetría Ia3d. Los cationes X, Y y Z ocupan posiciones especiales (posiciones 24c, 16a y 24d respectivamente) las cuales son fijadas por la simetría del grupo espacial, mientras que los oxígenos ocupan posiciones generales con coordinaciones variables.

Hay tres clases de poliedros de coordinación en la estructura de los granates (Meagher, 1982). El catión X aparece coordinado con 8 oxígenos, presentando una coordinación cúbica distorsionada (o, alternativamente, dodecaedro triangular), conteniendo normalmente Ca, Mn, Fe^{2+}, Mg y en menor proporción Zn, Y^{3+} y Na. Las posiciones Y están coordinadas con 6 oxígenos, con coordinación octaédrica y aparecen ocupadas principalmente por Al, Fe^{3+} y Cr^{3+}, aunque también puede presentar algo de Ti, V^{3+}, Fe^{2+}, Sn^{4+} y Zr. Por último, el catión Z, coordinado con 4 oxígenos, posee coordinación tetraédrica distorsionada (o, más adecuadamente biesfenoide tetragonal), siendo fundamentalmente Si aunque puede presentar también pequeños porcentajes de Al, Ti, Fe^{3+} y P.

La estructura consiste, por tanto, en cubos distorsionados o dodecaedros triangulares de XO_8 unidos por los vértices o por las aristas a octaedros distorsionados de YO_6 y a tetraedros distorsionados de ZO_4.

Los principales miembros finales del grupo son, según Cerny y Hawthorne (1982):

Piropo	$Mg_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12}$
Knorringita	$Mg_3\ Cr_2\ Si_3\ O_{12}$
Khoharita	$Mg_3\ Fe_2\ Si_3\ O_{12}$
Majorita	$Mg_3\ (Fe,Al,Si)_2\ Si_3\ O_{12}$
Almandino	$Fe_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12}$
Espesartina	$Mn_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12}$
Calderita	$Mn_3\ Fe_2\ Si_3\ O_{12}$
Grosularia	$Ca_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12}$
Andradita	$Ca_3\ Fe_2\ Si_3\ O_{12}$
Uvarovita	$Ca_3\ Cr_2\ Si_3\ O_{12}$
Goldmanita	$Ca_3\ V_2\ Si_3\ O_{12}$
Kimzeyita	$Ca_3\ (Zr,Ti)_2\ (Al,Fe,Si)_3\ O_{12}$
Chorlomita	$Ca_3\ (Fe,Ti)_2\ (Al,Fe,Si)_3\ O_{12}$
Melanita (andradita con Ti)	$Ca_3\ (Fe,Ti)_2\ (Si,Fe)_3\ O_{12}$
Serie de la Hidrogrosularia	$Ca_3\ Al_2\ (SiO_4)_{3-x}\ (OH)_{4x}$
Serie de la Hidroandradita	$Ca_3\ Fe_2\ (SiO_4)_{3-x}\ (OH)_{4x}$
Henritermierita	$Ca_3\ (Mn,Al)_2\ (SiO_4)_2\ (OH)_4$

Los granates más comunes han sido divididos tradicionalmente en dos grupos (Winchell, 1933), con completa solución sólida dentro de ellos pero con un laguna composicional evidente entre ambos. Los nombres de estas series son acrónimos derivados de las abreviaturas de los miembros finales de cada grupo: El grupo piralspita está formado por piropo, almandino y espesartina y, el grupo ugrandita está constituido por uvarovita, grosularia y andradita.

En la Fig. V.49 se esquematizan como están relacionados entre si los miembros finales e intermedios del grupo del granate, basándose en los estudios existentes sobre equilibrios de fase entre ellos (Meagher, 1982).

La composición química de granates pegmatíticos está restringida a la serie almandino-espesartina, con cantidades variables, pero generalmente pequeñas, de Mg y Ca. Los granates de pegmatitas muy profundas en relación con materiales granulíticos y migmatíticos, así como los asociados a pegmatitas micaceas presentan elevados contenidos en Mg-Ca y Fe>>>Mn. En pegmatitas de elementos raros esta relación se invierte: Mg y Ca decrecen drásticamente y Mn<Fe (Cerny y Hawthorne, 1982).

En cuerpos pegmatíticos individuales, los granates aparecen en varias zonas, pudiendo presentarse en zonas aplíticas de borde, en zonas intermedias (en complejos de cuarzo-moscovita) y en unidades de albitizadas. Los granates se hacen más ricos en Mn y más pobres en Ca, Mg, Fe y REE en las sucesivas generaciones en las que aparecen.

V.1.6.2. CARACTERISTICAS TEXTURALES

En las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana, los granates aparecen mayoritariamente en la zona de borde de los afloramientos Cerro de la Sal, Peña Grajera, Río Bembézar y Valverda 5. También se encuentran granates en los nódulos cloríticos que aparecen en la zona intermedia del afloramiento Cerro de la Sal.

Los granates pertenecientes a las zonas de borde de las pegmatitas son cristales euhédricos o subhédricos, con tamaños de grano variables hasta algunos centímetros. Frecuentemente están fracturados, suelen estar alterados a óxidos de hierro, biotita y clorita,

e incluyen cuarzo, feldespato y plagioclasa (Foto 28).

Los cristales pertenecientes a los nódulos cloríticos alcanzan hasta 10 o 15 centímetros siendo de bastante mayor tamaño que los anteriores. Aparecen asociados a cordierita, clorita, bertierina, "pinnita", moscovita, cloritoide, feldespato, plagioclasa, berilo y crisoberilo fundamentalmente. Aparecen también como cristales euhédricos o subhédricos con gran desarrollo de fracturación y alterados a biotita y clorita (Foto 29).

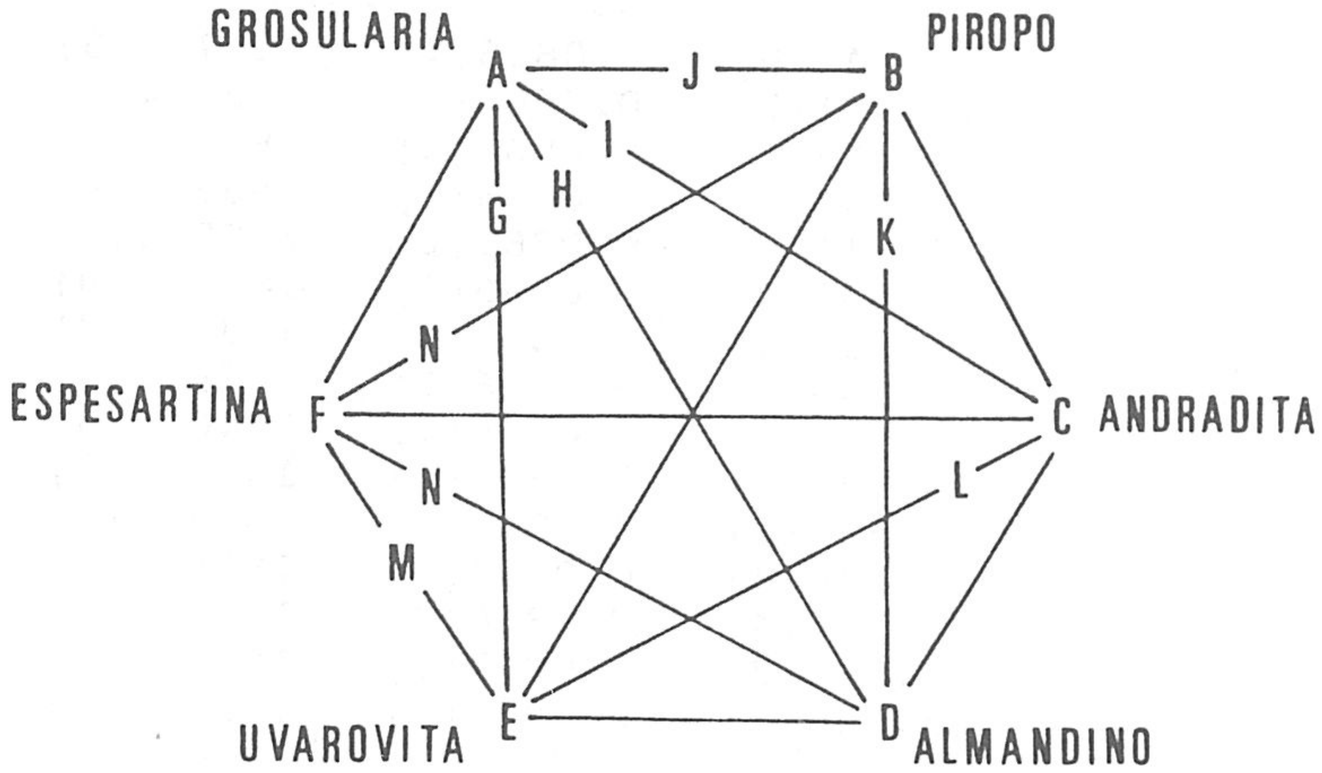


Fig. V.49. Estudios de equilibrios de fase de los miembros finales más comunes del grupo del granate (Meagher, 1982). (A) Hays (1967), Huckenholz et al. (1975), (B) Boyd y England (1959), Schreyer y Seifert (1969), (C) Huckenholz y Yoder (1971), (D) Hsu (1968), Keesmann et al. (1971), (E) Huckenholdz (1975), (F) Snow (1943), Mottana (1974), (G) Huckenholz y Knittel (1975), (H) Hariya y Nakano (1972), (I) Huckenholz et al. (1974), (J) Yoder y Chinner (1960), (K) Hsu y Burnham (1969), (L) Isaacs (1965),(M) Naka et al. (1975), (N) Matthes (1961).

No se observan zonaciones ópticas en los cristales estudiados, por lo que es necesario realizar análisis mediante Microsonda Electrónica para detectar las variaciones químicas de centro a borde de los mismos. De acuerdo con Lessing y Standish (1973) este fenómeno es bastante frecuente y, la mayoria de los granates citados en la literatura, no muestran zonación visible o dicha zonación presenta carácter oscilatorio.

V.1.6.3. DIFRACTOMETRIA DE RAYOS X (METODO DE POLVO)

En la Tabla V.39 se muestran los parámetros cristalográficos afinados de los distintos granates estudiados. Los resultados (11.511 Å $< a = b = c <$ 11.550 Å) muestran valores correspondientes a muestras con alto contenido en el término almandino ($a = b = c =$ 11.53 Å), aunque también se observa la influencia, en menor proporción del término espesartina ($a = b = c =$ 11.63 Å).

Se han efectuado análisis de regresión múltiple con objeto de obtener una fórmula que relacione el parámetro cristalográfico a ($= b = c$) con los porcentajes de los distintos componentes (Alm, Esp, Gro, Prp), de acuerdo con los análisis químicos que se verán más adelante. Los resultados se expresan en la siguiente fórmula:

$$a = -23.99 + 0.36\ \text{Gro} + 0.36\ \text{Alm} + \\ + 0.36\ \text{Esp} + 0.35\ \text{Prp}$$

Dicha fórmula permite predecir la longitud del parámetro a, b o c ($a = b = c$) en función de dichos componentes sin realizar análisis por DRX sobre muestras equivalentes a las de Sierra Albarrana (con una desviación típica de 0.015).

TABLA V.39. Parámetros estructurales de granates de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Muestra	$a=b=c$	$a^*=b^*=c^*$	VOL
CS-26bz	11.543(6)	0.0866(4)	1537.8(5)
CS-27bz	11.501(2)	0.0869(1)	1521.4(5)
CS-28bz	11.527(5)	0.0868(2)	1531.8(2)
CS-29bz	11.547(3)	0.0866(3)	1539.7(8)
CS-30bz	11.511(6)	0.0869(2)	1525.1(5)
CS-25nc	11.541(4)	0.0866(3)	1537.3(9)
CS-26nc	11.533(4)	0.0867(3)	1533.9(9)
CS-27nc	11.546(2)	0.0866(1)	1539.3(4)
CS-28nc	11.550(1)	0.0866(1)	1540.6(3)
PG-10bz	11.545(3)	0.0866(2)	1538.8(8)
PG-11bz	11.547(3)	0.0866(2)	1539.6(8)
PG-12bz	11.540(4)	0.0867(2)	1536.6(9)
RB-4bz	11.546(4)	0.0866(3)	1539.1(9)
RB-5bz	11.538(3)	0.0867(2)	1536.0(6)
VA5-4bz	11.540(5)	0.0867(3)	1536.8(9)

Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, RB: Río Bembézar, VA5: Valverda 5; bz: zona de borde, nc: nódulos cloríticos.

V.1.6.4. ZONACION QUIMICA

Los resultados de los análisis químicos de los distintos granates estudiados, así como sus fórmulas mineralógicas, se presentan en las Tablas V.40 y V.41.

De las fórmulas mineralógicas se deduce que los granates examinados pertenecen a la solución sólida almandino-espesartina. Las muestras pertenecientes a la cantera Peña Grajera son más ricas en el término almandino (69 % < alm < 74 %, 22 % < esp < 29 %), mientras que las pertenecientes a Cerro de la Sal son más ricas en el miembro espesartítico (59 % < alm < 63 %, 30 % < esp < 33 %). También presentan pequeños porcentajes en Mg (5 % < prp < 7 % para Cerro de la Sal, 1 % < prp < 2.5 % para Peña Grajera) y Ca (0.75 % < gro < 1.25 % para Cerro de la Sal y 0.50 % < gro < 0.90 % para Peña Grajera).

Las variaciones composicionales más significativas (expresadas como porcentajes de variación relativa) aparecen para FeO y MnO, siendo siempre FeO > MnO. Los cambios en SiO_2, Al_2O_3, MgO y CaO son proporcionalmente bajos. Los contenidos en CaO son siempre inferiores al 1 % y los de MgO se sitúan por debajo del 2 % en todas las muestras estudiadas.

Baldwin y Knorring (1983) indican la existencia de un patrón general, en granates pegmatíticos, de concentración de Mn y disminución de Fe desde la zona de borde (donde Mn < Fe), a través de las zonas intermedias (con Mn Fe) y hasta las zonas de núcleo y unidades de reemplazamiento (donde Mn > > > Fe). Debido a que todos los granates que aparecen en las pegmatitas de Sierra Albarrana lo hacen en la zona de borde, los contenidos en FeO deben ser bastante superiores a los de MnO, como se deduce de la observación de las Tablas V.40 y V.41.

Baldwin y Knorring (1983) proponen usar la variación de (FeO + MgO) frente a (MnO + CaO) como índice de evolución relativa y de cristalización progresiva. El diagrama

muestra la relación entre la composición química de los granates y las zonas pegmatíticas (Fig. V.50). Como era de esperar, los distintos granates estudiados se sitúan en el campo correspondiente a las zonas de borde con contenidos en FeO superiores a los de MnO.

TABLA V.40. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de granates de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Oxidos	CS-26bz		PG-10bz		CS-29nc	
	c	b	c	b	c	b
SiO_2	35.74	35.75	35.30	35.81	35.69	35.88
Al_2O_3	20.46	20.81	20.41	20.17	20.72	20.25
TiO_2	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01
FeO	28.37	28.23	30.52	33.75	32.32	31.72
MnO	13.62	13.49	12.34	8.36	8.94	10.06
MgO	1.32	1.34	0.11	0.52	2.00	1.99
CaO	0.31	0.31	0.24	0.31	0.23	0.21
Na_2O	0.08	0.02	0.03	0.01	0.05	0.06
K_2O	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
P_2O_5	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01
TOTAL	99.92	99.97	99.06	98.94	99.98	100.20
	Nº de iones para 12 oxígenos					
Si	2.952	2.944	2.955	2.990	2.935	2.951
Al(IV)	0.048	0.056	0.045	0.010	0.065	0.049
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.943	1.964	1.969	1.975	1.943	1.914
Fe^{2+}	1.959	1.944	2.137	2.357	2.223	2.182
Mn	0.953	0.941	0.875	0.591	0.623	0.701
Mg	0.163	0.165	0.014	0.065	0.245	0.244
Ca	0.027	0.027	0.022	0.028	0.020	0.019
Σ(VI)	3.102	3.077	3.048	3.041	3.111	3.146
Alm	61.29	61.52	69.20	77.04	69.74	67.28
Esp	32.28	31.96	29.61	19.86	21.22	23.80
PrP	5.51	5.59	0.46	2.17	8.35	8.29
Gro	0.93	0.93	0.73	0.93	0.69	0.63

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartina, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularia. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera; bz: zona de borde, nc: nódulos cloríticos.

Los altos porcentajes en almandino-espesartina indican que los contenidos en Li en el campo pegmatítico estudiado deben ser bastante bajos (de acuerdo con las ideas de Baldwin y Knorring, 1983).

Las variaciones composicionales en granates pegmatíticos proporcionan una importante información petrogenética. Por ello, se han representado los valores de FeO, MnO y MgO en el diagrama triangular que Salye (1975) propone para estimar el tipo de pegmatita de la que proceden (Fig. V.51). Todos los granates estudiados pertenecientes a las pegmatitas de Sierra Albarrana se sitúan en el campo de las pegmatitas micáceas (campos A y B), excluyendo claramente la presencia de formaciones pegmatíticas de elementos raros (campos C y D).

TABLA V.41. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de granates de las pegmatitas de Sierra Albarrana (perfiles composicionales de borde a centro de grano)

Oxidos	CS-26bz								
	b			c					b
SiO_2	36.57	36.58	36.67	36.80	36.46	36.39	36.69	36.41	36.48
Al_2O_3	20.72	20.64	20.84	21.00	20.84	20.73	20.99	20.74	20.82
TiO_2	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
FeO	28.36	28.57	28.21	28.11	28.09	28.00	28.20	28.12	28.25
MnO	13.20	13.26	13.37	13.47	13.28	12.47	13.32	13.37	13.25
MgO	1.37	1.35	1.39	1.39	1.34	1.39	1.38	1.37	1.37
CaO	0.32	0.30	0.35	0.39	0.39	0.38	0.36	0.32	0.21
Na_2O	0.06	0.03	0.05	0.03	0.06	0.02	0.03	0.01	0.03
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.63	100.76	100.90	101.19	100.49	100.39	100.99	100.38	100.44
	Nº de iones para 12 oxígenos								
Si	2.982	2.983	2.981	2.981	2.976	2.975	2.978	2.977	2.979
Al(IV)	0.018	0.017	0.019	0.019	0.024	0.025	0.022	0.023	0.021
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.973	1.966	1.978	1.986	1.981	1.973	1.986	1.976	1.983
Fe^{2+}	1.934	1.948	1.918	1.904	1.918	1.915	1.914	1.923	1.929
Mn	0.912	0.916	0.921	0.924	0.918	0.933	0.916	0.926	0.916
Mg	0.167	0.164	0.168	0.168	0.163	0.169	0.167	0.167	0.167
Ca	0.028	0.026	0.030	0.034	0.034	0.033	0.031	0.028	0.018
Σ(VI)	3.041	3.054	3.037	3.030	3.033	3.050	3.028	3.044	3.030
Alm	62.90	62.82	62.44	62.23	62.52	61.83	62.59	62.35	63.02
Esp	30.57	30.78	30.88	31.00	30.85	31.35	30.75	31.10	30.76
Prp	5.58	5.52	5.65	5.63	5.48	5.69	5.61	5.61	5.60
Gro	0.94	0.88	1.02	1.14	1.15	1.12	1.05	0.94	0.62

Oxidos	CS-26bz							
	b		c					b
SiO_2	36.49	36.42	36.50	36.56	36.51	36.46	36.42	36.45
Al_2O_3	20.81	20.85	20.86	20.92	20.89	20.90	20.94	20.87
TiO_2	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	28.53	28.01	27.86	28.00	27.85	27.90	28.02	28.63
MnO	13.10	13.53	13.47	13.41	13.22	13.37	13.49	12.76
MgO	1.48	1.47	1.52	1.56	1.60	1.54	1.52	1.52
CaO	0.29	0.35	0.39	0.34	0.34	0.32	0.31	0.41
Na_2O	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	2.01	2.06	2.09
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.77	100.68	100.63	100.82	100.45	100.51	102.76	100.68
	Nº de iones para 12 oxígenos							
Si	2.972	2.969	2.974	2.972	2.976	2.973	2.967	2.970
Al(IV)	0.028	0.031	0.026	0.028	0.024	0.027	0.033	0.030
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.970	1.972	1.977	1.976	1.983	1.981	1.977	1.974
Fe^{2+}	1.943	1.910	1.898	1.904	1.898	1.902	1.909	1.951
Mn	0.904	0.934	0.929	0.923	0.913	0.923	0.931	0.881
Mg	0.180	0.179	0.185	0.189	0.194	0.187	0.185	0.185
Ca	0.025	0.031	0.034	0.030	0.030	0.028	0.027	0.036
Σ(VI)	3.052	3.054	3.046	3.046	3.035	3.040	3.052	3.053
Alm	62.69	61.49	61.39	61.57	61.80	61.70	61.49	62.93
Esp	30.41	31.47	31.26	31.07	30.67	31.06	31.37	29.65
Prp	6.05	6.02	6.21	6.36	6.53	6.30	6.22	6.22
Gro	0.85	1.03	1.14	1.00	1.00	0.94	0.91	1.21

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartina, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularia. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera; bz: zona de borde del afloramiento, nc: nódulos cloríticos.

TABLA V.41. Sigue

Oxidos	PG-10bz					
	b		c			b
SiO_2	35.46	35.43	35.49	35.21	35.62	35.75
Al_2O_3	20.27	20.11	20.44	20.33	20.39	20.50
TiO_2	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00
FeO	33.04	32.27	33.63	32.15	32.42	33.91
MnO	9.06	9.26	9.20	10.42	10.31	9.04
MgO	0.55	0.60	0.50	0.50	0.54	0.56
CaO	0.20	0.33	0.29	0.29	0.22	0.28
Na_2O	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03
K_2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
P_2O_5	0.07	0.08	0.00	0.08	0.13	0.00
TOTAL	98.67	98.11	99.57	99.01	99.67	100.08
	Nº de iones para 12 oxígenos					
Si	2.969	2.979	2.955	2.947	2.956	2.960
Al(IV)	0.031	0.021	0.045	0.053	0.044	0.040
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.969	1.972	1.961	1.952	1.951	1.961
Fe^{2+}	2.308	2.264	2.330	2.239	2.242	2.336
Mn	0.641	0.658	0.645	0.735	0.722	0.631
Mg	0.068	0.075	0.062	0.062	0.067	0.069
Ca	0.018	0.030	0.026	0.026	0.019	0.025
Σ(VI)	3.035	3.027	3.063	3.062	3.050	3.061
Alm	75.44	74.34	75.07	71.93	72.56	75.41
Esp	21.64	22.14	21.96	25.07	24.52	21.42
Prp	2.31	2.52	2.10	2.12	2.26	2.34
Gro	0.60	1.00	0.88	0.88	0.66	0.84

Oxidos	PG-10bz				
	b		c		b
SiO_2	35.23	35.60	35.36	35.55	35.33
Al_2O_3	20.04	20.21	20.21	20.38	20.41
TiO_2	0.05	0.03	0.00	0.03	0.01
FeO	30.88	30.40	30.29	29.22	32.28
MnO	11.11	12.83	12.90	12.83	10.56
MgO	0.36	0.22	0.15	0.24	0.44
CaO	0.17	0.11	0.18	0.24	0.44
Na_2O	0.09	0.00	0.05	0.06	0.03
K_2O	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01
P_2O_5	0.13	0.11	0.07	0.26	0.01
TOTAL	98.06	99.53	99.23	98.75	99.21
	Nº de iones para 12 oxígenos				
Si	2.970	2.966	2.960	2.967	2.953
Al(IV)	0.030	0.034	0.040	0.033	0.047
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.961	1.951	1.954	1.971	1.964
Fe^{2+}	2.177	2.118	2.120	2.039	2.257
Mn	0.793	0.905	0.915	0.907	0.748
Mg	0.045	0.027	0.019	0.030	0.055
Ca	0.015	0.010	0.016	0.015	0.012
Σ(VI)	3.030	3.060	3.070	2.991	3.000
Alm	71.25	68.22	67.92	67.91	72.43
Esp	26.71	30.53	30.90	30.57	25.32
Prp	1.52	0.92	0.63	1.01	1.86
Gro	0.52	0.33	0.55	0.51	0.39

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartína, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularia. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera; bz: zona de borde del afloramiento, nc: nódulos cloríticos.

TABLA V.41. Sigue

Oxidos	PG-10bz							
	c							b
SiO_2	36.33	36.39	36.30	36.12	36.13	36.30	36.09	36.25
Al_2O_3	20.75	20.83	20.81	20.73	20.70	20.79	20.70	20.84
TiO_2	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01
FeO	33.96	30.79	31.15	31.41	31.47	31.60	31.66	31.11
MnO	9.19	12.89	12.85	11.99	11.72	11.76	12.15	12.53
MgO	0.52	0.16	0.12	0.15	0.18	0.18	0.18	0.16
CaO	0.28	0.20	0.22	0.26	0.26	0.26	0.21	0.20
Na_2O	0.01	0.01	0.02	0.05	0.03	0.05	0.02	0.00
K_2O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	101.07	101.29	101.48	100.73	100.51	100.94	101.04	101.10
	Nº de iones para 12 oxígenos							
Si	2.973	2.976	2.968	2.971	2.976	2.977	2.964	2.971
Al(IV)	0.027	0.024	0.032	0.029	0.024	0.033	0.036	0.029
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.974	1.983	1.973	1.981	1.985	1.976	1.968	1.984
Fe^{2+}	2.324	2.105	2.130	2.161	2.167	2.167	2.175	2.132
Mn	0.637	0.893	0.890	0.835	0.818	0.817	0.845	0.870
Mg	0.063	0.020	0.015	0.018	0.022	0.022	0.022	0.020
Ca	0.025	0.018	0.019	0.023	0.023	0.023	0.018	0.018
Σ(VI)		3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Alm	75.61	68.75	68.87	70.49	71.01	71.05	70.12	69.47
Esp	21.43	30.00	29.98	28.12	27.48	27.44	28.52	29.28
Prp	2.13	0.66	0.49	0.62	0.74	0.74	0.74	0.66
Gro	0.83	0.59	0.65	0.77	0.77	0.77	0.62	0.59
Oxidos	CS-30nc							
	c							b
SiO_2	36.70	36.56	36.78	36.66	36.64	36.82	36.64	36.21
Al_2O_3	21.05	20.94	20.97	20.93	20.85	20.97	21.12	20.89
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	35.04	35.03	35.27	35.35	35.60	35.57	33.64	23.57
MnO	7.03	6.85	6.67	6.30	6.28	6.41	8.24	19.16
MgO	1.43	1.51	1.60	1.65	1.67	1.64	1.07	0.61
CaO	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.13	0.13
Na_2O	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.05
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	101.38	100.99	101.40	101.01	101.15	101.52	100.97	100.63
	Nº de iones para 12 oxígenos							
Si	2.973	2.972	2.977	2.976	2.974	2.976	2.980	2.968
Al(IV)	0.027	0.028	0.023	0.024	0.026	0.024	0.020	0.032
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.983	1.979	1.977	1.979	1.969	1.974	2.004	1.986
Fe^{2+}	2.374	2.382	2.387	2.400	2.417	2.405	2.288	1.616
Mn	0.482	0.472	0.457	0.433	0.432	0.439	0.568	1.330
Mg	0.173	0.183	0.193	0.200	0.202	0.198	0.130	0.075
Ca	0.009	0.008	0.008	0.008	0.009	0.009	0.011	0.011
Σ(VI)	3.038	3.045	3.045	3.041	3.060	3.051	2.997	3.032
Alm	77.67	77.71	77.89	78.47	78.40	78.32	76.22	52.29
Esp	16.22	15.87	15.36	14.56	14.52	14.75	19.05	44.82
Prp	5.81	6.16	6.49	6.71	6.79	6.64	4.35	2.51
Gro	0.29	0.26	0.26	0.26	0.29	0.29	0.38	0.38

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartina, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularia. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera; bz: zona de borde, nc: nódulos cloríticos.

TABLA V.41. Sigue

Oxidos	CS-31nc							
	b							c
SiO_2	36.49	36.74	36.79	36.71	36.71	36.72	36.69	36.77
Al_2O_3	20.90	20.97	20.99	20.97	20.99	21.07	21.04	21.09
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
FeO	30.38	32.54	32.64	32.72	32.58	32.52	32.67	32.73
MnO	10.41	8.19	8.29	8.20	8.07	8.21	8.13	8.06
MgO	1.95	2.16	2.14	2.15	2.14	2.13	2.14	2.15
CaO	0.24	0.23	0.22	0.23	0.23	0.25	0.25	0.25
Na_2O	0.01	0.03	0.06	0.01	0.03	0.03	0.02	0.00
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.38	100.86	101.13	100.99	100.75	100.94	100.95	101.06
	Nº de iones para 12 oxígenos							
Si	2.972	2.975	2.973	2.971	2.975	2.971	2.969	2.971
Al(IV)	0.028	0.025	0.027	0.029	0.025	0.029	0.031	0.029
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.978	1.976	1.972	1.971	1.980	1.980	1.976	1.980
Fe^{2+}	2.069	2.204	2.206	2.215	2.208	2.200	2.211	2.212
Mn	0.718	0.562	0.567	0.562	0.554	0.563	0.557	0.552
Mg	0.237	0.261	0.258	0.259	0.259	0.257	0.258	0.259
Ca	0.021	0.020	0.019	0.020	0.020	0.022	0.022	0.022
Σ(VI)	3.045	3.047	3.050	3.056	3.041	3.042	3.048	3.045
Alm	67.17	71.68	71.60	71.68	72.02	71.69	71.81	71.99
Esp	24.16	18.88	19.09	18.92	18.62	18.94	18.77	18.57
Prp	7.97	8.76	8.67	8.73	8.69	8.65	8.70	8.72
Gro	0.70	0.67	0.64	0.67	0.67	0.73	0.73	0.73

Oxidos	CS-31nc						
							b
SiO_2	36.79	36.87	36.80	36.66	36.74	36.71	36.66
Al_2O_3	21.04	21.12	21.01	21.08	21.01	21.03	21.06
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	32.79	32.74	32.87	32.72	32.63	32.56	32.22
MnO	8.18	8.12	8.15	8.24	8.37	8.42	8.83
MgO	2.13	2.16	2.17	2.16	2.13	2.12	2.10
CaO	0.26	0.26	0.24	0.24	0.27	0.24	0.24
Na_2O	0.01	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	101.20	101.31	101.28	101.12	101.18	101.11	101.16
	Nº de iones para 12 oxígenos						
Si	2.971	2.972	2.970	2.964	2.969	2.968	2.964
Al(IV)	0.029	0.028	0.030	0.036	0.031	0.032	0.036
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.974	1.978	1.969	1.973	1.970	1.972	1.971
Fe^{2+}	2.215	2.207	2.219	2.212	2.205	2.202	2.179
Mn	0.560	0.554	0.557	0.564	0.573	0.577	0.605
Mg	0.256	0.260	0.261	0.260	0.257	0.256	0.253
Ca	0.022	0.022	0.021	0.021	0.023	0.021	0.021
Σ(VI)	3.053	3.043	3.058	3.057	3.058	3.036	3.058
Alm	71.78	71.86	71.75	71.48	71.27	71.26	70.36
Esp	18.83	18.65	18.76	19.04	19.30	19.43	20.40
Prp	8.63	8.73	8.79	8.78	8.64	8.61	8.54
Gro	0.76	0.76	0.70	0.70	0.79	0.70	0.70

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartina, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularia.
c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera; bz: zona de borde del afloramiento, nc: nódulos cloríticos.

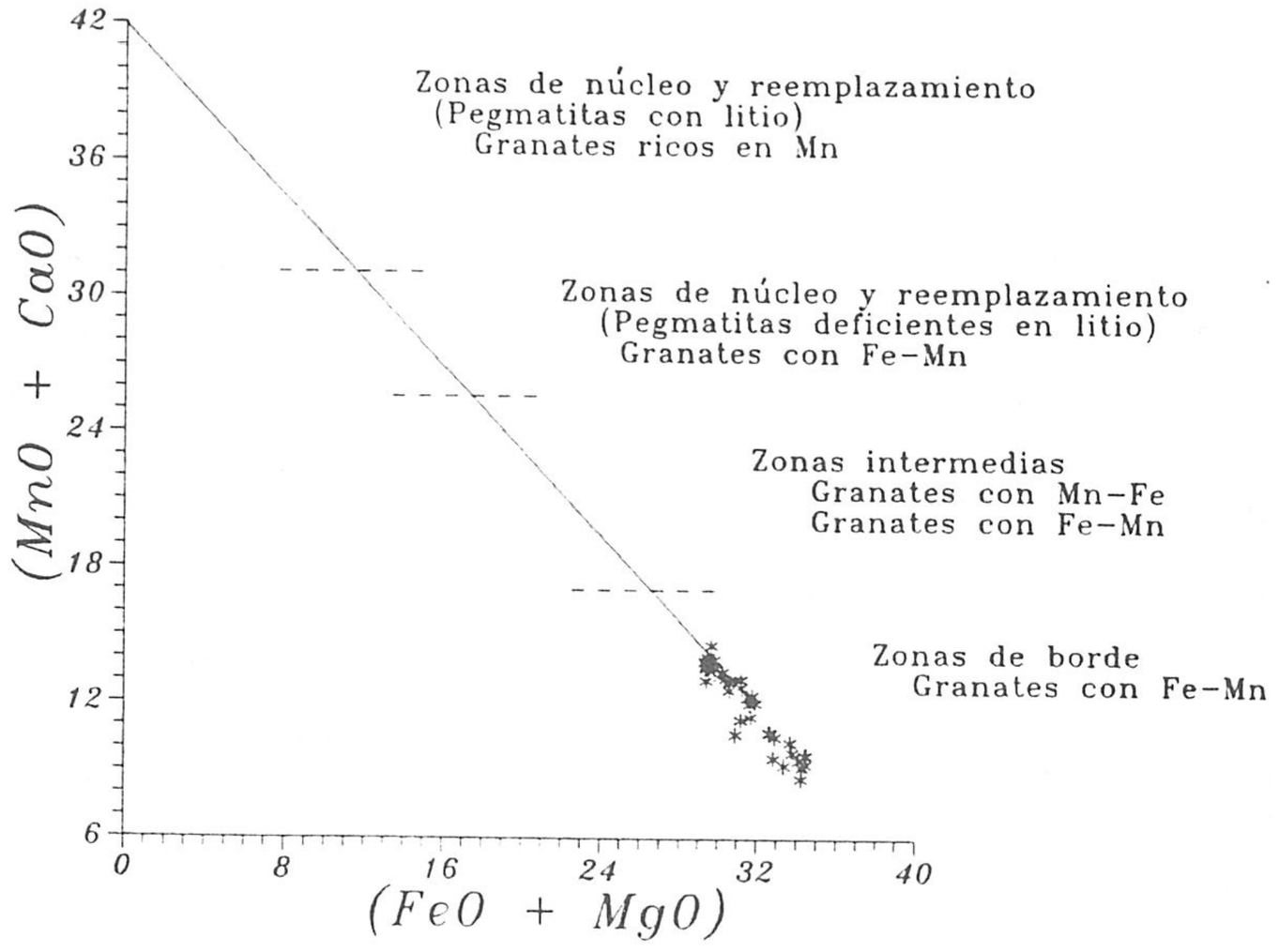


Fig. V.50. Relación entre la composición química del granate y las zonas pegmatíticas (modificado de Baldwin y Knorring, 1983). Los granates de las pegmatitas de Sierra Albarrana están representados por estrellas.

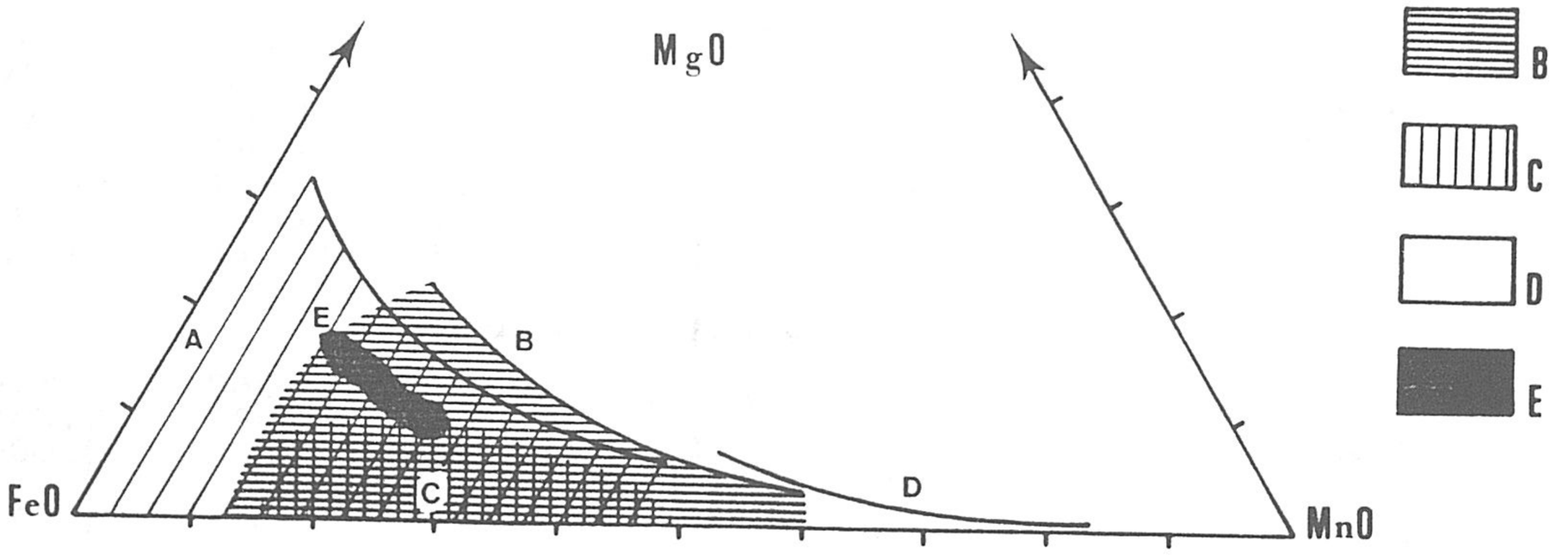


Fig. V.51. Campos composicionales de granates de distintos tipos pegmatíticos (modificado de Hawthorne y Cerny, 1982). (A) y (B) formaciones moscovíticas, (C) formación moscovítica + formación de metales raros, (D) formación de elementos raros, (E) Sierra Albarrana.

En la Fig. V.52 se muestran los diagramas composicionales de los granates de las pegmatitas de Sierra Albarrana. Las composiciones medias son, en líneas generales, semejantes, especialmente entre granates pertenecientes a la misma cantera, lo que se traduce en un buen agrupamiento de las muestras analizadas. Se observa mayor dispersión en las composiciones de los granates pertenecientes a los nódulos cloríticos.

Con objeto de evaluar la zonación composicional de los granates estudiados se han representado los valores correspondientes a borde y centro de grano (Tabla V.40) en el diagrama composicional de granates. Los resultados se muestran en la Fig. V.53, donde se observa que los mayores grados de variación composicional se dan en las muestras pertenecientes a Peña Grajera y en los nódulos cloríticos, mientras que las muestras pertenecientes a Cerro de la Sal muestran variaciones proporcionalmente menores.

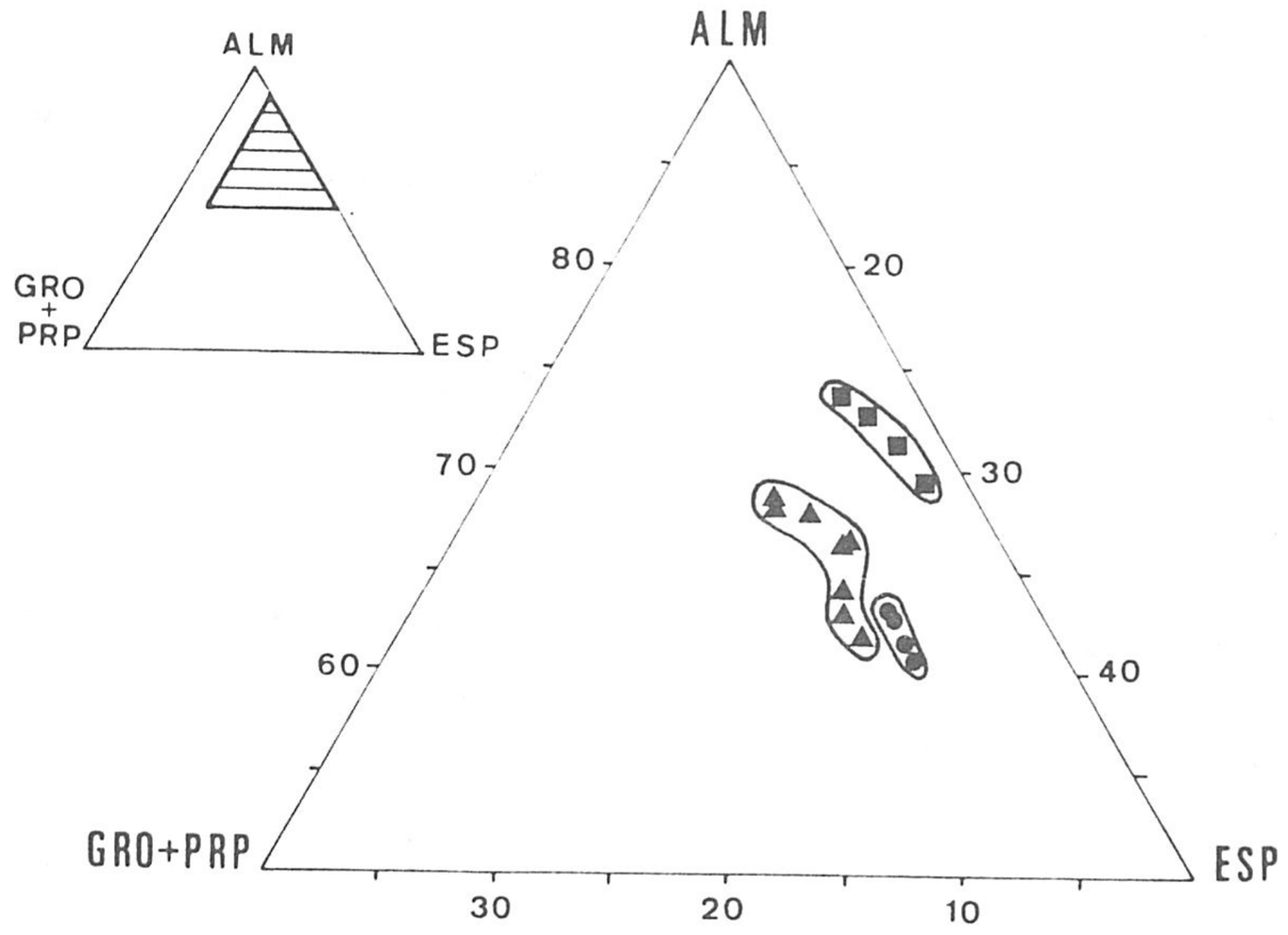


Fig. V.52. Composición media de los granates de las pegmatitas de Sierra Albarrana. Cerro de la Sal (zona de borde): círculos, Cerro de la Sal (nódulos cloríticos): triángulos, Peña Grajera: cuadrados.

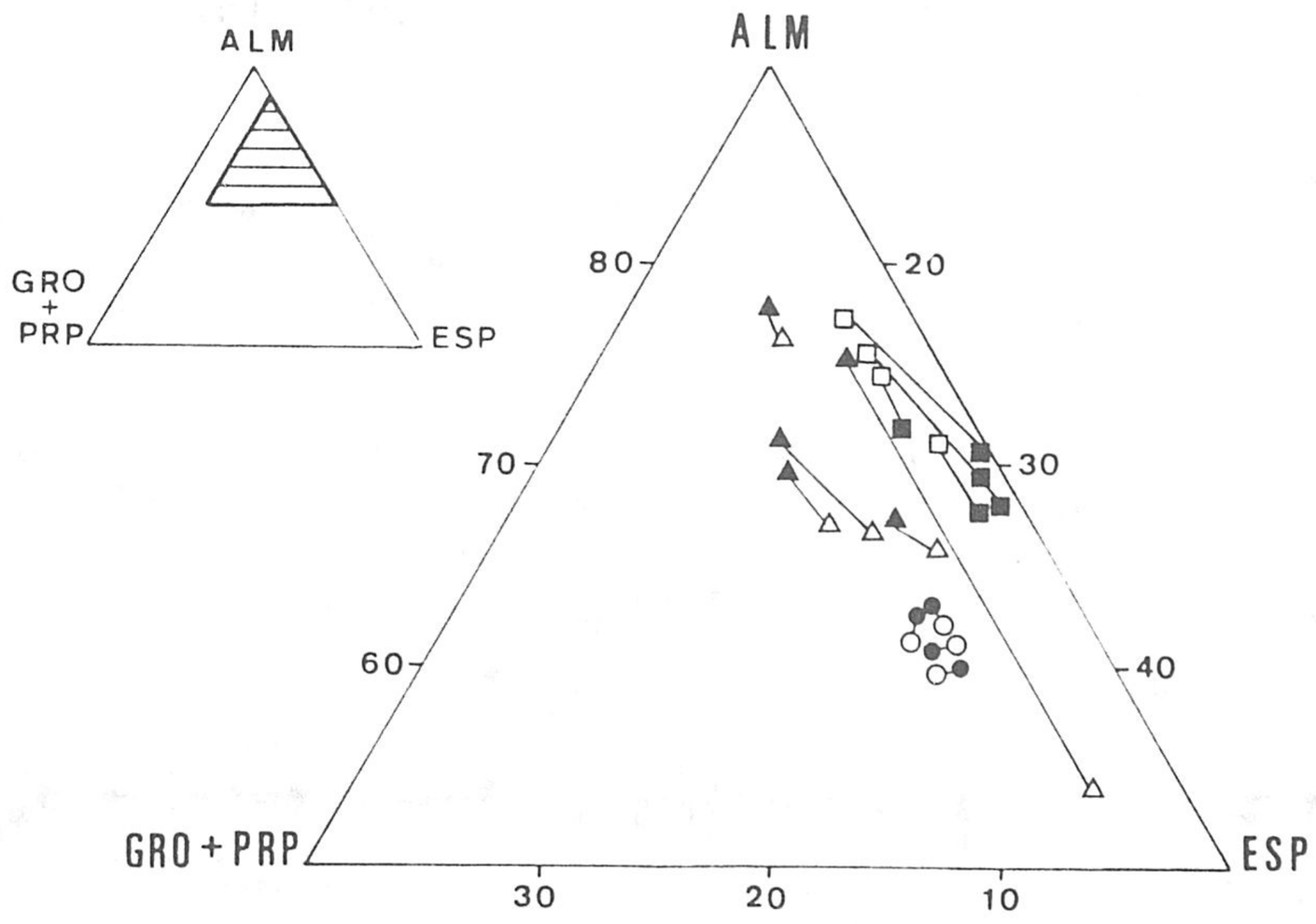


Fig. V.53. Zonación composicional de los granates de las pegmatitas de Sierra Albarrana. Cerro de la Sal (zona de borde): círculos, Cerro de la Sal (nódulos cloríticos): triángulos, Peña Grajera: cuadrados. Símbolos vacios: borde, símbolos llenos: centro.

Los granates pegmatíticos analizados presentan una zonación química que es más patente para el Fe y el Mn que para el Mg y el Ca. Respecto a otros elementos, hay que mencionar que la distribución de Si y Al es muy homogénea, con pequeñas fluctuaciones en ambos casos. Los elementos minoritarios (Ti, P y Na) presentan una distribución irregular, sin tendencias definidas.

Los perfiles de zonación composicional correspondientes a los elementos más significativos se muestran en las Figs V.54, V.55 y V.56.

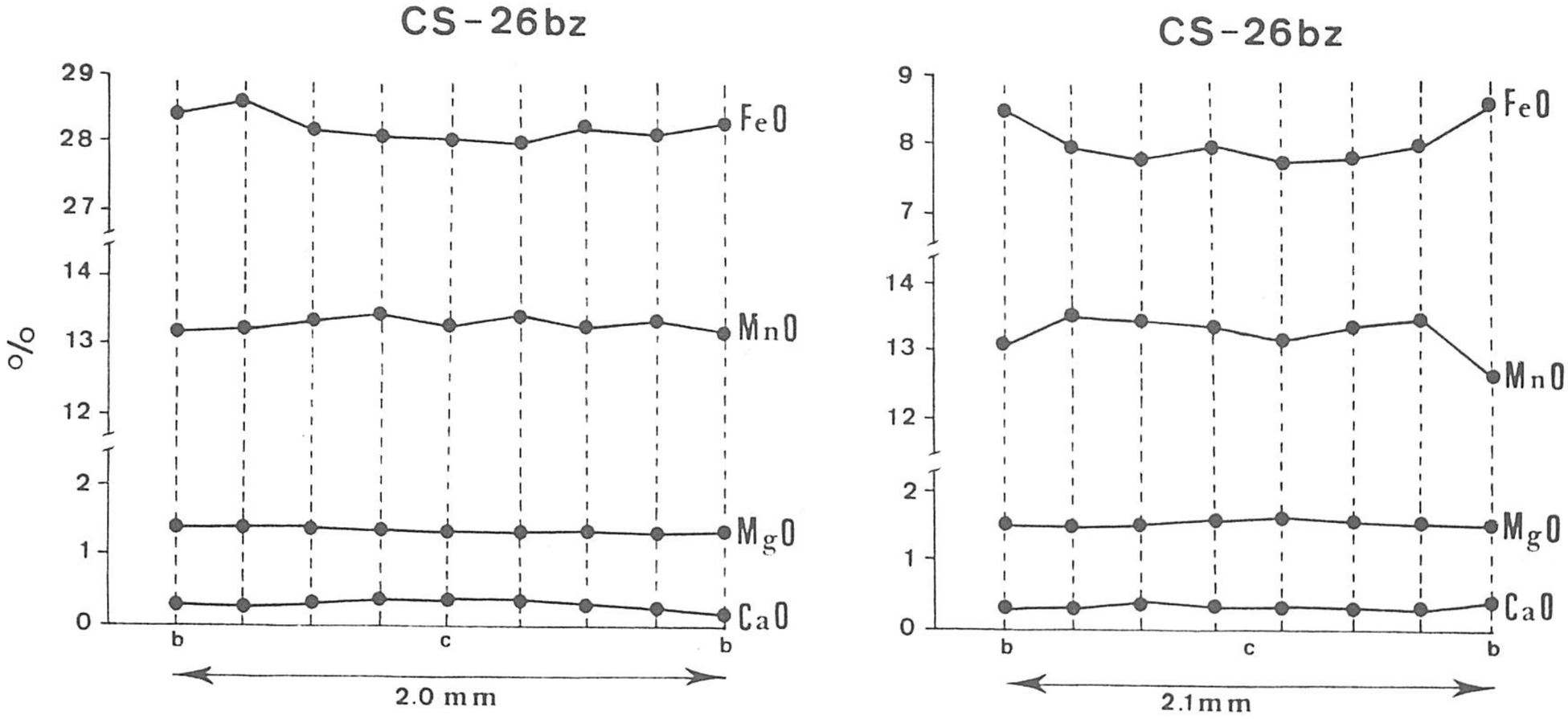


Fig. V.54. Variación composicional de cristales de granate pertenecientes al afloramiento Cerro de la Sal (zona de borde) descritos en la Tabla V.41. (b) borde, (c) centro.

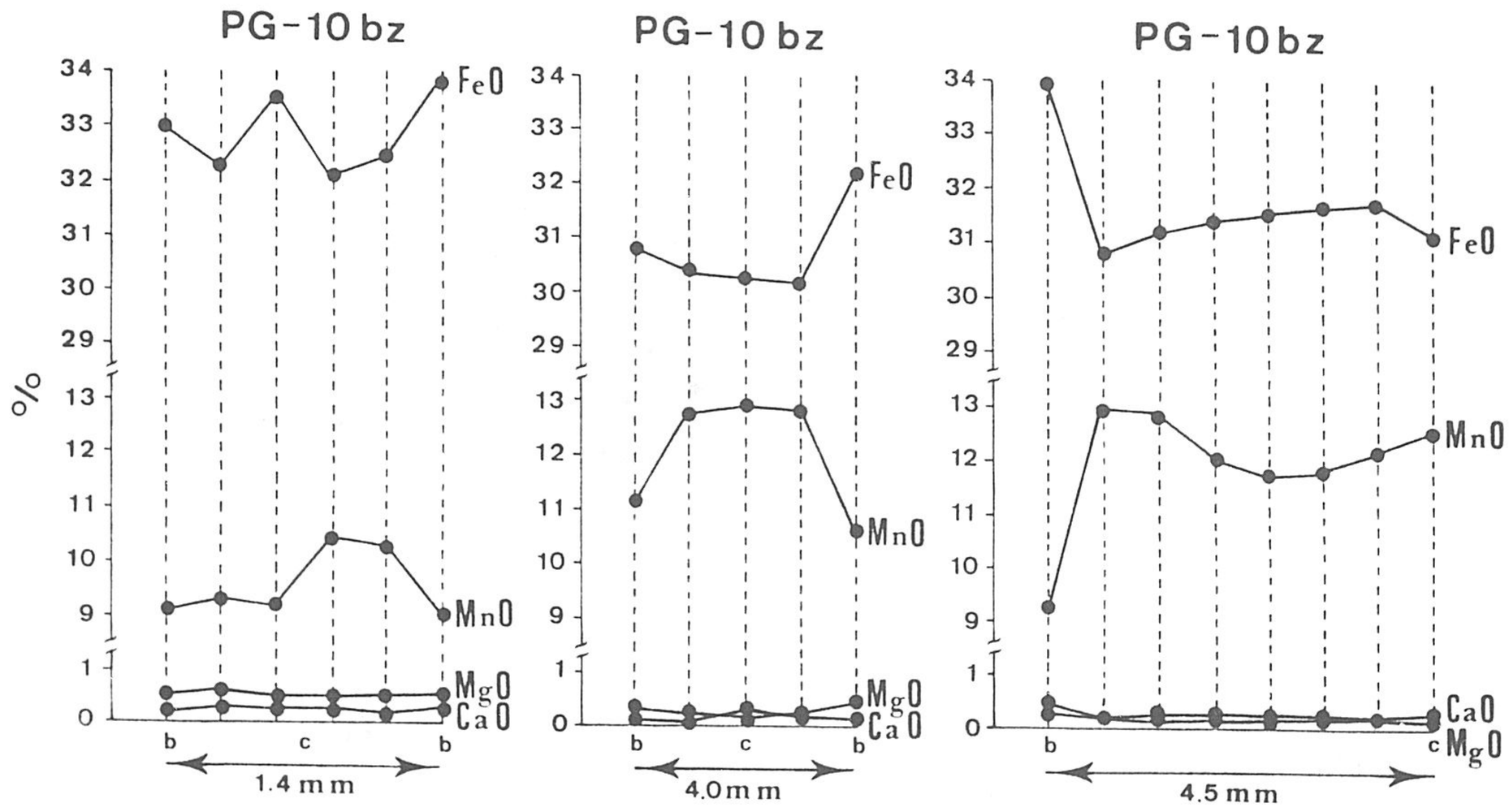


Fig. V.55. Variación composicional de cristales de granate pertenecientes al afloramiento Peña Grajera descritos en la Tabla V.41. (b) borde, (c) centro.

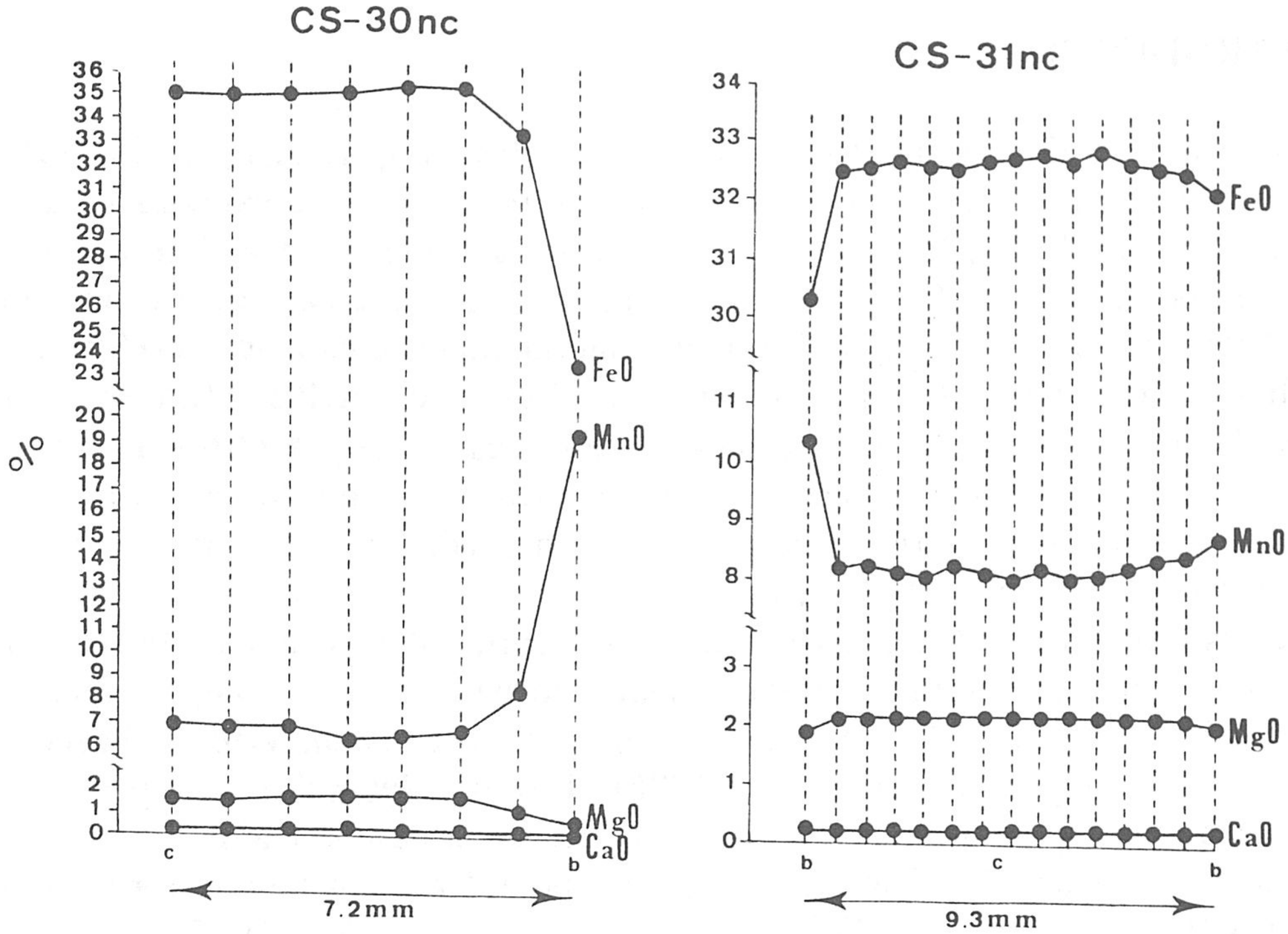


Fig. V.56. Variación composicional de cristales de granate pertenecientes al afloramiento Cerro de la Sal (nódulos cloríticos) descritos en la Tabla V.41. (b) borde, (c) centro.

En todos los casos estudiados se observa una tendencia normal, es decir, con una disminución progresiva en Mn y Ca asociada a un incremento en Fe y Mg desde el centro al borde del grano. Estas tendencias son más pronunciadas en los granates pertenecientes a Peña Grajera y nódulos cloríticos que en los pertenecientes a Cerro de la Sal, donde las pautas de comportamiento reflejan cambios menores en todos los elementos analizados.

V.1.6.5. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

Los granates asociados a las pegmatitas, así como el tipo de alteración que presentan, indican el grado de fraccionamiento que muestran dichos cuerpos pegmatíticos. La presencia de granates ricos en componente almandínico y con alteraciones a óxidos de Fe, biotita y clorita en Sierra Albarrana parece estar asociada a pegmatitas relativamente primitivas y poco evolucionadas. De hecho, los valores de FeO, MnO y MgO obtenidos excluyen claramente las formaciones pegmatíticas de elementos raros.

La asociación de granate, moscovita y cuarzo en todas las pegmatitas estudiadas indican (de acuerdo con las ideas de Balwin y Knorring, 1983) temperaturas de formación de 580º C a 1 kb de presión y de 550º - 650º C a 4 kb de presión.

Las condiciones del pico metamórfico en el área de Sierra Albarrana (4 kb y 675º C, González del Tánago y Peinado, 1990), así como las temperaturas deducidas a partir de estudios de geotermometría de feldespatos (500 $\pm$ 30º C) y de berilos (500º - 550º C) ya citadas en capítulos anteriores, parecen estar de acuerdo con las temperaturas y presiones estimadas a partir de la composición de los granates.

V.1.7. CLORITAS Y BERTIERINAS

V.1.7.1. INTRODUCCION

Las cloritas son filosilicatos trioctaédricos con fórmula general $Z_4\ Y_6\ O_{10}\ (OH)_8$. La posición Z está ocupada por Si y Al, y la posición Y por cationes divalentes y trivalentes (Fe^{2+}, Mg, Mn^{2+}, Al, Ni, Cr, V). Su estructura está constituída por una alternancia regular de paquetes de tipo talco $Z_4\ Y_3\ O_{10}\ (OH)_2$ (2:1, constituída por una capa octaédrica entre dos capas tetraédricas) y tipo brucita $Y_3\ (OH)_6$ (capa interlaminar de cáracter octaédrico).

El "International Clay Minerals Nomenclature Comittee" (AIPEA) (Bailey, 1980), de acuerdo con el catión mayoritario en la capa octaédrica, estableció, dentro del grupo de las cloritas, los siguientes términos extremos: clinocloro (Mg), chamosita (Fe), nimita (Ni) y penantita (Mn). Las distintas variedades se nombrarán añadiendo adjetivos que reflejen el enriquecimiento en un catión particular.

Entre las cloritas trioctaédricas naturales, las variedades ricas en Mn son bastante raras, apareciendo en la literatura pocos datos sobre cloritas con estas composiciones. Entre ellos, destacan los trabajos de Smith *et al.* (1946), Bannister *et al.* (1955), Peacor *et al.* (1974), Bayliss (1983) y Schreyer *et al.* (1986). Los detalles sobre sus peculiaridades respecto a la estructura general del grupo de las cloritas son desconocidos.

La bertierina es un filosilicato trioctaédrico tipo 1:1 rico en Fe con fórmula general $Z_4\ Y_6\ O_{10}\ (OH)_8$ (Z = Si, Al, Fe^{3+}; Y = Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Al) (Brindley, 1982), químicamente similar a la clorita aunque estructuralmente está relacionado con el grupo de la serpentina, teniendo un espaciado basal próximo a 7Å (por esta razón también se les denominó anteriormente cloritas a 7 Å).

Este mineral fue denominado, a menudo, chamosita, hasta que el CMS Nomenclature Comitee (Bailey *et al.* 1971) sentó las bases para diferenciar ambos minerales. El "término bertierina" tiene prioridad sobre el de chamosita para filosilicatos tipo 1:1 frecuentemente encontrados en yacimientos de tipo "ironstones". El nombre "chamosita" tiene prioridad para cloritas 2:1:1 de composición similar. En las pegmatitas de Sierra Albarrana aparecen los dos minerales: clorita de tipo chamosita ($d_{001} \approx 14$ Å) y bertierina ($d_{001} \approx 7$ Å).

La bertierina aparece en dos formas estructurales (a menudo íntimamente intermezcladas). Una de ellas presenta simetría aparentemente trigonal, mientras que la segunda variedad muestra simetría aparentemente monoclínica (Bailey 1988). La bertierina trigonal tiene estructura 1T, con todas las capas idénticas entre sí y sin intercapa. La bertierina monoclínica ha sido descrita como una estructura 1M (donde cada capa es desplazada *a*/3 en la dirección del eje x) o 2T (Bailey, 1969).

Se han postulado dos relaciones termodinámicas entre clorita y bertierina. Una de ellas considera que ambos minerales tienen su propio campo de estabilidad, siendo la bertierina la variedad de menor temperatura de la clorita (Velde, 1973). La otra alternativa considera a la clorita como el mineral estable en todo el rango de temperatura, siendo la bertierina una fase metaestable presente en ambientes de baja temperatura (Cho y Fawcett, 1986). Las relaciones químicas entre ambos minerales tambien son objeto de controversia. Debido al menor tamaño de grano de los minerales de baja temperatura, existen pocos datos químicos sobre cloritas y bertierinas presentes en una misma muestra (Jiang *et al.*, 1992). Se desconoce si las cloritas y las bertierinas son variedades polimórficas, o si representan composiciones parcialmente diferentes.

La bertierina ha sido descrita en una gran variedad de ambientes geológicos (Iijima y Matsumoto, 1982): en depósitos sedimentarios tropicales someros y actuales aparecen en

forma de *pellets*; en algunos depósitos tipo ironstones precámbricos aparece como bertierina oolítica, en bauxitas, en rocas máficas alteradas, en depósitos de carbón y, muy raramente, como productos de alteración de pegmatitas graníticas. Concretamente, Hogarth (1972) describe bertierina como producto de alteración de Hellandita [$(Ca\ Y)_2\ (Si\ B\ Al)_3\ O_8\ H_2O$], en la pegmatita Evans-Low (Quebec, Canadá).

En las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana las cloritas encontradas corresponden al término chamosita. Además, también están presentes variedades de chamosita muy ricas en Mn (chamositas manganesíferas) que presentan contenidos de hasta el 12 % en peso de MnO y minerales a 7 Å de tipo bertierina.

V.1.7.2. CARACTERISTICAS MORFOLOGICAS, OPTICAS Y TEXTURALES

La bertierina aparece asociada a la clorita, como productos de transformación de cordierita, en los "nódulos de clorita, moscovita y granate" descritos por Ortega-Huertas *et al.* (1982b) en la zona intermedia del afloramiento Cerro de la Sal (Fig. IV.6.5) (Foto 30).

Dichos nódulos, cuyas dimensiones varían entre 20 cm y 1 m, están constituídos esencialmente por clorita (chamosita y chamosita manganesífera), bertierina, mica blanca (moscovita) y granate almandínico (con alto porcentaje en término espesartina). Como minerales minoritarios aparecen biotita, cordierita "pinnitizada", berilo, crisoberilo, feldespato potásico, plagioclasa, turmalina, magnetita, cuarzo, cloritoide, apatito y columbo-tantalita. No ha sido posible detectar la presencia de hiperstena y sillimanita (descritos por Ortega-Huertas *et al.* 1982b).

La clorita y la bertierina aparecen como un producto de reemplazamiento pseudomórfico de la cordierita, formando agregados de grano muy fino de color verdoso oscuro, siendo imposible diferenciar en muestra de mano o microscópicamente ambos minerales. Los cristales de cordierita exhiben todos los grados de reemplazamiento: incipiente (Foto 31), extensivo (Foto 32) y completo (Foto 33), aunque los de tipo extensivo y completo son los más frecuente de los tres. Las proporciones de clorita y bertierina varían considerablemente incluso dentro de la misma muestra. En aquellas muestras con reemplazamiento incipiente o extensivo aparecen los dos minerales, mientra que en aquéllas muestras que presentan reemplazamiento total de la cordierita, solamente se observa la presencia de cristales ópticamente homogéneos de clorita.

En este último caso, la clorita aparece como cristales laminares y pleocróicos, de color verde pálido (en la dirección de α) a verde medio (en las direcciones de β y γ). Presentan colores de interferencia anómalos (azul berlín y gris azulado) con birrefringencia debil ($\Delta \approx 0.007$). En algunos de los cristales es posible observar un sistema de exfoliación según (001). La elongación es positiva y el tipo óptico pseudouniáxico negativo.

Como hemos dicho anteriormente, no ha sido posible diferenciar ópticamente cloritas y bertierinas. En las muestras con reemplazamiento incipiente o extensivo, en lámina delgada suelen aparecer conjuntamente como masas o agregados criptocristalinos, translúcidos o transparentes, de color verde pálido a marrón claro y débilmente pleocróicos. Presentan colores de interferencia anómalos (tonos de azul berlín a gris azulado) con birrefringencia débil ($\Delta \approx 0.006$). El resto de las características ópticas son difíciles de establecer pero, en aquellos casos en los que ha sido posible, la elongación es positiva, el 2V muy pequeño y es pseudouniáxico negativo.

La chamosita manganesífera, que aparece también en los "nódulos de clorita, moscovita y granate", se encuentra situada cerca del contacto con granate almandínico muy rico en componente espesartina descritos en el Apdo. VI.1.6 (Foto 34). Las características

ópticas de estas cloritas son muy semejantes a las descritas para la chamosita, por lo que ambas variedades no son ópticamente diferenciables.

De la observación mediante electrones retrodifundidos se desprende que la clorita rica en Mn no es homogénea, sino que consiste en intercrecimientos de dos variedades (Foto 35 y 36) que, como veremos posteriormente, muestran contenidos en Mn intermedios (5 -6 % en peso de MnO) o elevados (12.5 % en peso de MnO). Dichos intercrecimientos suelen aparecer junto a chamositas ricas en Mg y pobre en MnO (1 - 2 % en peso de MnO) y, como hemos mencionado, en las proximidades de granates con altas proporciones en espesartina (Foto 34).

Por último, también aparece clorita en la zona de borde de algunos cuerpos pegmatíticos zonados, como productos de cristalización primarios (Cerro de la Sal) o como alteración de la biotita que aparece en dicha zona de borde (Juan Calvillo). Estos dos tipos de cloritas presentan características ópticas normales.

V.1.7.3. DIFRACCION DE RAYOS X (METODO DE POLVO)

Los estudios por Difracción de Rayos X (método de polvo) indican la presencia, en muchas de las muestras estudiadas, de clorita y bertierina en proporciones muy variables, incluso dentro de la misma muestra. Se han detectado muestras con clorita, muestras muy ricas en componente bertierínico y muestras intermedias entre ambos tipos.

En aquellas muestras más ricas en clorita, que aparecen como cristales ópticamente homogéneos, los difractogramas (Fig. V.57) muestran que, aunque las reflexiones de orden par son de mayor intensidad que las impares, las reflexiones impares también están presentes con intensidades apreciables. En dichas muestras han podido obtenerse los parámetros químicos siguientes, de acuerdo con la metodología descrita en el apdo. II.2.2.1.3: 1) Contenido en Al^{total} a partir del espaciado basal (d_{001}); 2) Contenido en átomos pesados a partir del b_o y/o relaciones de intensidades.

Para el cálculo de la fórmula mineralógica a partir de los datos de Rayos X hay que hacer, necesariamente, las aproximaciones descritas en el apartado II.2.2.1.4. En la Tabla V.42 y V.43 se resumen los resultados obtenidos. Para el cálculo de la fórmula mineralógica se han utilizado los valores de Fe^{total} derivados de b_o y los derivados de las relaciones de intensidades dependiendo de la muestra. Las fórmulas obtenidas se muestran en la Tabla V.44.

TABLA V.42. Espaciado basal, b_o, relaciones de intensidades y factores de estructura relativos en muestras con clorita.

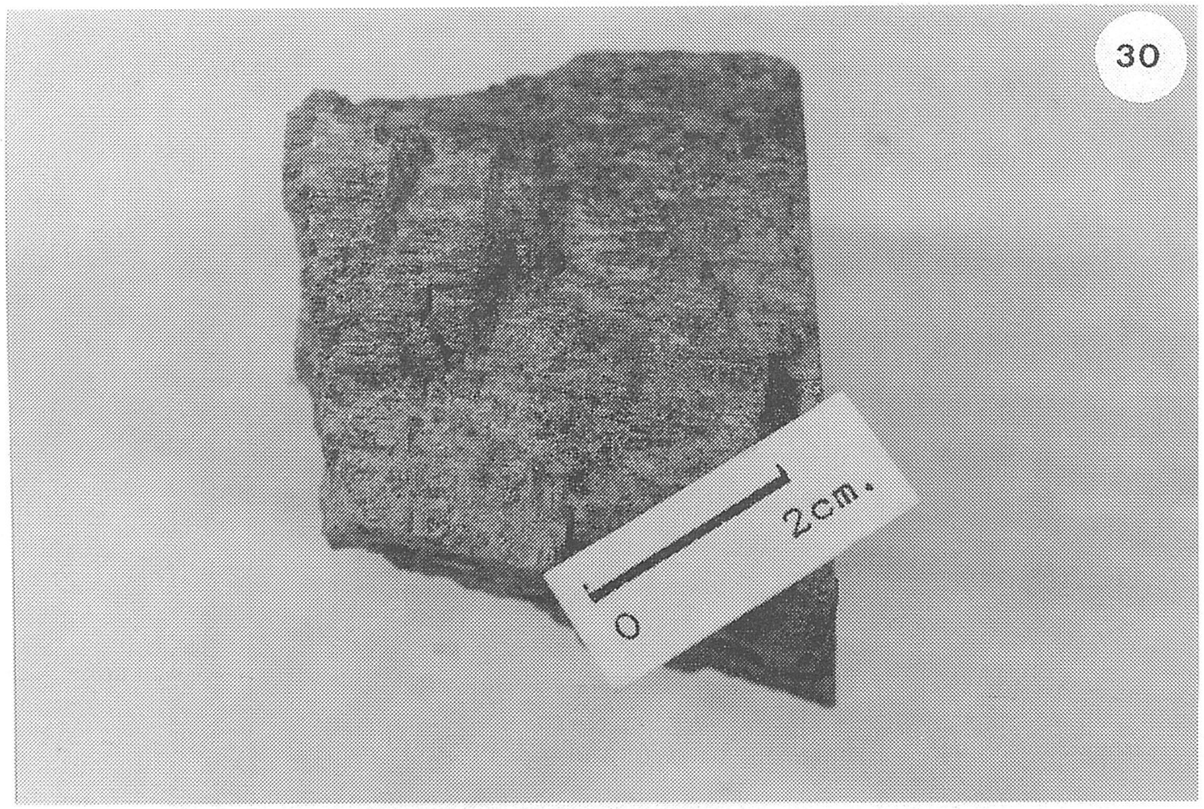
Muestra	d_{001}	b_o	I_{004}/I_{003}	I_{004}/I_{005}	F_{004}/F_{003}	F_{004}/F_{005}
CS-32nc	14.14	9.29	4.40	5.38	2.60	1.67
CS-33nc	14.14	--	4.43	4.06	2.61	1.45
CS-34nc	14.13	--	4.63	4.70	2.67	1.56
CS-35nc	14.15	9.29	6.09	5.87	3.06	1.74
CS-41nc	14.10	9.28	4.10	4.44	2.51	1.52
CS-31bz	14.14	9.30	4.70	5.30	2.69	1.66

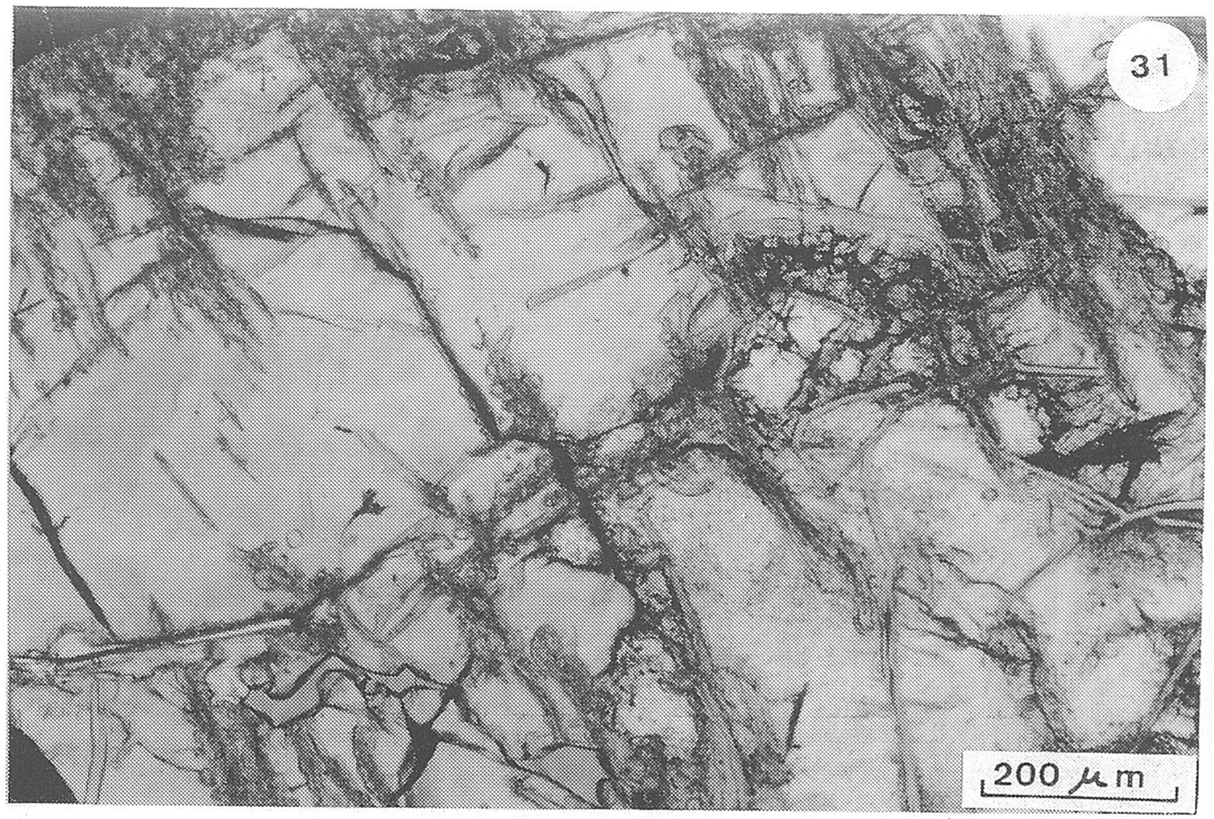
d_{001} y b_o en Å. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal; nc: nódulos clorítícos, bz: zona de borde.

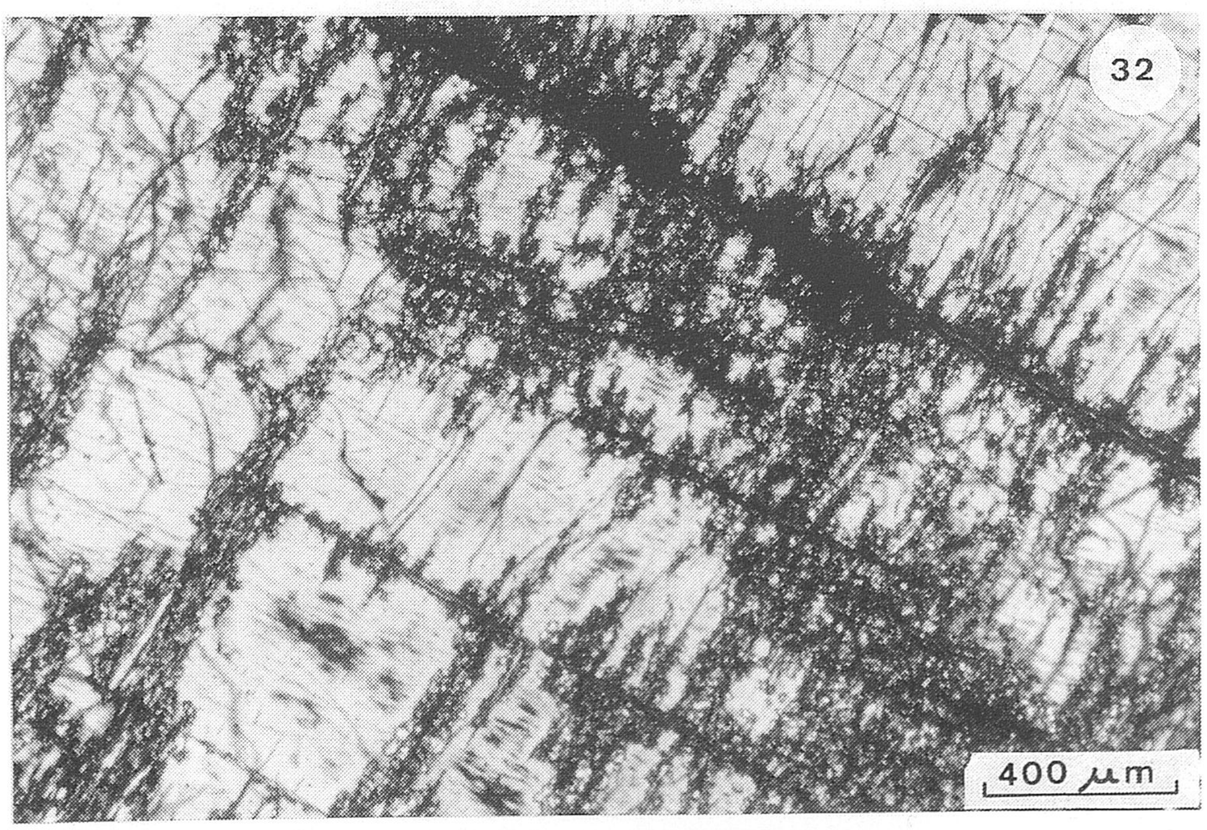
TABLA V.43. Contenido en Al y Fe estimados a partir de d_{001}, b_o y relaciones de intensidades en muestras con clorita

Muestra	Al d_{001} Total	Fe b_o Total	Fe Relaciones de intensidades Oct.	Bru.	Total
CS-32nc	2.71	2.27	1.8	0.9	2.7
CS-33nc	2.71	--	1.6	0.4	2.0
CS-34nc	2.79	--	1.8	0.6	2.4
CS-35nc	2.64	2.27	2.3	1.2	3.5
CS-41nc	3.00	1.89	1.5	0.6	2.1
CS-31bz	2.71	2.51	2.0	0.9	2.9

Al^{total} estimado a partir de d_{001} mediante la relación propuesta por Albee(1962). Fe^{total} estimado a partir de b_o mediante la relación propuesta por Brindley (1961). Fe^{total}, Fe^{oct} y Fe^{bru} estimados a partir de las relaciones de intensidades mediante las relaciones propuestas por Nieto *et al.* (1980). Leyenda de las muestras: ver Tabla V.42.


30
2cm.
0


31
200 μm


32
400 μm

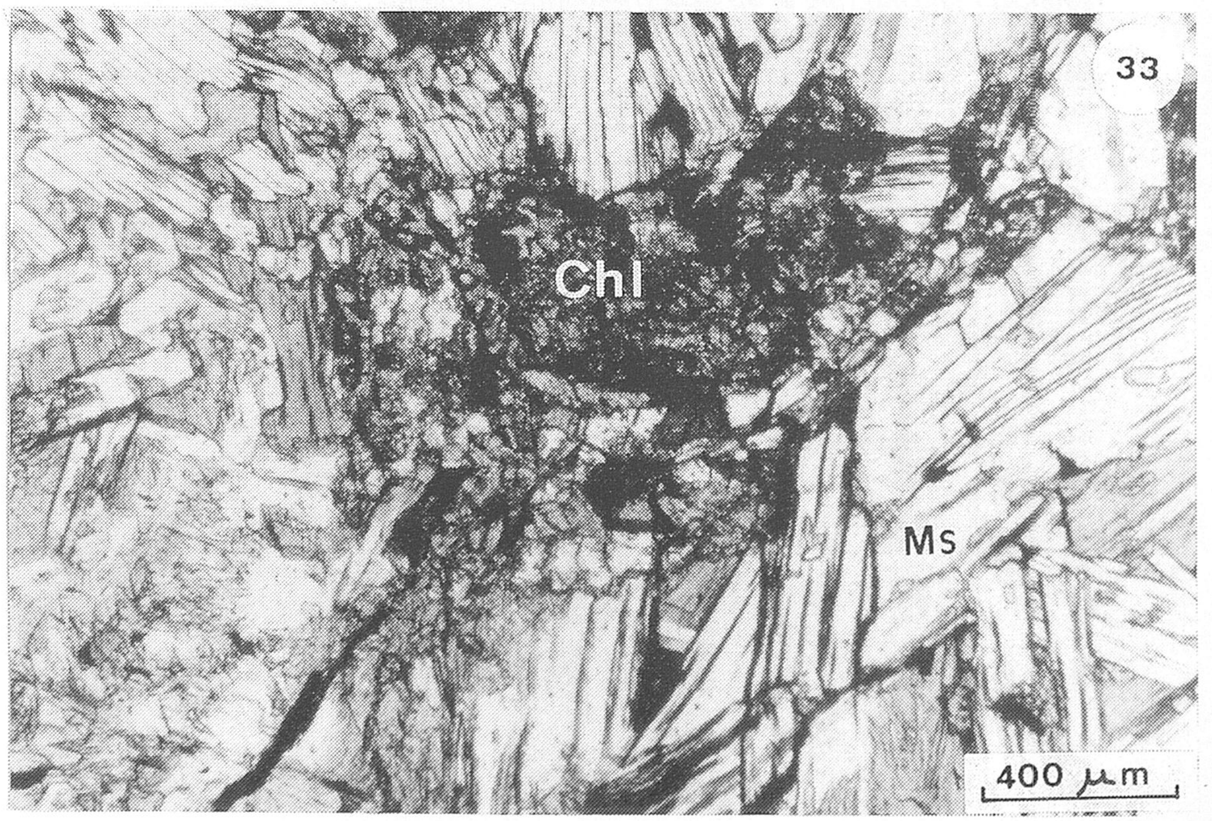

33
Chl
Ms
400 μm

FOTO 30. Aspecto macroscópico de los "nódulos cloríticos" (Cerro de la Sal).

FOTO 31. Cristal de cordierita con reemplazamiento incipiente de clorita perteneciente a los "nódulos cloríticos" (Cerro de la Sal) (nícoles paralelos).

FOTO 32. Cristal de cordierita con reemplazamiento extensivo de clorita perteneciente a los "nódulos cloríticos" (Cerro de la Sal) (nícoles cruzados).

FOTO 33. Reemplazamiento completo de clorita (Chl) pseudomorfizando cristal de cordierita junto a moscovita (Ms) perteneciente a los "nódulos cloríticos" (Cerro de la Sal) (nícoles paralelos).

Muestras pertenecientes a las pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas.

TABLA V.44. Fórmulas mineraógicas estimadas a partir de los datos de Difracción de Rayos X en muestras con clorita.

Muestra	Fórmula	Método
CS-32nc	$(Si_{2.5}\ Al_{1.6})\ O_{10}\ (Fe_{2.7}\ Al_{1.2}\ Mg_{2.1})\ (OH)_8$	b_o
CS-33nc	$(Si_{2.5}\ Al_{1.5})\ O_{10}\ (Fe_{2.0}\ Al_{1.2}\ Mg_{2.5})\ (OH)_8$	Rel.de int.
CS-34nc	$(Si_{2.5}\ Al_{1.5})\ O_{10}\ (Fe_{2.4}\ Al_{1.2}\ Mg_{2.4})\ (OH)_8$	Rel.de int.
CS-35nc	$(Si_{2.4}\ Al_{1.6})\ O_{10}\ (Fe_{3.5}\ Al_{1.1}\ Mg_{2.4})\ (OH)_8$	b_o
CS-41nc	$(Si_{2.4}\ Al_{1.6})\ O_{10}\ (Fe_{1.9}\ Al_{1.4}\ Mg_{2.7})\ (OH)_8$	b_o
CS-31bz	$(Si_{2.4}\ Al_{1.6})\ O_{10}\ (Fe_{2.9}\ Al_{1.2}\ Mg_{2.0})\ (OH)_8$	b_o

Leyenda de las muestras: ver Tabla V.42.

En las muestras que corresponden a mezclas de clorita y bertierina, que aparecen como agregados de grano muy fino, los difractogramas (Fig. V.58) indican algunas diferencias con las muestras con clorita. Las reflexiones de orden impar, en este caso, son muy débiles, llegando casi a desaparecer en algunos casos, mientras que las pares son bastante más intensas que las reflexiones impares de este tipo de muestras y que las reflexiones impares de las muestras ricas en clorita (Fig. V.57). En las muestras más enriquecidas en bertierina ha sido posible estudiar su espectro de Difracción de Rayos X. Los resultados se presentan en la Tabla V.45.

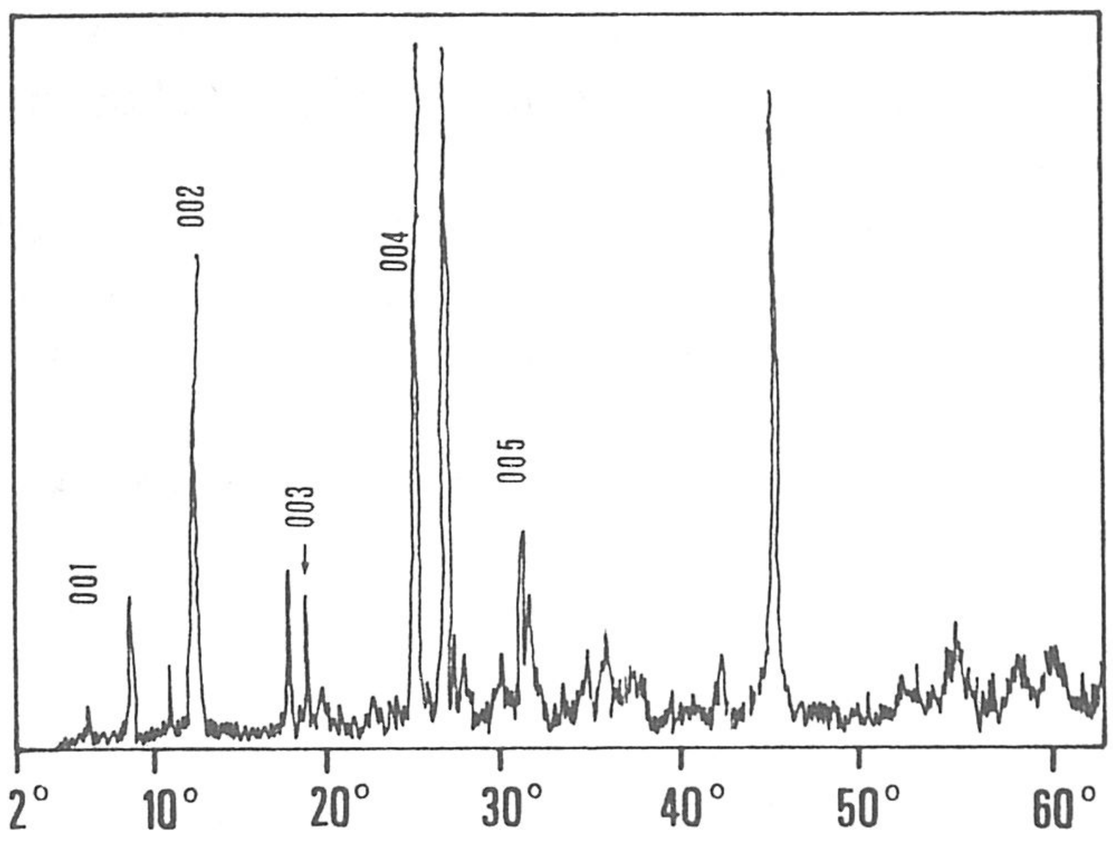


Fig. V.57. Difractograma representativo de muestras ricas en clorita (CS-35nc).

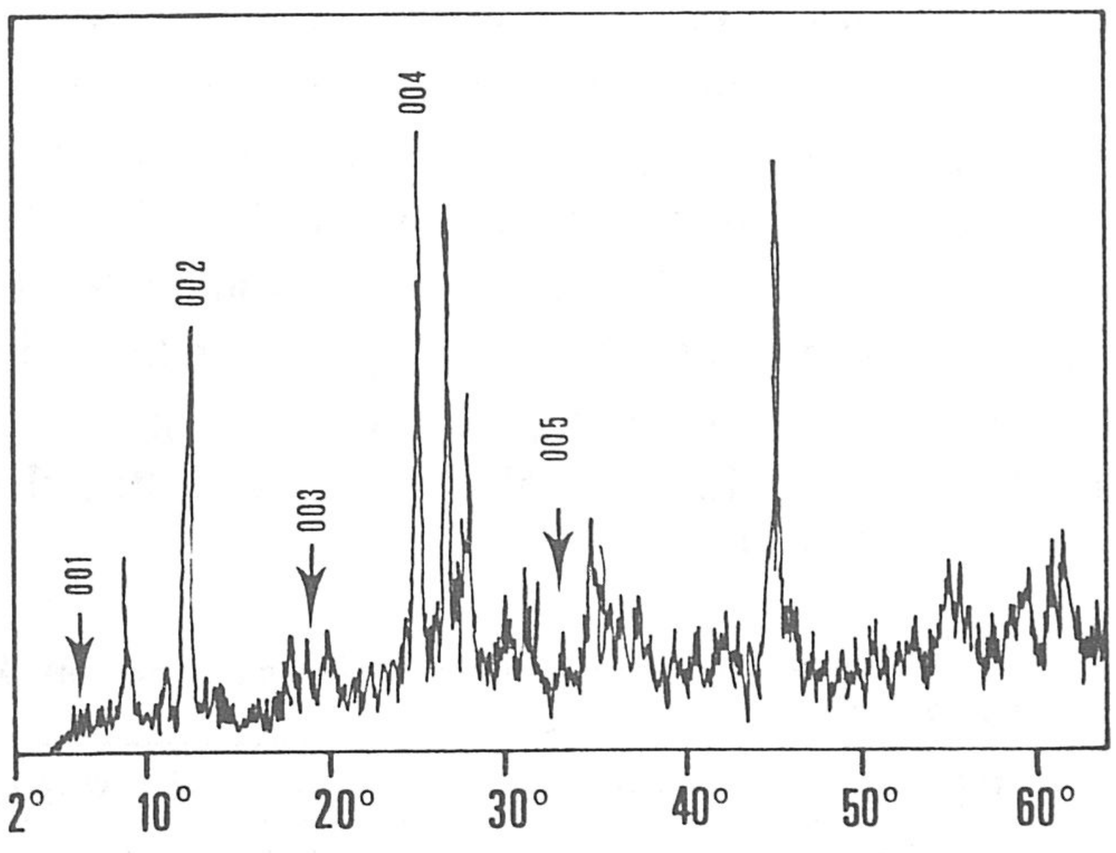


Fig. V.58. Difractograma representativo de muestras con mezcla de clorita y bertierina (CS-38nc).

TABLA V.45. Espectro de Difracción de Rayos X de la bertierina (CS-38nc)

d (Å)	I* (relativa)	hkl monoclínica
7.063	93	001 (M,T)
4.674	23	020 (M,T)
4.565	16	110
4.266	12	11-1
3.898	17	021 (M,T)
3.532	100	002 (M,T)
3.046	21	
2.677	12	20-1,130 (M,T)
2.545	36	112 (M,T)
2.397	30	20-2
2.127	20	(T)
2.008	42	20-3,132
1.820	15	123 (M,T)
1.662	19	20-4,13314-3
1.557	19	060,33-1 (M,T)
1.522	21	330,061 (M,T)
1.493	23	160
1.425	8	005,062 (M,T)
1.346	12	26-1 (M,T)
1.275	10	350 (M,T)

* Obtenida con rendija automática. * dhkl corregidos usando Si metálico como standard interno. * La forma monoclínica es mayoritaria y determina el espaciado de los picos comunes (M,T). Los picos trigonales puros (T) no son suficientes para permitir su indexación.

La mayoría de las muestras de bertierina son mezclas de las dos variedades estructurales descritas anteriormente, siendo posible identificar ambos tipos debido a que las reflexiones de Rayos X no se solapan a causa de la diferencia en el ángulo β (Tabla V.45).

A partir de los datos de Rayos X se han calculado el espaciado basal d_{001} y el b_o, en agregados orientados y con muestras de polvo lateral respectivamente, con silicio metálico como patrón interno en ambos casos. Los resultados se muestran en la Tabla V.46.

TABLA V.46. Espaciados basales y b_o correspondientes a muestras de bertierina.

Muestra	d_{001}	b_o
CS-36nc	7.05	9.28
CS-37nc	7.08	9.28
CS-38nc	7.07	9.28
CS-39nc	7.12	9.25

Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, nc: nódulos cloríticos

Por último, se ha medido los valores del parámetro b_o correspondiente a la muestra (CS-42nc) donde coexisten la chamosita magnesiana con los dos tipos de chamositas manganesíferas descritas en el apartado anterior. Los resultados muestran la existencia de dos reflexiones situadas entre 59° y 60° 2θ. La aplicación de la fórmula de Hey (1954), la única existente en bibliografía que separa la influencia del Fe y del Mn sobre el parámetro b_o, permite asignar cada reflexión a su tipo de clorita correspondiente. La primera de ellas (59.21° 2θ) es producida por las chamositas ricas en Mn, no siendo posible diferenciar entre las dos variedades, ya que presentan valores muy próximos. La segunda reflexión (59.66° 2θ) corresponde a la chamosita rica en Mg. En la Tabla V.47 se muestra el valor estimado para el parámetro b_o para cada tipo de clorita.

TABLA V.47. Valores correspondientes al parámetro bo en las muestras con chamositas ricas en Mn

2θ	d(Å)	bo	Tipo de clorita
59.21	1.559	9.36	Chamosita rica en Mn (2 variedades)
59.66	1.548	9.29	Chamosita rica en Mg

V.1.7.4. COMPOSICION QUIMICA

Las cloritas que aparecen en la zona de borde de los cuerpos pegmatíticos muestran composiciones ricas en Fe ($0.66 < Fe/(Fe+Mg) < 0.73$), por lo que corresponden al término chamosita. Los análisis químicos de dichas muestras se presentan en la Tabla V.48.

Como hemos mencionado anteriormente, no es posible diferenciar ópticamente entre cloritas y bertierinas de muestras correspondientes a los nódulos cloríticos. Sin embargo, en la Tabla V.49 se presentan los análisis correspondientes a muestras con clorita ya que, como veremos posteriormente, es posible diferenciar muestras que presentan mezclas de clorita y bertierina de las muestras que poseen solamente clorita mediante Microscopía Electrónica de Alta Resolución. Los valores correspondientes a CaO, K_2O y Na_2O corresponden mayoritariamente a impurezas (de acuerdo con Brindley, 1982).

Con objeto de comprobar si realmente se trataba de mezclas de clorita y bertierina, se han representado en un diagrama triangular los valores de Si, Fe y Mg+Mn (en átomos por fórmula unidad) de las diferentes muestras (Fig. V.59). Los resultados muestran que aparece una sola población de muestras, donde el Si permanece prácticamente constante oscilando entre 35 - 39 %, mientras que la diferencia entre muestras consiste en variaciones en la cantidad de Fe (36 - 46 %) frente a Mg+Mn (17 - 26 %). Dichas variaciones indican una cierta (moderada en cualquier caso) falta de equilibrio químico en las muestras estudiadas.

En los distintos análisis químicos (Tabla V.49) se observa que los mayores porcentajes de variación relativa de elementos aparecen para FeO (28.67 - 35.02 %), MgO (6.28 - 10.65 %) y MnO (0.30 - 2.11 %).

En la Tabla V.50 se presentan los análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de la muestra con chamosita rica en Mn pertenecientes a los "nódulos cloríticos" del afloramiento Cerro de la Sal.

De la observación de la Tabla se desprende que existen 3 tipos composicionales de cloritas, de acuerdo con sus contenidos en cationes divalentes. Dichos tipos composicionales se observan claramente en el diagrama ternario Fe-Mg-Mn (Fig. V.60), donde se han representado los valores correspondientes a la muestra que presenta chamositas ricas en Mn (CS-42nc). Estos tres tipos composicionales coinciden con los reconocidos mediante Microscopía Electrónica de Barrido, definidos en el Apdo. VI.1.7.2 (Fotos 34, 35 y 36).

El **tipo I con Mg>Mn** (1.2 a.f.u. $\leq$ Mg $\leq$ 1.3 a.f.u.). Los contenidos en Fe oscilan entre 2.9 - 3.1 a.f.u., mientras que los contenidos en Mn son bastante bajos (0.1 a.f.u. $\leq$ 0.2 a.f.u.). Si 2.5 - 2.6 a.f.u.

El **tipo II con contenidos en Mg y Mn semejantes** (0.5 a.f.u. $\leq$ Mg $\leq$ 0.8 a.f.u.; 0.6 a.f.u. $\leq$ Mn $\leq$ 0.7 a.f.u.) y con proporciones en Fe algo superiores al tipo I (3.0 a.f.u. $\leq$ Fe $\leq$ 3.3 a.f.u.). El contenido en Si es ligeramente superior al tipo I (2.7 a.f.u. $\leq$ Si $\leq$ 2.8 a.f.u.).

Por último, el **tipo III con Mn>Mg** (Mn $\approx$ 1.2 a.f.u.), con contenidos en Fe claramente inferiores a los otros dos tipos (Fe $\approx$ 2.5 a.f.u.) y porcentajes en Mg muy bajos (Mg $\approx$ 0.5 a.f.u.). Si $\approx$ 2.7 a.f.u..

De acuerdo con la nomenclatura de la AIPEA (Bailey, 1980), los tipos I y II son simplemente chamositas, mientras que el tipo III corresponde a chamositas manganesíferas. No aparecen muestras con composiciones intermedias entre los tipos II y III.

Los resultados de los análisis químicos semicuantitativos mediante Espectrometría de Energía de Rayos X llevados a cabo en el Microscopio Electrónico de Barrido muestran resultados equivalentes, con presencia de los tres tipos composicionales anteriormente

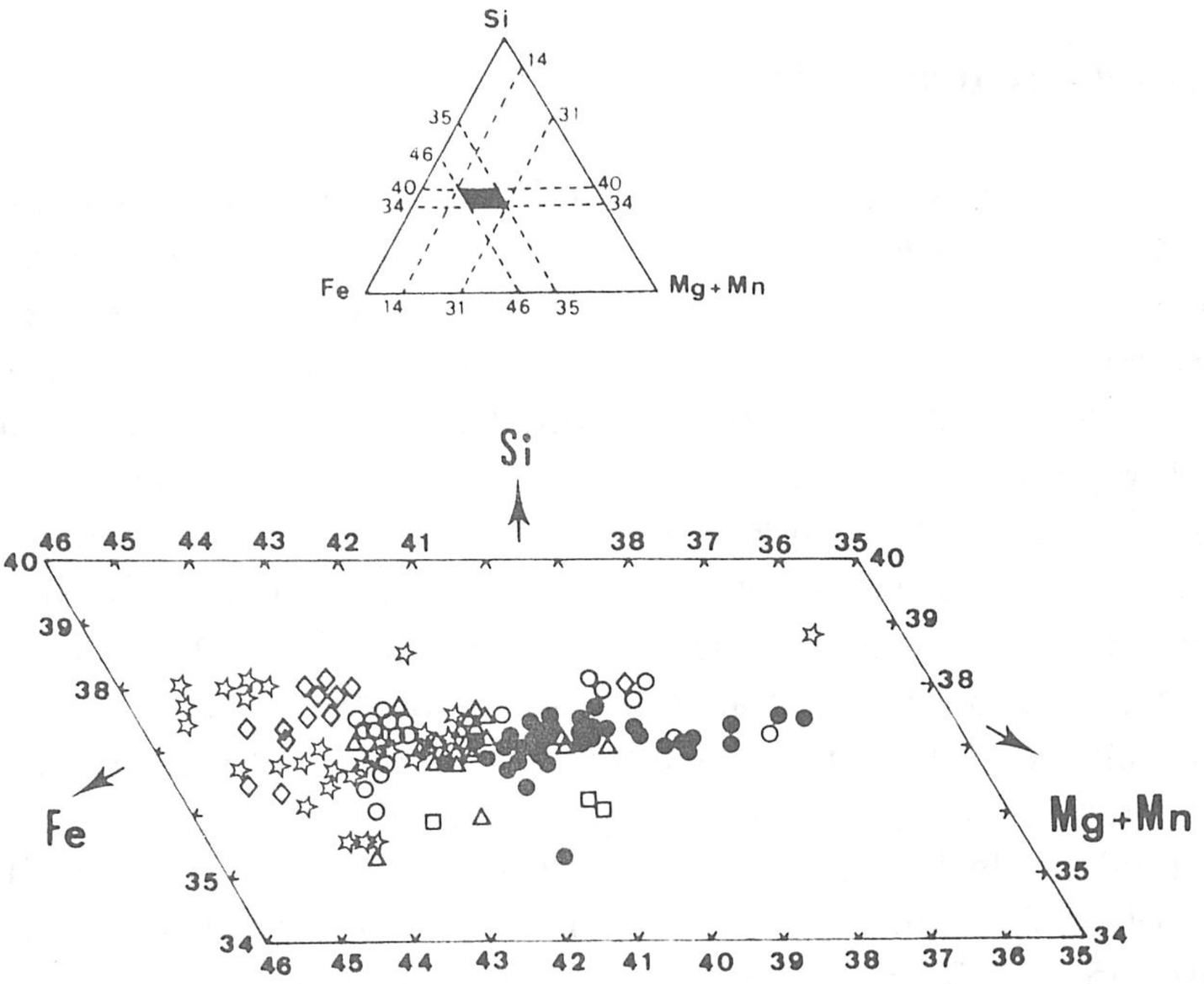
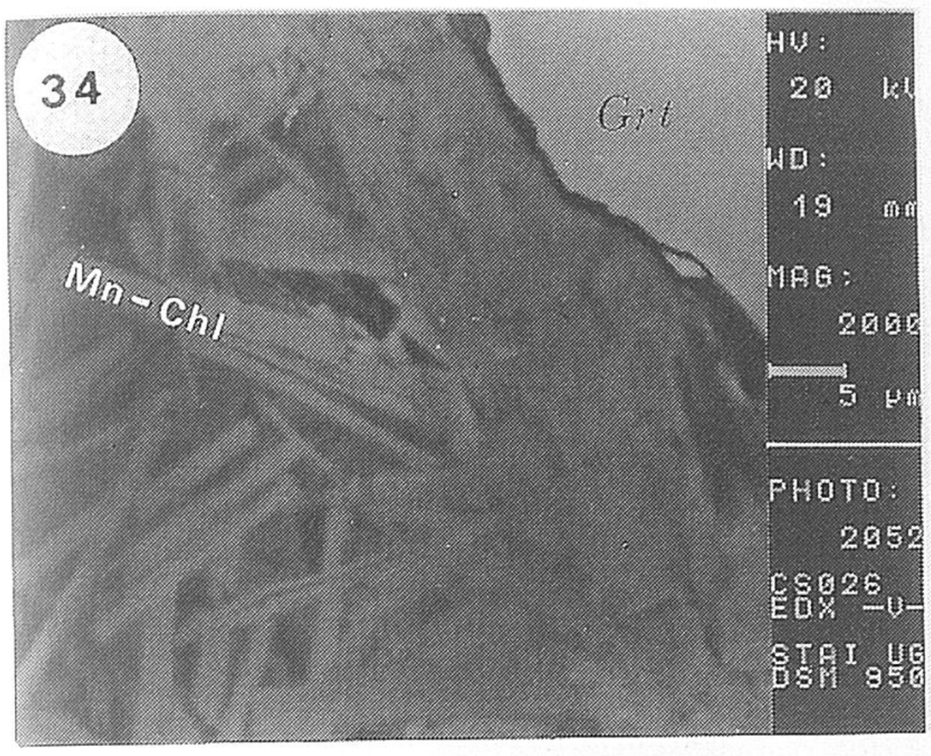


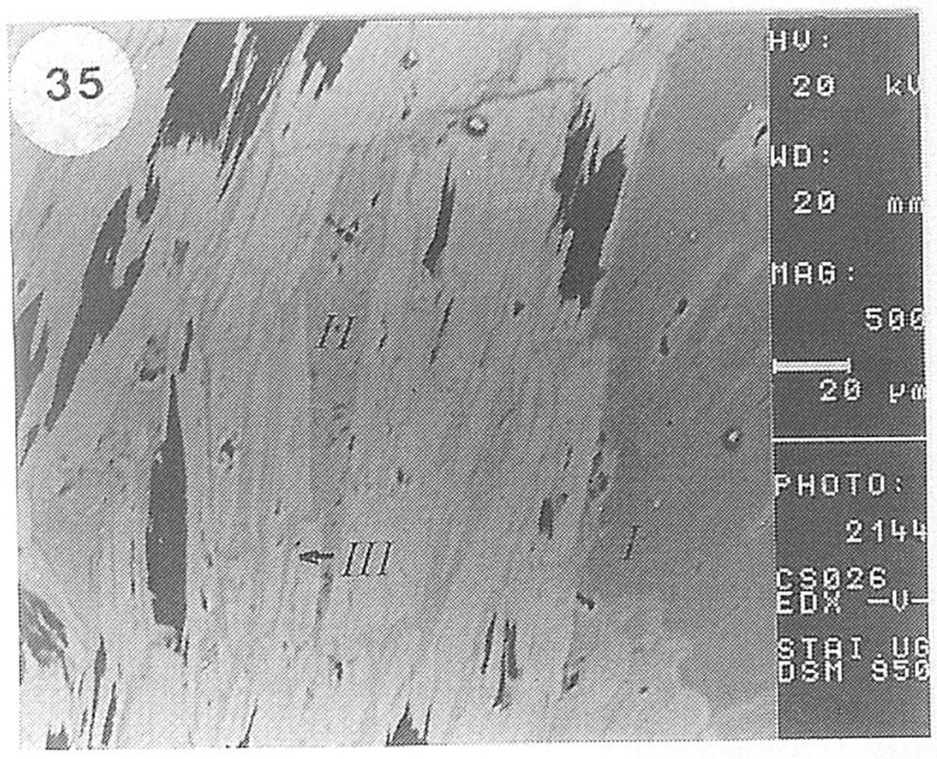
Fig. V.59. Diagrama triangular Si-Fe-(Mg+Mn) (átomos por fórmula unidad) para muestras cloríticas pertenecientes a los nódulos con clorita, moscovita y granate del afloramiento Cerro de la Sal. CS-33nc = círculos vacíos, CS-36nc = cuadrados, CS-39nc = rombos, CS-40nc = triángulos, CS-41nc = círculos llenos, CS-42nc = estrellas.

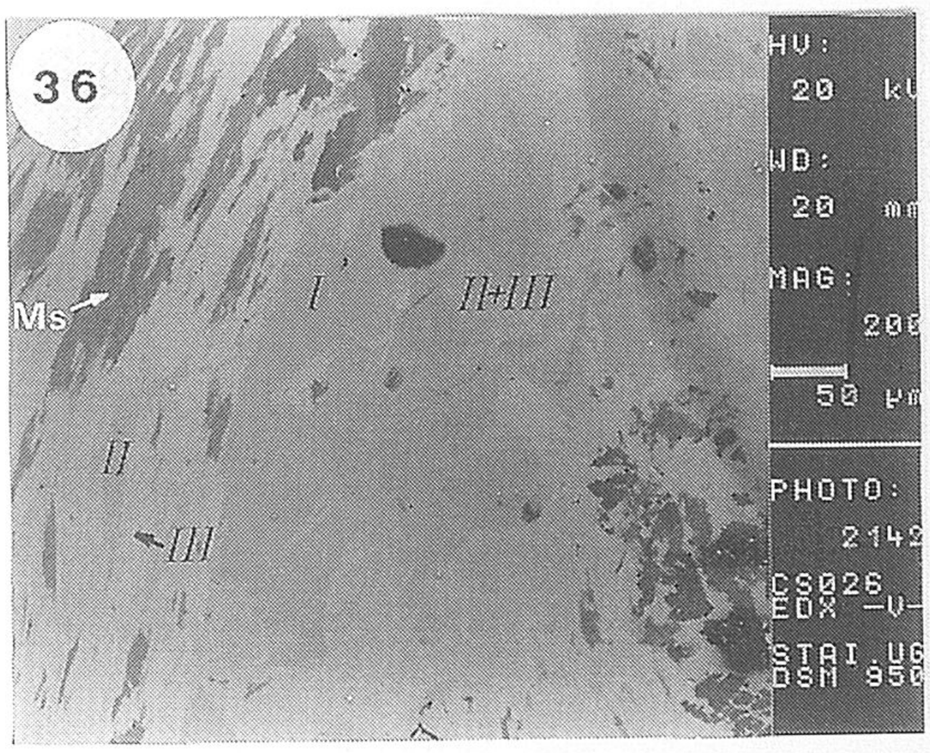
TABLA V.48. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de cloritas pertenecientes a la zona de borde

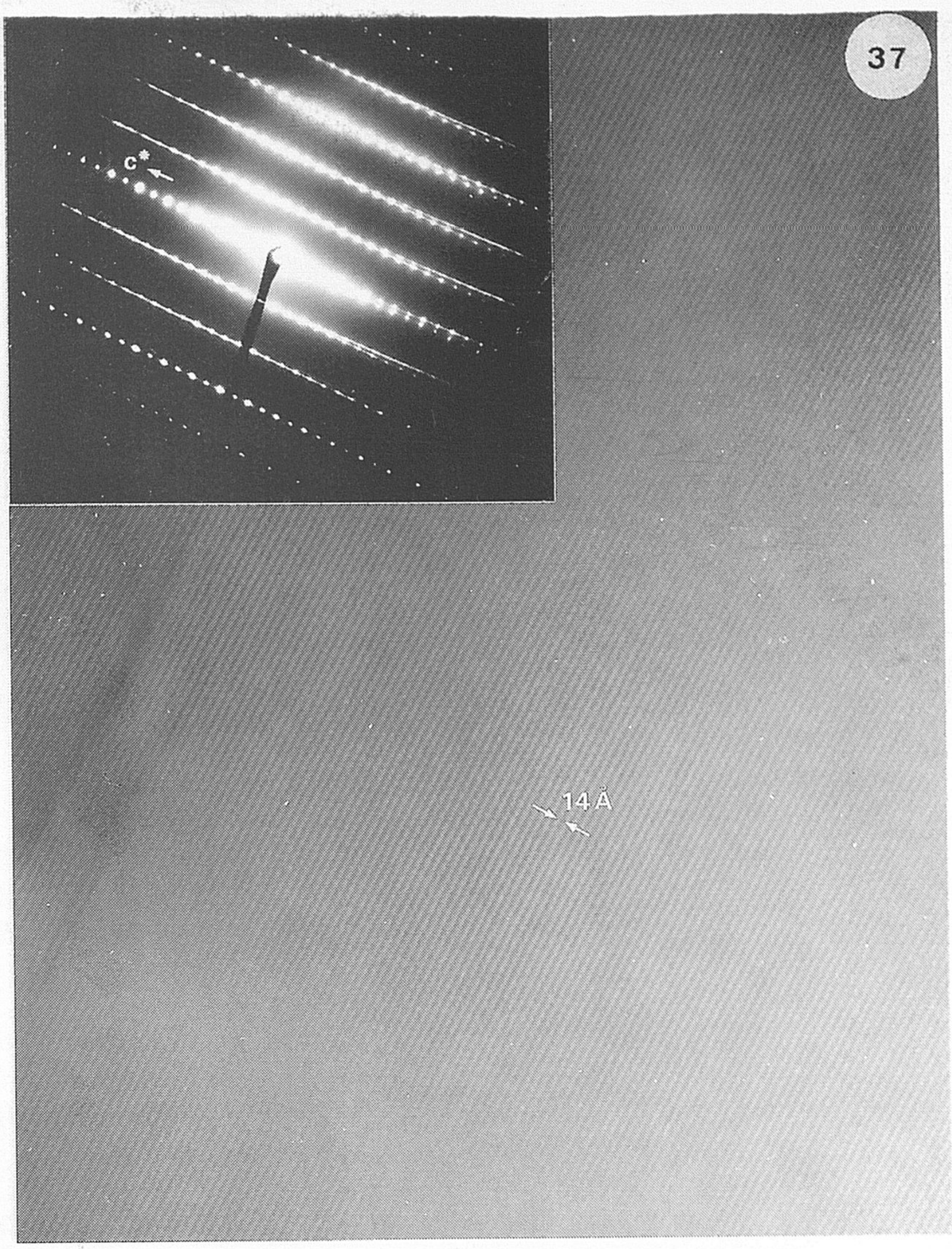
Oxidos	CS-32bz	CS-32bz	CS-32bz	CS-32bz	CS-33bz	CS-33bz	CS-33bz	CS-33bz
SiO_2	23.70	24.86	25.26	25.43	24.43	24.50	24.72	24.42
Al_2O_3	20.81	21.33	21.12	21.10	21.91	21.95	21.34	21.57
TiO_2	0.03	0.14	0.03	0.05	0.06	0.10	0.07	0.05
FeO	32.43	32.39	32.48	32.06	33.80	34.07	32.71	33.51
MnO	0.72	0.66	0.71	0.67	0.71	0.45	0.55	0.63
MgO	9.14	9.07	9.02	8.96	7.94	7.34	8.13	7.52
CaO	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03
Na_2O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04
K_2O	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00
TOTAL	86.87	88.50	88.66	88.36	88.91	88.50	87.60	87.96
			Nº de iones para 28 cargas negativas					
Si	2.641	2.701	2.738	2.759	2.663	2.683	2.719	2.688
Al(IV)	1.359	1.299	1.262	1.241	1.337	1.317	1.281	1.312
Σ(IV)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe^{2+}	3.022	2.943	2.945	2.909	3.081	3.120	3.009	3.085
Al(VI)	1.374	1.432	1.436	1.457	1.478	1.516	1.485	1.487
Mg	1.518	1.469	1.458	1.449	1.290	1.198	1.333	1.265
Mn	0.068	0.061	0.065	0.062	0.066	0.042	0.051	0.059
Ti	0.003	0.011	0.002	0.004	0.005	0.008	0.006	0.004
Σ(VI)	5.985	5.916	5.906	5.881	5.920	5.884	5.884	5.900
(OH)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
F/FM	0.67	0.67	0.67	0.67	0.70	0.72	0.69	0.71

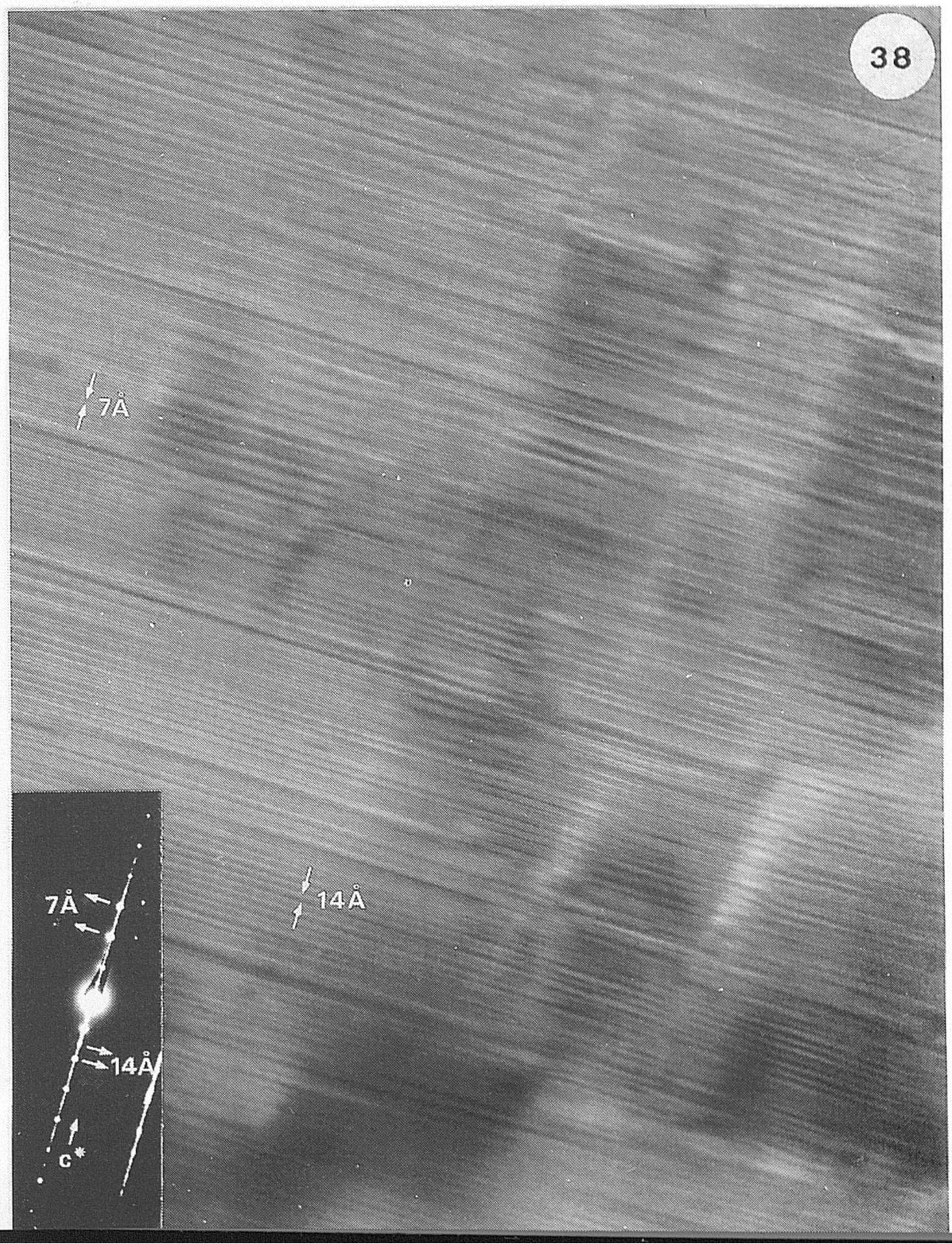
Composición de elementos mayores en % en peso. CaO, Na_2O y K_2O asignados mayoritariamente a impurezas. F/FM = Fe / (Fe + Mg).
Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal; bz: zona de borde.


34
Grt
Mn-Chl
HV:
20 kV
WD:
19 mm
MAG:
2000
5 µm
PHOTO:
2052
CS026
EDX -V-
STAI UG
DSM 950


35
II
III
I
HV:
20 kV
WD:
20 mm
MAG:
500
20 µm
PHOTO:
2144
CS026
EDX -V-
STAI UG
DSM 950


36
Ms
I
II+III
II
III
HV:
20 kV
WD:
20 mm
MAG:
200
50 µm
PHOTO:
2142
CS026
EDX -V-
STAI UG
DSM 950


37
c*
14 Å


38
7Å
14Å

7Å
14Å
c*

FOTO 34. Imagen de electrones retrodispersados mostrando intercrecimientos de cristales de cloritas con proporciones variables de Mn (Mn-Chl) junto a cristal de granate (Grt).

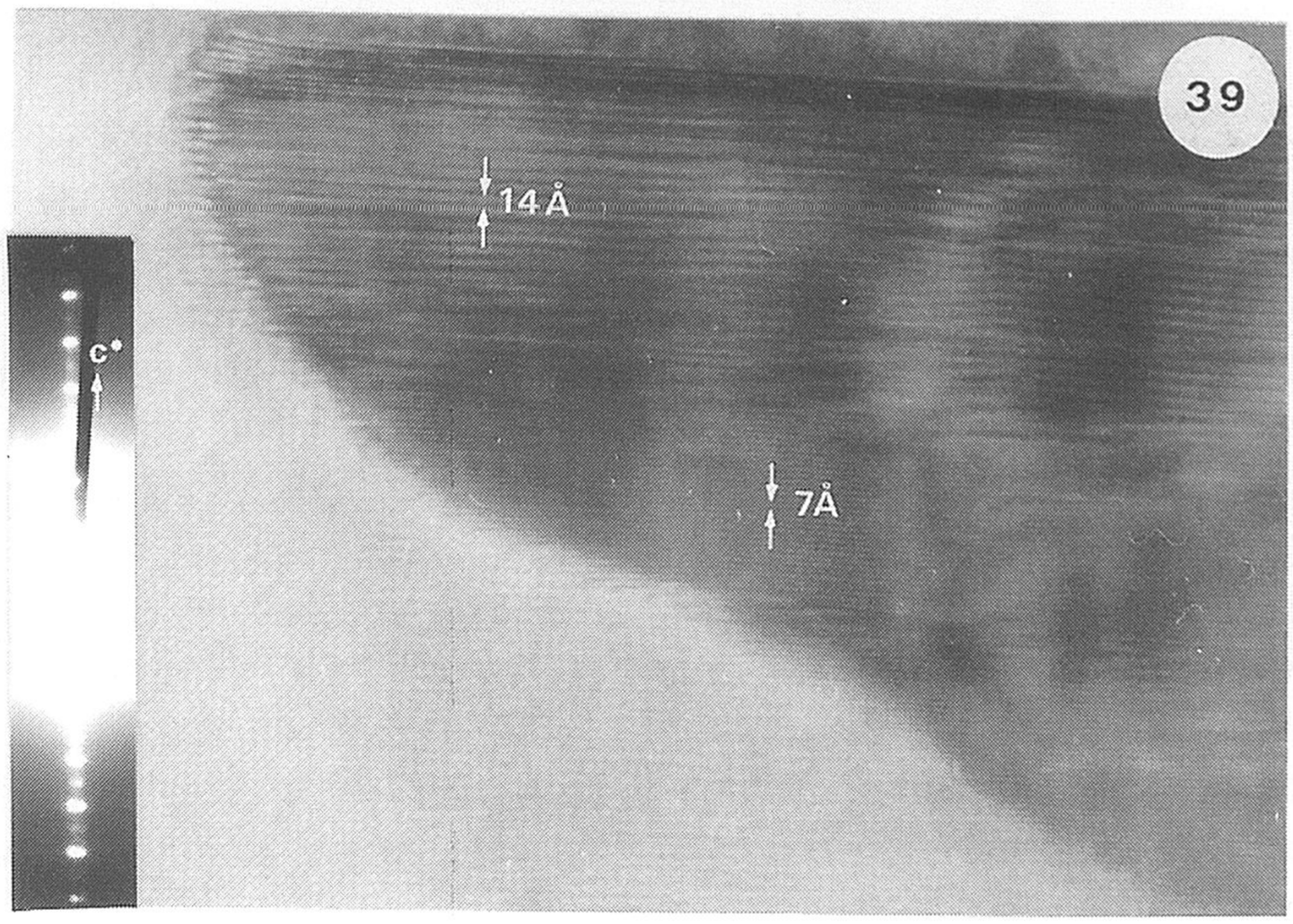
FOTOS 35 y 36. Imagen de electrones retrodispersados mostrando intercrecimientos de cristales de cloritas con proporciones variables de Mn (Tipos II y III) reemplazando a un cristal de clorita rica en Mg (Tipo I), junto a moscovita (Ms) (Ver texto para descripción de los tres tipos).

FOTO 37. Imagen de Microscopía Electrónica de Transmisión de Alta Resolución y difracción de electrones (recuadro) de cristales de clorita (14 Å).

FOTO 38. Imagen de Microscopía Electrónica de Transmisión de Alta Resolución y difracción de electrones (recuadro) de interestratificados irregulares de capas a 14 Å (clorita) y capas a 7 Å (bertierina).

Todas las muestras corresponden a los "nódulos cloríticos" (Cerro de la Sal).

Muestras pertenecientes a las pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas.


39
14 Å
7Å
c*

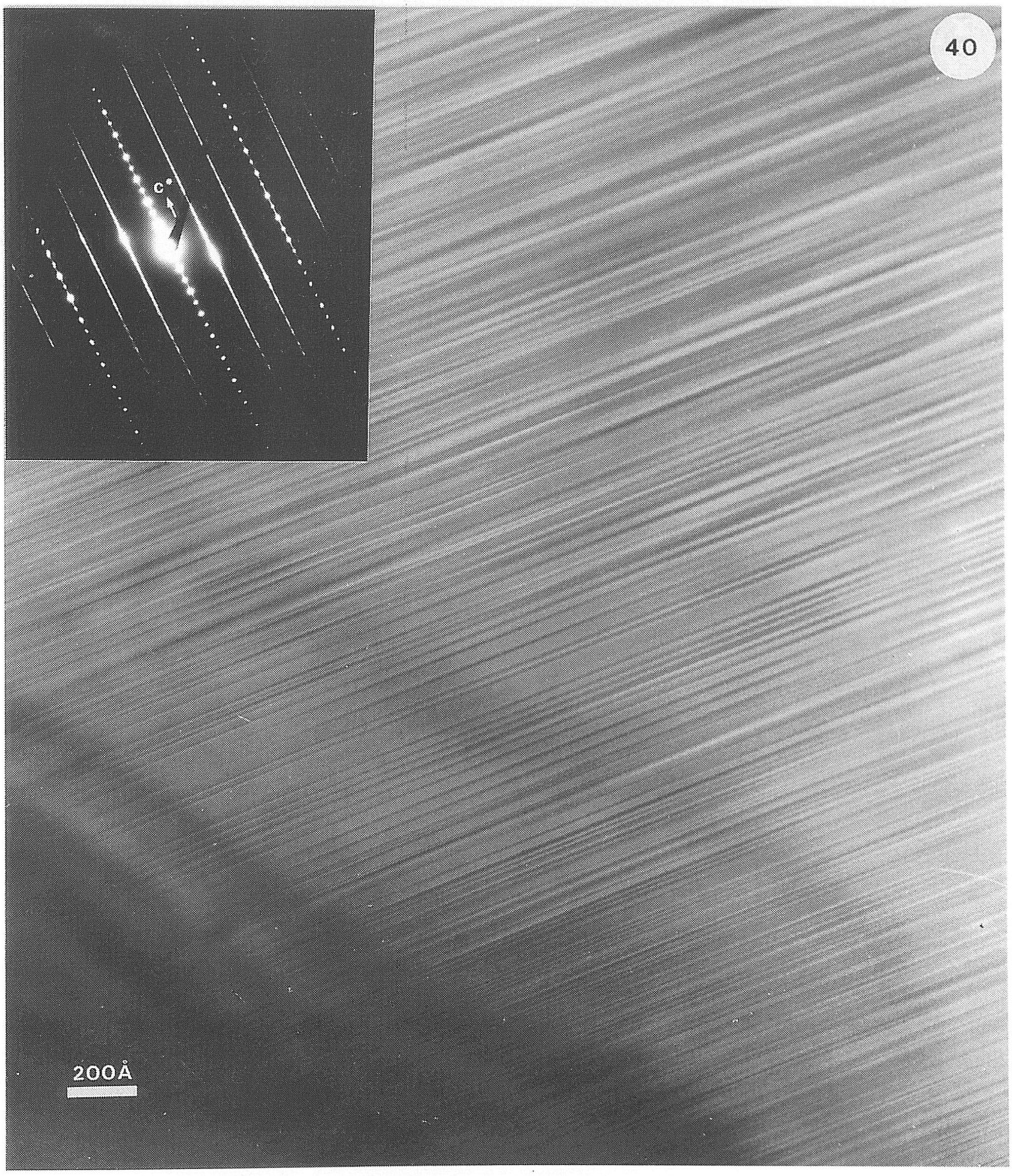

40
c*
200Å

FOTO 39. *Imagen de Microscopía Electrónica de Transmisión de Alta Resolución y difracción de electrones (recuadro) de paquetes discretos de capas a 7 Å entre bloques de capas a 14 Å.*

FOTO 40. *Imagen de Microscopía Electrónica de Transmisión de Alta Resolución y difracción de electrones (recuadro) de secuencias de apilamiento irregulares debidas a efectos estructurales.*

Todas las muestras corresponden a los "nódulos cloríticos" (Cerro de la Sal).

Muestras pertenecientes a las pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas.

descritos y permiten reconocer sus relaciones texturales (Fotos 34,35 y 36).

Schreyer *et al.* (1986) definieron la existencia de una laguna composicional en las series ternarias de cloritas trioctaédricas de Fe-Mg-Mn, para composiciones pobres en Fe. Las muestras de chamositas manganesíferas de Sierra Albarrana parecen confirmar la existencia de dicha laguna y su extensión hacia composiciones más ricas en Fe (Fig. V.61).

V.1.7.5. MICROSCOPIA ELECTRONICA DE ALTA RESOLUCION Y ANALITICA

La Microscopía Electrónica de Transmisión ha representado la técnica más útil para diferenciar entre muestras cloríticas y muestras con mezclas de clorita y bertierina, así como para la correcta caracterización de este último mineral, ya que permite obtener imágenes directas de capas individuales de la estructura y detectar variaciones en las secuencias de aplilamiento, así como cambios laterales en capas que no pueden ser observados directamente con otras técnicas.

Las muestras con clorita -que forman cristales ópticamente homogéneos y que muestran difractogramas de Rayos X con reflexiones pares de intensidad semejante a las impares- presentan difracciones de electrones e imágenes a 14 Å, apareciendo muestras en las que sólo están presentes capas a 14 Å, sin presencia de capas a 7 Å (Foto 37). Por el contrario, en las muestras ricas en clorita y bertierina -que forman agregados de grano muy fino y que muestran difractogramas con reflexiones pares mucho más intensas que las impares- se han observado 2 tipos de interestratificados de capas a 7 Å y 14 Å. El primer tipo corresponde a interestratificados irregulares de capas a 14 Å y capas a 7 Å (Foto 38). El segundo tipo corresponde a paquetes discretos de capas a 7 Å entre bloques de capas a 14 Å (Foto 39). En algunas áreas de las muestras es posible observar zonas (de hasta 5000 Å) ocupadas exclusivamente por capas a 7Å y con difracciones de electrones que presentan reflexiones a 7Å, indicando un politipo a dos capas 2T (Bailey, 1969).

Las difracciones de electrones que corresponden a los tipo de imágenes descritos anteriormente se caracterizan porque las reflexiones impares de las muestras que sólo poseen la fase clorítica pura a 14 Å son de una intensidad semejante a las reflexiones pares (recuadro foto 37), mientras que las que corresponden a muestras ricas en el componente a 7 Å muestran reflexiones impares con intensidad notablemente menor que las reflexiones pares (recuadros fotos 38 y 39).

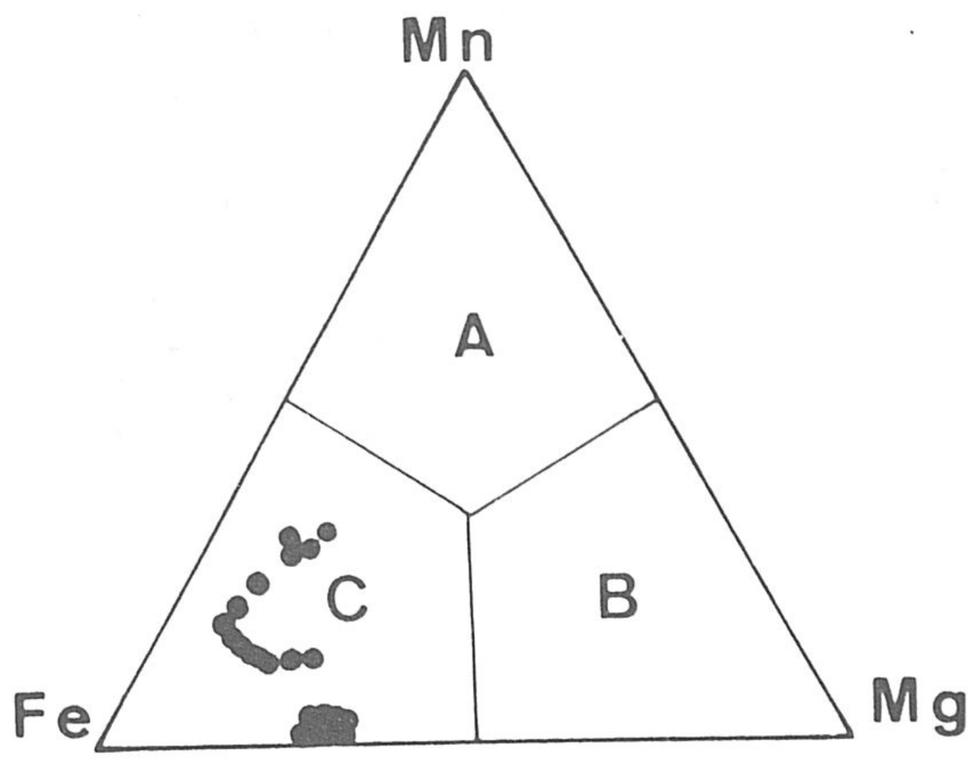


Fig. V.60. Diagrama ternario Fe-Mg-Mn para cloritas de Sierra Albarrana. Nomenclatura según AIPEA (Bailey, 1980). A: penantita, B: clinocloro, C: chamosita.

TABLA V.49. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de cloritas pertenecientes a los nódulos cloríticos del afloramiento Cerro de la Sal

Oxidos	CS-33nc	CS-33nc	CS-33nc	CS-33nc	CS-33nc	CS-33nc	CS-33nc	CS-33nc
SiO_2	25.13	23.59	25.73	24.78	24.54	24.44	25.74	25.51
Al_2O_3	20.43	21.26	20.46	21.33	21.73	21.62	20.32	20.49
TiO_2	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
FeO	32.35	33.71	31.31	32.28	32.71	33.52	31.99	31.68
MnO	0.40	0.70	0.33	0.63	0.58	0.65	0.31	0.30
MgO	10.65	8.35	10.13	9.11	8.71	8.19	9.92	9.94
CaO	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03
Na_2O	0.01	0.05	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02
K_2O	0.03	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
TOTAL	88.06	87.71	88.00	88.16	88.32	88.46	88.33	87.99
	Nº de iones para 28 cargas negativas							
Si	2.729	2.619	2.787	2.702	2.676	2.675	2.788	2.771
Al(IV)	1.271	1.381	1.213	1.298	1.324	1.325	1.212	1.229
Σ(IV)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe^{2+}	2.847	3.130	2.836	2.943	2.983	3.068	2.898	2.878
Al(VI)	1.344	1.401	1.399	1.443	1.469	1.464	1.382	1.394
Mg	1.724	1.382	1.636	1.481	1.416	1.336	1.602	1.610
Mn	0.037	0.066	0.030	0.058	0.054	0.060	0.028	0.028
Ti	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Σ(VI)	5.953	5.980	5.902	5.925	5.923	5.928	5.910	5.911
(OH)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
F/FM	0.62	0.69	0.63	0.67	0.68	0.70	0.64	0.64
Oxidos	CS-39nc	CS-39nc	CS-39nc	CS-39nc	CS-39nc	CS-39nc	CS-39nc	CS-39nc
SiO_2	23.64	23.96	24.24	24.16	24.33	23.98	24.12	23.98
Al_2O_3	21.01	21.21	21.71	21.45	21.76	21.49	21.68	21.54
TiO_2	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
FeO	32.83	32.82	32.72	34.14	33.57	33.97	32.43	35.02
MnO	1.94	2.04	2.09	1.92	2.11	2.00	2.00	1.80
MgO	6.76	6.64	7.00	7.02	7.00	6.95	6.66	6.28
CaO	0.01	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na_2O	0.05	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
K_2O	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
TOTAL	86.30	86.82	87.79	88.70	88.81	88.42	88.93	88.65
	Nº de iones para 28 cargas negativas							
Si	2.675	2.691	2.683	2.665	2.672	2.655	2.658	2.659
Al(IV)	1.325	1.309	1.317	1.335	1.328	1.345	1.342	1.341
Σ(IV)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe^{2+}	3.107	3.083	3.029	3.150	3.083	3.145	3.173	3.248
Al(VI)	1.477	1.499	1.515	1.454	1.489	1.459	1.474	1.474
Mg	1.140	1.112	1.155	1.155	1.146	1.147	1.094	1.038
Mn	0.186	0.194	0.196	0.179	0.196	0.188	0.187	0.169
Ti	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002
Σ(VI)	5.911	5.889	5.897	5.939	5.916	5.940	5.929	5.931
(OH)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
F/FM	0.73	0.73	0.72	0.73	0.73	0.73	0.74	0.76

Composición de elementos mayores en % en peso.
CaO, Na_2O y K_2O asignados a mayoritariamente impurezas. F/FM = Fe / (Fe + Mg).
Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal; nc: nódulos cloríticos.

TABLA 49. Sigue

Oxidos	CS-40nc	CS-40nc	CS-40nc	CS-40nc	CS-40nc	CS-40nc	CS-40nc	CS-40nc
SiO_2	22.05	23.69	23.23	23.89	23.16	23.46	23.80	23.28
Al_2O_3	23.32	23.46	23.69	23.23	23.64	23.24	23.44	23.63
TiO_2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
FeO	32.83	30.48	31.56	31.01	31.76	31.55	32.08	32.31
MnO	1.61	0.79	1.48	1.22	1.41	1.35	1.55	1.53
MgO	7.79	9.42	7.99	8.95	7.83	8.31	7.56	7.39
CaO	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na_2O	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
K_2O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
TOTAL	87.65	87.86	87.99	88.31	87.83	87.95	88.46	88.20
	Nº de iones para 28 cargas negativas							
Si	2.454	2.569	2.542	2.589	2.543	2.567	2.593	2.552
Al(IV)	1.546	1.431	1.458	1.411	1.458	1.433	1.407	1.448
Σ(IV)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe^{2+}	3.055	2.765	2.888	2.811	2.915	2.887	2.923	2.962
Al(VI)	1.513	1.568	1.597	1.556	1.600	1.564	1.603	1.605
Mg	1.292	1.523	1.303	1.446	1.281	1.355	1.228	1.208
Mn	0.152	0.073	0.137	0.112	0.131	0.125	0.143	0.142
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Σ(VI)	6.013	5.929	5.925	5.925	5.927	5.932	5.897	5.918
(OH)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
F/FM	0.70	0.64	0.69	0.66	0.69	0.68	0.70	0.71
Oxidos	CS-41nc	CS-41nc	CS-41nc	CS-41nc	CS-41nc	CS-41nc	CS-41nc	CS-41nc
SiO_2	22.43	23.41	23.61	24.40	23.81	23.48	24.28	23.29
Al_2O_3	22.95	23.46	23.18	23.38	23.02	23.52	23.44	23.34
TiO_2	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	31.42	30.73	29.77	28.67	29.80	30.70	28.80	31.42
MnO	1.46	1.30	1.25	1.02	1.29	1.31	1.18	1.30
MgO	9.06	8.56	8.82	10.48	9.49	8.73	10.18	8.39
CaO	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Na_2O	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02
TOTAL	87.41	87.51	86.66	88.00	87.45	87.75	87.90	87.79
	Nº de iones para 28 cargas negativas							
Si	2.481	2.563	2.596	2.615	2.594	2.561	2.609	2.552
Al(IV)	1.519	1.437	1.404	1.385	1.406	1.439	1.391	1.448
Σ(IV)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe^{2+}	2.907	2.813	2.737	2.569	2.705	2.800	2.588	2.879
Al(VI)	1.473	1.590	1.600	1.568	1.550	1.581	1.578	1.566
Mg	1.494	1.397	1.446	1.674	1.541	1.420	1.631	1.370
Mn	0.137	0.121	0.116	0.093	0.119	0.121	0.107	0.121
Ti	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Σ(VI)	6.013	5.921	5.899	5.904	5.925	5.922	5.904	5.937
(OH)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
F/FM	0.66	0.67	0.65	0.61	0.64	0.66	0.61	0.68

Composición de elementos mayores en % en peso.
CaO, Na_2O y K_2O asignados mayoritariamente a impurezas. F/FM = Fe / (Fe + Mg).
Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal; nc: nódulos cloríticos.

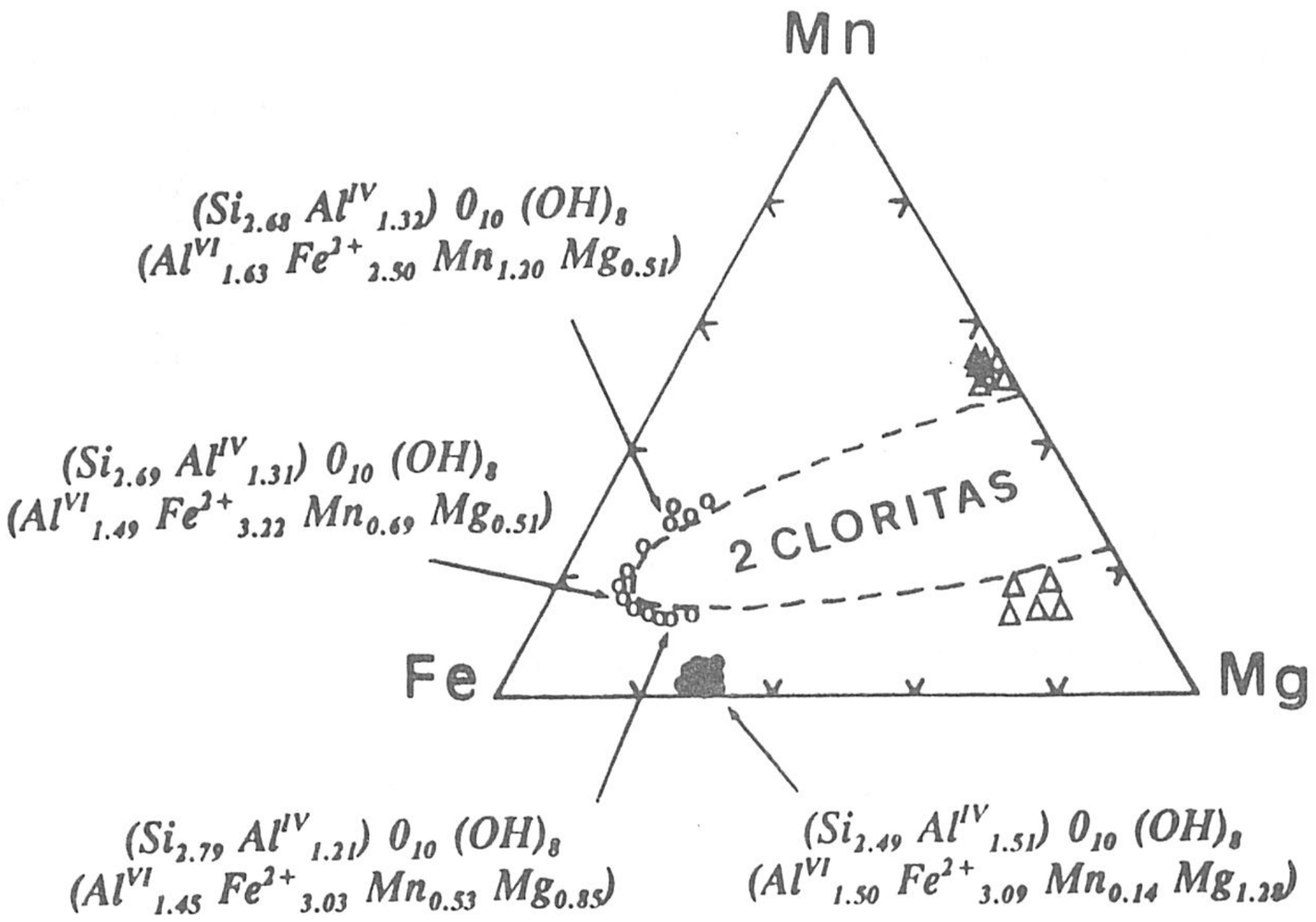


Fig.V.61 Diagrama ternario Fe-Mg-Mn para cloritas. Se muestra la laguna de miscibilidad (línea continua) descrito por Schreyer et al. (1986) para cloritas de Lienne (representadas por triángulos) y su extensión hacia el campo de cloritas ricas en Fe (línea discontinua) derivada de los datos analíticos de las cloritas de Sierra Albarrana presentados en este estudio (representadas por círculos).

Las imágenes de Microscopía Electrónica de Transmisión en Alta Resolución permiten, por tanto, diferenciar entre cloritas y bertierinas. Sin embargo, estas observaciones presentan algunas ambigüedades, puestas de manifiesto por Amouric *et al.* (1988). Esto es debido a que la fase a 7 Å puede exhibir varias secuencias de apilamiento diferentes, dando lugar a distintos politipos, a 4, 3, 1 y principalmente 2 capas, es decir, con espaciados de 28, 21, 7 y 14 Å. Esta modulación está enfatizada por los efectos de difracción dinámicos. Este hecho implica que la aparición de capas a 14 Å puede representar secuencias de apilamiento de (2x7) Å (bertierina con politipo a dos capas) o de (9+5) Å (verdadera clorita), especialmente cuando aparecen mezcladas capas a 7 y 14 Å.

En este último tipo de muestras es posible observar cambios laterales de 7 a 14 Å (Foto 38). Sin embargo, dichos cambios laterales, de acuerdo con las ideas de Amouric *et al.* (1988), pueden tener varias interpretaciones: (1) existencia exclusivamente de la fase a 14 Å aunque, debido a cambios en las condiciones de las imágenes (diferencias de espesor en la muestra o efectos dinámicos), la diferenciación de la secuencia de (9+5) Å en la fase a 14 Å) no es posible; (2) existencia de cambios verdaderamente reales de fases a 7 Å a fases a 14 Å. Con objeto de dilucidar entre estas dos hipótesis es necesario la observación tanto de las difracciones de electrones, como de los difractogramas de Rayos X y de los análisis químicos de ambas fases.

La caracterización química de las muestras con mezclas de fases a 7 y 14 Å, así como la de las muestras con fase a 14 Å se ha realizado mediante Espectrometría Dispersiva de Rayos X (EDS). Los resultados se muestran en la Tabla V.51.

De la Tabla se deduce que la composición de los 3 tipos de áreas (con fases sólo a 14Å, con fases sólo a 7Å y con fases a 7 y 14 Å) en la misma muestra es equivalente, con porcentajes semejantes en todos los elementos, especialmente en el caso de los cationes

TABLA V.50. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de chamositas de tipo I, II y III pertenecientes a los nódulos cloríticos del afloramiento Cerro de la Sal

Oxidos	CS-42nc I	CS-42nc I	CS-42nc I	CS-42nc I	CS-42nc I	CS-42nc I	CS-42nc I	CS-42nc I
SiO_2	23.06	23.10	23.55	22.91	23.04	23.04	22.79	23.07
Al_2O_3	23.16	23.08	23.20	23.28	23.13	23.86	24.13	23.96
TiO_2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	32.92	33.16	31.33	33.60	33.32	32.19	32.50	32.18
MnO	1.18	0.46	1.48	0.69	1.08	1.57	2.07	1.54
MgO	7.34	8.04	7.87	7.29	7.26	7.58	6.96	7.47
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Na_2O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	87.69	87.86	87.43	87.78	87.84	88.26	88.49	88.23
	Nº de iones para 28 cargas negativas							
Si	2.551	2.544	2.590	2.535	2.548	2.523	2.501	2.526
Al(IV)	1.449	1.456	1.410	1.465	1.452	1.477	1.499	1.474
Σ(IV)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe^{2+}	3.045	3.054	2.881	3.109	3.082	2.948	2.982	2.947
Al(VI)	1.570	1.540	1.597	1.584	1.563	1.603	1.622	1.618
Mg	1.210	1.320	1.290	1.202	1.197	1.238	1.139	1.219
Mn	0.111	0.043	0.138	0.065	0.101	0.146	0.192	0.143
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	5.937	5.957	5.906	5.960	5.943	5.935	5.925	5.927
(OH)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
F/FM	0.72	0.70	0.69	0.72	0.72	0.70	0.72	0.71

Oxidos	CS-42nc II	CS-42nc II	CS-42nc II	CS-42nc II	CS-42nc II	CS-42nc II	CS-42nc II	CS-42nc III
SiO_2	24.37	24.06	24.12	24.86	23.47	24.21	24.29	23.80
Al_2O_3	20.11	20.71	20.14	20.20	20.71	20.03	20.13	22.24
TiO_2	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	33.60	33.29	33.88	32.31	33.60	34.28	34.05	26.59
MnO	5.99	6.05	6.29	5.62	7.12	6.61	6.52	12.57
MgO	4.23	4.08	3.91	5.11	2.99	3.37	3.73	3.04
CaO	0.04	0.07	0.03	0.06	0.02	0.03	0.04	0.02
Na_2O	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
K_2O	0.02	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
TOTAL	88.37	88.31	88.41	88.20	87.93	88.55	88.78	88.28
	Nº de iones para 28 cargas negativas							
Si	2.755	2.719	2.736	2.786	2.689	2.752	2.747	2.679
Al(IV)	1.245	1.281	1.264	1.214	1.311	1.248	1.253	1.321
Σ(IV)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe^{2+}	3.177	3.146	3.214	3.028	3.220	3.259	3.220	2.503
Al(VI)	1.434	1.477	1.429	1.454	1.486	1.435	1.430	1.630
Mg	0.713	0.687	0.661	0.854	0.511	0.571	0.629	0.510
Mn	0.574	0.579	0.604	0.533	0.691	0.636	0.625	1.198
Ti	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Σ(VI)	5.899	2.889	2.909	2.869	5.909	5.901	5.905	5.841
(OH)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
F/FM	0.82	0.82	0.83	0.78	0.86	0.85	0.84	0.83

Composición de elementos mayores en % en peso.
CaO, Na_2O y K_2O asignados mayoritariamente a impurezas. F/FM = Fe / (Fe + Mg).
Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal; nc: nódulos cloríticos.

octaédricos Fe, Mn y Mg.

Por último, en las muestras que solamente presentan fases a 14 Å se ha detectado la existencia de secuencias de apilamiento irregulares (politipos complejos desordenados) debidos, posiblemente, a efectos estructurales más que a efectos composicionales (Bell y Wilson, 1981; Sánchez-Navas y Galindo-Zaldivar, 1993), que consisten en ciertos desórdenes de apilamiento que se observan tanto en las imágenes de difracciones de electrones (por la presencia de líneas más o menos contínuas entre los puntos de difracción principales), como en las imágenes en alta resolución (por la existencia de agrupamientos de capas con de diferente contraste) (Foto 40).

V.1.7.6. INTERPRETACIONES PETROGENÉTICAS

V.1.7.6.1. Relaciones genéticas entre clorita, bertierina y cordierita

La existencia de bertierina en las muestras de Sierra Albarrana queda demostrada tanto por los resultados de Difracción de Rayos X como por los de Microscopía Electrónica de Transmisión.

Por un lado, la presencia de los dos tipos de difractogramas, descritos anteriormente, con reflexiones impares de intensidad bastante inferior -en un tipo- y semejante -en el otro tipo- a la intensidad de las reflexiones pares, puede evidenciar dos posibilidades. La primera es que el caso de reflexiones impares muy débiles represente cloritas muy ricas en Fe, donde

TABLA V.51. Análisis químicos mediante Espectrometría dispersiva de Rayos X de muestras con bertierina y/o clorita (CS-36nc)

	1	1	2	2	3	3
	Fórmulas ajustadas para 28 cargas negativas					
Si	2.799	2.591	2.541	2.451	2.615	2.663
Al(IV)	1.201	1.409	1.459	1.549	1.385	1.337
Σ(IV)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al(VI)	1.719	1.768	1.629	1.631	1.581	1.845
Fe	2.648	2.591	2.587	2.480	2.706	2.464
Mg	1.031	1.142	1.391	1.525	1.293	1.117
Mn	0.344	0.318	0.313	0.326	0.321	0.319
Σ(VI)	5.742	5.819	5.920	5.962	5.901	5.741
OH	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
F/FM	0.71	0.69	0.65	0.62	0.68	0.69

Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, nc: nódulos cloríticos
1 = Areas con fase a 14Å, 2 = áreas con fase a 7Å, 3 = áreas con mezcla de fases a 7 y 14 Å. F/FM = Fe/(Fe+Mg)

las reflexiones de orden par están muy favorecidas (Nieto *et al.*, 1980). La segunda sería que se trate realmente de bertierina. La obtención del espectro de Difracción de Rayos X de la bertierina (Tabla V.45) indica la verdadera presencia de este mineral.

La comparación de los análisis químicos de muestras de clorita (Tabla V.49) y los obtenidos mediante Espectrometría Dispersiva de Energía de Rayos X sobre muestras de clorita y bertierina (Tabla V.51), indica que no existen diferencias sistemáticas de composición entre ambos tipos y, en cualquier caso, las segundas presentan contenidos en Fe más bajos que las primeras, no apareciendo cloritas extremadamente ricas en Fe. Es decir,

el contenido en Fe no puede ser responsable de las intensidades anormalmente altas de las reflexiones pares de las muestras inicialmente interpretadas como bertierinas, confirmándose así la certeza de dicha interpretación.

Por otro lado, las imágenes de difracción de electrones obtenidas para las muestras que presentan difractogramas con reflexiones pares mucho más intensas que las impares (recuadros fotos 38 y 39), indican la presencia de mezclas de fases a 7 y 14 Å (Amouric *et al.*, 1988).

Por todo ello, se constata que las muestras identificadas mediante Difracción de Rayos X como ricas en bertierina, consisten en mezclas de fases a 7 Å (bertierina) y fases a 14 Å (chamosita). La presencia de cantidades variables de bertierina junto a la clorita es responsable de que, sistemáticamente, se obtengan resultados claramente más altos del contenido en Fe determinado mediante las relaciones de intensidades pares respecto a impares que mediante el parámetro b_o (Tabla V.43). Justamente la excepción está representada por la muestra CS-41nc, con valores semejantes, que representa un caso de reemplazamiento completo, con cristales de clorita ópticamente homogéneos y, por tanto, con ausencia total de bertierina.

De acuerdo con Amouric *et al.* (1988), la presencia de capas a 7 Å asociadas con capas a 14 Å implica una transformación polimórfica de la fase de 7 Å a la fase de 14 Å. Para estos autores, el proceso consiste en la formación de una fase a 7 Å metaestable que se transforma en una clorita estable a 14 Å a través de una fase que consiste en mezclas de capas a 7 y 14 Å en proporciones variables. Así, la fase a 7 Å puede ser considerada como el precursor de la fase a 14 Å.

En las muestras de Sierra Albarrana, aquéllas donde el enfriamiento ha sido lo suficientemente lento, la cordierita se ha transformado totalmente a clorita produciendo cristales perfectamente identificables por microscopía óptica y no se observa bertierina (Foto 33, Fig. V.57, Foto 37). Por el contrario, aquéllas donde el enfriamiento ha sido más rápido el proceso de transformación completo no se ha producido y la bertierina aparece como fase metaestable junto con la clorita en forma de masas criptocristalinas (Fotos 31 y 32, Fig. V.58, Fotos 38 y 39).

Una de las cuestiones más controvertidas en la bibliografía sobre las relaciones entre clorita y bertierina es si ambas fases poseen campos composicionales distintos. En general, los análisis químicos existentes muestran composiciones ricas en Fe (Brindley, 1982). No obstante, la dificultad de llevar a cabo análisis individuales de ambas fases coexistentes en una misma muestra ha impedido hasta la fecha confirmar si se trata de auténticos polimorfos o son fases con composiciones distintas, aunque con un posible campo de solapamiento. Los análisis mediante EDX en TEM han permitido confirmar en las muestras de Sierra Albarrana que no existen diferencias composicionales entre las zonas ocupadas exclusivamente por clorita y las correspondientes a mezclas de clorita y bertierina (Tabla V.51), por lo que ambas fases, cuando coexisten en una misma muestra, tienen la misma composición y pueden ser consideradas como polimorfos en sentido estricto.

De acuerdo con los trabajos experimentales de James *et al.* (1976), la bertierina representa una fase metaestable que normalmente se transforma en clorita, siendo este último mineral la fase estable de la asociación. El proceso completo consistiría en alteración de cordierita (en presencia de magnetita, cuarzo y fundido) a bertierina (metaestable), con posterior transformación de ésta a clorita. Apoyando este hecho, Kodama y Foscolos (1981), Odín (1985) y Maynard (1986) indican que la bertierina se transforma o modifica fácilmente.

Las condiciones termobarométricas a las que se produciría el proceso fueron determinadas experimentalmente por James *et al.* (1976, Fig. 12, curva 3). Las temperaturas

estimadas para el inicio de la reacción para una presión aproximada de 4 kb (que corresponde a la presión estimada para el pico metamórfico de Sierra Albarrana por González del Tánago y Peinado, 1990) se situarían aproximadamente a 600° C. Las condiciones de transformación de cordierita a clorita han sido también determinadas experimentalmente, a partir de muestras sintéticas con ambos minerales, por Rusinova *et al.* (1987). Los resultados indican temperaturas entre 400° y 300° C y soluciones alcalinas (ph > 7). Estas condiciones estarían de acuerdo con la geotermometría de cloritas realizada según los métodos de Walshe y Salomon (1981), Cathelineau y Nieva (1985), Walshe (1986) y Cathelineau (1988). De todos ellos, ha sido el de Cathelineau (1988) el que mejores resultados ha dado, mostrando temperaturas medias de formación de cloritas de 390° C (Tabla V.52). Todos los métodos descritos están profundamente cuestionados (Shau *et al.*, 1990), por lo que la temperatura así obtenida se propone aquí a título informativo sin aceptarla de forma concluyente. En cualquier caso, dicho resultado no se opone a las temperaturas descritas para la reacción cordierita-clorita mediante sistemas experimentales (James *et al.*, 1976; Rusinova *et al.*, 1987). Dichas temperaturas, por otra parte, representan valores máximos ya que indican que en cualquier proceso metamórfico a temperaturas inferiores la cordierita es inestable, transformándose en clorita. Por otra parte, la presencia de la bertierina como fase metaestable, junto a un cierto grado de deshomogeneidad en la composición de las cloritas (Fig. V.59), indica un proceso gobernado por la regla de Ostwald, previsiblemente a temperatura relativamente baja (Morse y Casey, 1988).

TABLA V.52. Temperatura de formación de cloritas pertenecientes a los nódulos cloríticos del afloramiento Cerro de la Sal de acuerdo con el geotermómetro de Cathelineau (1988)

Muestra	Número de análisis	T (°C)
CS-33nc	18	357
CS-30nc	27	402
CS-39nc	11	368
CS-41nc	52	398
CS-42nc	31	390

Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal; nc: nódulos cloríticos.

V.1.7.6.2. Cloritas ricas en Mn

Las evidencias morfológicas, texturales y composicionales (Fotos 35 y 36, Tabla V.50) obtenidas de la muestra donde coexisten chamositas de los tres tipos composicionales indicados en el apartado anterior (con Mg > Mn, con contenidos en Mg y Mn semejantes y, con Mn > Mg) parecen indicar que los intercrecimientos de chamositas con Mn > Mg y con Mg y Mn semejantes representan la desestabilización de las chamositas ricas en Mg en presencia de granate con altos contenidos en componente espesartina, que proporcionaría el Mn necesario para producir tal alteración (Foto 34). Dichos intercrecimientos demuestran la extensión de la laguna de miscibilidad definido por Schreyer *et al.* (1986) hasta composiciones muy ricas en Fe.

Esta laguna de miscibilidad definido por las cloritas de tipo II y III (Fig. V.61) puede

explicarse mediante las diferencias de radio iónico (r_i)existentes entre el Fe, el Mg y el Mn. Las variaciones composicionales observadas en las distintas muestras estudiadas consisten, fundamentalmente, en cambios en las concentraciones relativas de Mg y Mn. El Fe^{2+} (r_i = 0.76 Å) puede ser sustituído por cationes algo mayores como el Mn (r_i = 0.80 Å) o por cationes algo menores como el Mg (r_i = 0.65 Å). Sin embargo, la diferencia entre los radios iónicos de Mn y Mg es lo suficientemente alta (0.15 Å) como para que exista un cierto rango composicional en el que la solución sólida no es posible y, por ello, aparecen los tipos de cloritas, uno muy rico en Mn (tipo III, Tabla V.50) y otro con contenidos intermedios en Mn y Mg (tipo II, Tabla V.50), existiendo una laguna composicional entre ambos.

Las condiciones termobarométricas en las que se produce la transformación de cloritas ricas en Mg en cloritas ricas en Mn en presencia de granate, están indicadas por la asociación de granate rico en componente espesartina con chamosita rica en Mn. De acuerdo con Hsu (1968), la espesartina llega a ser estable a expensas de la clorita rica en Mn + cuarzo a temperaturas algo superiores a 400° C para presiones de fluido equivalentes a 3 - 4 kb. Estos resultados están de acuerdo con las condiciones del máximo térmico del metamorfismo regional de Sierra Albarrana (González del Tánago y Peinado, 1990). Los datos anteriores parecen indicar que la transformación de chamositas ricas en Mg en intercrecimientos de chamositas manganesíferas se produce a temperaturas próximas a 425° C.

V.1.8. FOSFATOS

V.1.8.1. INTRODUCCION

Los fosfatos forman un grupo complejo de minerales habituales como constituyentes minoritarios de numerosas pegmatitas graníticas, llegando a constituir el 10 % de todas las especies minerales conocidas (Moore, 1982).

En los últimos años han sido descritas numerosas paragénesis de fosfatos en pegmatitas (e.g. Shigley y Brown, 1985; Fransolet *et al.*, 1986; Fontan y Fransolet, 1986) y su utilidad como indicadores de cambios en las condiciones de cristalización y post-cristalización pegmatítica ha sido ampliamente reconocida. Sin embargo, las complejas relaciones termodinámicas existentes entre los minerales de este grupo no han sido todavía explicadas totalmente.

Siguendo la clasificación paragenética de Moore (1982) los fosfatos que aparecen en las pegmatitas de Sierra Albarrana corresponden a **fosfatos primarios**. Tal y como indica Moore (1982), se consideran fosfatos primarios a aquéllos que han cristalizado durante las etapas de consolidación de las pegmatitas siendo, generalmente, anhidros o muy poco hidratados e incluyendo fluor. Según esto, las especies minerales que se encuentran en Sierra Albarrana pueden agruparse en los tipos que se describen a continuación.

V.1.8.2. Fluorapatito (Ca_5 (OH,F)$(PO_4)_3$). Aparecen en casi todas los afloramientos de pegmatitas de Sierra Albarrana como constituyentes minoritarios (Foto 41) aunque es en las canteras del Cerro de la Sal (en la zona externa o de borde) y Diéresis (no zonada) donde lo hacen con mayor frecuencia. Suelen presentarse asociados a feldespatos alcalinos, cuarzo, biotita y fosfatos de Mg, Fe y Mn.

En la Tabla V.53 se presentan análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de fluorapatitos pertenecientes a las pegmatitas de Sierra Albarrana. La observación de la tabla

revela diversas características sobre el quimismo de este mineral. La sílice aparece con valores muy bajos, alcanzando un hasta un valor máximo de 0.04 % en peso. Los contenidos en titanio y aluminio de estos apatitos son extremadamente bajos. Por el contrario, los porcentajes de MnO_2 son bastante elevados (hasta 1.73 % en peso de MnO_2) presentando valores característicos de pegmatitas graníticas (Deer *et al.*, 1962; Moore, 1973 y 1982). Así, la razón Mn:Ca alcanza valores de 1:30 en algunos de los casos estudiados. Los contenidos en FeO son variables y moderadamente altos, alcanzando hasta el 0.53 % en peso. Las concentraciones de MgO, Na_2O y K_2O son bajas.

Por su alto contenido en fluor, los apatitos de Sierra Albarrana pueden ser considerados típicamente como fluorapatitos, presentando contenidos en F bastante altos (hasta el 3.88 % en peso). Por el contrario, los contenidos en Cl son generalmente bajos, oscilando entre 0.03 y 0.01 % en peso de Cl para los apatitos del Cerro de la Sal. Los apatitos de Diéresis presentan cantidades ostensiblemente mayores, alcanzando el 0.51 % en peso de Cl en alguna de las muestras estudiadas.

V.1.8.3. Magniotriplita ($(Mg,Fe,Mn)_2$ $(F,OH,Cl)(PO_4)$). Solamante ha sido posible reconocer este mineral en la cantera del Cerro de la Sal (zona de borde) asociado a biotita, cuarzo y apatito.

Macroscópicamente la magniotriplita de las pegmatitas de Sierra Albarrana se presenta en nódulos de 0.5 cm de diámetro máximo e intercalada entre los cristales de biotita. También aparece asociada a apatito y cuarzo. Aparece como cristales prismáticos cortos de color anaranjado a marrón y aspecto acaramelado, brillo resinoso a vítreo, fractura astillosa y raya blanca.

Las reflexiones obtenidas mediante Difracción de Rayos X (método de polvo) fueron indexadas de acuerdo con los datos de Fontan (1981), apreciándose algunas diferencias. Los resultados fueron comparados también con los proporcionados por Ginsburg *et al.*, 1951 (J.C.P.D.S. 8-140) observándose también bastantes divergencias (incluída la puesta de índices). Los resultados de dichos diagramas se muestran en la Tabla V.54.

De la observación del diagrama de polvo obtenido es posible la diferenciación entre wagnerita y magniotriplita mediante la línea de difracción a 5.66 Å que aparece en el caso de la wagnerita pero que no aparece en del segundo mineral, de acuerdo con las ideas de Sheridan *et al.*, 1976).

Los parámetros cristalográficos fueron afinados mediante Difractometría de Cristal Unico. Los resultados son los siguientes: a = 12.8899(86) Å, b = 6.4055(58) Å, c = 9.7592(73) Å, β = 117.76(51)$_o$, *Vol.* = 713.03 Å^3, Z = 8. Estos valores muestran algunas diferencias respecto a los determinados por Tadini (1981) y Mrose en Sheridan *et al.* (1976).

Las características ópticas de este mineral son equivalentes a las descritas por Fontan (1981) no presentando anomalías ópticas de interés (Foto 42).

Los resultados de los análisis químicos y las fórmulas mineralógicas correspondientes calculadas para 4.5 oxígenos se muestran en la Tabla V.55. De la observación de la tabla se desprende que las magniotriplitas de Sierra Albarrana muestran contenidos algo más elevados en Mg y menores en Fe y Mn respecto a las magniotriplitas del Macizo de Albéres (Fontan, 1981; Fontan y Fransolet, 1986). Los análisis químicos revelan una proporción alta en Mg respecto al resto de los cationes: Mg/(Fe+Mn+Mg) oscila entre 0.39 y 0.40. El Fe presenta contenidos bastante elevados: Fe/(Fe+Mn+Mg) se sitúa en 0.46 en todos los casos estudiados.

La magniotriplita de Sierra Albarrana presenta una cantidad inferior de fluor (poco más del 4 % en peso de F) y superior en Ti (1.21 % en peso de TiO_2) respecto a las del

Macizo de Albéres (Fontan, 1981) o a las del Turquestán (U.R.S.S.) (Ginsburg *et al.*, 1951). Todo ello parece indicar que el fosfato ha desestabilizado a algún mineral preexistente incorporando algunos de sus elementos.

TABLA V.53. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de apatitos pertenecientes a las pegmatitas de Sierra Albarrana.

Muestra	CS-34bz	CS-34bz	CS-34bz	CS-35bz	CS-35bz	CS-35bz	D-20nz	D-20nz	D-20nz
				Proporciones atómicas					
P	18.501	18.689	18.641	18.591	18.515	18.672	18.348	18.455	18.291
Ca	38.607	38.028	38.392	39.251	39.017	39.172	39.591	39.597	39.913
Na	0.023	0.015	0.040	0.043	0.031	0.019	0.021	0.040	0.076
K	0.010	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.007	0.005	0.028
Fe	0.307	0.390	0.115	0.265	0.296	0.260	0.004	0.043	0.008
Mn	1.054	1.348	1.207	0.603	0.630	0.675	0.060	0.034	0.017
Mg	0.017	0.012	0.003	0.015	0.011	0.018	0.008	0.000	0.002
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.008	0.010
Al	0.000	0.004	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	3.575	3.378	3.877	3.381	3.434	3.542	2.794	2.861	2.860
Cl	0.007	0.025	0.009	0.029	0.006	0.023	0.419	0.515	0.510
				Porcentaje en peso de óxidos					
P_2O_5	42.386	42.816	42.707	42.592	42.418	42.778	42.035	42.280	41.905
CaO	54.011	53.201	53.710	54.912	54.585	54.802	55.388	55.396	55.838
Na_2O	0.031	0.020	0.054	0.058	0.042	0.026	0.028	0.054	0.102
K_2O	0.012	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.008	0.006	0.034
FeO	0.395	0.502	0.148	0.341	0.381	0.334	0.005	0.055	0.010
MnO	1.350	1.727	1.546	0.772	0.807	0.865	0.077	0.044	0.022
MgO	0.028	0.020	0.005	0.025	0.018	0.030	0.013	0.000	0.003
TiO_2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SiO_2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.017	0.021
Al_2O_3	0.000	0.008	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F^-	3.575	3.378	3.877	3.381	3.434	3.542	2.794	2.861	2.860
Cl^-	0.007	0.025	0.009	0.029	0.006	0.023	0.419	0.515	0.510
TOTAL	101.795	101.697	102.078	102.110	101.692	102.399	100.768	101.229	101.306
O=F	1.505	1.422	1.632	1.424	1.446	1.491	1.176	1.205	1.204
O=Cl	0.002	0.006	0.002	0.007	0.001	0.005	0.095	0.116	0.115
T.Real	100.288	100.269	100.444	100.680	100.245	100.902	99.497	99.908	99.987
				Nº de iones para 13 oxígenos					
P	3.014	3.042	3.021	3.017	3.016	3.019	3.020	3.022	3.001
Ca	4.860	4.783	4.808	4.922	4.912	4.894	5.036	5.011	5.061
Na	0.005	0.003	0.009	0.009	0.007	0.004	0.005	0.009	0.017
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.004
Fe	0.028	0.035	0.010	0.024	0.027	0.023	0.000	0.004	0.001
Mn	0.096	0.123	0.109	0.055	0.057	0.061	0.006	0.003	0.002
Mg	0.004	0.002	0.001	0.003	0.002	0.004	0.002	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Al	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
S.Cat.	4.994	4.947	4.939	5.013	5.006	4.987	5.049	5.029	5.086
F	0.950	0.896	1.024	0.895	0.912	0.934	0.750	0.764	0.765
Cl	0.001	0.004	0.001	0.004	0.001	0.003	0.060	0.074	0.073
OH	0.049	0.100	0.000	0.101	0.087	0.063	0.190	0.162	0.162

Composición de elementos mayores en % en peso. T. Real: Total Real, S.Cat.: Suma de cationes. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, D: Diéresis; bz: zona de borde, nz: no zonación.

Un tercer grupo ha sido descrito por González del Tanago y Peinado (1988) compuesto por fosfatos de Y y tierras raras del tipo monacita y xenotima que, sin embargo, no ha sido encontrado por nosotros.

TABLA V.54. Comparación de diagramas de Difracción de Rayos X (método de polvo) de distintas muestras representativas de magniotriplita

(1)			(2)		(3)		
d(Å)	I/I_o	hkl	d(Å)	I/I_o	d(Å)	I/I_o	hkl
5.248	4	11-1	5.25	20	5.27	10	011
4.251	10	111			4.287	101	-211
3.564	14	31-1	3.59	30	3.587	50	211
3.324	29	31-2	3.33	100	3.324	50	112
3.149	68	40-2	3.14	100	3.162	70	202
3.003	100	021	2.97	100	3.015	80	-121
2.854	73	202,400	2.84	100	2.864	100	-402,400
2.829	11	11-3					
2.789	56	220	2.77	100	2.794	60	200,013
2.758	9	31-3					
2.712	43	311			2.728	20	-411
2.573	15	022	2.58	30	2.576	30	-222
2.495	22	221	2.50	30	2.506	20	321
2.425	16	20-4	2.43	30	2.427	20	-204
2.321	5	40-4					
2.281	5	22-3					
2.265	15	51-3	2.26	30	2.268	20	-114,213,222
2.246	15	42-2					
2.212	9	312	2.21	30	2.223	5	
2.151	9	510,60-2			2.149	10	402,-422
2.144	9	023					
2.138	11	222					
2.130	8	420					
2.096	9	130	2.09	50	2.097	301	123,031
2.081	19	13-1					
1.999	11	131	2.00	30	2.000	10	-231,-602
1.947	27	60-4	1.95	30	1.951	101	204,-224
1.933	20	22-4					
1.912	8	33-1			1.913	101	600,-611
1.900	15	600,511	1.90	30			
1.806	12	223					
1.789	10	024	1.79	30	1.779	101	015,-415,-424
1.767	8	11-5					
1.745	11	62-3	1.75	30	1.745	15	-431,521
1.740	18	331					
1.691	14	422	1.70	30	1.702	10	314
			1.64	20			
1.601	21	040	1.60	50	1.607	101	233,602
1.597	19	53-3					
1.573	21	71-5	1.58	50	1.579	101	-334,215
1.553	8	115,51-6,24-1	1.54	30	1.552	101	-615,240
1.547	7	60-6,224					

(1) Magniotriplita de Sierra Albarrana, difractómetro Philips PW-1710 con radiación CuK_α, monocromador de grafito y rendija automática (presente estudio),
(2) Magniotriplita del Turquestán, U.R.S.S. (Ginsburg *et al.*, 1951, J.C.P.D.S. 8-140),
(3) Magniotriplita del Macizo de Albères, Francia (Fontan, 1981), l = ancho.
Indexación: (1) Grupo espacial C2/C, (2) No indica indexación ni grupo espacial, (3) Grupo espacial I2/a.

TABLA V.55. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de magniotriplitas de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Muestra	CS-36bz	CS-36bz	CS-36bz	CS-36bz	CS-36bz	CS-36bz	CS-36bz	CS-36bz
				Proporciones atómicas				
P	17.018	17.025	16.810	16.878	16.983	17.095	16.811	17.009
Ca	0.130	0.105	0.113	0.087	0.084	0.153	0.163	0.344
Na	0.018	0.006	0.003	0.012	0.006	0.014	0.021	0.025
K	0.000	0.002	0.007	0.000	0.000	0.006	0.001	0.014
Fe	17.533	17.372	17.437	17.761	17.694	17.363	17.629	17.574
Mn	5.336	5.314	5.354	5.694	5.619	5.830	5.821	5.521
Mg	15.157	15.201	15.303	14.793	14.795	14.674	14.703	14.755
Ti	0.727	0.720	0.717	0.713	0.718	0.727	0.727	0.713
Si	0.003	0.003	0.000	0.007	0.002	0.007	0.014	0.003
Al	0.000	0.000	0.009	0.000	0.030	0.000	0.000	0.009
F	4.574	4.686	4.519	4.707	4.734	4.573	4.511	4.674
Cl	0.027	0.022	0.019	0.010	0.019	0.013	0.004	0.020
				Porcentaje en peso de óxidos				
P_2O_5	38.988	39.004	38.512	38.667	38.908	39.165	38.514	38.968
CaO	0.182	0.147	0.158	0.122	0.118	0.214	0.228	0.481
Na_2O	0.024	0.008	0.004	0.016	0.008	0.019	0.028	0.034
K_2O	0.000	0.002	0.008	0.000	0.000	0.007	0.001	0.017
FeO	22.547	22.340	22.424	22.841	22.754	22.329	22.671	22.600
MnO	6.835	6.807	6.858	7.294	7.198	7.468	7.457	7.072
MgO	25.130	25.203	25.372	24.527	24.530	24.329	24.378	24.464
TiO_2	1.213	1.201	1.196	1.189	1.198	1.213	1.213	1.189
SiO_2	0.006	0.006	0.000	0.015	0.004	0.015	0.030	0.006
Al_2O_3	0.000	0.000	0.017	0.000	0.057	0.000	0.000	0.017
F^-	4.574	4.686	4.519	4.707	4.734	4.573	4.511	4.674
Cl^-	0.027	0.022	0.019	0.010	0.019	0.013	0.004	0.020
TOTAL	99.528	99.428	99.088	99.388	99.528	99.345	99.034	99.542
O=F	1.926	1.973	1.903	1.982	1.993	1.925	1.899	1.968
O=Cl	0.006	0.005	0.004	0.002	0.004	0.003	0.001	0.005
T.Real	97.596	97.450	97.181	97.404	97.530	97.417	97.134	97.570
				Nº de iones para 4.5 oxígenos				
P	0.965	0.965	0.959	0.962	0.965	0.972	0.963	0.966
Ca	0.006	0.005	0.005	0.004	0.004	0.007	0.007	0.015
Na	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe	0.551	0.546	0.551	0.561	0.558	0.547	0.560	0.554
Mn	0.169	0.169	0.171	0.182	0.179	0.185	0.186	0.175
Mg	1.095	1.098	1.112	1.074	1.071	1.063	1.073	1.068
Ti	0.027	0.026	0.026	0.026	0.026	0.027	0.027	0.026
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001
S.Cat.	1.849	1.844	1.866	1.849	1.840	1.831	1.856	1.842
F	0.423	0.433	0.420	0.438	0.439	0.424	0.421	0.433
Cl	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
OH	0.576	0.566	0.579	0.562	0.560	0.575	0.579	0.566

Composición de elementos mayores en % en peso.
T. Real: Total Real, S.Cat. : Suma de cationes.
Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal; bz: zona de borde.

V.II. PEGMATITAS CON SILICATOS DE ALUMINIO

V.2.1. POLIMORFOS DE SILICATOS DE ALUMINIO

V.2.1.1. INTRODUCCION

Las pegmatitas con silicatos de aluminio, descritas en el apdo IV.2.2. y localizadas en la Fig. IV.1, están caracterizadas, generalmente, por composiciones globales peralumínicas a hiperalumínicas. Ejemplos de minerales ricos en aluminio pueden ser moscovita, biotita, turmalina, gahnita, topacio, granates, cordierita y aluminosilicatos

A pesar de que la **andalucita** aparece, normalmente, en rocas pelíticas que han sufrido metamorfismo de contacto, este mineral también ha sido descrito en relación con las pegmatitas (Webb, 1943; Rose, 1957; Burt y Stump, 1984). Normalmente la cordierita está relacionado con pegmatitas relativamente primitivas y poco fraccionadas y es raro en tipos pegmatíticos complejos (Cerny y Hawthorne, 1982).

Por otro lado, la **distena** es un típico mineral accesorio en las zonas de borde y de pared de pegmatitas micáceas de gran profundidad (Ginsburg, 1960, 1984; Ginsburg *et al.*, 1979), asociadas a micaesquistos y gneises con distena (Cerny y Hawthorne, 1982).

V.2.1.2. CARACTERISTICAS MORFOLOGICAS, OPTICAS Y TEXTURALES

La **andalucita** aparece en las pegmatitas con silicatos de aluminio como cristales de color marrón-rosado y con carácter translúcido. Normalmente está alterada a minerales micáceos y a hidróxidos de aluminio (diáspora). Se trata de cristales prismáticos cortos de base cuadrada con buen desarrollo de caras (cristales euhédricos y subhédricos). El tamaño varía desde 1 a 4 cm de diámetro y de 2 a 7 cm de longitud.

En lámina delgada (Foto 43) es incolora y no presenta pleocroismo ni maclas. Casi siempre aparece fracturada y, a lo largo de los límites de cristales, así como en los planos de fractura está reemplazada por minerales micáceos de grano fino y diáspora. El relieve es medio, con extinción recta, elongación positiva, biáxico y $2v \approx 80 - 85^{\circ}$.

La **cianita** (Foto 43) aparece incluida dentro de la andalucita como cristales prismáticos largos y de tamaño hasta 1 cm de longitud. En lámina delgada es incolora y no presenta pleocroismo. Los cristales suelen estar fracturados. El relieve es alto y presenta elongación positiva y es biáxico con $2V \approx 80^{\circ}$. Muchos cristales muestran los dos sistemas de exfoliación característicos según planos (100) y (010) (Foto 43).

V.2.1.3. COMPOSICION QUIMICA DE LOS POLIMORFOS ALUMINICOS

Los análisis químicos, realizados mediante Microsonda Electrónica. así como las fórmulas mineralógicas calculadas para 5 oxígenos, correspondientes a **andalucitas** se presentan en la Tabla V 56. De su observación se deduce que el quimismo de este mineral es bastante simple, estando constituido, fundamentalmente, por Si y Al El único elemento presente en cantidades apreciables es el Fe^{3+} ($0.07 \leq Fe_2O_3 \leq 0.70$). También presenta pequeñas cantidades de Mg ($MgO \leq 0.20$), Mn ($MnO \leq 0.05$), Cr ($Cr_2O_3 \leq 0.05$) y Ti ($TiO_2 \leq 0.03$). Estos datos están de acuerdo con los publicados por Deer *et al.* (1982) y Cerny y Hawthorne (1982) que indican que los únicos elementos minoritarios que aparecen en cantitades apreciables son Fe^{3+}, Ti, Cr, Mn y V. Las proporciones de elementos alcalinos

son muy bajas y pueden ser atribuidas a impurezas (de acuerdo con las ideas de Cerny y Hawthorne, 1982).

TABLA V.56. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de andalucitas de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana

Oxidos	SA-7nz	SA-7nz	SA-7nz	SA-7nz	SA-8nz	SA-8nz	SA-8nz	SA-8nz
SiO_2	36.73	36.72	36.68	36.71	36.75	36.48	36.66	36.62
Al_2O_3	62.50	62.05	62.60	62.37	63.10	63.25	63.17	63.19
Fe_2O_3	0.32	0.70	0.19	0.38	0.16	0.19	0.17	0.18
MnO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	0.10	0.20	0.05	0.11	0.03	0.03	0.05	0.03
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01
TiO_2	0.02	0.04	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Na_2O	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
K_2O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
TOTAL	99.71	99.81	99.56	99.63	100.04	100.00	100.11	100.06
	Nº de iones para 5 oxígenos							
Si	0.995	0.996	0.995	0.996	0.992	0.984	0.987	0.987
Al(VI)	1.996	1.983	2.001	1.994	2.007	2.010	2.005	2.007
Fe^{3+}	0.007	0.014	0.004	0.008	0.003	0.004	0.003	0.004
Mn^{2+}	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.004	0.008	0.002	0.004	0.001	0.001	0.002	0.001
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	2.007	2.007	2.003	2.006	2.011	2.019	2.013	2.015

Oxidos	SA-8nz	SA-9nz	SA-9nz	SA-9nz	SA-9nz	SA-9nz	SA-10nz	SA-10nz
SiO_2	36.73	36.77	36.64	36.57	36.66	36.86	36.87	36.78
Al_2O_3	63.06	63.31	63.24	62.89	63.21	63.04	63.12	63.04
Fe_2O_3	0.16	0.23	0.14	0.30	0.24	0.21	0.07	0.13
MnO	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.02	0.04	0.10	0.04	0.03	0.00	0.05
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.02	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00
TiO_2	0.01	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02
Na_2O	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02
K_2O	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
TOTAL	100.03	100.39	100.17	99.97	100.22	100.21	100.10	100.06
	Nº de iones para 5 oxígenos							
Si	0.986	0.990	0.988	0.989	0.988	0.993	0.994	0.993
Al(VI)	2.014	2.008	2.010	2.004	2.008	2.002	2.006	2.005
Fe^{3+}	0.004	0.005	0.003	0.006	0.005	0.004	0.001	0.003
Mn^{2+}	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.001	0.001	0.002	0.004	0.001	0.001	0.000	0.002
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	2.019	2.014	2.016	2.016	2.015	2.008	3.003	3.004

Composición de elementos mayores en % en peso.
Leyenda de las muestras: SA: Pegmatitas con silicatos de aluminio; nz: no zonación.

Los análisis químicos, realizados mediante Microsonda Electrónica, así como las fórmulas mineralógicas calculadas para 5 oxígenos, correspondientes a **cianitas** se presentan en la Tabla V.57.

De la misma forma que las andalucitas, las cianitas presentan un quimismo simple y, están formadas fundamentalmente por Si y Al. Las proporciones de Fe^{3+} son inferiores a las encontradas en las andalucitas ($0.02 \leq Fe_2O_3 \leq 0.17$). Aparecen pequeños porcentajes de Mn y Ti que nunca superan el 0.02 % en peso. El Mg también se presenta en pequeñas proporciones ($MgO \leq 0.05$). Los elementos alcalinos presentes pueden ser atribuidos, de igual forma que en las andalucitas, a impurezas (Cerny y Hawthorne, 1982).

V.2.1.4. ALTERACIONES: DIASPORA

Como hemos mencionado anteriormente, la andalucita aparece alterada a minerales micáceos y a hidróxidos de aluminio de tipo **diáspora**.

La diáspora aparece como agregados masivos y, a veces, como cristales tabulares muy fracturados incoloros y transparentes. Presentan relieve alto, extinción recta, birrefringencia entre 0.04 y 0.05 (III orden), es biáxica positiva con $2v \approx 85°$ y dispersión débil ($r < v$). Estas características son equivalentes a las descritas por Deer *et al.* (1964).

En la Tabla V.58 se presentan los análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de diásporas, así como las fórmulas mineralógicas calculadas para 3 cargas negativas.

De la observación de la Tabla se deduce que los únicos cationes que entran en la estructura sustituyendo al Al son Fe^{3+} ($0.01 \leq Fe2O3 \leq 0.11$) y, en menor proporción, Mn^{3+} ($Mn_2O_3 \leq 0.03$) y Ti ($TiO_2 \leq 0.03$).

La diáspora aparece frecuentemente como producto de alteración hidrotermal de minerales aluminosos, como por ejemplo sillimanita, andalucita, distena, alunita, nefelina, topacio, etc (Deer *et al.*, 1964).

La alteración de andalucita a moscovita y diáspora o corindón ha sido propuesta por Rose (1957) y Burt y Stump (1984) mediante la siguiente reacción:

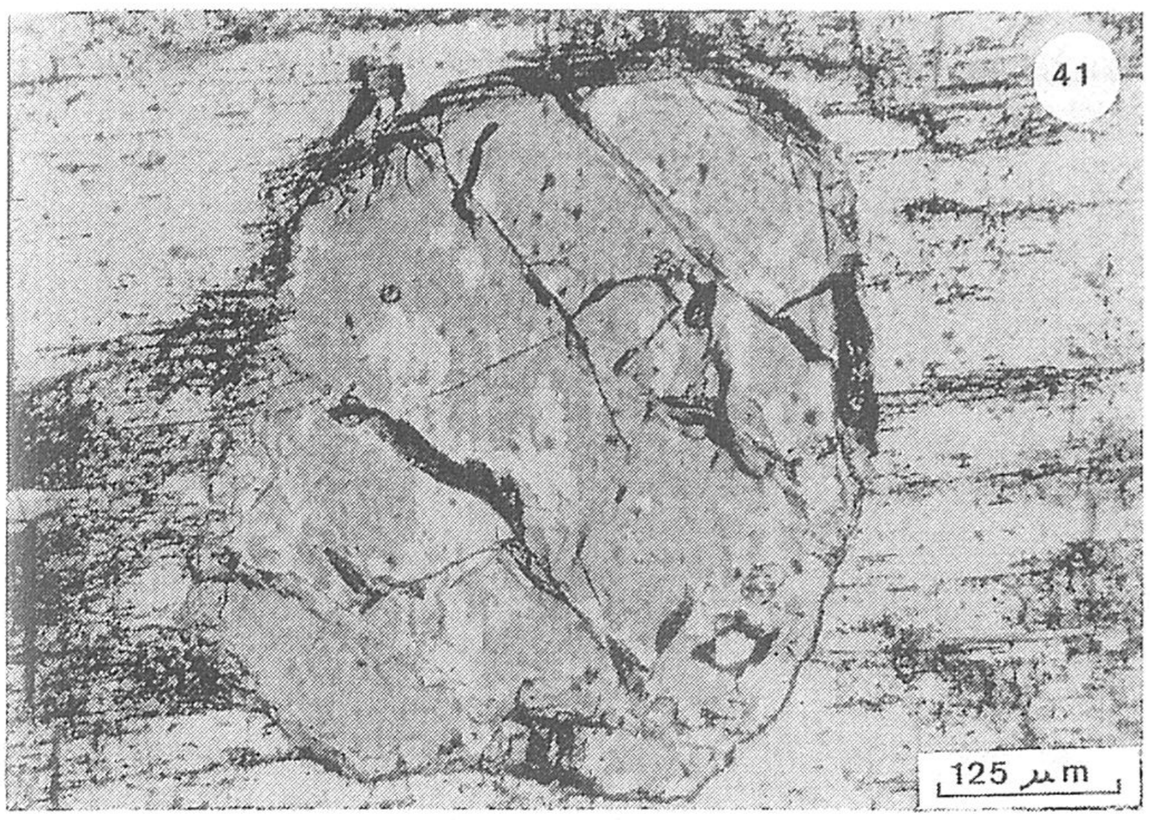
$$\underset{\text{andalucita}}{6(Al_2Si0_5)} + \underset{\text{agua}}{2H_2O} + \underset{\text{potasa}}{K_2O} \rightarrow \underset{\text{moscovita}}{2[KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2]} + \underset{\text{alúmina}}{3Al_2O_3}$$

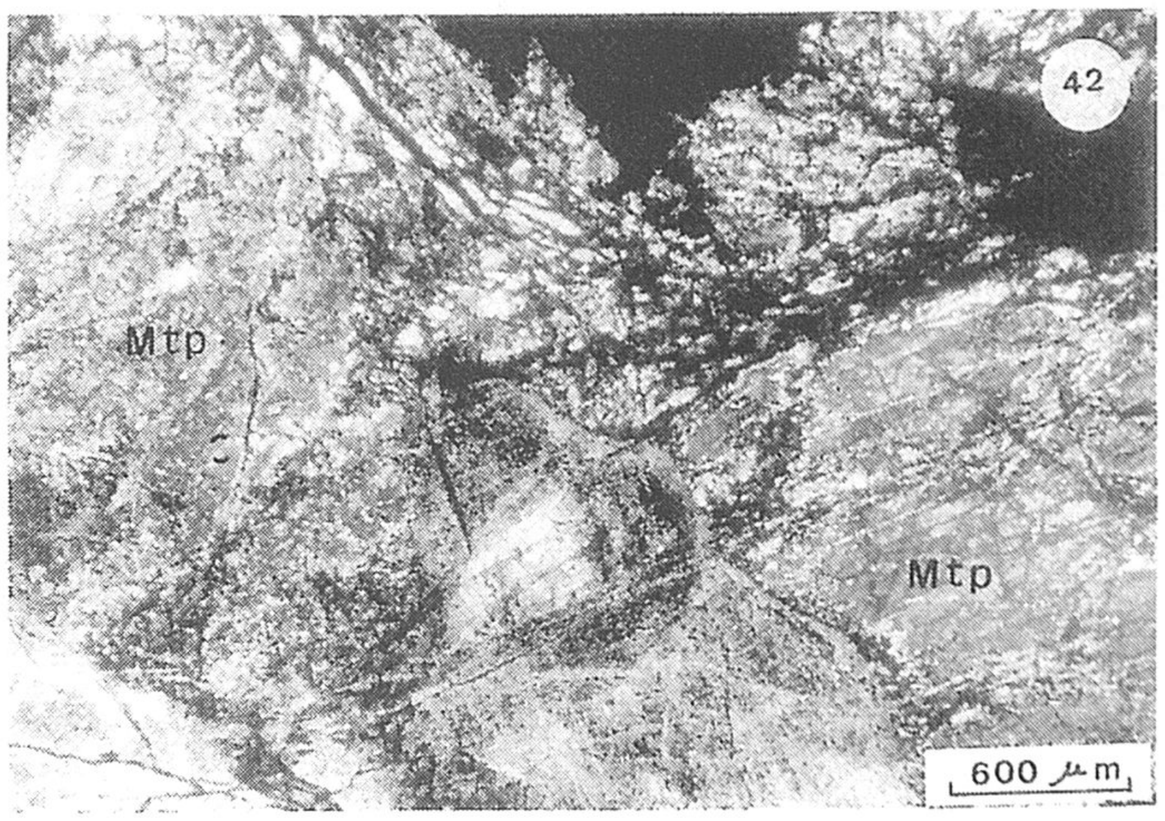
Parece probable, según estos autores, que se forme corindón o diáspora como productos de la transformación de andalucita a moscovita en ambientes deficitarios, localmente, en sílice. Dicha deficiencia en silice resultaría, según Ahn *et al.* (1988), de la diferente relación Al/Si de la andalucita (≈ 2.0) respecto a la moscovita (≈ 1.0).

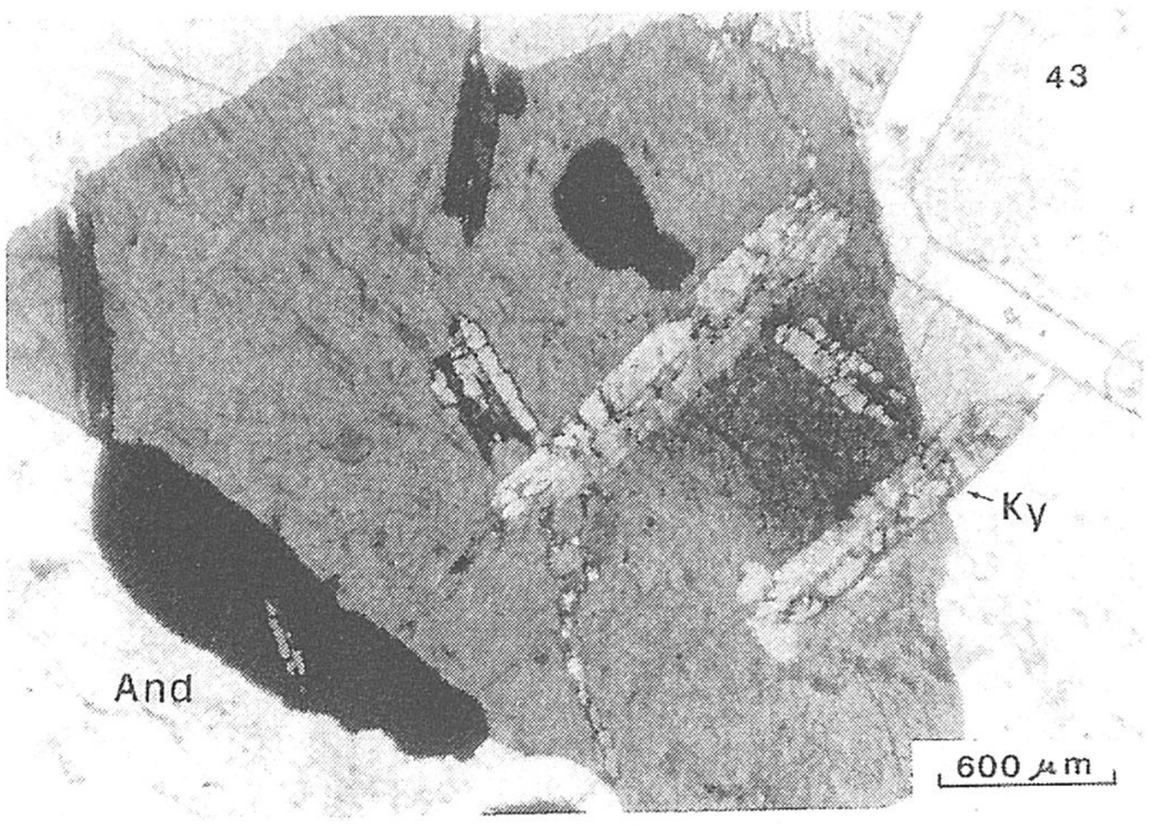
V.2.1.5. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

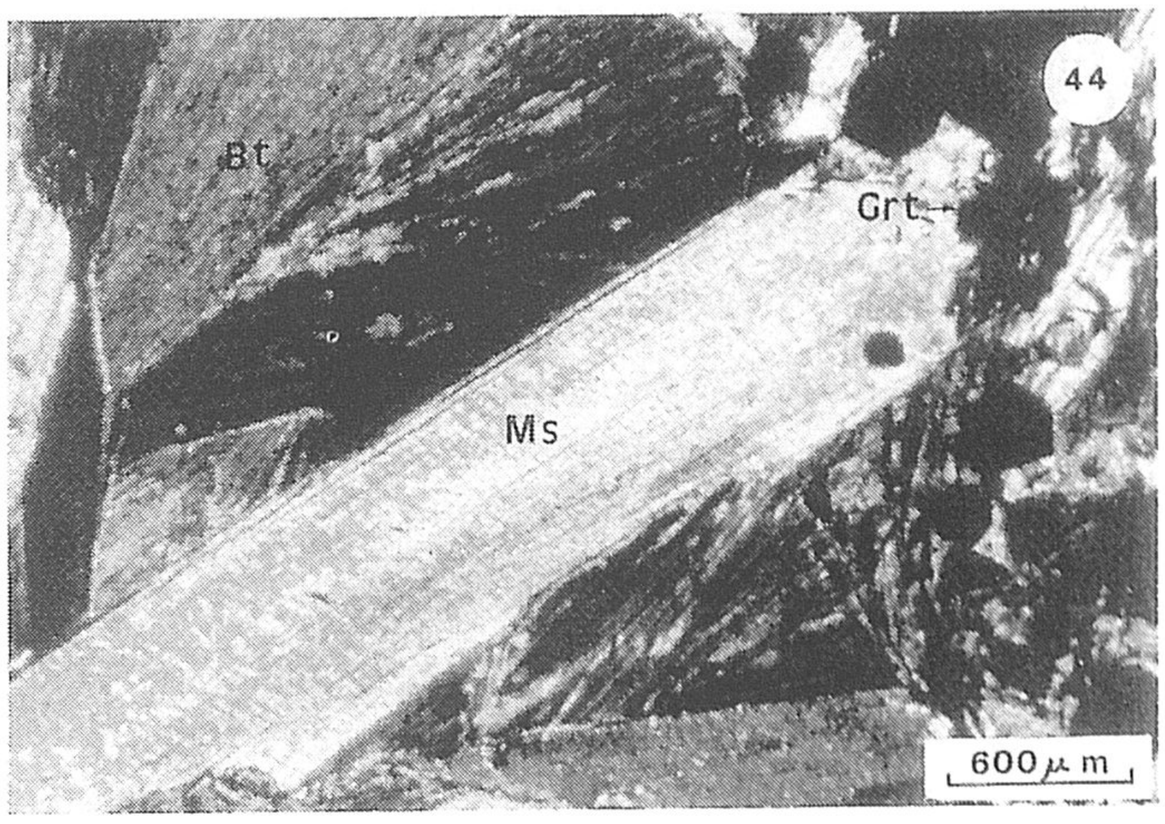
La **andalucita** aparece en pegmatitas formadas en terrenos metamórficos de baja presión y parece estar restringida a pegmatitas relativamente primitivas y pobremente fraccionadas. La generación de andalucita está probablemente relacionada con pérdidas de presión dentro de los cuerpos pegmatíticos (Cerny y Hawthorne, 1982) y está favorecida en presencia de ambientes saturados en agua (Clarke *et al.* (1976).

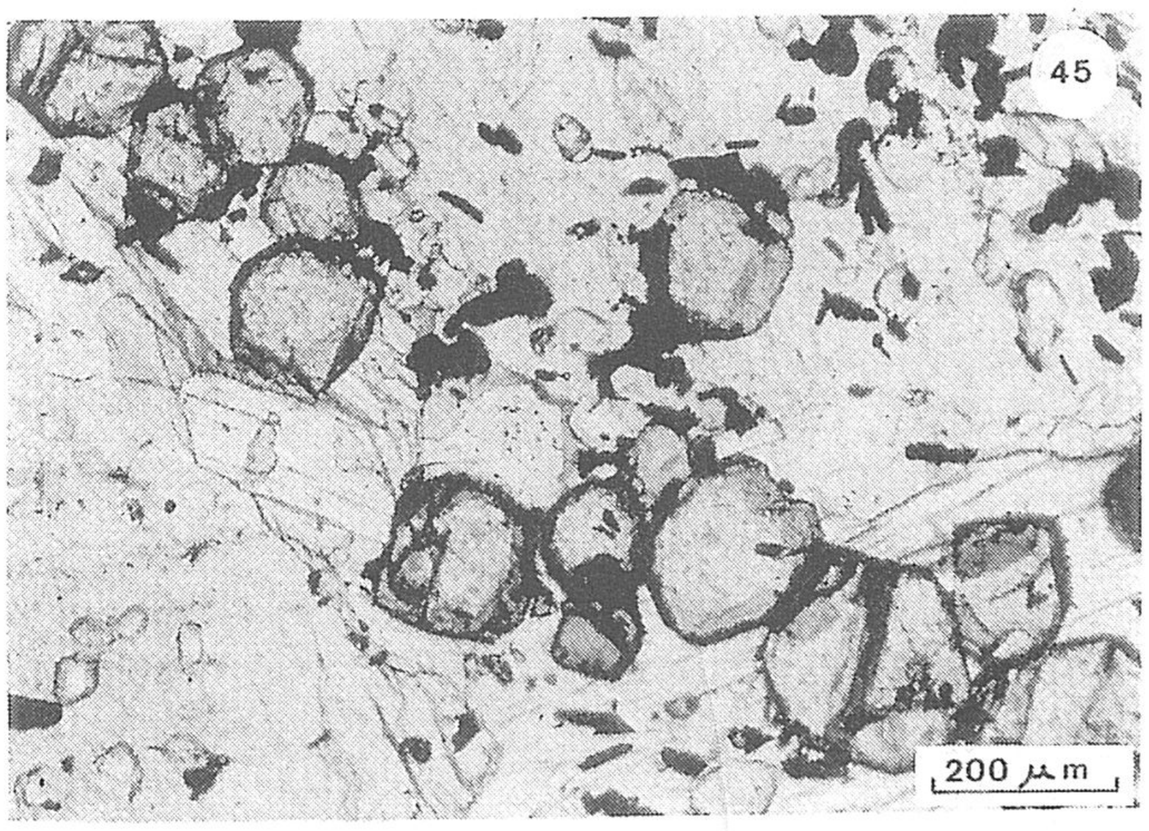
La **cianita**, por otro lado, es un típico mineral accesorio de pegmatitas micáceas de gran profundidad situadas en micaesquistos y gneises con distena (Cerny y Hawthorne, 1982). Esto concuerda con la relación temporal, espacial y genética de estas pegmatitas con el pico metamórfico regional, ya que se consideran formadas mediante anatexia directa de las rocas metamórficas circundantes.


41
125 µm


42
Mtp
Mtp
600 µm


43
Ky
And
600 µm


44
Bt
Grt
Ms
600 µm


45
200 µm

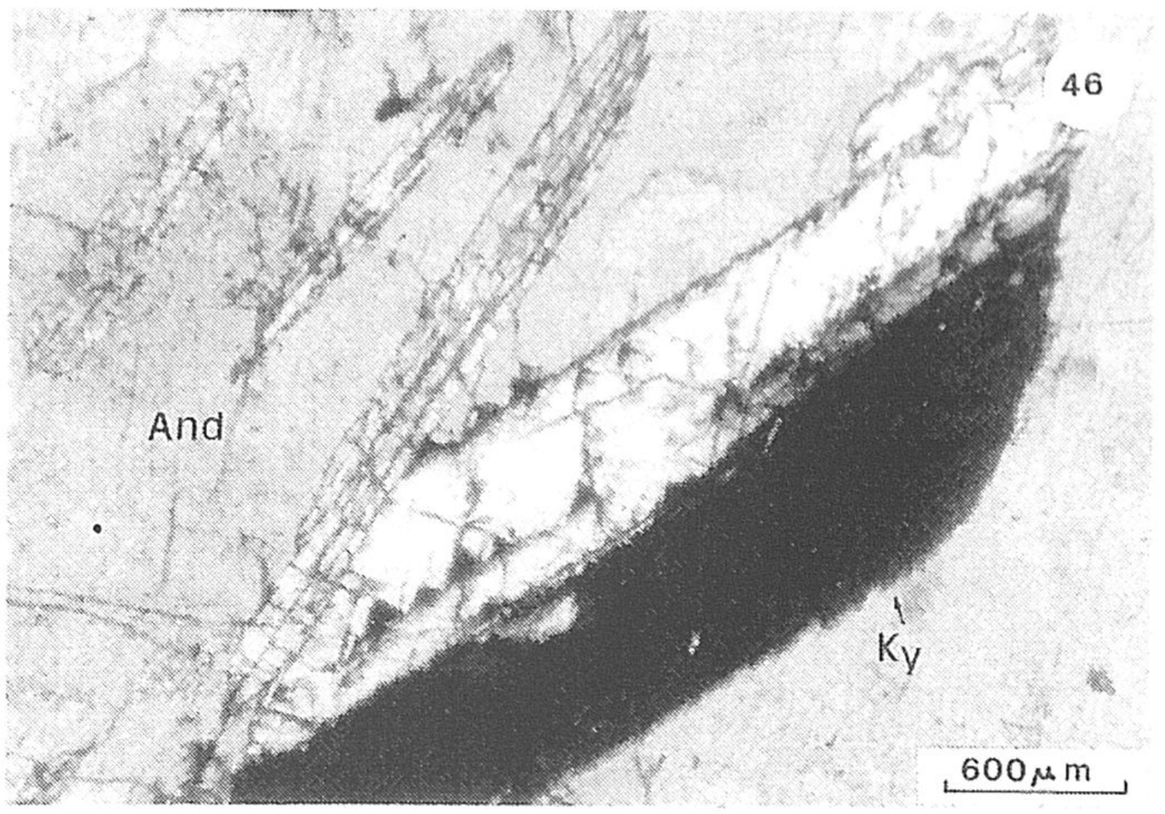

46
And
Ky
600 µm

FOTO 41. *Cristal de apatito incluido en feldespato potásico (Cerro de la Sal) (nícoles paralelos).*

FOTO 42. *Cristal de magniotriplita (Mtp) incluida en biotita (Cerro de la Sal) (nícoles cruzados).*

FOTO 43. *Cristales prismáticos de cianita (Ky) incluidos en andalucita (And) (Era de la Charneca) (nícoles cruzados).*

FOTO 44. *Cristales de moscovita (Ms), biotita (bt) y granate (Grt) (Era de la Charneca) (nícoles cruzados).*

FOTO 45. *Cristales de granate redondeados asociados a micas y feldepato potásico (Era de la Charneca) (nícoles cruzados).*

FOTO 46. *Cristales prismáticos de cianita (Ky) incluidos en andalucita (And) (Era de la Charneca) (nícoles cruzados).*

Las fotos 41 y 42 corresponden a muestras pertenecientes a pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas.

Las fotos 43 a 46 corresponden a muestras pertenecientes a pegmatitas de tipo II con silicatos de aluminio.

TABLA V.57. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de cianitas de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana

Oxidos	SA-11nz	SA-11nz	SA-11nz	SA-11nz	SA-11nz	SA-11nz	SA-12nz	SA-12nz
SiO_2	37.18	37.21	37.23	37.05	37.20	37.20	37.04	37.29
Al_2O_3	63.24	63.32	63.46	63.15	63.14	63.16	63.01	63.25
Fe_2O_3	0.06	0.06	0.08	0.11	0.08	0.13	0.08	0.03
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
TiO_2	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02
CaO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
TOTAL	100.51	100.61	100.79	100.34	100.47	100.52	100.17	100.60
	Nº de iones para 5 oxígenos							
Si	0.998	0.998	0.997	0.997	0.999	0.999	0.998	1.000
Al(VI)	2.001	2.001	2.002	2.002	1.999	1.998	2.001	1.999
Fe^{3+}	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001
Mn^{2+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	2.002	2.002	2.004	2.004	2.001	2.001	2.003	2.000

Oxidos	SA-12nz	SA-12nz	SA-12nz
SiO_2	36.66	37.32	37.18
Al_2O_3	62.75	63.27	63.31
Fe_2O_3	0.17	0.02	0.03
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	0.05	0.00	0.01
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00
TiO_2	0.01	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.01
Na_2O	0.01	0.02	0.00
K_2O	0.01	0.01	0.01
TOTAL	99.65	100.64	100.55
	Nº de iones para 5 oxígenos		
Si	0.993	1.000	0.998
Al(VI)	2.004	1.999	2.002
Fe^{3+}	0.003	0.000	0.001
Mn^{2+}	0.000	0.000	0.000
Mg	0.002	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	2.007	1.999	2.003

Composición de elementos mayores en % en peso.
Leyenda de las muestras: SA: Pegmatitas con silicatos de aluminio; nz: no zonación.

TABLA V..58. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica representativos de diásporas de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana

Oxidos	SA-13bz	SA-13nz	SA-13nz	SA-13nz	SA-13nz
SiO_2	0.02	0.03	0.07	0.19	0.13
Al_2O_3	85.24	83.98	84.78	84.49	84.66
Fe_2O_3	0.01	0.02	0.11	0.06	0.02
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
TiO_2	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02
CaO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Na_2O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
TOTAL	85.34	84.07	85.00	84.82	84.87
	Nº de iones para 1.5 oxígenos				
Al(VI)	0.999	0.999	0.998	0.996	0.997
Fe^{3+}	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mn^{2+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	0.999	0.999	0.999	0.996	0.997

Composición de elementos mayores en % en peso.
Leyenda de las muestras: SA: Pegmatitas con silicatos de aluminio; nz: no zonación.

V.2.2. GRANATES

V.2.6.2. CARACTERISTICAS TEXTURALES

En las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana, los granates son relativamente abundantes en la mayoría de los cuerpos estudiados.

Son cristales euhédricos o subhédricos, con tamaños de grano variables hasta 0.5 centímetros, no están muy fracturados y suelen estar alterados a óxidos de hierro, biotita y clorita (Foto 45). No se observan zonaciones ópticas, por lo que es necesario realizar análisis mediante Microsonda Electrónica para detectar las variaciones químicas de centro a borde de los cristales. De acuerdo con Lessing y Standish (1973) este fenómeno es bastante frecuente y, la mayoria de los granates citados en la literatura, no muestran zonación visible o dicha zonación presenta carácter oscilatorio.

V.2.2.2. ZONACION QUIMICA

Los resultados de los análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de los distintos granates estudiados, así como sus fórmulas mineralógicas, se presentan en las Tablas V.59 y V.60. De las fórmulas mineralógicas se deduce que los distintos granates examinados pertenecen a la solución sólida almandino-espesartina (75 % < alm < 80 %, 7 % < esp < 16 %). También presentan pequeños porcentajes en Mg (5 % < prp < 9 %) y Ca (3 % < gro < 5 %).

Las variaciones composicionales más significativas (expresadas como porcentajes de variación relativa) aparecen para FeO y MnO, siendo siempre FeO > MnO. Los cambios en SiO_2, Al_2O_3, MgO y CaO son proporcionalmente bajos. Los contenidos en CaO se sitúan siempre entre el 1 y 2 % y los de MgO se sitúan muy próximos al 2 % en todas las muestras estudiadas.

Los altos porcentajes en almandino-espesartita indican que los contenidos en Li en el campo pegmatítico estudiado deben ser bastante bajos (de acuerdo con las ideas de Baldwin y Knorring, 1983).

Baldwin y Knorring (1983) proponen usar la variación de (FeO + MgO) frente a (MnO + CaO) como índice de evolución relativa y de cristalización progresiva. El diagrama muestra que los granates estudiados son muy ricos en Fe, situándose en la zona del diagrama correspondiente a granates con Fe y Mn (Fig. V.62).

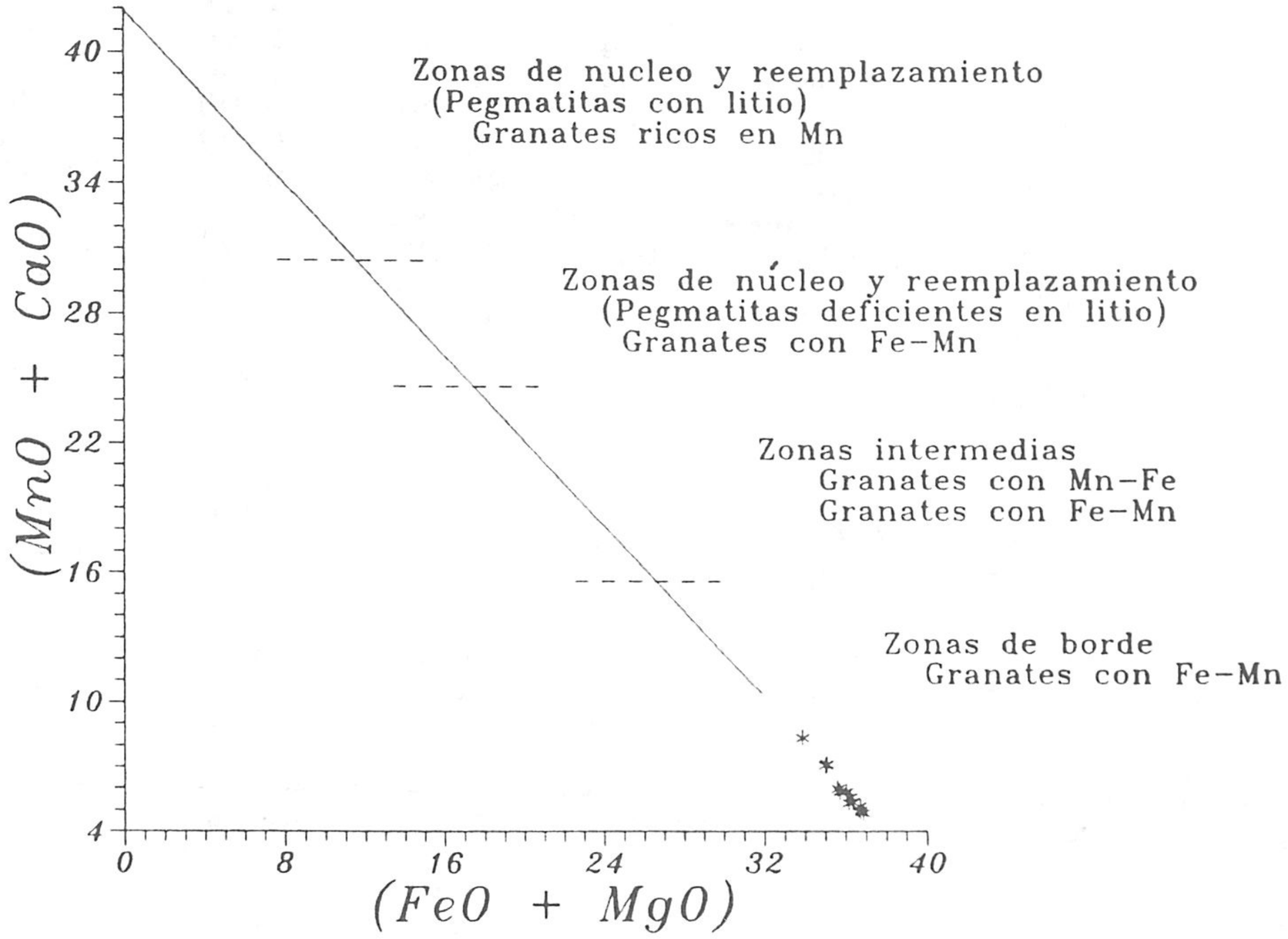


Fig. V.62. Contenido en (FeO + MgO) frente a (MnO + CaO) en granates pegmatíticos (modificado de Baldwin y Knorring, 1983). Los granates de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana están representados por estrellas.

Las variaciones composicionales en granates pegmatíticos proporcionan una importante información petrogenética. Por ello, se han representado los valores de FeO, MnO y MgO en el diagrama triangular que Salye (1975) propone para estimar el tipo de pegmatita de la que proceden (Fig. V.63). Todos los granates estudiados pertenecientes a las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana se representan en el campo de pegmatitas micáceas (campos A y B) y en el de pegmatitas micáceas con formación de metales raros (campo C) ya que estos campos se solapan parcialmente.

En la Fig. V.64 se muestran los diagramas composicionales de los granates de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana. Las composiciones medias son, en líneas generales semejantes, lo que se traduce en un buen agrupamiento de las muestras analizadas.

Con objeto de evaluar la zonación composicional de los granates estudiados se han representado los valores correspondientes a borde y centro de grano (Tabla V.59) en el diagrama composicional de granates. Los resultados se muestran en la Fig. V.66, donde se observa que, salvo una muestra (SA-4nz, Tabla V.59), la variación composicional es escasa.

TABLA V.59. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de granates de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana

Muestra	SA-1nz		SA-1nz		SA-1nz		SA-1nz	
	c	b	c	b	c	b	c	b
SiO_2	36.76	36.88	36.58	36.96	36.70	36.58	36.34	36.65
Al_2O_3	20.83	20.86	20.79	21.00	20.83	20.73	20.60	20.88
TiO_2	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.09	0.01	0.03
FeO	34.07	34.22	33.69	33.82	33.40	33.51	32.89	33.87
MnO	4.19	4.06	4.60	4.15	5.60	5.66	6.83	4.49
MgO	1.98	2.03	1.93	1.91	1.62	1.58	0.99	1.87
CaO	1.66	1.54	1.39	1.74	1.46	1.46	1.52	1.36
Na_2O	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.00	0.01	0.04
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
P_2O_5	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03
TOTAL	99.55	99.67	99.04	99.68	99.65	99.65	99.20	99.22
	Nº de iones para 12 oxígenos							
Si	2.997	3.000	2.999	3.003	2.998	2.991	2.997	2.997
Al(IV)	0.003	0.000	0.001	0.000	0.002	0.009	0.003	0.003
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.003	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	1.999	2.000	2.007	2.011	2.003	1.988	1.999	2.010
Fe^{2+}	2.323	2.328	2.309	2.298	2.281	2.291	2.268	2.316
Mn	0.289	0.280	0.319	0.286	0.387	0.392	0.477	0.311
Mg	0.241	0.246	0.235	0.232	0.197	0.193	0.122	0.228
Ca	0.145	0.134	0.122	0.151	0.128	0.128	0.134	0.119
Σ(VI)	2.998	2.988	2.985	2.967	2.993	3.004	3.001	2.974
Alm	77.47	77.90	77.33	77.47	76.21	76.18	75.52	77.86
Esp	9.65	9.36	10.70	9.63	12.94	13.09	15.92	10.46
Prp	8.04	8.24	7.88	7.81	6.58	6.45	4.08	7.68
Gro	4.84	4.50	4.10	5.10	4.27	4.28	4.48	4.00

Muestra	SA-2nz	SA-2nz	SA-2nz	SA-2nz	SA-2nz	SA-2nz
	c	b	c	b	c	b
SiO_2	36.97	36.76	36.81	36.84	36.95	37.06
Al_2O_3	20.95	20.85	20.75	20.88	20.78	21.07
TiO_2	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02
FeO	34.74	34.71	34.15	34.65	34.41	34.64
MnO	3.58	3.38	3.69	3.65	3.78	3.52
MgO	2.13	2.03	2.02	2.06	1.95	2.09
CaO	1.27	1.51	1.62	1.52	1.59	1.48
Na_2O	0.03	0.03	0.06	0.01	0.04	0.03
K_2O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
P_2O_5	0.01	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00
TOTAL	99.70	99.30	99.13	99.63	99.57	99.90
	Nº de iones para 12 oxígenos					
Si	3.004	3.001	3.007	3.000	3.008	3.003
Al(IV)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(IV)	3.004	3.001	3.007	3.000	3.008	3.003
Al(VI)	2.007	2.006	1.999	2.004	1.994	2.012
Fe^{2+}	2.361	2.369	2.333	2.359	2.343	2.348
Mn	0.246	0.234	0.255	0.252	0.260	0.242
Mg	0.258	0.247	0.246	0.250	0.237	0.252
Ca	0.111	0.132	0.141	0.133	0.139	0.128
Σ(VI)	2.976	2.982	2.975	2.994	2.979	2.970
Alm	79.34	79.44	78.40	78.82	78.64	79.05
Esp	8.28	7.85	8.57	8.40	8.74	8.14
Prp	8.66	8.28	8.28	8.34	7.96	8.49
Gro	3.72	4.43	4.75	4.44	4.66	4.32

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartita, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularita.
c = centro del cristal, b = borde del cristal.
Leyenda de las muestras: SA = Pegmatitas con silicatos de aluminio; nz = no zonación.

TABLA V.60. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de granates de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana (perfiles composicionales de borde a centro de grano)

Muestra	SA-1nz				
	b		c		b
SiO_2	36.88	36.58	36.76	36.70	36.69
Al_2O_3	20.86	20.79	20.83	20.83	20.79
TiO_2	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01
FeO	34.22	33.86	34.07	33.95	34.45
MnO	4.06	4.21	4.19	4.18	3.92
MgO	2.03	2.00	1.98	1.93	2.01
CaO	1.54	1.54	1.16	1.51	1.63
Na_2O	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
P_2O_5	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02
TOTAL	99.67	99.04	99.55	99.14	99.55
	Nº de iones para 12 oxígenos				
Si	3.000	2.996	2.996	3.003	2.990
Al(IV)	0.000	0.004	0.004	0.000	0.010
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.003	3.000
Al(VI)	2.000	2.003	1.997	2.009	1.986
Fe^{2+}	2.328	2.318	2.322	2.323	2.348
Mn	0.280	0.292	0.289	0.290	0.271
Mg	0.246	0.244	0.241	0.235	0.245
Ca	0.134	0.135	0.145	0.132	0.142
Σ(VI)	2.998	2.989	2.997	2.980	3.006
Alm	77.90	77.56	77.47	77.94	78.03
Esp	9.36	9.76	9.65	9.73	9.05
Prp	8.24	8.15	8.04	7.89	8.17
Gro	4.50	4.53	4.84	4.43	4.75
Muestra	SA-2nz				
	b		c		b
SiO_2	36.84	36.80	36.81	36.84	36.85
Al_2O_3	20.88	20.87	20.75	20.80	20.79
TiO_2	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03
FeO	34.65	34.52	34.15	34.16	34.56
MnO	3.65	3.65	3.69	3.72	3.55
MgO	2.06	2.02	2.02	2.03	2.10
CaO	1.52	1.60	1.61	1.67	1.46
Na_2O	0.01	0.01	0.06	0.02	0.03
K_2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
P_2O_5	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
TOTAL	99.63	99.48	99.13	99.25	99.38
	Nº de iones para 12 oxígenos				
Si	3.000	3.000	3.007	3.007	3.005
Al(IV)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(IV)	3.000	3.000	3.007	3.007	3.005
Al(VI)	2.004	2.004	1.999	2.001	1.998
Fe^{2+}	2.359	2.353	2.333	2.332	2.356
Mn	0.252	0.252	0.255	0.257	0.245
Mg	0.250	0.245	0.246	0.247	0.255
Ca	0.133	0.140	0.141	0.146	0.127
Σ(VI)	2.994	2.990	2.975	2.982	2.983
Alm	78.82	78.72	78.41	78.20	78.98
Esp	8.40	8.42	8.57	8.62	8.21
Prp	8.34	8.19	8.28	8.29	8.54
Gro	4.44	4.67	4.75	4.88	4.27

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartita, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularita. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: SA = Pegmatitas con silicatos de aluminio; nz = no zonación.

TABLA V.60. Sigue

Muestra	SA-2nz				
	b		c		b
SiO_2	37.06	37.00	36.95	36.84	36.60
Al_2O_3	21.07	20.92	20.78	20.94	20.80
TiO_2	0.02	0.05	0.02	0.01	0.00
FeO	34.64	34.83	34.41	34.39	34.67
MnO	3.52	3.68	3.78	3.61	3.60
MgO	2.09	2.04	1.95	2.05	2.06
CaO	1.48	1.49	1.59	1.58	1.62
Na_2O	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05
K_2O	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01
P_2O_5	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01
TOTAL	99.90	100.05	99.64	99.48	99.42
	Nº de iones para 12 oxígenos				
Si	3.003	3.000	3.007	3.001	2.990
Al(IV)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
Σ(IV)	3.003	3.000	3.007	3.001	3.000
Al(VI)	2.012	1.999	1.993	2.010	1.992
Fe^{2+}	2.348	2.361	2.342	2.343	2.368
Mn	0.242	0.253	0.260	0.249	0.249
Mg	0.252	0.246	0.237	0.248	0.250
Ca	0.128	0.130	0.139	0.138	0.141
Σ(VI)	2.970	2.990	2.978	2.978	3.008
Alm	79.05	78.97	78.64	78.66	78.57
Esp	8.14	8.46	8.74	8.36	8.33
Prp	8.49	8.24	7.94	8.34	8.37
Gro	4.32	4.33	4.66	4.64	4.73

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartita, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularita. c = centro del cristal, b = borde del cristal. Leyenda de las muestras: SA = Pegmatitas con silicatos de aluminio; nz = no zonación.

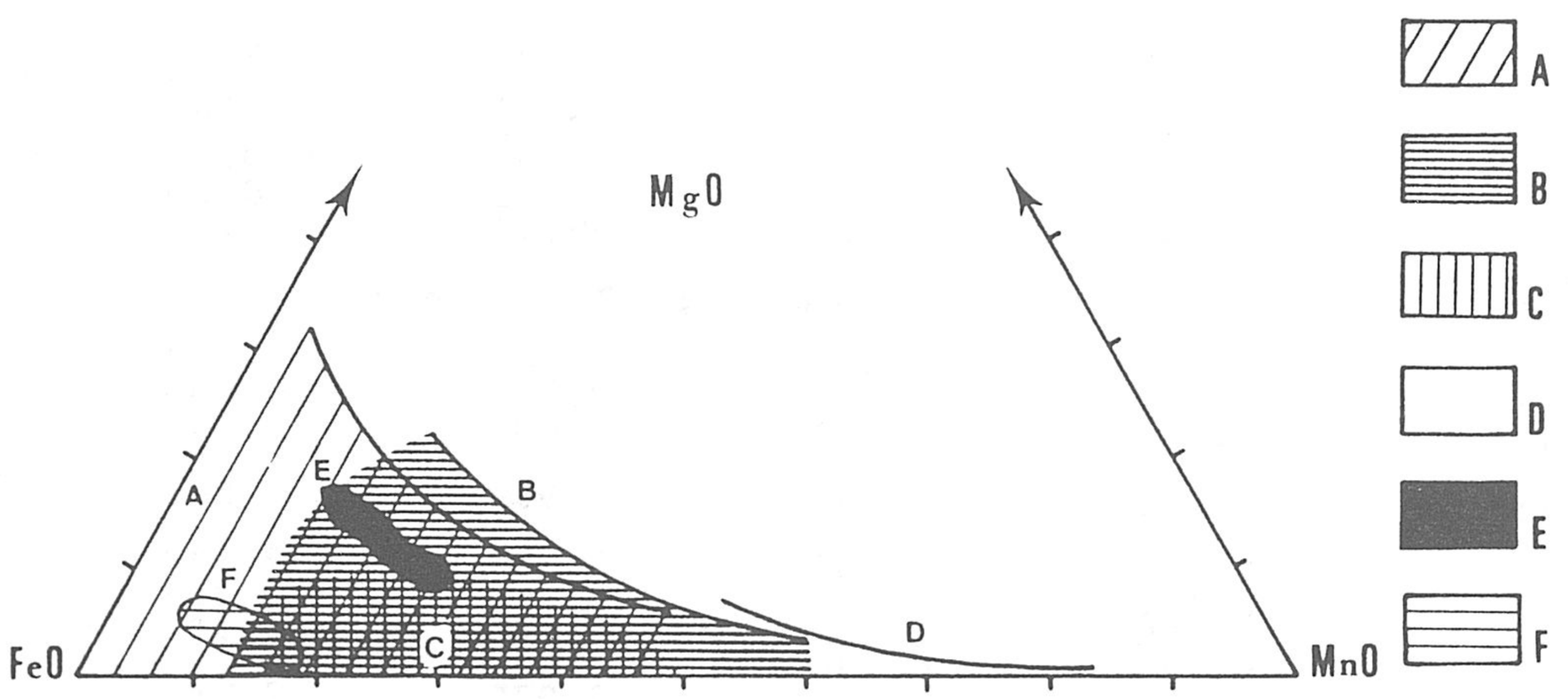


Fig.V.63. *Campos composicionales de granates de distintos tipos pegmatíticos (modificado de Hawthorne y Cerny, 1982). (A) y (B) formaciones moscovíticas, (C) formación moscovítica + formación de metales raros, (D) formación de elementos raros, (E) Pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana., (F) Pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana.*

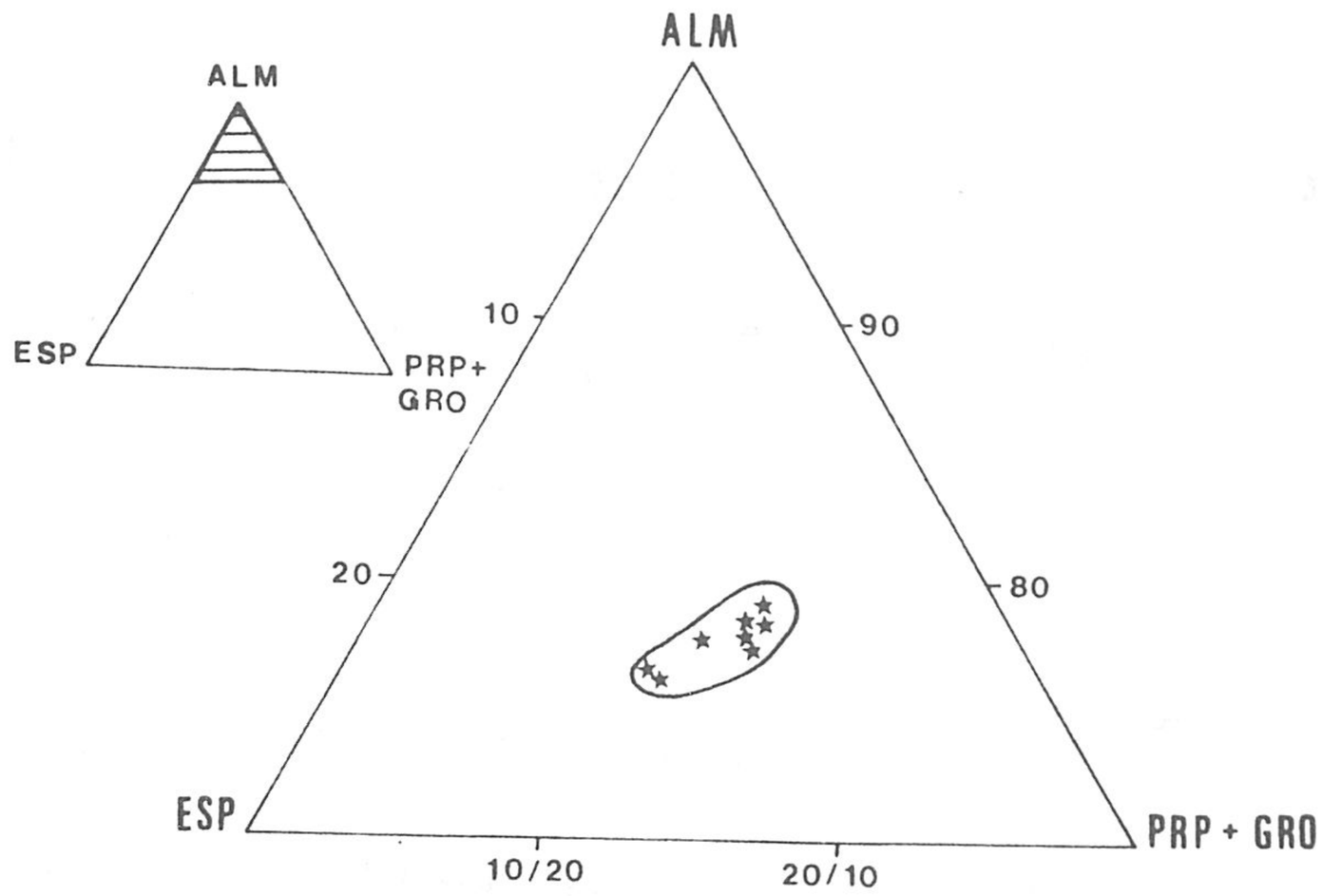


Fig. V.64. Composición media de los granates de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana.

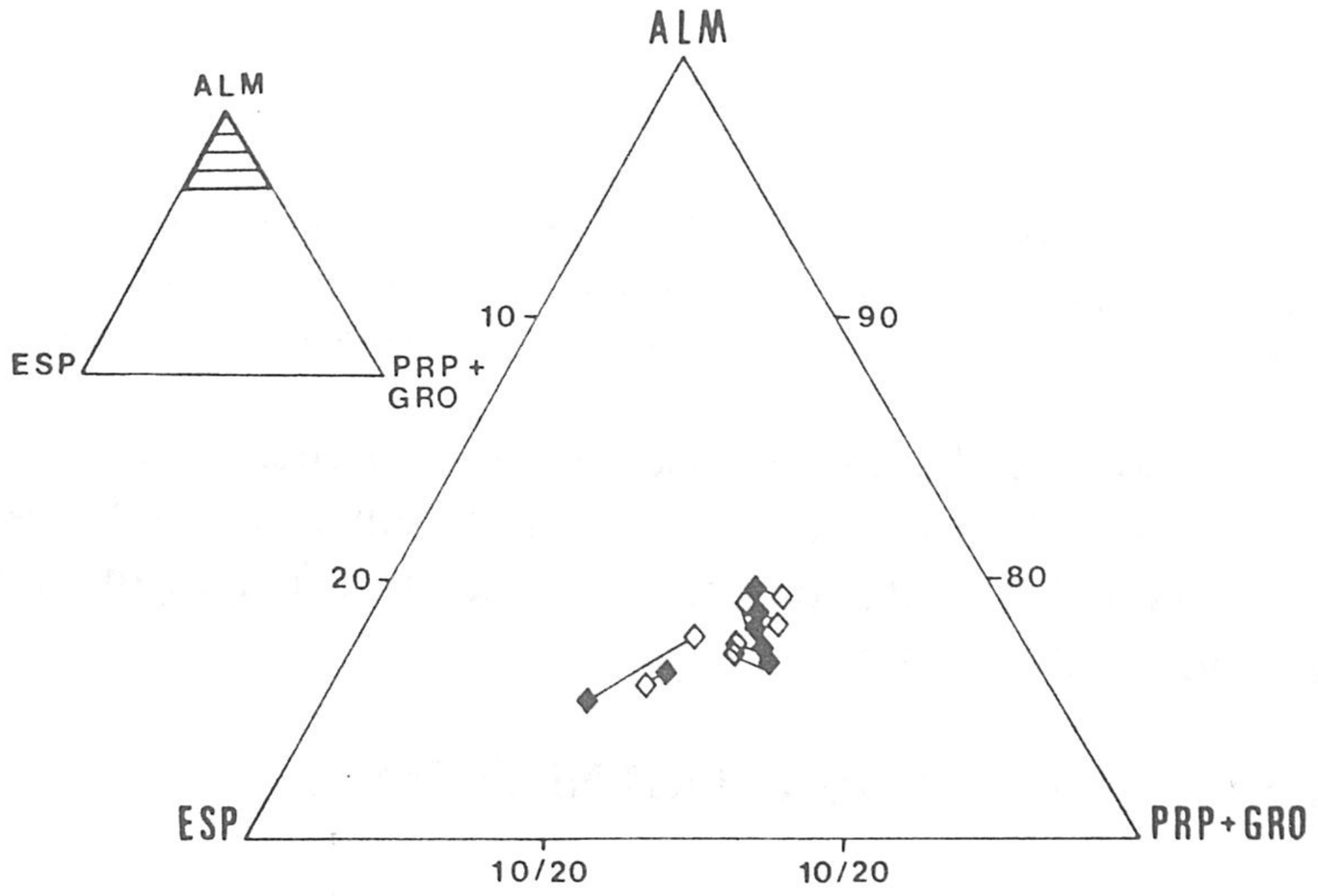


Fig. V.65. Zonación composicional de los granates de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana. Símbolos vacios: borde, símbolos llenos: centro.

Los granates pegmatíticos analizados presentan escasa zonación química. Esta zonación es más patente para Fe y Mn que para Mg y Ca. Respecto a otros elementos, hay que mencionar que la distribución de Si y Al es muy homogénea, con pequeñas fluctuaciones en ambos casos. Los elementos minoritarios (Ti, P y Na) presentan una distribución irregular, sin tendencias definidas.

Los perfiles de zonación composicional correspondientes a los elementos más significativos se muestran en las Figs V.67.

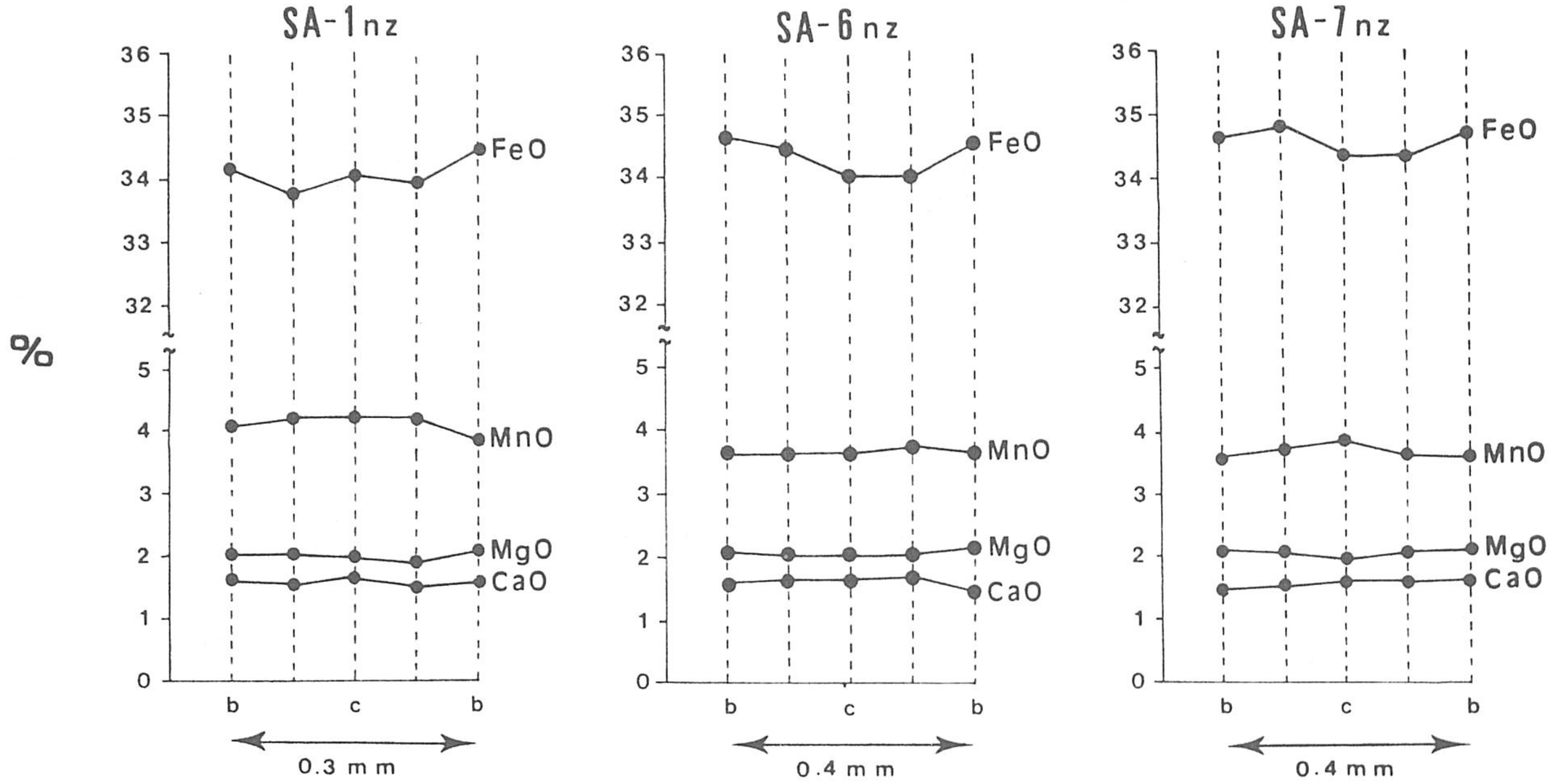


Fig. V.66. *Variación composicional de cristales de granate pertenecientes a las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana descritos en la Tabla V.60. (b) borde, (c) centro.*

En todos los casos estudiados se observa una tendencia normal, es decir, con una disminución progresiva en Mn y Ca asociada a un incremento en Fe y Mg desde el centro al borde del grano, aunque las pautas de comportamiento reflejan cambios escasos en todos los elementos analizados salvo el Fe.

V.2.2.3. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

Los granates asociados a pegmatitas con silicatos de aluminio, así como el tipo de alteración que presentan, indican el grado de fraccionamiento que muestran dichos cuerpos pegmatíticos. La presencia de granates ricos en componente almandínico y con alteraciones a óxidos de Fe, biotita y clorita en Sierra Albarrana parece estar asociada a pegmatitas relativamente primitivas y poco evolucionadas. De hecho, los valores de FeO, MnO y MgO obtenidos excluyen claramente las formaciones pegmatíticas de elementos raros.

Las condiciones termobarométricas estimadas (550° - 650° C a 4 kb de presión, Balwin y Knorring, 1983) para los granates pertenecientes a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas (Apartado V.1.6.) son equivalentes a las estimadas para los granates pertenecientes a las pegmatitas con silicatos de aluminio y parecen estar de acuerdo, a su vez, con las condiciones estimadas para el pico metamórfico del área de Sierra Albarrana por González del Tánago y Peinado, 1990 (675° C y 4 kb).

V.2.3. FILOSILICATOS

Los tipos de filosilicatos que aparecen en las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana son, fundamentalmente, moscovita y clorita.

V.2.3.1. MOSCOVITA

Los análisis químicos realizados para elementos mayores mediante Microsonda Electrónica, así como las fórmulas mineralógicas calculadas para 22 oxígenos correspondientes a muestras moscovíticas se presentan en la Tabla V.61.

Los resultados de los análisis químicos se han representado en el diagrama triangular (Al, Fe^{3+}, Ti) - (Fe^{2+}, Mn) - Mg que Cerny (1982) propone a partir del diagrama general de Foster (1960) para caracterizar la composición de las micas pegmatíticas (Fig. V.67). Los resultados muestran que las moscovitas de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana se sitúan en el campo correspondiente a moscovitas de pegmatitas de elementos raros.

Estas moscovitas (Foto 44), como la mayoría de las moscovitas pegmatíticas, están muy cerca de la composición dioctaédrica ideal (R^{2+} - libre) con limitada sustitución de tipo fengítico (Fig. V.68). Sin embargo, siguen la tendencia de las micas de pegmatitas de elementos raros y muestran un pequeña disminución en la ocupancia octaédrica respecto a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana (Fig. V.69).

El componente paragonítico (Tabla V.61) es relativamente alto. Los valores se sitúan entre 24.79 y 28.05 moles %. Estos valores son algo superiores a los referenciados por Cerny y Burt (1984) para moscovitas de pegmatitas micáceas basados en los datos de Shurkin *et al.* (1962) y de Gordiyenko y Leonova (1976) que indican valores medios entre 8 y 13 moles %.

De los análisis químicos (Tabla V.61) se desprende que estas moscovitas muestran contenidos bajos en Fe (FeO = 0.53 - 0.36 % en peso) y Ti (TiO_2 = 0.23 - 0.04 % en peso) y valores extremadamente bajos en Mg (MgO = 0.37- 0.22 % en peso) y Mn (MnO = 0.02 - 0.00 % en peso). Estos valores coinciden con los presentados por Hawthorne y Cerny (1982b) y Cerny y Burt (1984) basados en estudios realizados por numerosos autores.

Las moscovitas de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana muestran características semejantes a las descritas para micas de pegmatitas micáceas con algunos enriquecimientos en elementos raros por Dyad'kina (1970), Gordiyenko y Leonova (1976), Hawthorne y Cerny (1982) y Cerny y Burt (1984). Dichas micas reflejan las características geoquímicas primitivas de las pegmatitas en las que se encuentran.

Estas características composicionales ha llevado a algunos autores como Sokolov (1959), Sutchkov (1961) y Sokolov *et al.* (1975) a interpretar las pegmatitas de clase moscovítica como productos de fusión parcial de las rocas metamórficas circundantes que, en este caso, se tratan de micaesquistos ricos en silicatos de aluminio.

Según dichos autores, las características geoquímicas indican que dichas pegmatitas cristalizaron bajo condiciones cercanas al pico metamórfico regional. Las condiciones de presión se situarían entre 4 y 6 Kb y serían lo suficientemente altas como para estabilizar moscovita primaria a partir del fundido pegmatítico. Estas observaciones coinciden con los datos proporcionados para el pico metamórfico regional, el cual se sitúa (según Azor, 1992, comunicación personal) a 4 kb y temperaturas de 650ºC.

TABLA V.61. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de moscovitas de las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana

Oxidos	SA-3nz	SA-3nz	SA-3nz	SA-4nz	SA-4nz	SA-4nz	SA-4nz
SiO_2	46.13	46.65	46.61	46.27	46.90	46.86	47.21
Al_2O_3	37.85	37.38	37.58	37.44	37.99	38.16	38.00
TiO_2	0.10	0.06	0.04	0.14	0.23	0.15	0.21
FeO	0.49	0.42	0.46	0.49	0.40	0.39	0.41
MnO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.22	0.37	0.31	0.29	0.35	0.27	0.34
CaO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00
Na_2O	1.96	1.79	1.86	1.91	1.87	1.81	1.84
K_2O	8.23	8.18	8.35	8.11	8.28	8.29	8.28
P_2O_5	0.00	0.04	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02
TOTAL	94.99	94.89	95.26	94.70	96.03	95.94	96.31
			Nº de iones para 22 oxígenos				
Si	6.069	6.130	6.112	6.099	6.095	6.093	6.114
P^{5+}	0.000	0.005	0.002	0.005	0.000	0.000	0.002
Al(IV)	1.931	1.864	1.886	1.896	1.905	1.907	1.884
Σ(IV)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.937	3.924	3.922	3.920	3.914	3.942	3.916
Ti	0.010	0.005	0.004	0.014	0.023	0.015	0.020
Fe^{2+}	0.054	0.046	0.051	0.054	0.043	0.042	0.045
Mn	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.004	0.072	0.061	0.057	0.068	0.052	0.066
Σ(VI)	4.046	4.048	4.040	4.044	4.048	4.050	4.047
Ca	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001
Na	0.499	0.456	0.474	0.489	0.471	0.455	0.462
K	1.381	1.372	1.397	1.364	1.372	1.375	1.367
Σ(XII)	1.882	1.828	1.872	1.854	1.846	1.833	1.830
(OH,F)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
PARAG	26.56	24.93	25.33	26.38	25.56	24.86	25.28

Composición de elementos mayores en % en peso. Parag. = Porcentaje de paragonita en moles %. Leyenda de las muestras: SA = Pegmatitas con silicatos de aluminio; nz = no zonación.

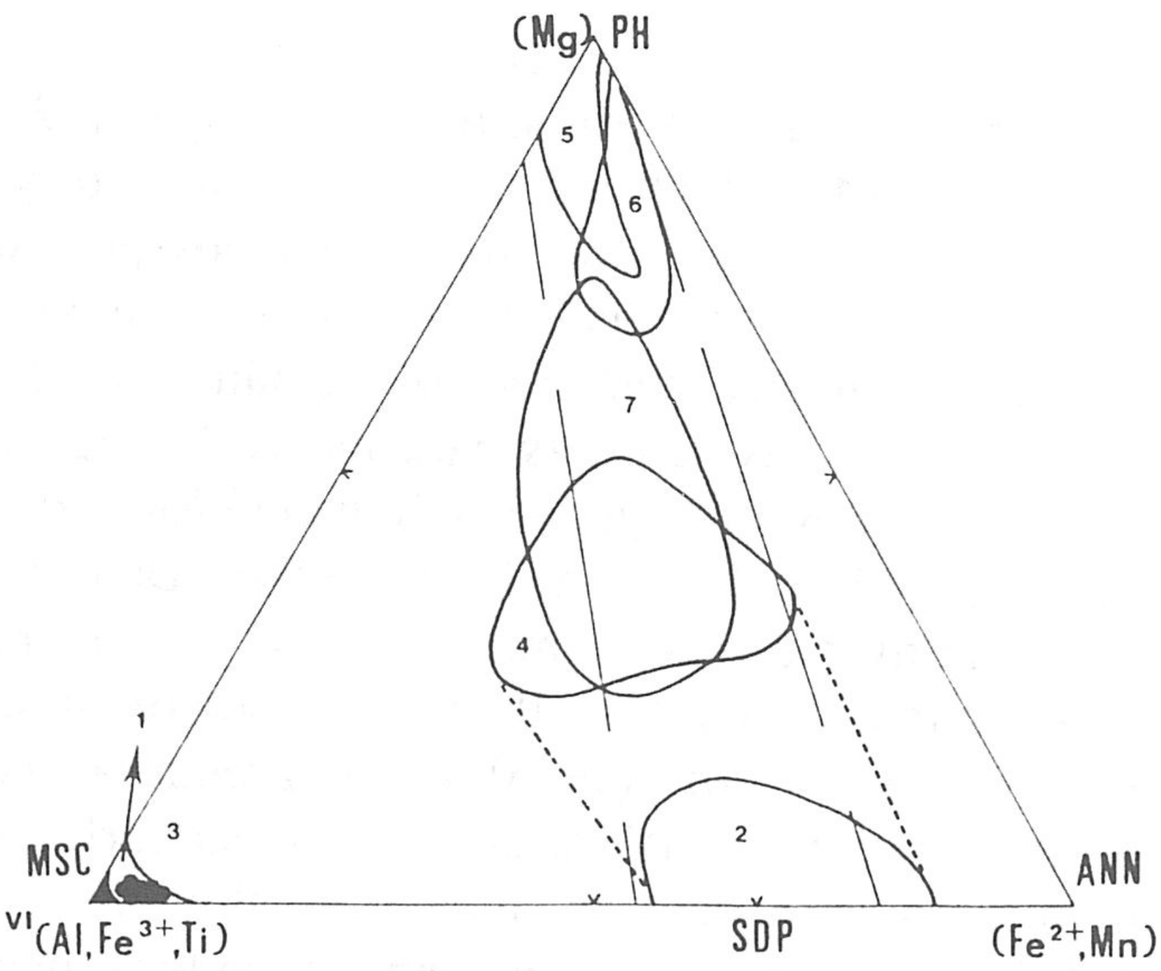


Fig. V.67. *Variación composicional de algunas micas pegmatíticas en el diagrama triangular (Al, Fe^{3+}, Ti) - ($(Fe^{2+}$, Mn) - (Mg) de Foster (1960) (modificado por Cerny, 1982b). (1) y (2) moscovitas y biotitas de pegmatitas de elementos raros, (3) y (4) moscovitas y biotitas de pegmatitas micáceas, (5) y (6) flogopita asociada a rocas ultrabásicas del exocontacto, (7) micas ferromagnesianas de anfibolitas del exocontacto enriquecidas en Li-Rb-Cs, (8) y (9) moscovitas (círculos) pertenecientes a las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana. Las líneas que bordean el campo composicional entre flogopita (PH) y siderofilita (SDP) indican los rangos de flogopita, flogopita férrica a biotita magnesiana y biotita.*

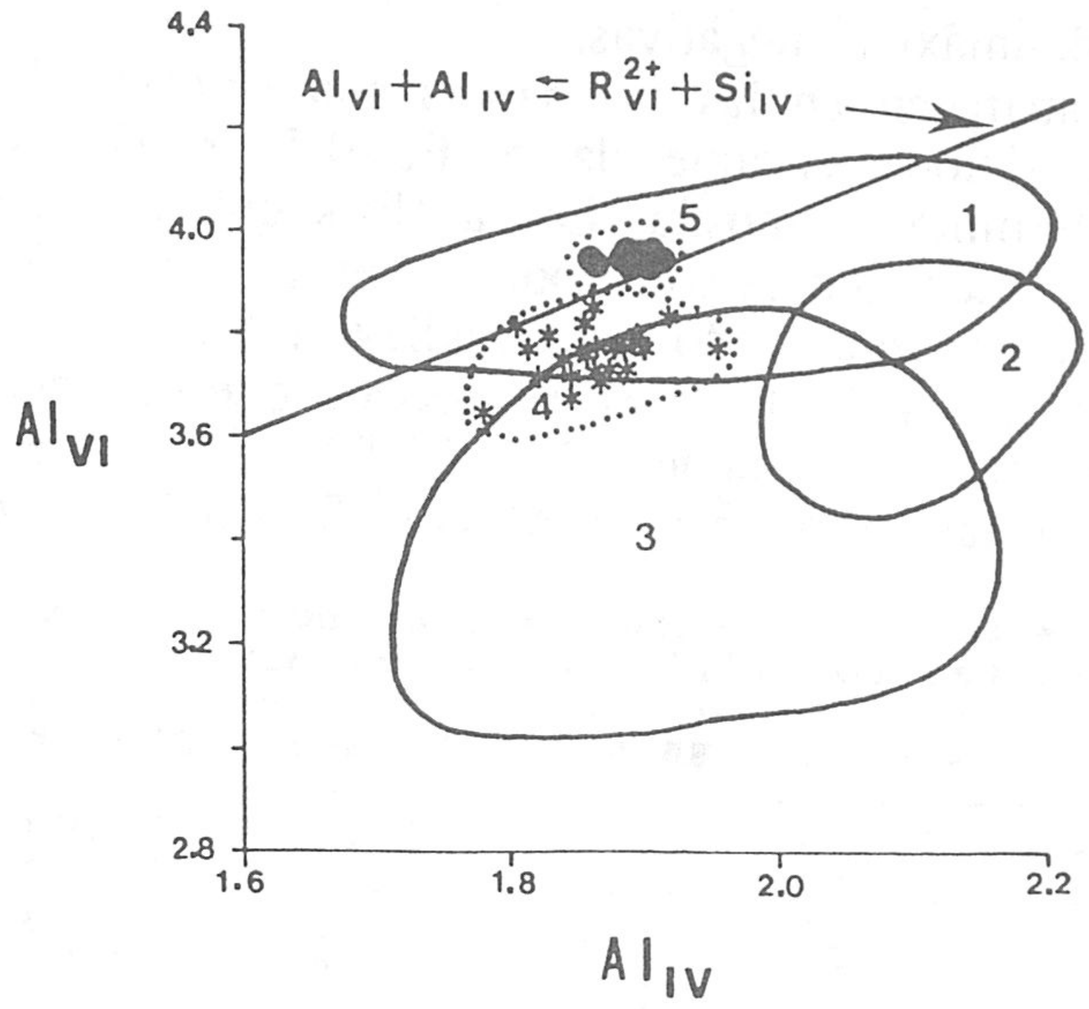


Fig. V.68. Tendencia di-trioctaédrica para las moscovitas asociadas a pegmatitas. (1) pegmatitas de elementos raros, (2) pegmatitas de elementos raros a micáceas, (3) pegmatitas micáceas, (4) pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana (estrellas), (5) pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana (círculos). Datos representados en el diagrama de Cerny y Burt (1984) modificado de Salye (1975).

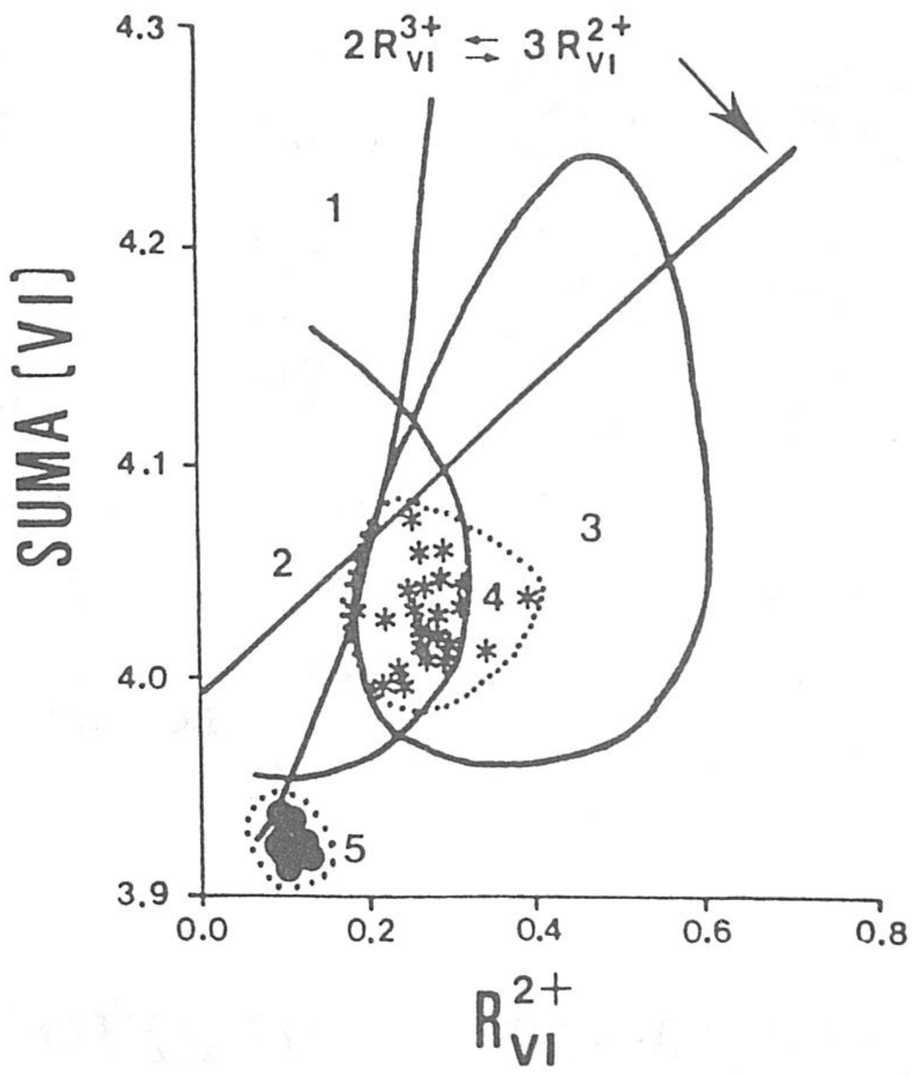


Fig. V.69. Sustitución fengítica en moscovitas asociadas a pegmatitas. (1) pegmatitas de elementos raros, (2) pegmatitas de elementos raros a micáceas, (3) pegmatitas micáceas, (4) pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana (estrellas), (5) pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana (círculos). Datos representados en el diagrama de Cerny y Burt (1984) modificado de Salye (1975).

V.2.3.2. CLORITA

En este tipo de pegmatitas, las clorita aparece asociada a otros filosilicatos así como a silicatos de aluminio. En lámina delgada suelen aparecer como pequeños cristales transparentes, de color verde pálido a marrón claro y débilmente pleocroicos. Presentan colores de interferencia anómalos (tonos de azul berlín), la elongación es positiva, el 2V es

muy pequeño y son pseudouniáxicas negativas.

Las cloritas que aparecen en las pegmatitas con silicatos de aluminio de Sierra Albarrana muestran composiciones enriquecidas en Fe ($0.53 < Fe/(Fe+Mg) < 0.56$), por lo que corresponden al término chamosita. Los análisis químicos de dichas muestras se presentan en la Tabla V.62. Los valores correspondientes a CaO, K_2O y Na_2O corresponden mayoritariamente a impurezas (de acuerdo con Brindley, 1982).

De la observación de la Tabla V.62 se deduce que los mayores porcentajes de variación relativa de elementos corresponde a FeO (25.80 - 27.18 % en peso) y MgO (11.95 - 12.96 en peso), con pequeñas variaciones en MnO (0.08 - 0.12 % en peso).

TABLA V.62.Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de cloritas pertenecientes a las pegmatitas con silicatos de aluminio

Oxidos	SA-5nz	SA-5nz	SA-5nz	SA-5nz	SA-5nz	SA-5nz	SA-6nz	SA-6nz
SiO_2	24.28	24.04	23.90	23.85	23.83	24.03	24.46	24.10
Al_2O_3	23.41	24.02	24.10	24.08	23.58	23.63	24.09	23.97
TiO_2	0.07	0.04	0.03	0.06	0.03	0.03	0.09	0.07
FeO	27.18	26.79	27.03	26.37	26.41	25.95	25.97	25.80
MnO	0.09	0.10	0.11	0.09	0.12	0.10	0.08	0.12
MgO	11.95	12.54	12.57	12.51	12.60	12.47	12.74	12.96
CaO	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.01
Na_2O	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02
K_2O	0.08	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02
TOTAL	87.19	87.55	87.79	86.99	86.59	86.29	87.55	87.10
			Nº de iones para 14 oxígenos					
Si	2.597	2.553	2.536	2.546	2.559	2.581	2.584	2.561
Al(IV)	1.403	1.447	1.464	1.454	1.441	1.419	1.416	1.439
Σ(IV)	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe^{2+}	2.432	2.379	2.399	2.353	2.371	2.331	2.294	2.293
Al(VI)	1.549	1.560	1.550	1.575	1.543	1.573	1.584	1.563
Mg	1.907	1.985	1.988	1.990	2.017	1.996	2.006	2.053
Mn	0.008	0.009	0.010	0.008	0.010	0.009	0.007	0.011
Σ(VI)	5.896	5.933	5.947	5.926	5.941	5.909	5.891	5.920
(OH)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
F/FM	0.56	0.55	0.55	0.54	0.54	0.54	0.53	0.53

Composición de elementos mayores en % en peso. CaO, Na_2O y K_2O asignados mayoritariamente a impurezas. F/FM = Fe / (Fe + Mg). Leyenda de las muestras: SA = pegmatitas con silicatos de aluminio; nz = no zonación.

V.3. PEGMATITAS CON ANFIBOL Y/O EPIDOTA

V.3.1.ANFIBOL

V.3.1.1. INTRODUCCION

Los anfíboles constituyen el grupo más complejo de los minerales que aparecen en las rocas, mostrando una amplia variación química y paragenética. Son constituyentes comunes de un gran número de rocas ígneas, desde ácidas a ultrabásicas. En rocas sedimentarias aparecen tanto como minerales detríticos como autigénicos. En rocas metamórficas, los anfíboles son fases minerales importantes desde el grado bajo hasta el grado alto en una gran variedad de composiciones de rocas (Hawthorne, 1983).

La fórmula general del grupo puede escribirse, de acuerdo con la nomenclatura del Subcomité de anfíboles de la IMA (Leake, 1978), como:

$$A_{0-1}\ B_2\ C_5\ T_8\ O_{22}\ (OH,F,Cl)_2$$

donde:

$T = Si, Al, Cr^{3+}, Fe^{3+}, Ti^{4+},$
$C = Al, Cr, Ti, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+}, Mn,$
$B = Fe^{2+}, Mn, Mg, Ca, Na,$
$A = Na, K.$

La estructura de los anfíboles es bastante compleja. Su característica fundamental es una doble cadena de tetraedros unidos por sus vértices que se extiende indefinidamente en una dirección y que tiene la estequiometría general $(T_4\ O_{11})_\infty$. La dirección de esta doble cadena define el eje *z* de la celdilla de los anfíboles. Las cadenas de tetraedros están unidas con otras cadenas equivalentes mediante cationes di y trivalentes de tamaño intermedio (cationes de tipo C). Los cationes de tipo B se sitúan en los bordes de las tiras de octaedros formadas por cationes de tipo C. Por último, las cationes de tipo A ocupan los huecos, con coordinación 12, que se forman en la parte posterior de las dobles cadenas (Hawthorne, 1983).

La clasificación de anfíboles está basada en la cantidad relativa de Na y Ca en la posición B (Leake, 1978) de la fórmula unidad calculada para 24 (O, OH, F, Cl) cuando el contenido en H_2O y halógenos ha sido determinado o 22 (O) más 2 (OH, F, Cl), es decir, 23 (O) cuando se trata de análisis de Microsonda Electrónica (Robinson et al., 1982).

De acuerdo con esta clasificación (Leake, 1978) se pueden diferenciar 4 grupos de anfíboles en función de la ocupancia de cationes de tipo B:

- grupo de anfíboles con Fe-Mg-Mn: $(Ca+Na)_B < 1.34$
- grupo de anfíboles cálcicos: $(Ca+Na)_B \geq 1.34$; $Na_B < 0.67$
- grupo de anfíboles calco-sódicos: $(Ca+Na)_B \geq 1.34$; $0.67 < Na_B < 1.34$
- grupo de anfíboles alcalinos: $Na_B \geq 1.34$

En rocas ígneas pueden encontrarse anfíboles pertenecientes a los cuatro grupos principales enumerados anteriormente pero, son los anfíboles cálcicos, los más abundantes en este tipo de rocas (Wones y Gilbert, 1982).

V.3.1.2. CARACTERISTICAS MORFOLOGICAS, OPTICAS Y TEXTURALES

Los anfíboles encontrados en las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana, descritas en el Apdo. IV.2.2 y localizadas en la Fig. IV.1, pertenecen al grupo de anfíboles cálcicos: actinolita, hornblenda actinolítica y magnesio-hornblenda.

En estas pegmatitas, los anfíboles aparecen dispersos por todo el cuerpo pegmatítico cuando presentan estructura simple o no zonada o en la parte central de filones zonados.

La zonación de dichos cuerpos consiste (a escala submicroscópica y de borde a centro del filón) en una zona rica en epidota, seguida por una zona rica en granate y por una zona rica en cuarzo, apatito y anfíbol (Foto 47), por lo que el anfíbol muestra un carácter claramente posterior a la epidota y al granate. En los cuerpos no zonados también se aprecia que el anfíbol es posterior a dichos minerales.

Los anfíboles (Foto 48) muestran una tendencia poiquilítica (incluyendo cuarzo), son

de color verdoso y con dimensiones que pueden alcanzar hasta 1 cm de longitud máxima.

En lámina delgada aparecen como cristales pleocróicos ($\alpha \equiv$ crema pálido, $\beta \equiv$ verde intenso, $\gamma \equiv$ verde azulado), de relieve medio-alto. Muestran un sistema de exfoliación y también es frecuente observar la presencia de particiones. El color de interferencia máximo es naranja de segundo orden (birrefringencia = 0.015), la elongación es positiva y son biáxicos negativos, con $2V_X \approx$ 75-80°. Frecuentemente aparecen alterados a clorita.

Los cristales de anfíbol pertenecientes a las rocas encajantes muestran unas características ópticas equivalentes a los de los cuerpos pegmatíticos, aunque son de bastante menor tamaño y menos abundantes que éstos.

V.3.1.3. COMPOSICION QUIMICA

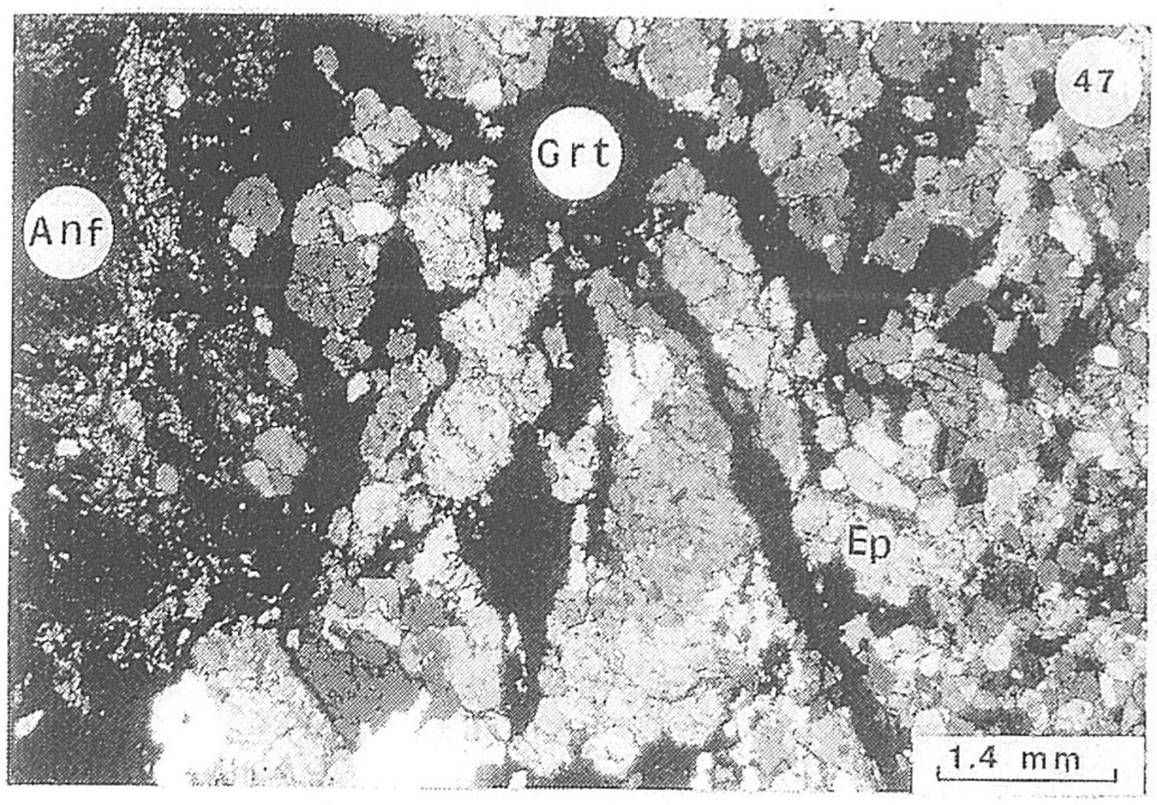
En la Tabla V.63 se presentan los análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de anfíboles de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana. Se trata de anfíboles pertenecientes al grupo de anfíboles cálcicos de los definidos por Leake, 1978 [$(Ca+Na)_B \geq 1.34$; $Na_B < 0.67$].

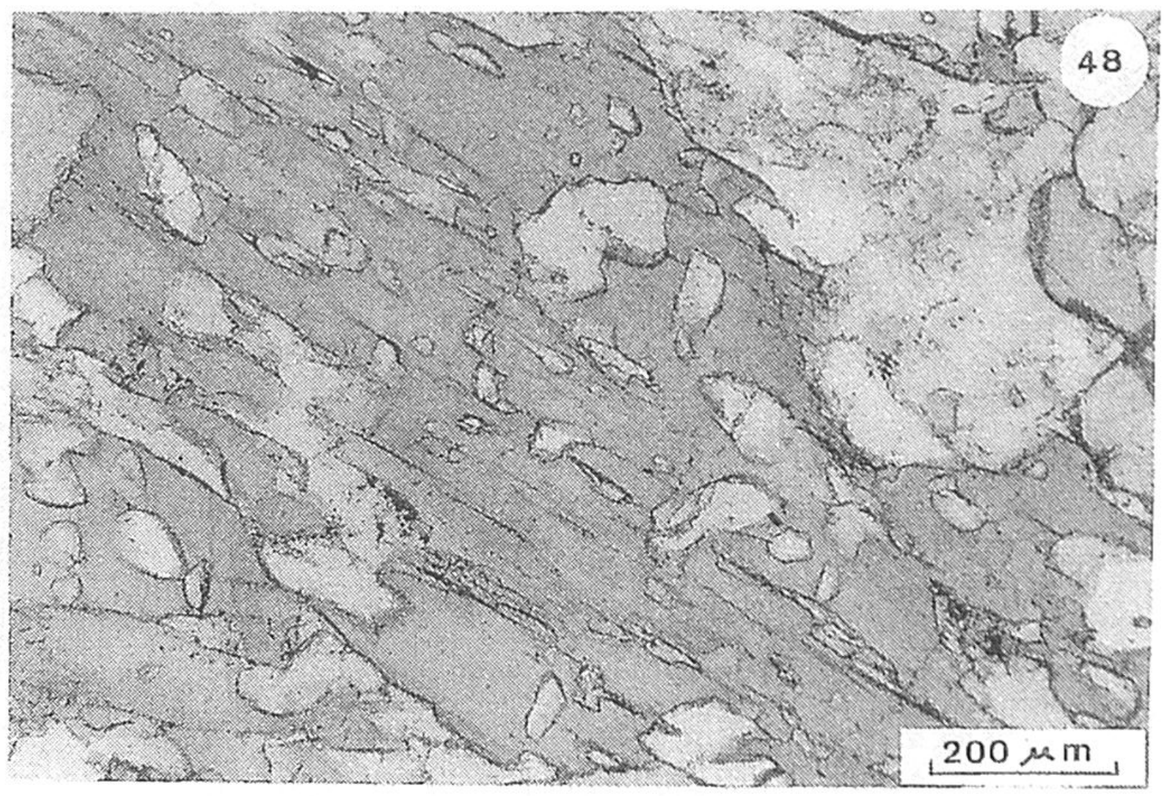
Para el cálculo de las fórmulas mineralógicas de los anfíboles se han planteado diferentes métodos (Robinson *et al.*, 1982; Hawthorne, 1983) como son: Si = 8, Si + Al = 8, cationes totales = 16 (todas las posiciones están ocupadas), cationes totales = 15 (excluyendo Na y K), cationes totales = 15 (excluyendo K), cationes totales = 13 (excluyendo Ca, Na y K), (O, OH, F, Cl) = 24, O = 23. Sin embargo, para el grupo de anfíboles cálcicos, el método que parece proporcionar mejores resultados es el de calcular la fórmula mineralógica a 13 cationes (Si + Ti + Al + Fe + Mg + Mn) excluyendo Ca, Na y K (Robinson *et al.*, 1982; Cosca *et al.*, 1991).

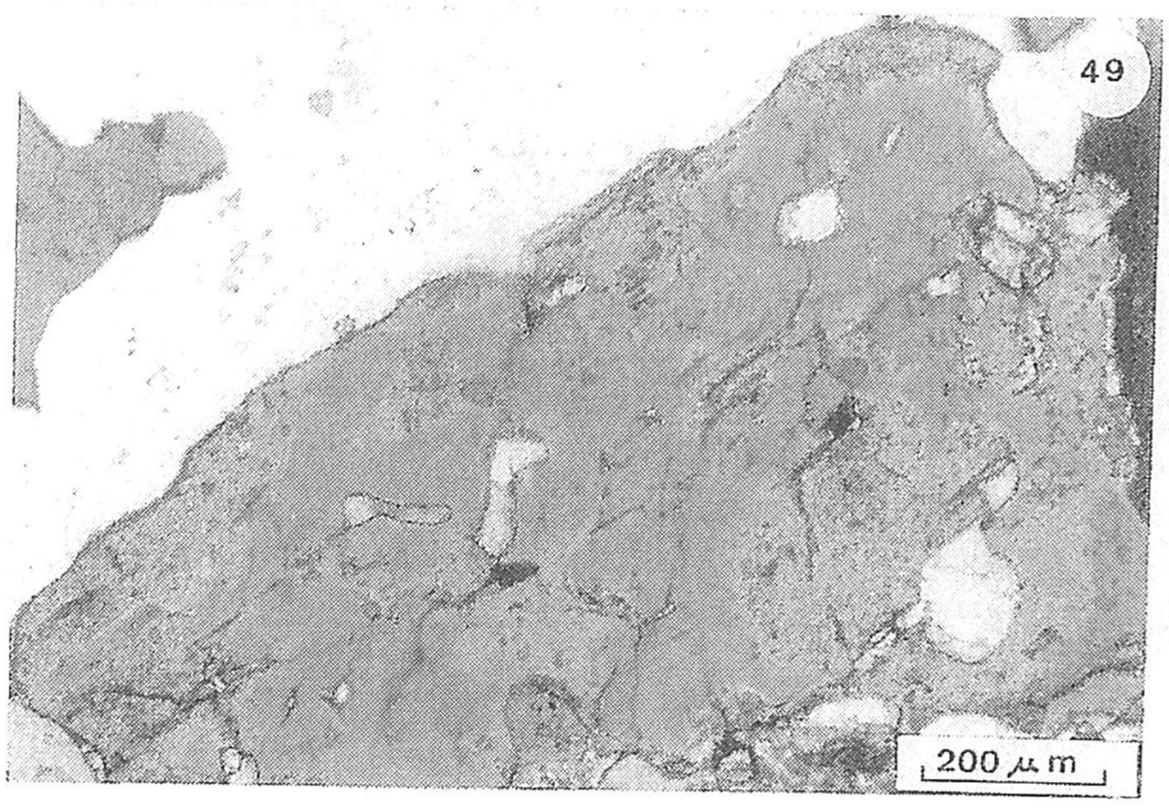
Otro problema adicional para el cálculo de la fórmula mineralógica de los anfíboles se centra en la presencia de ciertos elementos, como Fe y Mn, en estado de valencia variable. Estos elementos pueden ser medidos por diferentes técnicas (Robinson *et al.*, 1982). Sin embargo, la gran cantidad de análisis de anfíboles mediante Microsonda Electrónica, que no permiten diferenciar estados de valencia, implica el desarrollo de distintos métodos para determinar la relación Fe^{3+}/Fe^{2+} o Mn^{3+}/Mn^{2+} a partir de los datos de microsonda. La mejor solución parece ser la combinación de los análisis mediante Microsonda Electrónica con análisis químicos mediante Espectroscopía Mössbauer (Hawthorne, 1981) aunque, en ausencia de este tipo de análisis, el método de balance de cargas parece ser el más adecuado (Vyhnal *et al.*, 1991).

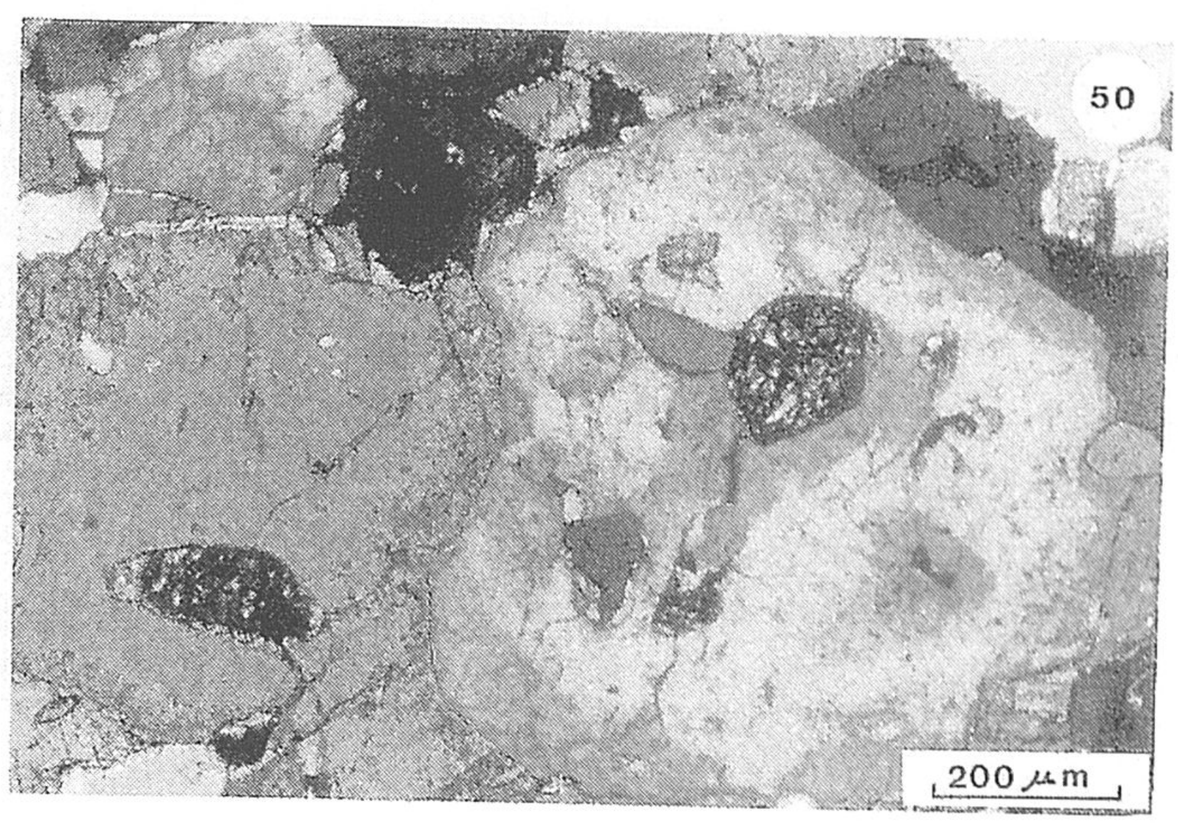
Las fórmulas mineralógicas han sido calculadas de acuerdo con los criterios de Robinson *et al.* (1982) y Cosca *et al.* (1991). Los contenidos en Fe^{2+} y Fe^{3+} fueron separados de la siguiente forma. Primero, se calcularon las fórmulas suponiendo que la suma de cationes es 13, exluyendo Ca, Na y K (13eCNK) y considerando todo el Fe como ferroso. Segundo, se eliminaron las deficiencias en cargas en las fórmulas de los anfíboles convirtiendo parte del Fe^{2+} en Fe^{3+}. Las fórmulas mineralógicas resultantes contienen, de esta forma, la máxima cantidad de Fe^{3+}, de acuerdo con la estructura cristalina del anfíbol cálcico en cuestión, así como relaciones Fe^{3+}/Fe^{TOTAL} comparables a las determinadas por otros métodos analíticos (Robinson *et al.*, 1982) para anfíboles de composición equivalente.

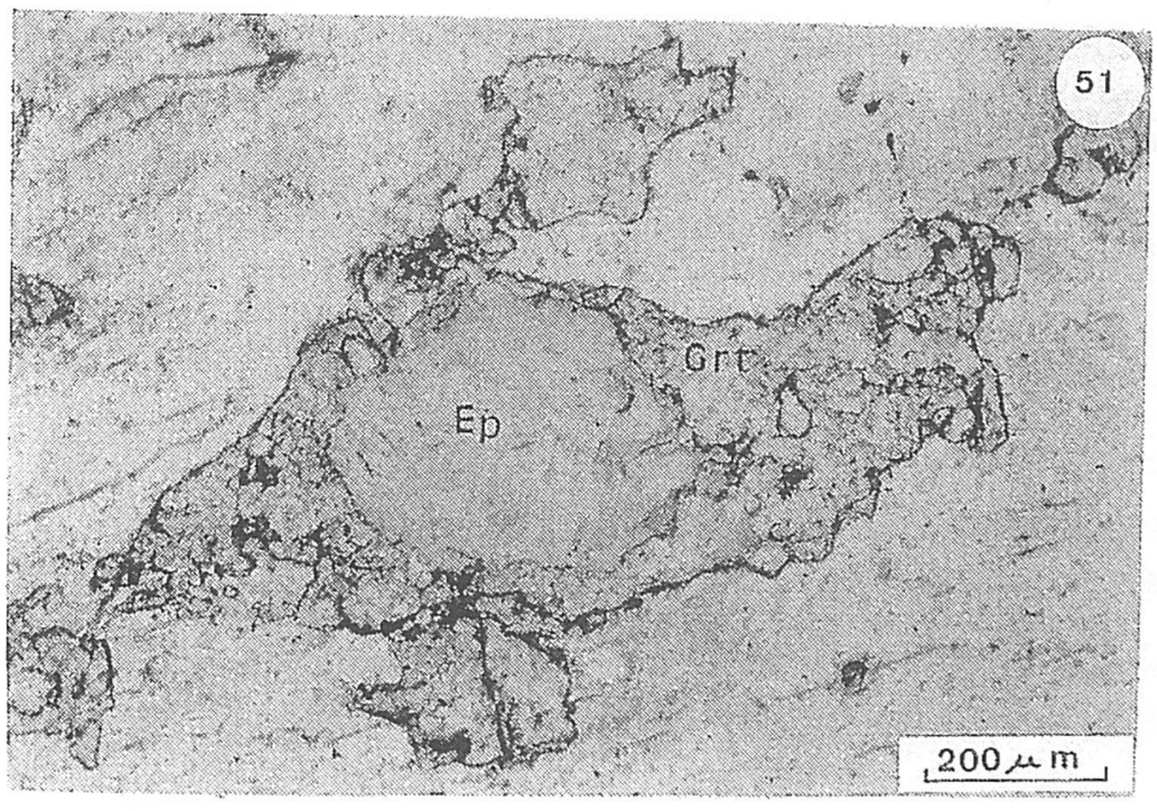
De acuerdo con la nomenclatura de la IMA (Leake, 1978), los anfíboles que aparecen en las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana pueden clasificarse como actinolitas, hornblendas actinolíticas y magnesio-hornblendas. En la Fig. V.70 se muestra una clasificación simplificada en la cual, la mayoría de los análisis se sitúan dentro del campo


47
Anf
Grt
Ep
1.4 mm


48
200 µm


49
200 µm


50
200 µm


51
Grt
Ep
200 µm

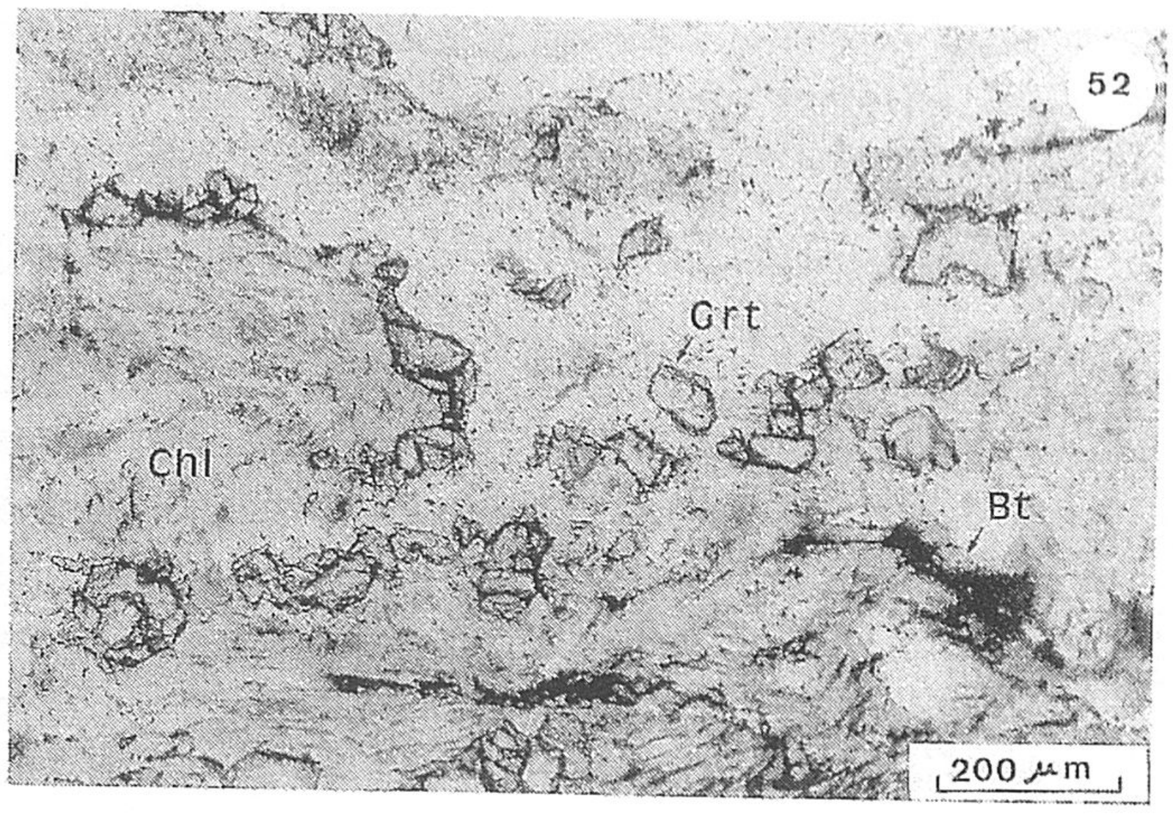

52
Grt
Chl
Bt
200 µm

FOTO 47. *Microfotografía de zona de epidota (Ep), seguida de zona de granate (Grt) y zona de anfíbol (Anf) (NE del Cerro de la Sal) (nícoles cruzados).*

FOTO 48. *Cristal de anfíbol con textura poiquilítica incluyendo cristales de cuarzo (NE del Cerro de la Sal) (nícoles paralelos).*

FOTO 49 y 50. *Cristales de epidota con "traje de arlequín" (NE del Cerro de la Sal) (nícoles cruzados).*

FOTO 51. *Textura de reemplazamiento de un cristal epidota por granate (NE del Cerro de la Sal) (nícoles paralelos).*

FOTO 52. *Cristales de granate (Grt), clorita (Chl) y biotita (Bt) (NE del Cerro de la Sal) (nícoles paralelos).*

Todas las muestras pertenecen a las pegmatitas de tipo I con anfíbol y/o epidota.

composicional que definen las hornblendas actinolíticas y las magnesio-hornblendas.

Por otra parte, Gilbert *et al.* (1982) han definido las posibles sustituciones acopladas de cationes presentes en anfíboles. Dichas sustituciones incluyen:

Ecuación		**Tipo de sustitución**
$\square_A + Si_T$	$= Na_A + Al_T^{IV}$	edenítica
$2Si_T + 2Mg_C$	$= 2Al_T^{IV} + 2Fe_C^{2+}$	ferri-tschermakítica
$2Si_T + 2Mg_C$	$= 2Al_T^{IV} + 2Al_C^{VI}$	alúmino-tschermakítica
$\square_A + Mg_C$	$= 2Al_T^{IV} + Ti_C$	titanio-tschermakítica
$\square_A + Mg_C + 2Si_T$	$= Na_A + Fe_C^{3+} + 2Al_T^{IV}$	hastingsítica
$\square_A + Mg_C + 2Si_T$	$= Na_A + Al_C^{VI} + 2Al_T^{IV}$	pargasítica
$\square_A + Ca_B$	$= Na_A + Na_B$	richterítica
$2Ca_B + 2Mg_C$	$= 2Na_B + 2Fe_C^{3+}$	riebeckítica
$2Ca_B + 2Mg_C$	$= 2Na_B + 2Al_C^{VI}$	glaucofánica
$Ca_B + Al_C^{VI}$	$= Na_B + Ti_C$	CANT

(en ellas $\square_A$ indica vacancia en la posición A).

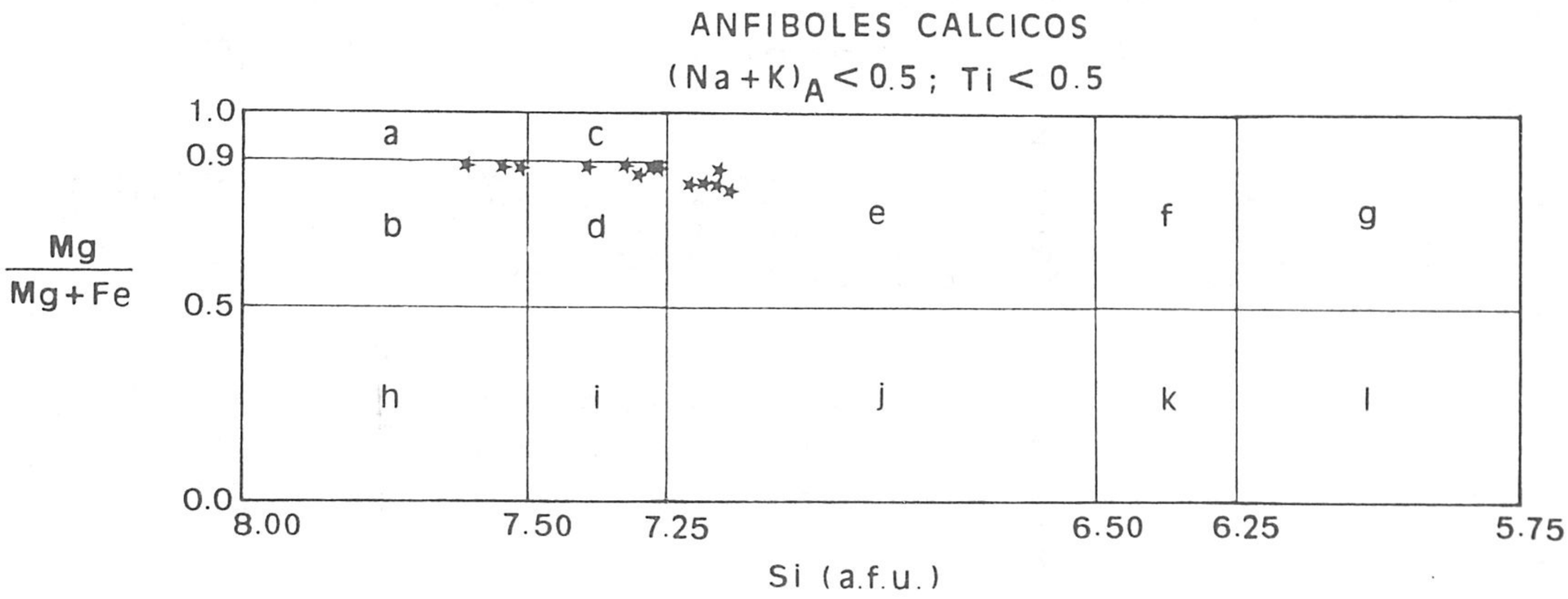


Fig. V.70. *Nomenclatura de los anfíboles cálcicos de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana, de acuerdo con el diagrama de Leake (1978). (a) tremolita, (b) actinolita, (c) hornblenda tremolítica, (d) hornblenda actinolítica, (e) magnesio-hornblenda, (f) hornblenda tschermakítica, (g) tschermakita (Al-tschermakita), (h) ferro-actinolita, (i) ferro-hornblenda actinolítica, (j) ferro-hornblenda, (k) ferro-hornblenda tschermakítica, (l) ferro-tschermakita.*

El diagrama de Al tetraédrico (Al_T^{IV}) frente a ocupación de la posición A [(Na+K)A] correspondiente a los anfíboles estudiados se muestra en la Fig. V.71a. La alta correlación positiva observada (r = 0.90) implica la presencia de sustituciones de tipo pargasítico y hastingsítico que, según Vyhnal *et al.* (1991) corresponde a combinaciones lineales de sustituciones de tipo edenítico y tschermakítico. La intersección de la recta de regresión a $Al_T^{IV} \simeq 0.5$ indica que no todo el Al tetraédrico es acoplado con la entrada de álcalis en la posición A. Las altas correlaciones existentes entre el Al_T^{IV} y los cationes octaédricos Fe^{3+} (r = 0.80) y Al_C^{VI} (r = 0.91) apoya la hipótesis anterior (Figs. V.72b y V.72c).

TABLA V.63. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de anfíboles de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana

Oxidos	BA-10nz	BA-10nz	BA-10nz	BA-10nz	BA-10nz	BA-10nz	BA-10nz	BA-11cz	BA-11cz	BA-11cz	BA-11cz	BA-11cz
SiO_2	53.22	53.71	53.21	51.94	50.89	51.32	51.16	50.73	49.60	50.12	50.04	49.99
TiO_2	0.13	0.07	0.12	0.12	0.19	0.17	0.17	0.17	0.25	0.23	0.25	0.23
Al_2O_3	3.73	3.17	3.76	4.72	5.48	5.29	5.58	5.78	6.38	6.26	6.52	6.20
Cr_2O_3	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
FeO	7.28	6.77	7.08	8.03	8.55	7.97	8.59	8.65	10.26	10.00	9.07	9.81
MnO	1.53	1.53	1.57	1.53	1.48	1.44	1.60	1.60	1.71	1.65	1.56	1.63
MgO	18.14	18.36	17.91	17.28	16.63	17.12	16.79	16.57	15.24	15.49	16.14	15.50
CaO	12.65	12.54	12.61	12.44	12.54	12.46	12.33	12.28	12.46	12.37	12.58	12.52
Na_2O	0.37	0.39	0.34	0.46	0.51	0.53	0.52	0.56	0.55	0.56	0.59	0.58
K_2O	0.10	0.10	0.12	0.14	0.18	0.17	0.19	0.20	0.22	0.23	0.21	0.23
TOTAL	97.17	96.63	96.72	96.69	96.47	96.48	96.92	96.54	96.67	96.91	96.95	96.68
					Fórmula mineralógica para 13eCNK							
Si	7.508	7.605	7.545	7.389	7.295	7.324	7.273	7.251	7.160	7.197	7.158	7.208
Al(IV)	0.492	0.395	0.455	0.611	0.705	0.676	0.727	0.749	0.840	0.803	0.842	0.792
Σ(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.128	0.134	0.173	0.181	0.221	0.214	0.208	0.225	0.246	0.256	0.258	0.262
Cr	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Fe^{3+}	0.390	0.318	0.310	0.455	0.413	0.436	0.549	0.534	0.491	0.492	0.473	0.409
Ti	0.014	0.007	0.012	0.013	0.021	0.018	0.019	0.018	0.027	0.025	0.027	0.025
Mg	3.814	3.874	3.786	3.664	3.552	3.642	3.558	3.529	3.279	3.316	3.441	3.331
Fe_{2+}	0.470	0.483	0.530	0.500	0.611	0.515	0.472	0.499	0.747	0.709	0.612	0.774
Mn	0.182	0.183	0.188	0.184	0.180	0.174	0.193	0.194	0.209	0.200	0.189	0.199
Σ(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Ca	1.913	1.902	1.916	1.897	1.926	1.906	1.878	1.880	1.927	1.903	1.929	1.934
Na	0.087	0.098	0.084	0.103	0.074	0.094	0.122	0.120	0.073	0.097	0.071	0.066
Σ(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.013	0.008	0.010	0.024	0.067	0.053	0.020	0.036	0.082	0.058	0.093	0.096
K	0.018	0.019	0.021	0.026	0.034	0.030	0.034	0.037	0.040	0.042	0.036	0.042
Σ(A)	0.031	0.027	0.031	0.051	0.101	0.083	0.054	0.073	0.121	0.101	0.129	0.137
(O)	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000
(OH,F,Cl)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
F/FM	0.11	0.11	0.12	0.12	0.15	0.12	0.12	0.12	0.18	0.18	0.15	0.19
Na_B/Ca_B	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03
Al_{TOTAL}	0.620	0.529	0.628	0.792	0.926	0.890	0.935	0.974	1.086	1.059	1.100	0.973

Composición de elementos mayores en % en peso.
13cCNK = 13 cationes excluyendo Ca, Na y K. F/FM = $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$.
Nomenclatura de posiciones de acuerdo con Robinson *et al.* (1973) y Hawthorne y Grundy (1973).
Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota; nz: no zonación, cz: zona central.

El Fe^{3+} es el catión trivalente dominante en los anfíboles estudiados, por ello, la sustitución de tipo hastingsita domina sobre la de tipo pargasita. La importancia del componente hastingsítico en rocas ígneas ha sido reconocida anteriormente por Vyhnal *et al.* (1991).

En la figura V.73 se muestra la correlación existente entre el Na de la posición A (Na_A) frente a otros cationes de la estructura. No se observa ningún tipo de correlación entre dicho elemento y la ocupación de la posición A (r = -0.59) (Fig. V.72a), ni con el Fe^{3+} octaédrico (r = 0.33) (Fig. V.72b). Estos resultados implican que las sustituciones de tipo richterítico o riebckítico no son importantes. Tampoco existe correlación con el Al octaédrico (r = 0.30) (Fig. V.72c), por lo que la amplitud de la sustitución de tipo glaucofánico es bastante limitada. Por último, no aparece relación con el Ti de la posición C (r = -0.47) (Fig. V.72d), por lo que la sustitución de tipo CANT no está presente en las muestras estudiadas.

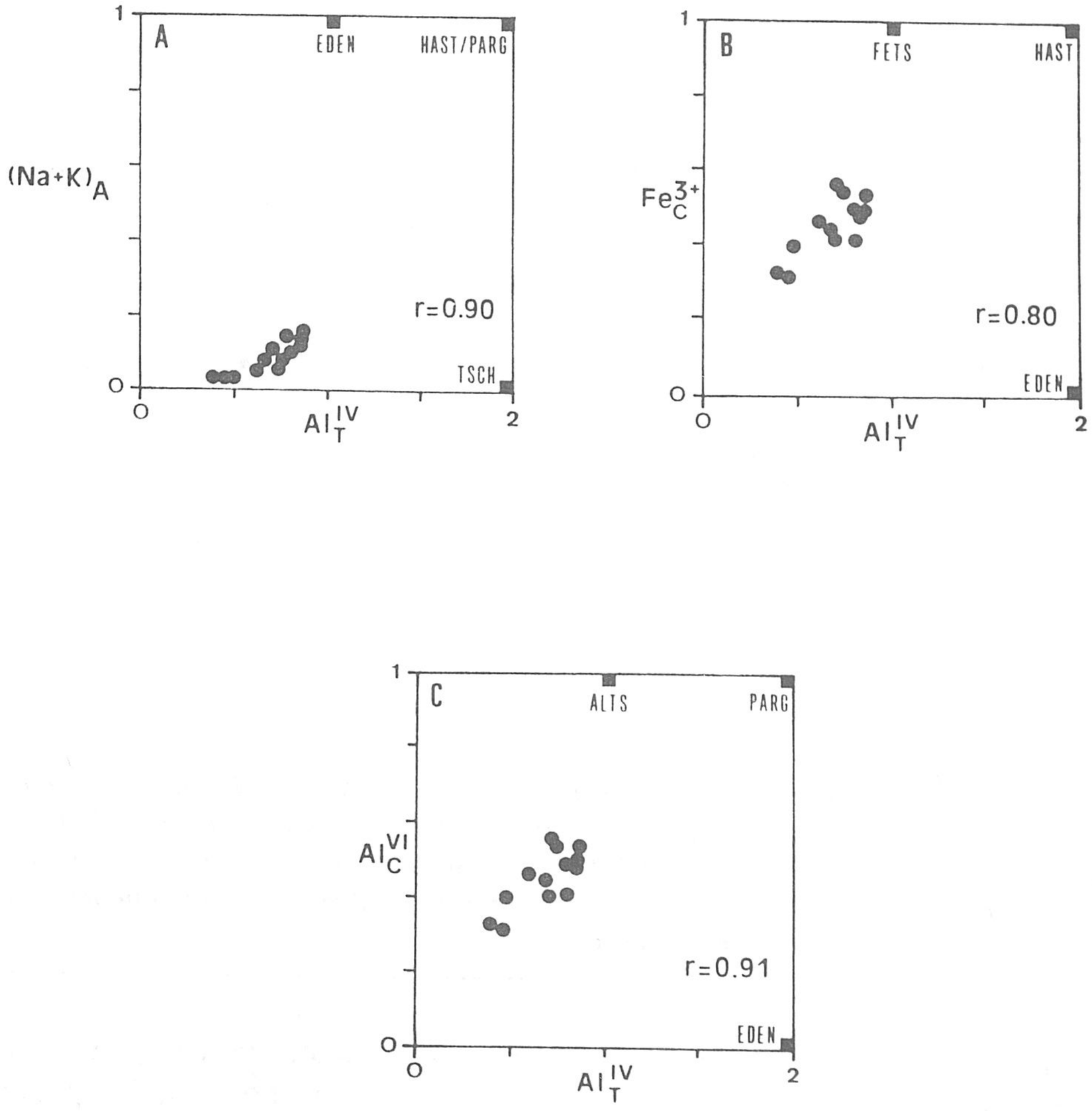


Fig.V.71. Diagramas que ilustran los mecanismos de sustitución de Al_T^{IV} en los anfíboles de Sierra Albarrana (representados por círculos): (a) ocupación de la posición a frente a Al_T^{IV}, (b) Fe^{3+} frente a Al_T^{IV} y, (c) Al_C^{VI} frente a Al_T^{IV}. Composiciones de los miembros finales tomadas de Vyhnal et al. (1991): actinolita (ACT), edenita (EDEN), hastingsita (HAST), pargasita (PARG), Al-tschermakita (ALTS), Fe-tschermakita (FETS). TSCH se refiere a todos las sustituciones de tipo tschermakítico en general. Formulas calculadas para 13 cationes excluyendo Ca, Na y K (13eCNK) (r = coeficiente de correlación lineal).

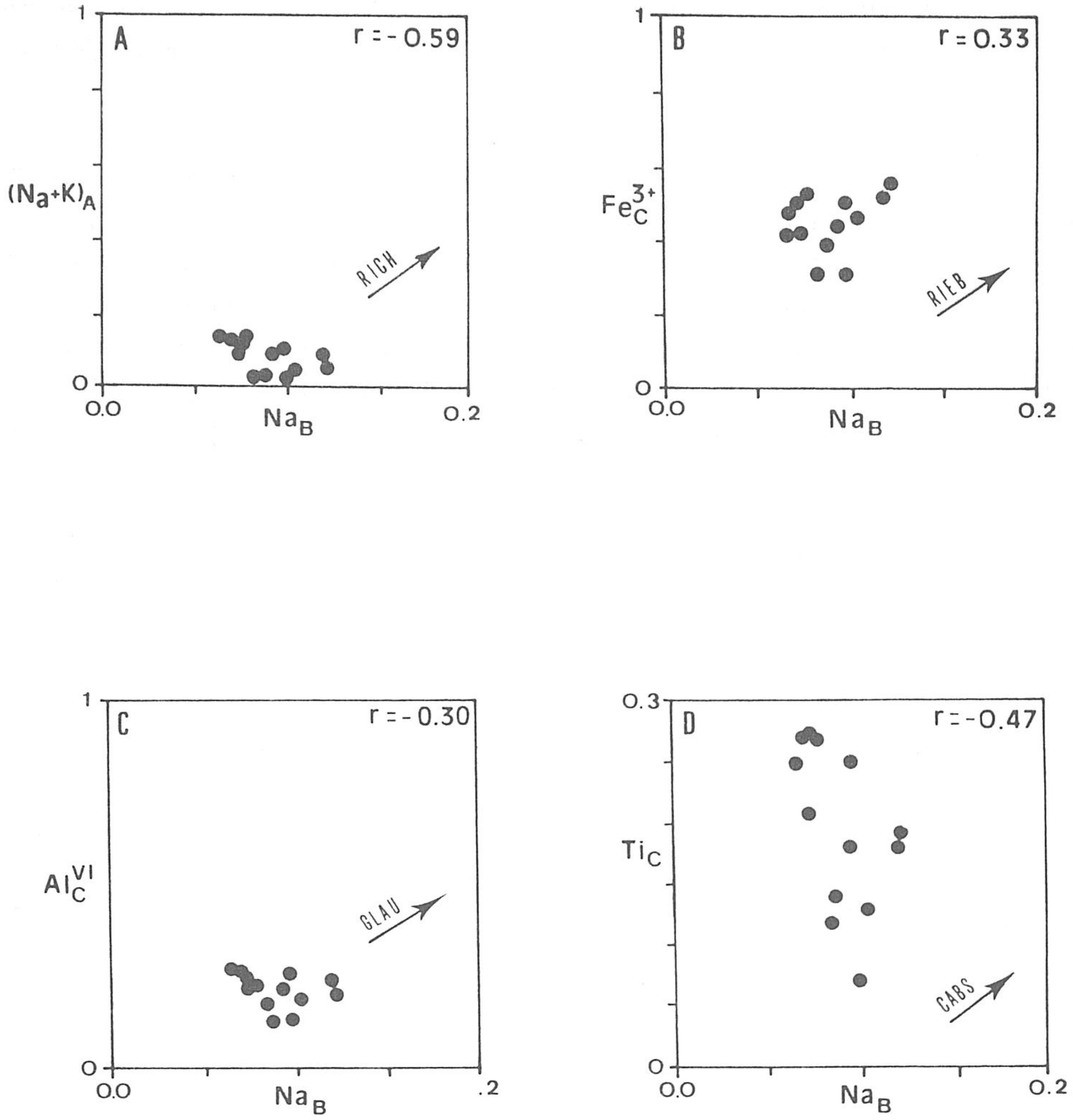


Fig. V.72. *Diagramas que ilustran los mecanismos de sustitución de Na_B en los anfíboles de Sierra Albarrana (representados por círculos): (a) ocupación de la posición a frente a Na_B, (b) Fe^{3+} frente a Na_B, (c) Al_C^{VI} frente a Na_B y, (d) Ti_C frente a Na_B. Vectores de sustitución para richterita (RICH), riebeckita (RIEB) y, glaucofana (GLAU) tomados de Vyhnal et al. (1991). Formulas calculadas para 13 cationes excluyendo Ca, Na y K (13eCNK) (r = coeficiente de correlación lineal).*

Las sustituciones simples que no requieren acoplamiento de cationes para mantener el balance de cargas global también están presentes en los anfíboles de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana. La alta correlación (r = -0.89) observada entre los cationes divalentes de la posición C [$(Fe^{2+} + Mn)_C$ - Mg_C] (Fig. V.73) indica que una sustitución simple de Fe^{2+} o Mn por Mg explica de manera razonable las proporciones de estos elementos en las muestras estudiadas. También explica que las sustituciones de cationes divalentes se realizan, mayoritariamente, por otros cationes divalentes. Por todo ello, es razonable calcular las fórmulas mineralógicas a 13 cationes excluidos Ca, Na y K, ya que este método mantiene el balance de cargas sin introducir vacancias en las posiciones octaédricas (de acuerdo con las ideas de Vyhnal *et al.* 1991).

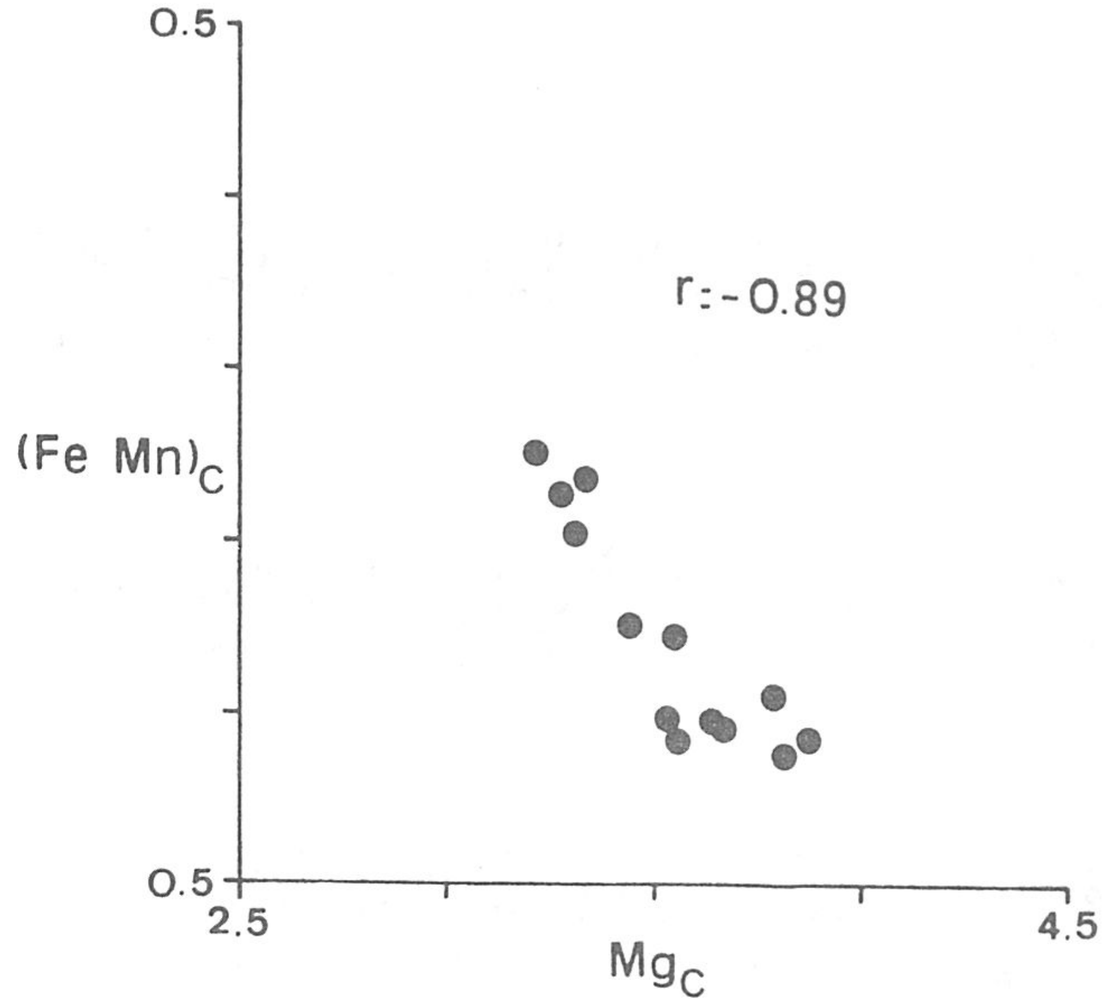


Fig. V.73. Sustitución de Fe2+ y Mn por Mg en los anfíboles de Sierra Albarrana (representados por círculos). Formulas calculadas para 13 cationes excluyendo Ca, Na y K (13eCNK) (r = coeficiente de correlación lineal).

Para estimar la temperatura de formación de los anfíboles pertenecientes a las pegmatitas de Sierra Albarrana, se ha utilizado el geotermómetro de Blundy y Holland (1990) basado en el contenido en Al_T^{IV} del anfíbol coexistente con plagioclasa para rocas saturadas en sílice. Los resultados muestran una temperatura media de formación de los anfíboles de 630° C ± 75° C.

En la Tabla V.64 se muestran los análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de muestras representativas de anfíboles pertenecientes a las rocas encajantes de las pegmatitas. De la observación de la tabla se deduce que pertenecen (al igual que los anfíboles pegmatíticos) al grupo de anfíboles cálcicos de los definidos por Leake (1978).

Las fórmulas mineralógicas se han calculado para 13 cationes excluyendo Ca, Na y K y de acuerdo con los criterios de Robinson *et al.*(1982) y Cosca *et al.*(1991). De acuerdo con la nomenclatura de la IMA (Leake, 1978) los anfíboles pertenecientes a las rocas encajantes pueden clasificarse como actinolitas, hornblendas actinolíticas y magnesio-hornblendas. En la Fig. V.74 se muestra la clasificación simplificada.

De la Fig. V.74 se deduce que las composiciones de los anfíboles de las rocas encajantes de las pegmatitas presentan composiciones semejantes a las de los anfíboles pegmatíticos. Todos los anfíboles pegmatíticos presentan composiciones intermedias dentro de rango formado por los anfíboles pertenecientes a las rocas encajantes, aunque en éstos últimos abunda más la magnesio-hornblenda.

V.3.1.4. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

Las variaciones composicionales descritas para los anfíboles pertenecientes tanto a las pegmatitas como a las rocas encajantes están de acuerdo con la hipótesis de formación para este tipo de pegmatitas, propuesta por Garrote *et al.* (1980), según la cual, dichas pegmatitas se generarían mediante procesos de fusión parcial de las rocas anfibolíticas encajantes. La relativa similitud composicional entre los anfíboles pertenecientes a las rocas encajantes y a

TABLA V.64. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de anfíboles pertencecientes a las rocas encajantes de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana

Oxidos	BA-1rc	BA-1rc	BA-1rc	BA-1rc	BA-1rc	BA-1rc	BA-2rc	BA-2rc	BA-2rc
SiO_2	51.62	49.66	51.13	53.57	50.62	50.06	50.06	48.29	50.17
TiO_2	0.14	0.22	0.18	0.12	0.18	0.21	0.34	0.34	0.35
Al_2O_3	5.24	6.55	5.65	3.66	5.86	6.30	6.58	7.89	6.57
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
FeO	8.43	9.29	8.41	7.28	8.66	9.05	8.73	10.03	8.93
MnO	1.46	1.54	1.52	1.43	1.41	1.46	1.55	1.44	1.47
MgO	17.02	16.12	16.80	18.06	16.70	16.33	16.44	15.41	16.49
CaO	12.25	12.20	12.29	12.46	12.42	12.43	11.88	11.78	12.06
Na_2O	0.52	0.68	0.55	0.34	0.53	0.57	0.82	0.93	0.78
K_2O	0.19	0.22	0.17	0.11	0.19	0.25	0.28	0.33	0.28
TOTAL	96.89	96.48	96.68	97.07	96.59	96.68	96.68	96.46	97.10
				Fórmula mineralógica para 13eCNK					
Si	7.328	7.122	7.282	7.552	7.231	7.167	7.137	6.941	7.131
Al(IV)	0.672	0.878	0.718	0.448	0.769	0.833	0.863	1.059	0.869
Σ(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.206	0.230	0.231	0.160	0.220	0.231	0.243	0.279	0.232
Cr	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe^{3+}	0.530	0.621	0.519	0.381	0.526	0.536	0.641	0.756	0.622
Ti	0.015	0.023	0.019	0.013	0.020	0.023	0.036	0.037	0.038
Mg	3.601	3.446	3.565	3.794	3.556	3.485	3.493	3.301	3.492
Fe_{2+}	0.471	0.492	0.483	0.478	0.509	0.548	0.400	0.450	0.439
Mn	0.176	0.187	0.184	0.171	0.171	0.177	0.187	0.175	0.176
Σ(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Ca	1.863	1.875	1.875	1.883	1.901	1.907	1.814	1.814	1.837
Na	0.137	0.125	0.125	0.094	0.099	0.093	0.186	0.186	0.163
Σ(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.007	0.065	0.026	0.000	0.048	0.067	0.042	0.073	0.051
K	0.034	0.039	0.030	0.019	0.035	0.046	0.051	0.060	0.051
Σ(A)	0.041	0.105	0.056	0.019	0.083	0.113	0.093	0.133	0.102
(O)	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000
(OH,F,Cl)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

Composición de elementos mayores en % en peso.
13cCNK = 13 cationes excluyendo Ca, Na y K.
Nomenclatura de posiciones de acuerdo con Robinson *et al.* (1973) y Hawthorne y Grundy (1973).
Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota; rc: roca encajante.

TABLA V.64. Sigue

Oxidos	BA-2rc	BA-2rc	BA-2rc	BA-2rc	BA-3rc	BA-3rc	BA-3rc	BA-3rc	BA-3rc
SiO_2	50.49	47.65	49.17	49.24	50.23	49.58	50.25	49.45	48.95
TiO_2	0.28	0.40	0.39	0.43	0.28	0.41	0.28	0.28	0.32
Al_2O_3	6.42	8.60	7.14	7.45	6.57	6.90	6.54	7.28	7.39
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00
FeO	8.50	10.13	9.19	8.99	8.48	9.12	8.90	9.22	9.94
MnO	1.51	1.47	1.39	1.49	1.47	1.38	1.54	1.46	1.54
MgO	16.58	15.27	15.99	16.12	16.69	16.30	16.50	16.15	15.36
CaO	11.86	11.88	11.95	11.76	11.79	11.94	11.95	11.98	11.94
Na_2O	0.81	1.09	0.89	0.91	0.86	0.87	0.78	0.86	0.88
K_2O	0.26	0.36	0.35	0.34	0.26	0.35	0.25	0.28	0.32
TOTAL	96.71	96.85	96.45	96.78	96.63	96.84	97.06	96.97	96.54
				Fórmula mineralógica para 13eCNK					
Si	7.183	6.840	7.057	7.019	7.144	7.074	7.134	7.044	7.030
Al(IV)	0.817	1.160	0.943	0.981	0.856	0.926	0.866	0.956	0.970
Σ(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.260	0.297	0.266	0.272	0.246	0.236	0.230	0.266	0.284
Cr	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.007	0.001	0.000
Fe^{3+}	0.611	0.754	0.607	0.706	0.671	0.647	0.669	0.684	0.631
Ti	0.029	0.043	0.042	0.046	0.030	0.044	0.030	0.029	0.035
Mg	3.516	3.265	3.420	3.425	3.538	3.465	3.491	3.429	3.295
Fe_{2+}	0.401	0.462	0.497	0.366	0.338	0.441	0.387	0.415	0.566
Mn	0.182	0.179	0.169	0.180	0.177	0.167	0.185	0.176	0.188
Σ(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Ca	1.808	1.827	1.837	1.796	1.797	1.826	1.818	1.828	1.841
Na	0.192	0.173	0.163	0.204	0.203	0.174	0.182	0.172	0.159
Σ(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.032	0.131	0.084	0.048	0.034	0.066	0.034	0.066	0.085
K	0.047	0.066	0.064	0.063	0.047	0.064	0.046	0.051	0.058
Σ(A)	0.079	0.197	0.149	0.111	0.081	0.130	0.080	0.118	0.143
(O)	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000
(OH,F,Cl)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

Composición de elementos mayores en % en peso.
13cCNK = 13 cationes excluyendo Ca, Na y K.
Nomenclatura de posiciones de acuerdo con Robinson *et al.* (1973) y Hawthorne y Grundy (1973).
Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota; rc: roca encajante.

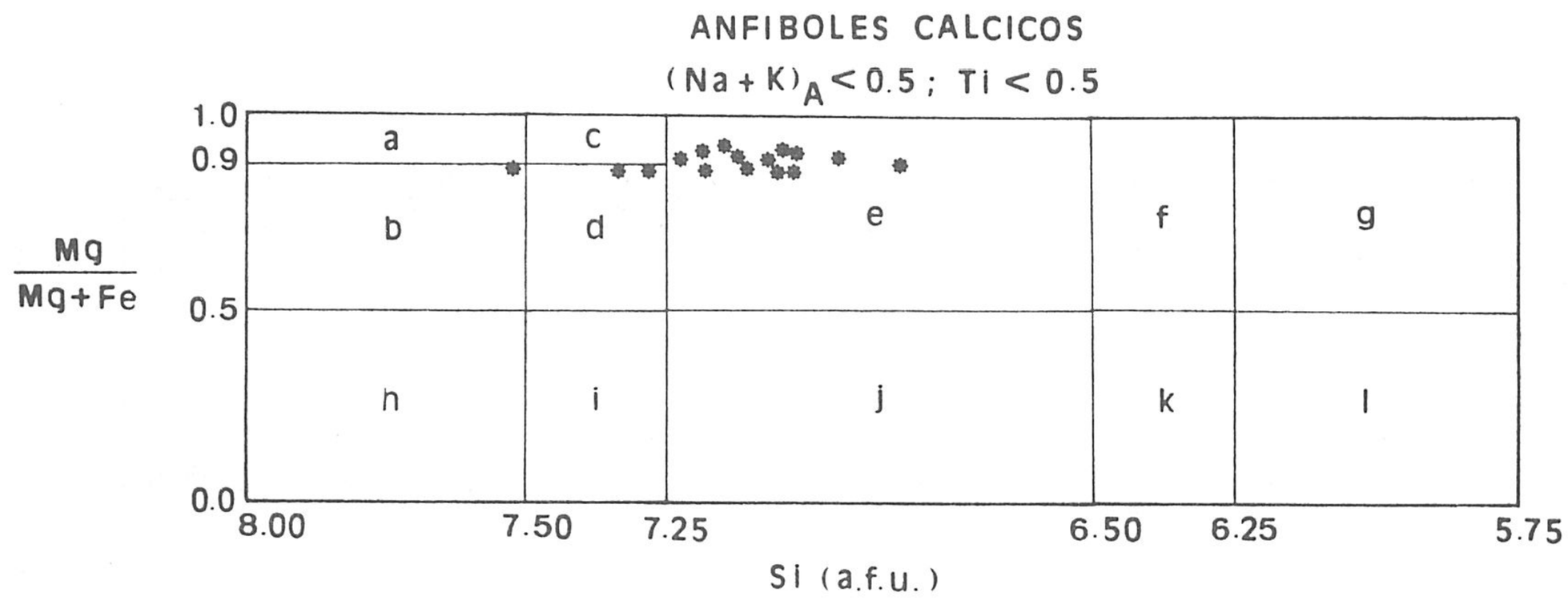


Fig.V.74. Nomenclatura de los anfíboles cálcicos de la roca encajante de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana, de acuerdo con el diagrama de anfíboles de Leake (1978). (a) tremolita, (b) actinolita, (c) hornblenda tremolítica, (d) hornblenda actinolítica, (e) magnesio-hornblenda, (f) hornblenda tschermakítica, (g) tschermakita (Al-tschermakita), (h) ferro-actinolita, (i) ferro-hornblenda actinolítica, (j) ferro-hornblenda, (k) ferro-hornblenda tschermakítica, (l) ferro-tschermakita.

las pegmatitas apoyan esta hipótesis, ya que las composiciones de los anfíboles pegmatíticos se sítuan en posiciones intermedias dentro del grupo composicional definido por los anfíboles de las rocas encajantes, aunque también podría representar contaminación con las rocas encajantes.

Se han realizado determinaciones geobarométricas en los anfíboles de acuerdo con los modelos de Hammarstrom y Zen (1986), Hollister *et al.* (1987), Johnson y Rutherford (1989) y Blundy y Holland (1990) que no han dado resultados satisfactorios, debido probablemente a los bajos contenidos, tanto en Al_{IV} como en Al_{VI} de las muestras estudiadas.

La temperatura de formación de los anfíboles presentes en este tipo de pegmatitas se situaría en torno a 630° C ± 75° C, de acuerdo con la geotermometría efectuada para el par anfíbol-plagioclasa, de acuerdo con el modelo de Blundy y Holland (1990). La temperatura de formación de las pegmatitas se situaría a temperaturas algo superiores, ya que el anfíbol es claramente posterior a la epidota y al granate, como se observa en los filones que aparecen zonados así como en las relaciones texturales con dichos minerales en los cuerpos no zonados. Estos resultados están de acuerdo con la temperatura determinada para el pico metamórfico regional de Sierra Albarrana (675° ± 25° C y 4.9 kb) establecidas por González del Tánago y Peinado (1990).

V.3.2. EPIDOTAS

V.3.2.1. INTRODUCCION

Los minerales del grupo de la epidota son silicatos con fórmula general $X_2 M_3 T_3 O_{12} (OH)$. La posición T corresponde a los grupos tetraédricos y está ocupada por Si, Al y pequeñas cantidades de Be. En la posición M, de carácter octaédrico, pueden aparecer cationes trivalentes o divalentes como son Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn^{3+}, Mn^{2+} o Ti. La posición X está ocupada fundamentalmente por Ca, aunque también pueder estar reemplazado por Ce, La, Y, Th, Fe^{2+}, Mn^{2+} y Mn^{3+}.

Los miembros finales más comunes del grupo son, de acuerdo con Deer *et al.* (1986):

zoisita	
	Ca_2 (Al Fe) Al_2 Si_3 O_{12} (OH)
clinozoisita	
epidota	Ca_2 (Fe^{3+} Al) Al_2 Si_3 O_{12} (OH)
piemontita	Ca_2 (Mn^{3+} Fe^{3+} Al)$_3$ Si_3 O_{12} (OH)
alanita	(Ca Ce La Y)$_2$ (Mn^{2+} Fe^{2+} Fe^{3+} Al)$_3$ Si_3 O_{12} (OH)

Este grupo de minerales presenta una gran variación composicional, debida fundamentalmente a la sustitución de Al por Fe^{3+} y a la sustitución acoplada Ca^{2+} + Fe^{3+} = REE^{3+} + Fe^{2+}.

No existe una nomenclatura aceptada universalmente para los términos monoclínicos con Fe y Al de este grupo de minerales. El nombre de clinozoisita suele usarse para describir aquellos miembros que son ópticamente positivos, con una composición aproximada de 15 moles % de Ca_2 Fe Al_2 Si_3 O_{12} (OH). Cristales ópticamente negativos y más ricos en Fe se suelen llamar pistacitas. Aquellos miembros que son ópticamente negativos y con composiciones que oscilan entre 15 y 33 moles % Ca_2 Fe Al_2 Si_3 O_{12} (OH) suelen denominarse epidotas (s.s.) (Deer *et al.*, 1986)

La estructura consiste en cadenas de octaedros que comparten un eje paralelas al eje cristalográfico *y*. Dichas cadenas son de dos tipos: una de ellas está formada por octaedros que contienen solamente Al (M2) y la otra cadena presenta octaedros de dos tipos M1 y M3. Los octaedros M3 contienen casi todo el Fe^{3+} y el Mg, mientras que en el octaedro M1 se condensa casi todo el Al de esta posición. Las cadenas de octaedros están unidas en la dirección del eje cristalográfico *z* por grupos tetraédricos simples [SiO_4] y por grupos tetraédricos dobles [Si_2O_7]. En esta estructura quedan cavidades relativamente grandes ocupadas generalmente por Ca en coordinación 9 o 10.

Por otra parte, las epidotas han sido descritas en una gran variedad de paragénesis. Suelen aparecer como productos de metamorfismo regional de grado medio y también se encuentran en rocas ígneas ácidas.

En este apartado se intenta describir la variación química que presentan las epidotas (s.s.) pertenecientes a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana y tratar de establecer sus condiciones de formación.

V.3.2.2. CARACTERISTICAS TEXTURALES

En las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana, los epidotas aparecen en los dos cuerpos estudiados de manera abundante, formando cristales euhédricos o subhédricos de tamaños variables (hasta 0.5 cm) (Fotos 49 y 50).

En lámina delgada son cristales ópticamente homogéneos de color amarillo con pleocroismo en amarillo pálido a amarillo limón. Presentan hábito granular. Con polarizadores cruzados se caracteriza porque un mismo cristal muestra bordes de colores de interferencia distinta ("traje de arlequín") (Fotos 49 y 50). No aparecen alteradas y el relieve es alto, el tipo óptico biáxico negativo con $2V \approx$ 70-80º, presentando carácter dispersivo (r > v). Muestran exfoliaciones según (001) y maclas según (110).

En los filones que presenta estructura interna simple, aparecen asociadas a anfíbol (poco abundante), cuarzo, biotita, clorita, plagioclasa, apatito y granate. La epidota es claramente anterior al granate, siendo frecuente observar cristales de ella transformándose

parcialmente a granate (Foto 51). Las relaciones texturales con el anfíbol son difíciles de establecer pero, parecen indicar que la epidota también es anterior al anfíbol.

En los lugares donde la pegmatita aparece zonada, las epidotas aparecen en bandas muy próximas al contacto con la roca encajante. La zonación de dichos cuerpos consiste (a escala submicroscópica y de borde a centro del filón) en una zona rica en epidota, seguida por otra zona rica en granate y por otra rica en cuarzo, apatito y anfíbol (Foto 47).

Las epidotas pertenecientes a las rocas encajantes muestran tamaños menores que las epidotas pegmatíticas y aparecen asociadas a plagioclasa (muy sericitizada), anfíbol y cuarzo.

V.3.2.3. COMPOSICION QUIMICA

Los resultados de los análisis químicos mediante Microsonda Electrónica, así como las fórmulas mineralógicas calculadas para 12.5 oxígenos, se muestran en la Tabla V.65. En dicha tabla también se presentan los valores correspondientes al contenido en pistacita [Ps = % de pistacita calculado como $100Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$] que varía entre Ps_{28} y Ps_{33}.

Las epidotas estudiadas presentan composiciones bastante homogéneas. Las variaciones composicionales más significativas (expresadas como porcentajes de variación relativa) aparecen para Fe_2O_3, MnO y MgO. Los cambios en SiO_2, Al_2O_3 y CaO son proporcionalmente pequeños. Los contenidos en Na_2O y K_2O son siempre inferiores al 0.6 % en peso. Los porcentajes en TiO_2 son bastante altos ($0.5\ \% < TiO_2 < 0.17\ \%$) en relación a los proporcionados por Deer *et al.* (1986) que suelen ser inferiores al 0.1 % en peso.

Los contenidos en fosforo son bastante bajos, aunque puede tratarse, de acuerdo con Deer *et al.* (1986), de inclusiones de apatito.

Las epidotas pertenecientes a la roca encajante (Tabla V.66) presentan menores contenidos en Fe ($12.49\ \% < Fe_2O_3 < 13.45\ \%$) y en componente pistacita (Ps_{25}-Ps_{27}) que las epidotas pegmatíticas.

V.3.2.4. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

La existencia de epidota de origen ígneo ha sido tratada por numerosos autores (Tullock, 1979; Naney, 1983; Zen y Hammarstrom, 1984; Vyhnal *et al.*, 1991), que han propuesto una serie de criterios texturales y químicos para diferenciar epidotas de origen ígneo de aquéllas formadas por reacciones subsólidus de carácter deutérico.

Tullock (1979), Zen y Hammarstrom (1984) y Moench (1986) indican algunos criterios texturales y reacciones para diferenciar epidotas magmáticas:

- cristales ópticamente homogéneos, euhédricos, débilmente pleocroicos (amarillento pálido), fuertemente birrefringentes y con presencia de maclado,
- cristales de epidota incluidos en cristales de biotita,
- presencia de reabsorciones de hornblenda con precipitación subsiguiente de epidota,
- contactos con plagioclasa, hornblenda o cuarzo muy irregulares y localmente mirmequíticos,
- presencia de intercrecimientos con la plagioclasa,
- similitud de tamaño entre epidotas y otras fases minerales magmáticas,
- aparición en rocas que no presentan alteraciones secundarias,
- intercrecimientos de epidotas con otras fases magmáticas.

TABLA V.65. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de epidotas de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana

Oxidos	BA-6nz	BA-6nz	BA-6nz	BA-6nz	BA-6nz	BA-6nz
SiO_2	37.22	37.59	37.35	37.31	37.40	37.37
Al_2O_3	21.28	22.06	21.42	21.35	21.24	21.14
Fe_2O_3	15.47	14.58	15.16	15.34	15.73	15.91
TiO_2	0.08	0.11	0.15	0.13	0.12	0.17
CaO	23.03	23.11	23.08	22.87	23.06	23.20
MnO	0.27	0.49	0.51	0.44	0.55	0.50
MgO	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04
Na_2O	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03
K_2O	0.02	0.02	0.00	0.04	0.01	0.02
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
TOTAL	97.45	98.03	97.80	97.55	98.23	98.39
			Nº de iones para 12.5 oxígenos			
Si	3.008	3.011	3.008	3.012	3.005	3.001
Al(IV)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	3.008	3.011	3.008	3.012	3.005	3.001
Al(VI)	2.027	2.083	2.034	2.031	2.011	2.000
Fe^{3+}	0.939	0.877	0.917	0.930	0.949	0.959
Ti	0.005	0.007	0.009	0.008	0.007	0.010
Σ(VI)	2.971	2.966	2.960	2.970	2.967	2.970
Ca	1.994	1.984	1.992	1.978	1.985	1.996
Mn	0.018	0.033	0.034	0.030	0.037	0.034
Mg	0.008	0.005	0.006	0.005	0.007	0.005
Na	0.004	0.003	0.004	0.005	0.007	0.005
K	0.002	0.002	0.006	0.004	0.001	0.002
Σ(X)	2.026	2.027	2.042	2.022	2.038	2.043
(OH)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ps	31.7	29.6	31.1	31.4	32.1	32.4
Oxidos	BA-6nz	BA-6nz	BA-7cz	BA-7cz	BA-7cz	BA-7cz
SiO_2	37.49	37.53	37.66	37.78	37.63	37.90
Al_2O_3	22.50	21.37	22.16	22.44	22.40	22.67
Fe_2O_3	14.06	15.50	14.57	14.40	13.99	13.89
TiO_2	0.09	0.11	0.09	0.06	0.05	0.06
CaO	23.14	23.09	23.05	23.08	22.97	23.14
MnO	0.75	0.51	0.62	0.66	0.74	0.66
MgO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04
Na_2O	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04
K_2O	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
TOTAL	98.11	98.15	98.20	98.50	97.83	98.39
			Nº de iones para 12.5 oxígenos			
Si	2.999	3.013	3.011	3.009	3.015	3.016
Al(IV)	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	3.000	3.013	3.011	3.009	3.015	3.016
Al(VI)	2.121	2.022	2.088	2.106	2.115	2.126
Fe^{3+}	0.845	0.935	0.875	0.861	0.842	0.830
Ti	0.005	0.007	0.005	0.004	0.003	0.004
Σ(VI)	2.971	2.963	2.968	2.971	2.960	2.960
Ca	1.983	1.986	1.974	1.969	1.972	1.973
Mn	0.051	0.035	0.042	0.044	0.050	0.044
Mg	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005
Na	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007
K	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000
Σ(X)	2.044	2.026	2.022	2.022	2.028	2.029
(OH)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ps	28.5	31.6	29.5	29.0	28.5	28.1

Composición de elementos mayores en % en peso. Ps = % de componente pistacita = $100Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$. P_2O_5 atribuido a inclusiones de apatito. Media de contenido en H_2O para epidotas = 1.86 (Deer *et al.*, 1986). Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota; nz: no zonación, cz: zona central.

TABLA V.65. Sigue

Oxidos	BA-7cz	BA-8nz	BA-8nz	BA-8nz	BA-8nz	BA-9nz
SiO_2	37.57	37.48	37.57	37.45	37.68	37.50
Al_2O_3	22.52	21.37	21.39	21.14	21.68	21.38
Fe_2O_3	13.95	15.59	15.55	15.78	15.25	15.83
TiO_2	0.06	0.09	0.11	0.13	0.15	0.14
CaO	22.98	23.28	23.52	23.58	23.30	23.24
MnO	0.62	0.34	0.36	0.34	0.35	0.33
MgO	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04
Na_2O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.06	0.05
K_2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
TOTAL	97.75	98.22	98.52	98.46	98.56	98.51
			Nº de iones para 12.5 oxígenos			
Si	3.011	3.008	3.007	3.003	3.009	3.003
Al(IV)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	3.011	3.008	3.007	3.003	3.009	3.003
Al(VI)	2.127	2.021	2.018	1.998	2.041	2.017
Fe^{3+}	0.840	0.940	0.935	0.951	0.915	0.952
Ti	0.003	0.005	0.006	0.008	0.009	0.008
Σ(VI)	2.970	2.966	2.959	2.957	2.964	2.977
Ca	1.973	2.002	2.017	2.026	1.994	1.993
Mn	0.042	0.023	0.024	0.023	0.024	0.023
Mg	0.006	0.005	0.003	0.004	0.005	0.005
Na	0.000	0.002	0.000	0.003	0.009	0.008
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000
Σ(X)	2.021	2.033	2.044	2.056	2.035	2.028
(OH)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ps	28.3	31.7	31.7	32.2	31.0	32.1

Composición de elementos mayores en % en peso. Ps = % de componente pistacita = $100Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$. Media de contenido en H_2O para epidotas = 1.86 (Deer *et al.*, 1986). P_2O_5 atribuido a inclusiones de apatito. Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota; nz: no zonación, cz: zona central.

Las epidotas pertenecientes a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana muestran características texturales que indican carácter primario, siendo dichas características bastante diferentes a las de las epidotas pertenecientes a las rocas encajantes.

Algunos autores han propuesto criterios químicos para el reconocimiento de epidota magmática. Naney (1983) proporciona análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de epidotas con contenidos en pistacita entre Ps_{27} y Ps_{30}. Tulloch (1979, 1986) indica que las epidotas formadas por alteración de plagioclasa presentan contenidos en pistacita entre Ps_0 y Ps_{24}, las epidotas formadas por alteración de biotita oscilan entre Ps_{36} y Ps_{48} y, por último, las epidotas de carácter magmático entre Ps_{25} y Ps_{29}. Vyhnal *et al.* (1991) opinan que las epidotas magmáticas oscilan entre Ps_{25} y Ps_{33}.

Las fórmulas deducidas a partir de los análisis de Microsonda Electronica muestran contenidos en pistacita entre 28 y 33 %, lo que parece indicar un carácter primario.

Naney (1983) mostró que, en un sistema con cierto contenido en agua a 8 kb de presión, el campo de estabilidad de la epidota se extiende desde la región subsólidus (600º C) hasta una temperatura máxima de 700º C. Dicho intervalo (600º - 700º C) representa un intervalo hipersólidus de estabilidad de epidota de aproximadamente 100º C, que depende del contenido en agua. Sin embargo, en el mismo sistema, pero a 2 kb de presión, la epidota no estaba presente. Por ello, este autor interpretó este intervalo (600º - 700º C) como el campo de estabilidad de la epidota en condiciones magmáticas. Naney (1983) también observó que, a 8 kb y con contenidos en agua superiores al 7 %, la epidota y la hornblenda coexisten en un estrecho rango de temperatura de 30º C (670º - 700º C).

TABLA V.66. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de epidotas de las rocas encajantes de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana

Oxidos	BA-9rz	BA-9rz	BA-8rz
SiO_2	37.68	37.90	37.90
Al_2O_3	32.02	23.59	23.26
Fe_2O_3	13.45	12.49	13.05
TiO_2	0.06	0.06	0.09
CaO	23.00	23.17	23.40
MnO	0.65	0.76	0.61
MgO	0.04	0.06	0.04
Na_2O	0.00	0.00	0.04
K_2O	0.00	0.01	0.00
P_2O_5	0.01	0.02	0.00
TOTAL	97.91	98.06	98.18
	Nº de iones para 12.5 oxígenos		
Si	3.008	3.012	3.000
Al(IV)	0.000	0.000	0.000
Σ(VI)	3.008	3.012	3.000
Al(VI)	2.166	2.210	2.182
Fe^{3+}	0.807	0.746	0.780
Ti	0.004	0.004	0.006
Σ(VI)	2.976	2.959	2.968
Ca	1.967	1.973	1.996
Mn	0.044	0.051	0.041
Mg	0.005	0.007	0.005
Na	0.000	0.000	0.007
K	0.000	0.001	0.000
Σ(X)	2.016	2.032	2.048
(OH)	1.000	1.000	1.000
Ps	27.1	25.2	26.3

Composición de elementos mayores en % en peso. Ps = % de componente pistacita = $100Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$. Media de contenido en H_2O para epidotas = 1.86 (Deer *et al.*, 1986). P_2O_5 atribuido a inclusiones de apatito. Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota; rz: roca encajante.

Moench (1986) describe epidota primaria en plutones graníticos emplazados, entre 2 y 4 kb de presión, en facies de esquistos verdes a anfibolitas. Vihnal *et al.*,(1991) indican que la epidota primaria podría ser estable a presiones de 3.3 kb en condiciones oxidantes y en magmas graníticos saturados en agua.

Por tanto, los resultados anteriores indican que, con el incremento del contenido en sílice y agua en la composición global de las rocas encajantes, puede formarse epidota magmática a presiones más bajas (2 - 4 kb) que las indicadas por Naney (1983). En este caso, la variable más importante es la fugacidad de oxígeno (Zen y Hammarstrom, 1986).

Las características ópticas, texturales y químicas de las epidotas pertenecientes a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana sugieren un carácter primario y formación a presiones superiores a 3.3 kb. Su asociación a hornblenda actinolítica y magnesio-hornblenda indicaría temperaturas de formación próximas a 650° C. Estos datos están de acuerdo con las condiciones termobarométricas determinadas para el pico térmico de Sierra Albarrana por González del Tánago y Peinado, 1990 (675° C $\pm$ 25° C, 4.9 $\pm$ 0.5 kb) y Azor, 1992 (comun. personal)(600° - 650° C , 4kb).

V.3.3. GRANATES

V.3.3.1. CARACTERISTICAS MORFOLOGICAS, OPTICAS Y TEXTURALES

En las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana, los granates aparecen

en los dos cuerpos estudiados de manera relativamente abundante. Los granates pertenecientes a este tipo de pegmatitas forman cristales euhédricos o subhédricos de carácter esquelético, con tamaños de grano variables aunque inferior al centímetro. Frecuentemente están fracturados, suelen estar alterados a óxidos de hierro, biotita y clorita, e presentan inclusiones de cuarzo, feldespato y plagioclasa (Foto 52).

En las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana, los anfíboles aparecen dispersos por todo el cuerpo pegmatítico cuando presentan estructura simple o no zonada o en la parte intermedia de filones zonados. La zonación de dichos cuerpos consiste (a escala submicroscópica y de borde a centro del filón) en una zona rica en epidota, seguida por una zona rica en granate y por una zona rica en cuarzo, apatito y anfíbol (Foto 47). La epidota es claramente anterior al granate, siendo frecuente observar cristales de epidota transformándose parcialmente a granate (Foto 51). En los cuerpos no zonados también se aprecia que el anfíbol es posterior a dichos minerales.

No se observan zonaciones ópticas en los cristales de granates estudiados, por lo que es necesario realizar análisis mediante Microsonda Electrónica para detectar las variaciones químicas de centro a borde de los cristales. De acuerdo con Lessing y Standish (1973) este fenómeno es bastante frecuente y, la mayoria de los granates citados en la literatura, no muestran zonación visible o dicha zonación presenta carácter oscilatorio.

V.3.3.2. ZONACION QUIMICA

Los resultados de los análisis químicos de los distintos granates estudiados, así como sus fórmulas mineralógicas, se presentan en las Tablas V.67 y V.68. De las fórmulas mineralógicas se deduce que existen dos tipos fundamentales de granates en las muestras estudiadas. El primer tipo es un granate espesartínico (BA-1cz, BA-2nz, Ba-3nz, Tabla V.67), mientras que el segundo correspondería a un granate andradítico (BA-4nz, Tabla V.67), de acuerdo con los criterios de nomenclatura de la IMA para soluciones sólidas minerales (Nickel, 1992).

Los granates de tipo espesartínico ($46\% < Esp < 52\ \%$) muestran porcentajes relativamente elevados en el término grosularia ($20\% < Gro < 28\%$) y porcentajes inferiores en los términos Almandino ($8\% < Alm < 16\%$), andradita ($8\% < And < 11\%$) y piropo ($4\% < Prp < 6\%$). Por otro lado, los granates de tipo andradítico ($55\% <$ and $< 74\%$), presentan porcentajes menores de espesartina ($5\% < Esp < 22\%$) y grosularia ($10\% < Gro < 37\%$) y valores muy bajos en el término almandino ($0.2\% < Prp < 2\%$).

Las variaciones composicionales más significativas (expresadas como porcentajes de variación relativa) aparecen para Al_2O_3, FeO, MnO y CaO. Los cambios en SiO_2 y MgO son proporcionalmente bajos.

En los granates espesartínicos el porcentaje de Fe ha sido expresado como FeO, mientras que para los granates andradíticos ha sido recalculado para expresarlo como (FeO + Fe_2O_3) de acuerdo con los siguientes criterios sobre las fórmulas normalizadas a 8 cationes:

$$Al_{IV} = 3 - Si$$
$$Al_{VI} = Al_{TOTAL} - Al_{IV}$$
$$Fe^{3+} = 2 - Al_{VI}$$
$$Fe^{2+} = Fe_{TOTAL} - Fe^{3+}$$

Baldwin y Knorring (1983) proponen usar la variación de (FeO + MgO) frente a (MnO + CaO) como índice de evolución relativa y de cristalización progresiva. El diagrama muestra que todos los granates estudiados son muy ricos en Mn y Ca (Fig. V.75). Los dos tipos de granates estudiados se sitúan dentro del campo de granates ricos en Mn.

TABLA V.67. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de granates de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana

Oxidos	Ba-1iz		BA-2nz		BA-3nz	
	c	b	c	b	c	b
SiO_2	37.35	37.39	37.24	37.26	37.24	37.13
Al_2O_3	19.59	19.60	19.02	19.17	19.26	19.52
TiO_2	0.14	0.10	0.07	0.05	0.09	0.08
FeO	3.96	4.59	6.77	6.88	6.88	6.90
Fe_2O_3	2.66	2.85	3.63	3.37	3.11	2.73
MnO	22.69	21.77	20.52	21.10	21.47	22.04
MgO	1.07	1.43	1.43	1.51	1.49	1.48
CaO	12.34	12.22	11.34	10.66	10.37	9.87
Na_2O	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01
K_2O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
P_2O_5	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
TOTAL	99.81	99.96	100.05	100.08	99.93	99.77
	Nº de iones para 8 cationes					
Si	2.991	2.985	2.984	2.986	2.990	2.985
Al(IV)	0.009	0.015	0.016	0.014	0.010	0.015
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	1.840	1.829	1.781	1.797	1.812	1.835
Fe^{3+}	0.160	0.171	0.219	0.203	0.188	0.165
Σ(VI)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe^{2+}	0.265	0.306	0.454	0.461	0.462	0.464
Mn	1.549	1.483	1.407	1.445	1.472	1.512
Mg	0.129	0.171	0.172	0.182	0.180	0.179
Ca	1.065	1.053	0.984	0.923	0.899	0.857
Σ(VI)	3.008	3.013	3.017	3.011	3.013	3.012
And	8.02	8.60	11.01	10.22	9.42	8.29
Esp	51.46	49.32	46.69	47.97	48.84	50.28
Gro	27.36	26.42	21.63	20.43	20.42	20.19
Alm	8.87	0.93	0.73	0.93	0.69	0.63
Prp	0.93	9.98	14.96	15.35	15.35	15.29

Oxidos	Ba-3nz		BA-3nz		BA-3nz	
	c	b	c	b	c	b
SiO_2	37.12	36.87	36.18	36.27	36.87	36.02
Al_2O_3	14.39	11.54	5.98	7.70	7.51	5.55
TiO_2	0.16	0.28	0.45	0.39	0.33	0.42
FeO	3.44	2.54	1.22	1.08	0.25	1.33
Fe_2O_3	10.72	14.76	22.86	20.34	21.22	23.47
MnO	12.65	9.60	5.29	8.63	2.87	4.88
MgO	0.50	0.36	0.21	0.24	0.13	0.17
CaO	21.23	24.16	28.08	25.63	31.64	28.22
Na_2O	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03
K_2O	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
P_2O_5	0.04	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03
TOTAL	100.28	100.14	100.29	100.33	100.84	100.12
	Nº de iones para 8 cationes					
Si	2.987	2.994	2.994	2.990	2.988	2.990
Al(IV)	0.013	0.006	0.006	0.010	0.012	0.010
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	1.351	1.098	0.577	0.738	0.706	0.534
Fe^{3+}	0.649	0.902	1.423	1.262	1.294	1.466
Σ(VI)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe^{2+}	0.231	0.173	0.085	0.074	0.017	0.093
Mn	0.862	0.660	0.371	0.603	0.197	0.343
Mg	0.060	0.043	0.025	0.030	0.015	0.021
Ca	1.830	2.102	2.489	2.263	2.748	2.510
Σ(VI)	2.983	2.978	2.970	2.970	2.977	2.967
And	32.62	45.42	71.88	63.73	65.21	74.13
Esp	28.89	22.17	12.49	20.29	6.62	11.57
Gro	28.73	25.18	11.94	12.48	27.02	10.47
Alm	7.76	5.80	2.85	2.51	0.57	3.12
Prp	2.00	1.45	0.85	1.00	0.51	0.70

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartina, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularia, And: % componente andradita. b: borde del cristal, c: centro del cristal. Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota; iz: zona intermedia, nz: no zonación.

TABLA V.67. Sigue

Oxidos	BA-4nz		BA-4nz		BA-4nz	
	c	b	c	b	c	b
SiO_2	36.71	36.12	37.18	36.41	37.09	36.84
Al_2O_3	7.77	5.67	9.36	7.35	8.40	7.65
TiO_2	0.39	0.47	0.22	0.32	0.35	0.39
FeO	0.38	1.11	0.60	0.16	0.38	0.63
Fe_2O_3	20.63	23.27	18.24	21.24	19.68	20.64
MnO	2.65	5.31	2.49	4.05	2.69	3.18
MgO	1.32	1.34	0.11	0.52	2.00	1.99
CaO	31.50	28.09	31.86	30.39	31.70	30.83
Na_2O	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02
K_2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
P_2O_5	0.04	0.00	0.02	0.05	0.04	0.01
TOTAL	101.39	101.41	100.11	100.51	100.33	100.18
	Nº de iones para 8 cationes					
Si	2.990	2.994	3.004	2.982	3.003	3.003
Al(IV)	0.010	0.006	0.000	0.018	0.000	0.000
Σ(IV)	3.000	3.000	3.004	3.000	3.003	3.003
Al	0.736	0.549	0.891	0.691	0.801	0.734
Fe^{3+}	1.264	1.451	1.109	1.309	1.199	1.266
Σ(VI)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe^{2+}	0.026	0.077	0.041	0.011	0.026	0.043
Mn	0.183	0.372	0.170	0.281	0.184	0.219
Mg	0.014	0.023	0.009	0.014	0.012	0.016
Ca	2.749	2.495	2.758	2.667	2.750	2.692
Σ(VI)	2.972	2.967	2.978	3.072	2.972	2.970
And	63.81	73.38	55.84	66.03	60.51	63.92
Esp	6.15	12.56	5.72	9.45	6.20	7.39
Gro	28.68	10.72	36.76	23.67	32.02	26.72
Alm	0.87	2.58	1.36	0.36	0.88	1.44
Prp	0.49	0.76	0.31	0.48	0.40	0.54

Oxidos	BA-4nz		BA-4nz	
	c	b	c	b
SiO_2	37.09	36.41	36.28	36.57
Al_2O_3	8.61	6.04	6.98	8.70
TiO_2	0.38	0.47	0.40	0.28
FeO	0.00	0.83	1.45	1.17
Fe_2O_3	19.55	22.91	21.36	18.93
MnO	2.45	5.68	6.65	9.02
MgO	0.07	0.18	0.22	0.21
CaO	32.35	28.22	26.94	25.60
Na_2O	0.02	0.04	0.00	0.02
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.01
P_2O_5	0.02	0.01	0.01	0.02
TOTAL	100.54	100.79	100.29	100.53
	Nº de iones para 8 cationes			
Si	2.994	2.996	2.995	2.994
Al(IV)	0.006	0.004	0.005	0.006
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	0.913	0.582	0.673	0.834
Fe^{3+}	1.187	1.418	1.327	1.166
Σ(VI)	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe^{2+}	0.000	0.057	0.100	0.080
Mn	0.168	0.396	0.465	0.626
Mg	0.009	0.002	0.027	0.026
Ca	2.798	2.488	2.382	2.246
Σ(VI)	2.975	2.943	2.974	2.978
And	59.89	71.80	66.92	58.74
Esp	5.63	13.35	15.63	21.01
Gro	34.19	12.17	13.19	16.68
Alm	0.00	1.93	3.36	2.69
Prp	0.29	0.75	0.89	0.87

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartina, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularia, And: % componente andradita. b: borde del cristal, c: centro del cristal. Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota; iz: zona intermedia, nz: no zonación.

TABLA V.68. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de granates de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota (perfiles composicionales de borde a centro del cristal)

Oxidos	BA-1iz				
	b		c		b
SiO_2	37.39	37.19	37.35	37.44	37.43
Al_2O_3	19.60	19.51	19.59	19.56	19.42
TiO_2	0.10	0.13	0.14	0.14	0.08
FeO	4.59	3.80	3.96	3.72	5.64
Fe_2O_3	2.85	3.06	2.66	2.83	2.92
MnO	21.77	22.80	22.69	22.34	20.20
MgO	1.43	1.11	1.07	1.03	1.54
CaO	12.22	12.30	12.34	12.92	12.40
Na_2O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
K_2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
P_2O_5	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00
TOTAL	99.96	99.95	99.81	100.01	99.66
	Nº de iones para 8 cationes				
Si	2.985	2.976	2.991	2.990	2.994
Al(IV)	0.015	0.024	0.009	0.010	0.006
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	1.829	1.816	1.844	1.830	1.824
Fe^{3+}	0.171	0.184	0.160	0.170	0.176
Σ(VI)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe^{2+}	0.306	0.254	0.265	0.248	0.377
Mn	1.472	1.545	1.539	1.511	1.369
Mg	0.170	0.133	0.128	0.123	0.183
Ca	1.045	1.055	1.058	1.105	1.062
Σ(VI)	2.993	2.992	2.990	2.987	2.991
And	8.60	9.28	8.02	8.52	8.81
Esp	49.32	51.92	51.46	50.57	45.75
Gro	26.42	26.16	27.36	28.48	26.71
Alm	9.98	8.18	8.87	8.31	12.61
Prp	5.69	4.46	4.29	4.11	6.12

Oxidos	BA-3nz						
	b			c			b
SiO_2	36.87	36.27	36.71	37.12	36.52	36.59	36.79
Al_2O_3	11.54	7.81	9.91	14.39	9.17	9.86	10.22
TiO_2	0.28	0.33	0.35	0.16	0.29	0.27	0.30
FeO	2.54	1.19	1.66	3.44	1.53	1.70	1.75
Fe_2O_3	14.75	20.32	16.94	10.72	18.28	16.91	16.53
MnO	9.60	7.62	9.75	12.65	7.54	9.65	9.70
MgO	0.36	0.22	0.29	0.50	0.24	0.27	0.28
CaO	24.16	26.49	24.45	21.23	26.43	24.47	24.53
Na_2O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
K_2O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
P_2O_5	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.02	0.02
TOTAL	100.13	100.29	100.08	100.28	100.05	99.74	100.13
	Nº de iones para 8 cationes						
Si	2.994	2.984	3.006	2.987	2.990	3.006	3.006
Al(IV)	0.006	0.016	0.000	0.013	0.010	0.000	0.000
Σ(IV)	3.000	3.000	3.006	3.000	3.000	3.006	3.006
Al	1.098	0.742	0.956	1.351	0.874	0.954	0.984
Fe^{3+}	0.902	1.258	1.044	0.649	1.126	1.046	1.016
Σ(VI)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe^{2+}	0.173	0.082	0.113	0.231	0.105	0.117	0.119
Mn	0.685	0.560	0.706	0.885	0.548	0.700	0.700
Mg	0.045	0.028	0.037	0.061	0.031	0.034	0.036
Ca	2.182	2.460	2.237	1.880	2.429	2.248	2.237
Σ(VI)	3.085	3.130	3.093	3.057	3.113	3.099	3.092
And	45.40	63.42	52.73	32.62	56.77	52.73	51.27
Esp	22.17	17.86	22.78	28.89	17.58	22.57	22.59
Gro	25.18	15.05	19.49	28.73	21.15	19.69	20.96
Alm	5.80	2.75	3.82	7.76	3.52	3.92	4.02
Prp	1.45	0.92	1.19	2.00	0.99	1.09	1.06

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartina, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularia, And: % componente andradita. b: borde del cristal, c: centro del cristal. Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota, iz: zona intermedia, nz: no zonación.

TABLA V.68. Sigue

Oxidos	BA-3nz					
	b		c			b
SiO_2	36.02	36.77	36.87	36.71	36.07	36.44
Al_2O_3	5.55	9.03	7.51	7.65	5.29	6.31
TiO_2	0.42	0.38	0.33	0.35	0.44	0.38
FeO	1.33	0.23	0.25	0.61	1.20	0.75
Fe_2O_3	23.47	19.06	21.22	20.64	23.91	22.61
MnO	4.88	3.08	2.87	2.96	4.48	3.84
MgO	0.17	0.11	0.13	0.12	0.15	0.14
CaO	28.22	31.41	31.64	31.06	28.74	29.99
Na_2O	0.03	0.04	0.01	0.01	0.00	0.03
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
P_2O_5	0.03	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.09	100.17	100.84	100.11	100.29	100.50
	Nº de iones para 8 cationes					
Si	2.990	2.977	2.988	2.996	2.991	2.992
Al(IV)	0.010	0.023	0.012	0.004	0.009	0.008
Σ(IV)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	0.534	0.839	0.706	0.732	0.508	0.603
Fe^{3+}	1.466	1.161	1.294	1.268	1.492	1.397
Σ(VI)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe^{2+}	0.093	0.016	0.017	0.042	0.083	0.051
Mn	0.343	0.211	0.197	0.205	0.315	0.264
Mg	0.021	0.013	0.015	0.015	0.019	0.017
Ca	2.510	2.724	2.748	2.716	2.554	2.638
Σ(VI)	2.967	2.964	2.977	2.978	2.971	2.970
And	74.13	58.74	65.21	63.87	75.32	70.55
Esp	11.57	7.13	6.62	6.88	10.60	8.90
Gro	10.47	33.16	27.09	27.35	10.64	18.26
Alm	3.12	0.52	0.57	1.40	2.80	1.73
Prp	0.70	0.45	0.51	0.49	0.64	0.56

Composición de elementos mayores en % en peso. Alm : % componente almandino, Esp: % componente espesartina, Prp: % componente piropo, Gro: % componente grosularia, And: % componente andradita. b: borde del cristal, c: centro del cristal. Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota, iz: zona intermedia, nz: no zonación.

Las variaciones composicionales en granates pegmatíticos proporcionan una importante información petrogenética. Por ello, hemos representado los valores de FeO, MnO y MgO en el diagrama triangular que Salye (1975) propone para estimar el tipo de pegmatita de la que proceden (Fig. V.76). Todos los granates estudiados pertenecientes a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana se representan muy próximos al vértice MnO debido a su alta concentración de Mn.

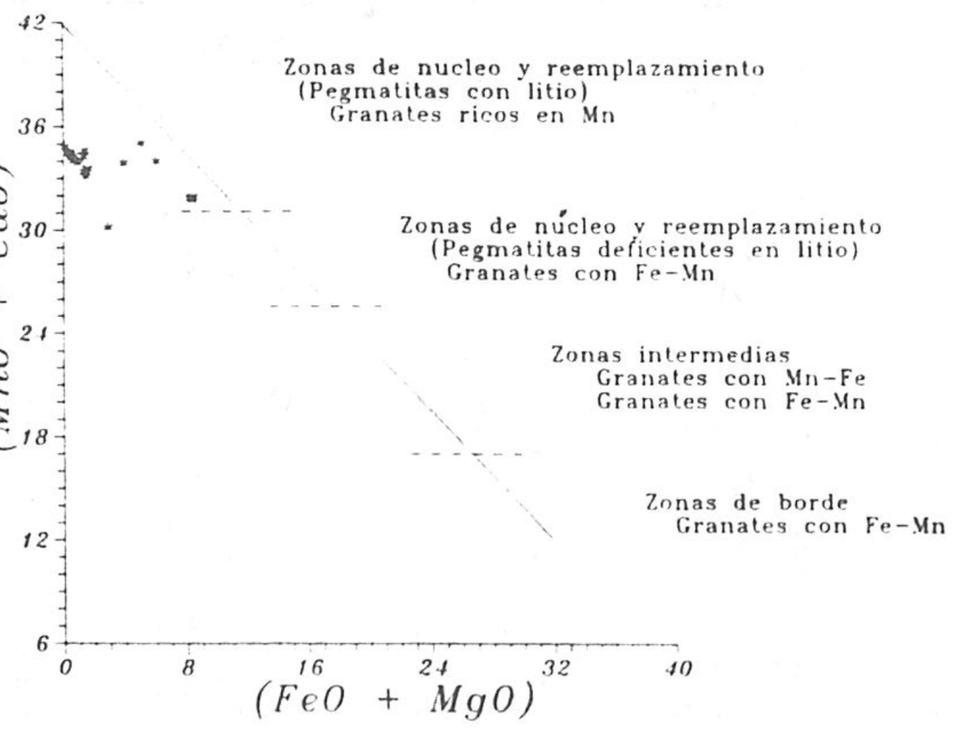


Fig. V.75. *Diagrama (FeO+MgO) frente a (MnO+CaO) para granates pertenecientes a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana (representados por estrellas) para expresar el índice de evolución relativa (modificado de Baldwin y Knorring, 1983).*

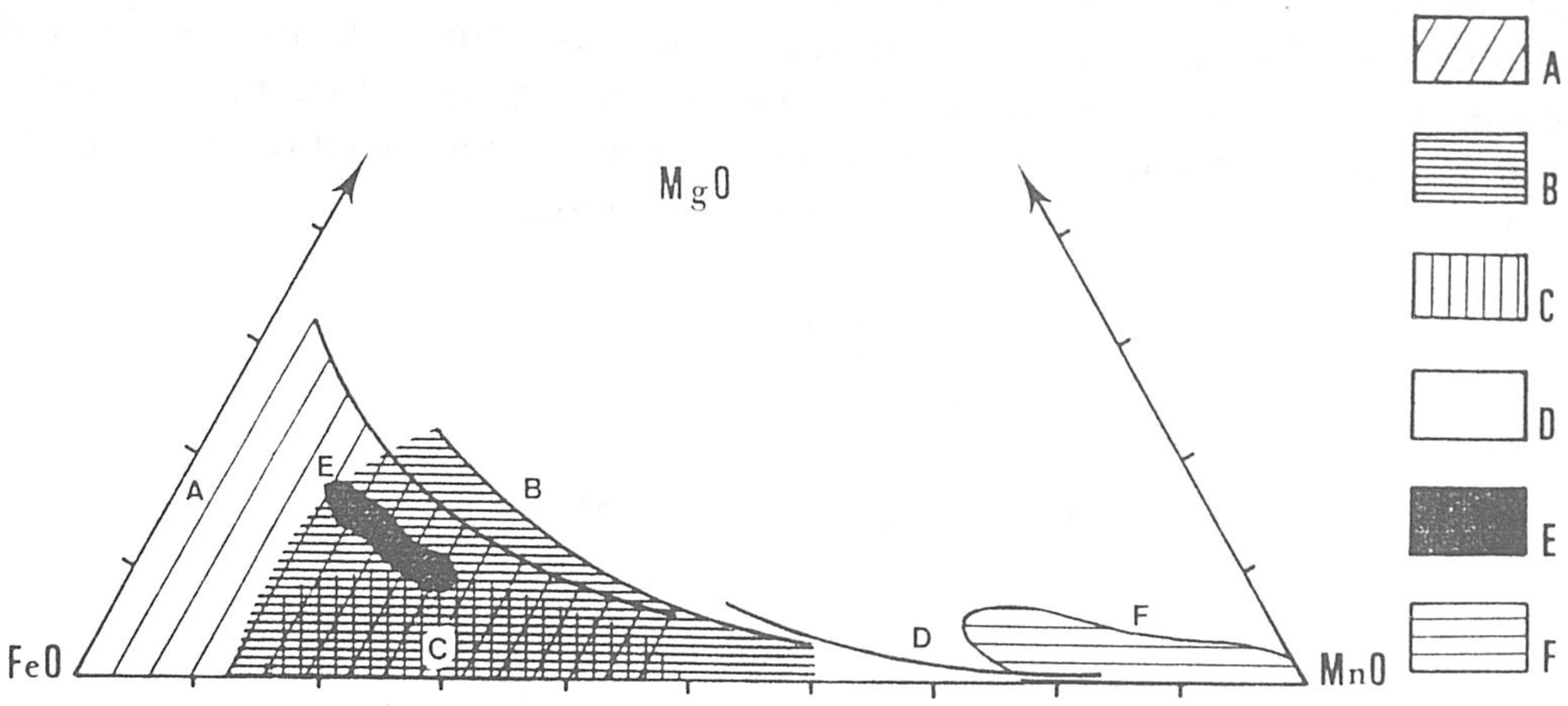


Fig.V.76. Campos composicionales de granates de distintos tipos pegmatíticos (modificado de Hawthorne y Cerny, 1982). (A) y (B) formaciones moscovíticas, (C) formación moscovítica + formación de metales raros, (D) formación de elementos raros, (E) pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana, (F) pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana.

En la Fig. V.77 se muestran los diagramas composicionales de los granates de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana. En dicho diagrama se diferencian los dos tipos de granates (espesartínicos y andradíticos descritos anteriormente). También se observa que la variación composicional de los granates espesartínicos es bastante pequeña, mientras que la de los granates andradíticos es bastante más amplia y se aprecia una mayor dispersión de las muestras.

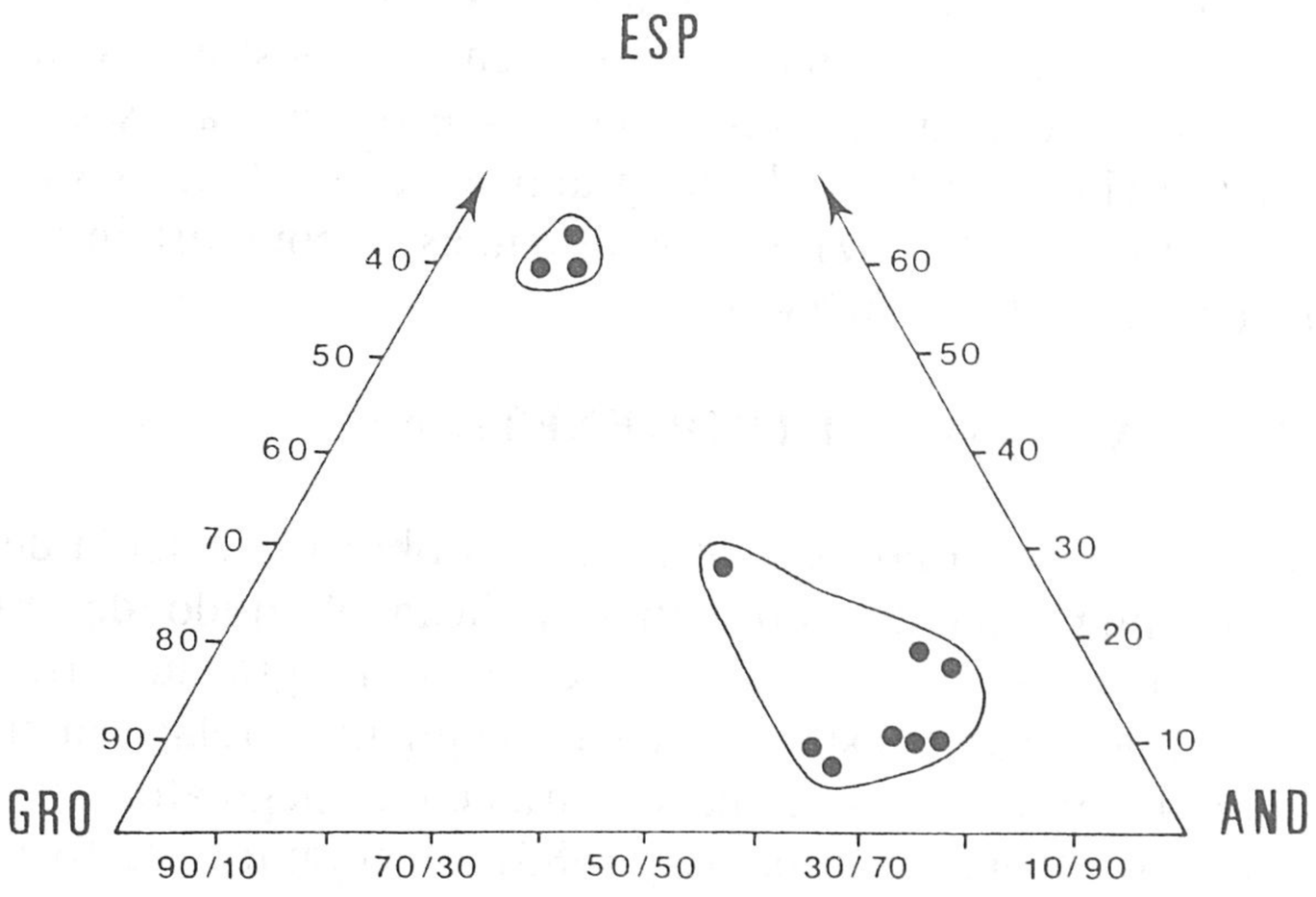


Fig.V.77. Composición media de los granates de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana.

Con objeto de evaluar la zonación composicional de los granates estudiados se han representado los valores correspondientes a borde y centro de grano (Tabla V.67) en el diagrama composicional de granates. Los resultados se muestran en la Fig. V.78, donde se observa que los mayores grados de variación composicional se dan en las muestras más ricas en el término andradita, mientras que las muestras con mayor proporción en el término espesartina muestran variaciones proporcionalmente menores.

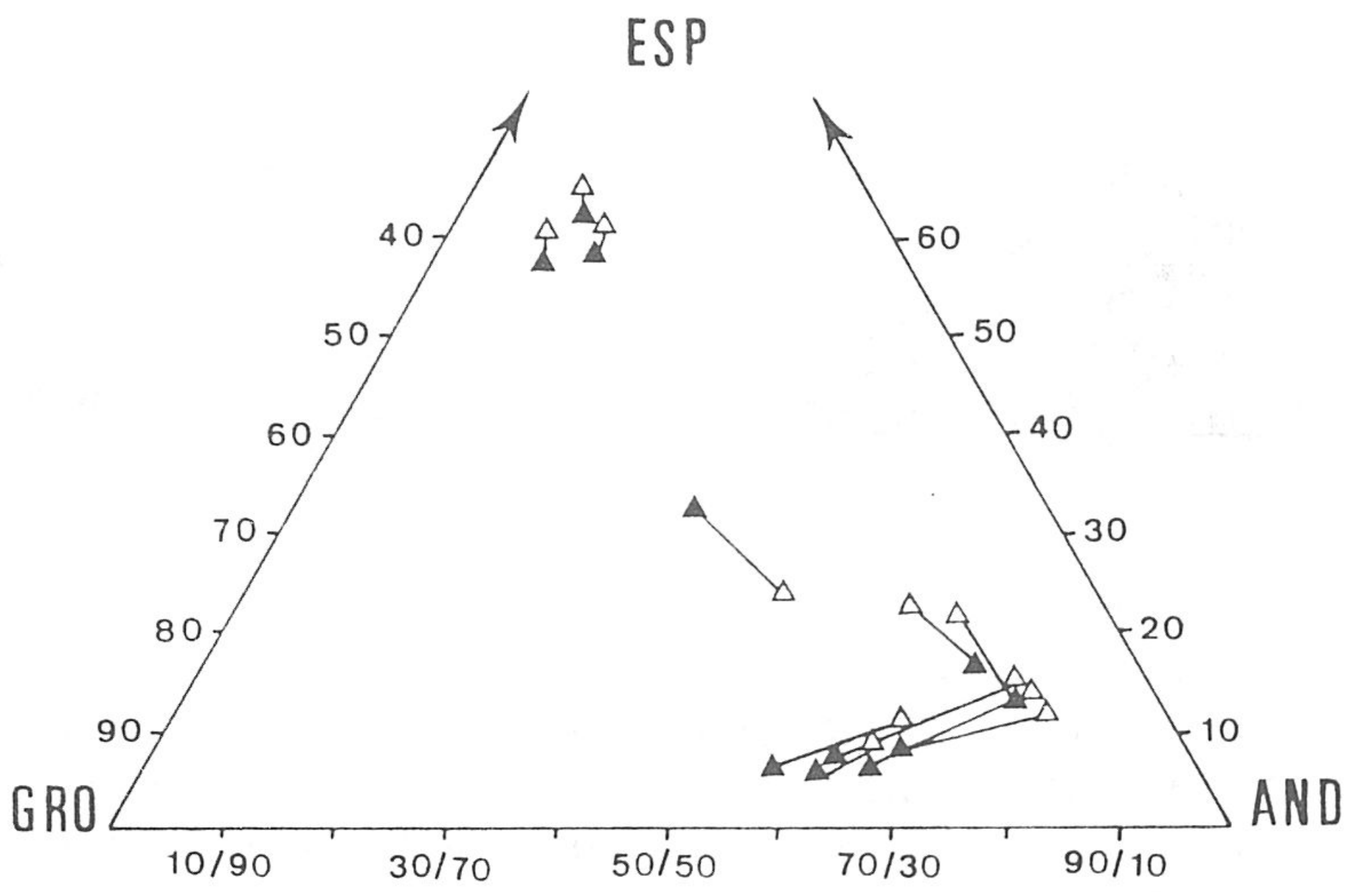


Fig. V.78. Zonación composicional de los granates de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana. Símbolos vacios: borde, símbolos llenos: centro.

Los granates pegmatíticos analizados presentan zonación química. Esta zonación es más patente para Fe, Mn y Ca que para Mg (Tabla V.68). Respecto a otros elementos, hay que mencionar que la distribución de Si y Al es muy homogénea, con pequeñas fluctuaciones en ambos casos. Los elementos minoritarios (Ti, P y Na) presentan una distribución irregular, sin tendencias definidas. Los perfiles de zonación composicional correspondientes a los elementos más significativos se muestran en la Fig. V.79.

En casi todos los casos estudiados (salvo en la muestra BA-3nz) se observa una tendencia normal, es decir, con una disminución progresiva en Ca asociada a un incremento en Fe, Mn y Mg desde el centro al borde del grano. Estas tendencias son más pronunciadas en los granates espesartínicos (BA-1iz), donde las pautas de comportamiento reflejan cambios menores en todos los elementos analizados.

V.3.3.3. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

Los granates asociados a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana, así como el tipo de alteración que presentan, indican el grado de fraccionamiento que muestran dichos cuerpos pegmatíticos. La presencia de granates ricos en componente espesartínico y andradítico parece estar asociada a pegmatitas relativamente evolucionadas.

La asociación de granate, moscovita y cuarzo en las pegmatitas estudiadas indican (de acuerdo con las ideas de Balwin y Knorring, 1983) temperaturas de formación de 580° C a 1 kb de presión y de 550° - 650° C a 4 kb de presión.

Las condiciones del pico metamórfico en el área de Sierra Albarrana (4 kb y 675° C, González del Tánago y Peinado, 1990), así como las temperaturas deducidas a partir de estudios de geotermometría de feldespatos (500 $\pm$ 30° C) y de berilos (500° - 550° C) parecen

estar de acuerdo con las temperaturas y presiones estimadas a partir de la composición de los granates.

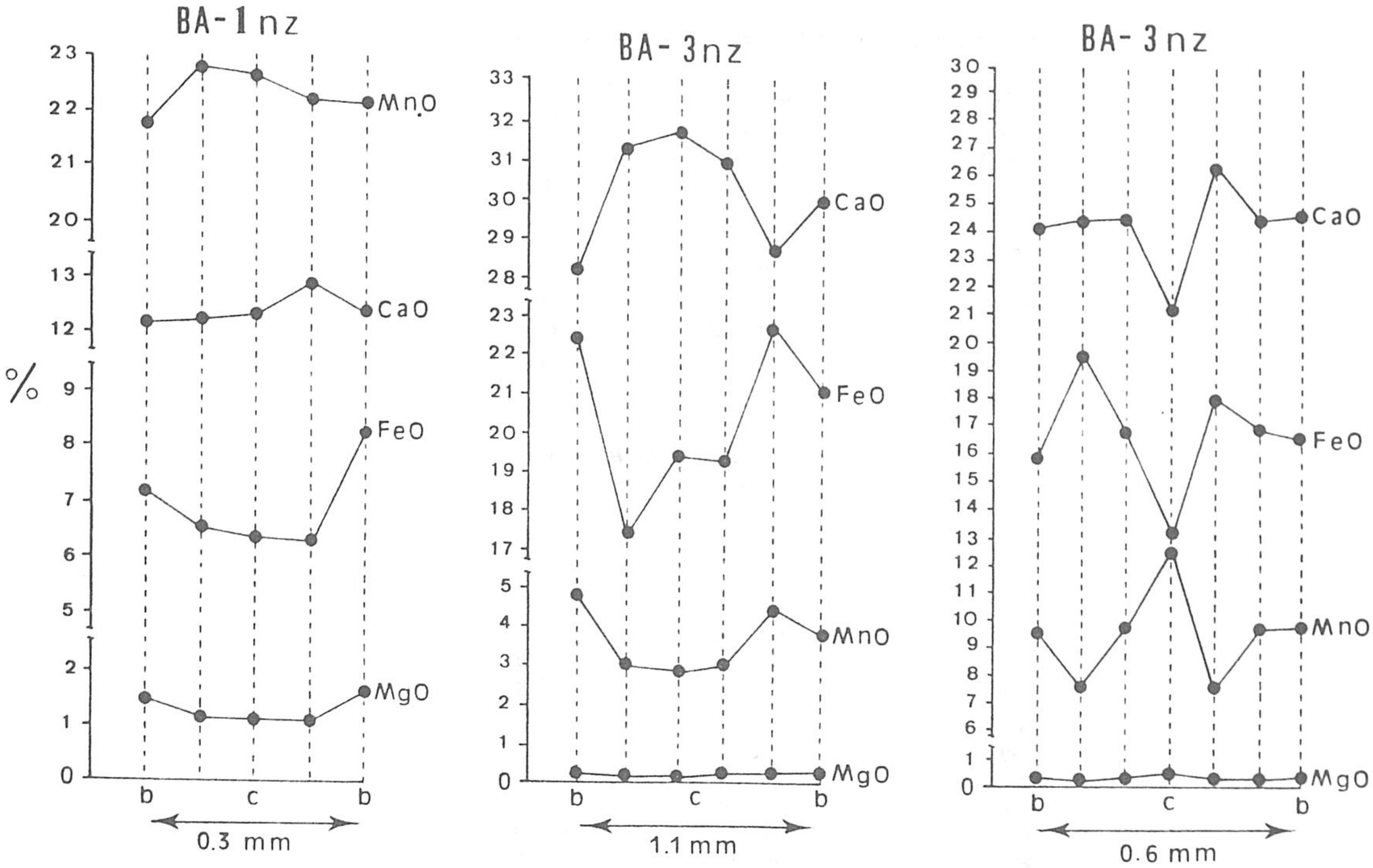


Fig. V.79. Variación composicional de cristales de granate pertenecientes a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana descritos en la Tabla V.68. (b) borde, (c) centro. Fe expresado como FeO.

V.3.4. APATITO

Siguiendo la clasificación paragenética de Moore (1982) los fosfatos que aparecen en las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana corresponden a **fosfatos primarios**. Tal y como indica Moore (1982), consideramos fosfatos primarios a aquéllos que han cristalizado durante las etapas de consolidación de las pegmatitas siendo, generalmente, anhidros o muy poco hidratados e incluyendo fluor.

Aparecen en los dos afloramientos de pegmatitas de este tipo que afloran en Sierra Albarrana como constituyentes minoritarios. Suelen presentarse asociados a epidota y granate.

En la Tabla V.69 se presentan análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de apatitos pertenecientes a este tipo de pegmatitas. La observación de la Tabla revela diversas características sobre el quimismo de este mineral. La sílice aparece con valores muy bajos, situándose entre 0.06 y 0.09 % en peso. Los contenidos en titanio y aluminio de estos apatitos son nulos. Por el contrario, los porcentajes de MnO_2 no son muy elevados (hasta 0.24 % en peso de MnO_2) presentando valores característicos de pegmatitas (Deer *et al.*, 1962; Moore, 1973 y 1982). Así, la razón Mn:Ca alcanza valores de 1:300 en algunos de los casos estudiados. Los contenidos en FeO son variables y bajos, alcanzando hasta el 0.04 % en peso. Las concentraciones de MgO, Na_2O y K_2O son muy bajas.

TABLA V.69. Análisis químicos mediante Microsonda Electrónica de apatitos pertenecientes a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota de Sierra Albarrana.

Muestra	BA-5nz	BA-5nz
Porcentaje en peso de óxidos		
P_2O_5	42.86	42.70
CaO	55.53	54.24
Na_2O	0.05	0.00
K_2O	0.01	0.00
FeO	0.00	0.04
MnO	0.24	0.22
MgO	0.01	0.01
TiO_2	0.00	0.00
SiO_2	0.09	0.06
Al_2O_3	0.00	0.01
TOTAL	98.78	97.27
Nº de iones para 26 cargas negativas		
P	3.131	3.158
Ca	5.135	5.076
Na	0.008	0.000
K	0.001	0.000
Fe	0.000	0.003
Mn	0.017	0.016
Mg	0.001	0.001
Ti	0.000	0.000
Si	0.007	0.005
Al	0.000	0.000
S.Cat.	5.169	5.101
(F,Cl,OH)	1.000	1.000
Mn/Ca	1:300	1:327

Composición de elementos mayores en % en peso.
Leyenda de las muestras: BA: pegmatitas con anfíbol y/o epidota; nz: no zonación.

VI. ANALISIS DE ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS

VI.1. INTRODUCCION

Los elementos de las Tierras Raras (REE) son un grupo de 15 elementos (Grupo III A de la Tabla Periódica) cuyos números atómicos (Z) se sitúan entre 57 y 71 y, de todos ellos, 14 aparecen en la naturaleza. Los REE con bajo número atómico (Z = 57 - 62) se denominan, generalmente, Tierras Raras Ligeras (LREE), y aquellos cuyo número atómico es alto (Z = 64 - 71) forman las Tierras Raras Pesadas (HREE).

Los REE han sido muy usados en estudios petrogenéticos debido a que presentan comportamientos geoquímicos similares, ya que, excepto el Eu y el Ce, todos los REE son trivalentes en la mayoría de las condiciones geológicas. El Eu puede ser di o trivalente en sistemas ígneos dependiendo de la fugacidad de oxígeno. El Ce puede ser tetravalente en condiciones muy oxidantes (por ejemplo en alteraciones hidrotermales) (Hanson, 1978).

La distribución de REE en ambientes magmáticos depende de la temperatura y de la composición y estructura del mineral y del fundido en los que se encuentran (Hanson, 1978). En las condiciones de cristalización pegmatíticas puede existir un amplio rango de estructura y composicion del fundido durante la evolución interna de los cuerpos debido a cambios en la concentración de volátiles (B, F, P, OH). Por esta razón, un estudio de la variación de las concentraciones de REE a traves de dichos cuerpos puede servir de ayuda para explicar los mecanismos y condiciones de diferenciación.

En este sentido, los estudios de REE pueden indicar si las pegmatitas han cristalizado de borde a centro (como proponen la mayoría de los autores) y si en alguna etapa de este proceso de cristalización se ha exsuelto una fase fluida acuosa como propusieron Jahns y Burnham (1969).

En las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana, los contenidos en REE de feldespatos, micas, turmalinas y berilos han sido usados para establecer las condiciones de formación y la secuencia de cristalización de las mismas.

VI.2. RESULTADOS

La mayoría de los estudios de REE exitentes en la bibliografía están referidos a análisis de roca total, mientras que los trabajos dedicados a especies minerales individuales son más escasos. Entre los trabajos dedicados a feldespatos destacan los de Buma *et al.* (1971), Pride y Muecke (1981), Gromet y Silver (1983), Nystrom (1984) y Walker *et al.* (1986); entre los dedicados a turmalinas podemos citar los de Neiva (1974), Joliff et al. (1987a) y King et al. (1988) y; entre los dedicados a micas aparecen los trabajos de Buma *et al.* (1971), Roaldset (1975) y Walker *et al.* (1986). En la bibliografía consultada no aparece ningún trabajo específico sobre berilos.

En Sierra Albarrana, debido al gran tamaño de los cristales (Walker *et al.*, 1986, apuntan este hecho), se han realizado análisis de minerales individuales (feldespatos potásico, plagioclasa, moscovita, biotita, turmalina y berilo), ya que su composición puede indicar la composición en REE del fundido o fluido a partir del cual han cristalizado.

VI.2.1. FELDESPATOS

Se han analizado feldespatos de diversos afloramientos pertenecientes a las zonas pegmatíticas de borde, intermedia y central de las pegmatitas (Tablas VI.1 y VI.2). Los contenidos en REE totales son bajos, oscilando entre 19.36 y 0.25 ppm para feldespatos

potásicos y entre 10.88 y 6.16 ppm para plagioclasas. Aparece una muestra con contenidos extremadamente bajos perteneciente al afloramiento Diéresis (D-3nz).

Los perfiles de REE normalizados a condritos se muestran en la Fig. VI.1 y VI.2 respectivamente. Ambos minerales muestran perfiles similares, con ligeras pendientes en LREE ($2.58 \geq La/Lu \geq 2.00$ para feldespatos potásicos y $5.45 \geq La/Lu \geq 1.84$ para plagioclasas), bajas concentraciones en HREE y grandes anomalías positivas de Eu.

TABLA VI.1. Contenidos en REE mediante Activación Neutrónica en feldespatos potásicos de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Muestras	CS-1bz	CS-1iz	CS-1cz	CS-2cz	PG-2bz	PG-1cz	PG-3cz	JC-1bz	D-3nz	D-4nz
La	0.945	1.123	4.649	3.998	0.402	0.729	1.759	1.652	0.026	1.458
Ce	1.411	1.672	5.876	6.637	0.507	0.941	2.754	2.011	0.061	1.881
Nd	0.897	1.100	4.023	4.123	0.306	0.631	1.411	1.323	0.038	1.261
Sm	0.278	0.345	1.228	1.125	0.101	0.202	0.419	0.398	0.008	0.403
Eu	0.678	0.711	0.908	1.324	0.202	0.211	0.412	0.641	0.011	0.422
Gd	0.311	0.345	0.601	0.678	0.142	0.276	0.678	0.512	0.011	0.552
Tb	0.046	0.048	0.098	0.112	0.024	0.041	0.112	0.083	0.002	0.081
Ho	0.061	0.052	0.144	0.160	0.035	0.058	0.149	0.109	0.002	0.116
Tm	0.022	0.021	0.065	0.064	0.015	0.024	0.062	0.045	0.001	0.048
Yb	0.143	0.152	0.467	0.487	0.097	0.174	0.421	0.319	0.004	0.348
Lu	0.019	0.020	0.092	0.095	0.014	0.025	0.065	0.048	0.001	0.015
LREE	3.710	4.453	6.549	16.689	1.376	2.625	6.578	10.947	0.209	5.216
HREE	1.442	1.489	2.815	2.056	0.613	0.973	2.339	2.077	0.037	1.958
Σ(REE)	5.152	5.942	9.364	18.745	1.989	3.598	8.917	13.024	0.246	7.174
LREE/HREE	2.574	2.991	2.326	8.117	2.245	2.698	2.812	4.852	5.649	2.664
Eu/Eu*	6.29	5.77	3.19	4.41	5.25	2.74	2.33	4.16	3.57	2.74
REE normalizados a condritos										
La	2.864	3.403	14.088	12.115	1.219	2.209	5.330	5.006	0.079	4.418
Ce	1.631	1.933	6.793	7.673	0.586	1.087	3.184	2.325	0.071	2.175
Nd	1.424	1.746	6.386	6.544	0.502	1.001	2.240	2.100	0.060	2.002
Sm	1.369	1.700	6.049	5.542	0.498	0.993	2.064	1.961	0.039	1.985
Eu	8.805	9.234	11.786	17.195	2.617	2.740	5.351	8.325	0.143	5.481
Gd	1.129	1.250	2.178	2.457	0.514	1.000	2.457	1.855	0.040	2.000
Tb	0.970	1.017	2.085	2.383	0.500	0.865	2.383	1.774	0.035	1.730
Ho	0.871	0.743	2.057	2.286	0.499	0.829	2.129	1.557	0.029	1.657
Tm	0.733	0.700	2.167	2.133	0.489	0.800	2.067	1.500	0.023	1.600
Yb	0.650	0.691	2.123	2.214	0.440	0.790	1.914	1.450	0.019	1.580
Lu	0.559	0.558	2.706	2.794	0.400	0.746	1.912	1.400	0.015	1.491
Relaciones normalizadas a condritos										
La/Lu	5.12	5.79	5.21	4.34	3.05	2.96	2.79	3.58	5.27	2.96
La/Sm	2.09	2.00	2.33	2.19	2.45	2.22	2.58	2.55	2.03	2.23

Composición de REE en ppm. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis; bz: zona de borde, iz: zona intermedia, cz: zona central, nz: no zonación.

La relación Eu/Eu* muestra unos valores que oscilan entre 9.29 y 2.33 para feldespatos potásicos (Tabla VI.1) y entre 8.22 y 2.89 para plagioclasas (Tabla VI.2). No existe ningún tipo de correlación entre los valores de dicha relación con el porcentaje en cationes alcalinos en feldespatos potásicos ($r(K_2O) = -0.03$, $r(Na_2O) = +0.14$, $r(CaO) = +0.39$, $r(K_2O+Na_2O+CaO) = +0.17$).

Las anomalías en Eu en feldespatos son características (Pride y Muecke, 1981; Gromet y Silver, 1983). Las plagioclasas aparecen más enriquecidas en Eu que los

TABLA VI.2. Contenidos en REE mediante Activación Neutrónica en plagioclasas de las pegmatitas de Sierra Albarrana

Muestras	CS-2bz	CS-2iz	D-8nz	D-9nz
		REE		
La	2.314	0.998	2.311	3.874
Ce	3.567	1.534	3.789	4.678
Nd	2.513	1.100	1.960	2.110
Sm	0.261	0.334	0.334	0.455
Eu	0.823	0.400	0.799	0.678
Gd	0.312	0.553	0.434	0.523
Tb	0.053	0.080	0.066	0.087
Ho	0.079	0.106	0.093	0.123
Tm	0.031	0.054	0.037	0.045
Yb	0.213	0.402	0.278	0.295
Lu	0.034	0.073	0.041	0.042
LREE	9.103	4.168	8.820	11.599
HREE	1.774	1.988	2.048	2.133
Σ(REE)	10.877	6.156	10.868	13.732
LREE/HREE	5.131	2.097	4.307	5.438
Eu/Eu*	8.22	2.89	6.49	4.94
		REE normalizados a condritos		
La	7.012	3.024	7.003	11.739
Ce	4.124	1.773	4.380	5.408
Nd	3.989	1.746	3.111	3.349
Sm	1.286	1.645	1.647	2.241
Eu	10.688	5.195	10.377	8.805
Gd	1.130	2.004	1.572	1.895
Tb	1.136	1.700	1.404	1.851
Ho	1.129	1.514	1.329	1.757
Tm	1.033	1.800	1.233	1.500
Yb	0.968	1.827	1.264	1.341
Lu	1.000	2.147	1.206	1.235
		Relaciones normalizadas a condritos		
La/Lu	7.01	1.41	5.81	9.51
La/Sm	5.45	1.84	4.25	5.24

Composición de REE en ppm. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, D: Diéresis; bz: zona de borde, iz: zona intermedia, nz: no zonación.

feldespatos potásicos, salvo en el caso de los feldespatos potásicos pertenecientes a la zona central del afloramiento Cerro de la Sal. Esta tendencia es opuesta a la referenciada por Buma *et al.* (1971).

Las anomalías de Eu (marcadas por la relación Eu/Eu*) descienden hacia el centro de la masa pegmatítica, tanto en feldespatos potásicos (Tabla VI.1) como en plagioclasas (Tabla VI.2) para todos los afloramientos estudiados. De acuerdo con Walker *et al.* (1986), la disminución o desaparición de las anomalías de Eu en feldespatos pueden ser usadas como indicador de la secuencia de cristalización, ya que las zonas que cristalizan más temprano (zonas externas) presentan anomalías de Eu mayores que las cristalizadas más tardíamente (zonas centrales).

VI.2.2. MICA

La composición de REE en moscovitas y biotitas procedentes de las pegmatitas de Sierra Albarrana se presentan en la Tabla VI.3. Los contenidos en REE totales son bajos, oscilando entre 37.81 y 38.11 ppm para moscovitas y entre 15.41 y 11.51 ppm para biotitas.

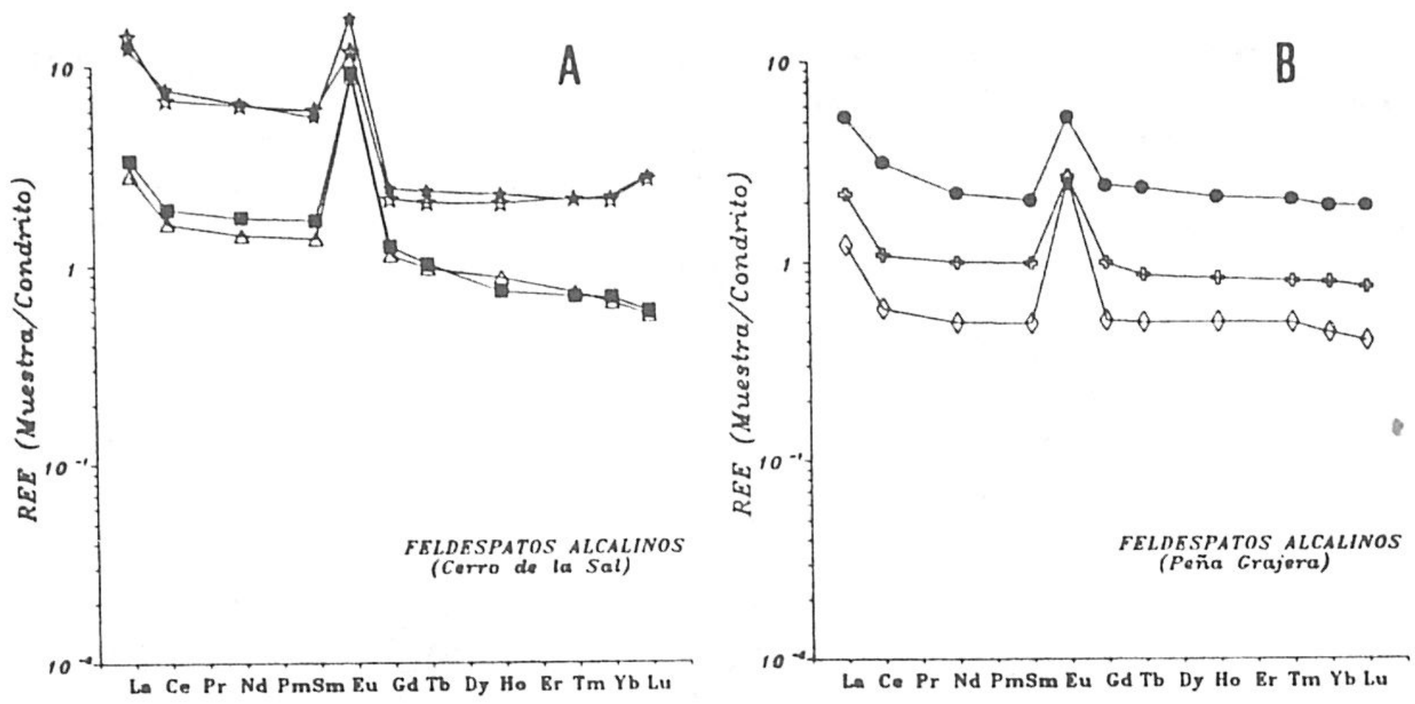


Fig.VI.1. *Diagramas de contenidos en REE normalizados a condritos de feldespatos potásicos pertenecientes a distintos afloramientos: (A) Cerro de la Sal: CS-1bz representada por triángulos, CS-1iz representada por cuadrados negros, CS-1cz representada por estrellas, CS-2cz representada por estrellas negras; (B) Peña Grajera: PG-2bz representada por rombos, PG-1cz representada por cruces, PG-3cz representada por círculos negros y; (C) Diéresis: D-3nz representada por asteriscos, D-4nz representada por cuadrados; Juan Calvillo: JC-1bz representada por círculos blancos. Leyenda de las muestras: Ver Tabla VI.1.*

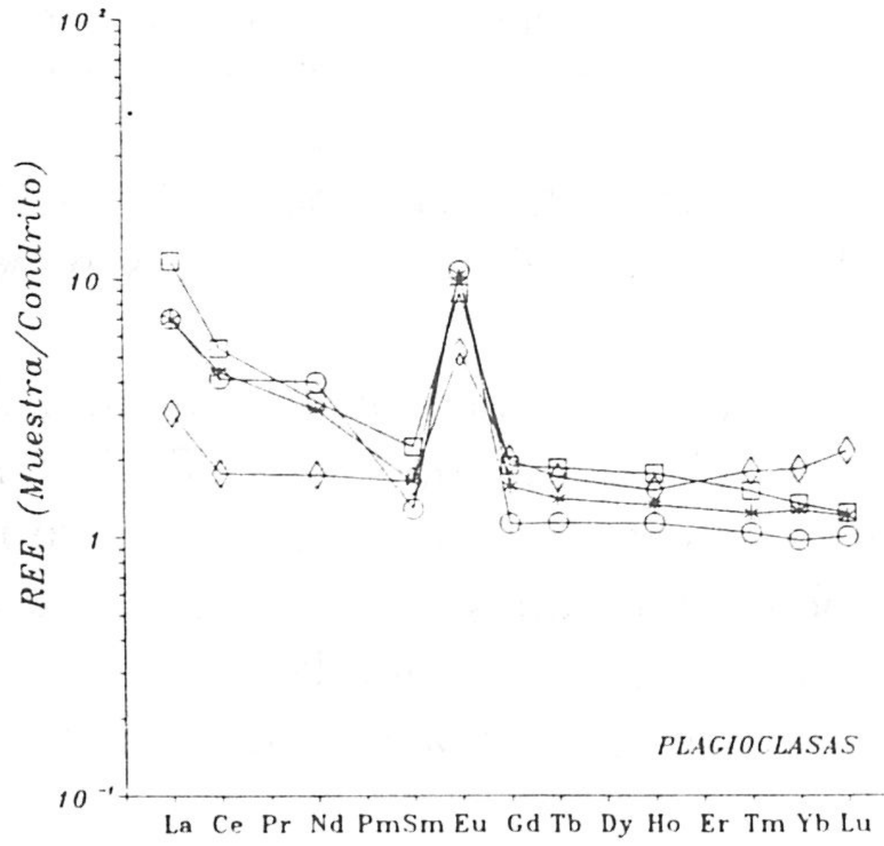


Fig.VI.2. *Diagramas de contenidos en REE normalizados a condritos de plagioclasas pertenecientes a distintos afloramientos: Cerro de la Sal: CS-2bz representada por círculos, CS-2iz representada por rombos; Diéresis: D-8nz representada por asteriscos, D-9nz representada por cuadrados. Leyenda de las muestras: ver Tabla VI.2.*

Los bajos contenidos en REE en estos minerales pueden explicarse por la presencia de apatito o columbo-tantalita que son más selectivos para la incorporación de REE que las moscovitas y las biotitas.

Los perfiles normalizados a condritos se muestran en las Fig. VI.3 para moscovitas y en la Fig. VI.4 para biotitas. Los perfiles de ambos minerales presentan morfologías diferentes. Por un lado, los perfiles de moscovitas procedentes de diferentes canteras muestran morfologias equivalentes, las cuales se caracterizan por presentar con bajas pendientes, tanto para los contenidos en REE totales ($3.05 \geq La/Lu \geq 2.65$), como para los contenidos en LREE ($2.07 \geq La/Sm \geq 2.50$), no presentando, prácticamente anomalías en Eu ($1.12 \geq Eu/Eu^* \geq 0.92$). Por otro lado, los perfiles correspondientes a biotitas también muestran morfologías semejantes para muestras procedentes de distintos afloramientos, presentando pendientes acusadas, tanto para los contenidos en REE totales ($14.64 \geq La/Lu \geq 8.46$), como para los contenidos en LREE ($3.09 \geq La/Sm \geq 2.84$), mostrando marcadas anomalías negativas de Eu ($0.11 \geq Eu/Eu^* \geq 0.09$).

La diferencia en el contenido en REE de las moscovitas y biotitas de Sierra Albarrana

TABLA VI.3. Contenidos en REE mediante Activación Neutrónica en micas de las pegmatitas de Sierra Albarrana.

Muestras	CS-4bz Ms	CS-5bz Ms	CS-6bz Ms	PG-4bz Ms	JC-1rz Bt	D-11nz Bt
			REE			
La	6.591	6.610	6.011	5.945	3.411	2.300
Ce	15.994	16.034	17.043	17.342	5.878	4.123
Nd	5.672	5.987	5.734	5.897	3.012	2.230
Sm	1.624	1.895	1.786	1.712	0.678	0.498
Eu	0.539	0.611	0.567	0.654	0.034	0.021
Gd	1.863	1.911	1.786	1.876	1.117	1.099
Tb	0.306	0.456	0.478	0.467	0.098	0.093
Ho	0.343	0.456	0.432	0.478	0.097	0.096
Tm	0.192	0.201	0.197	0.212	0.045	0.032
Yb	1.452	1.567	1.511	1.611	0.245	0.234
Lu	0.224	0.223	0.234	0.225	0.024	0.028
LREE	30.878	31.523	31.526	31.949	13.427	9.644
HREE	6.230	6.945	6.605	6.863	1.980	1.863
Σ(REE)	37.108	38.468	38.131	38.812	15.407	11.507
LREE/HREE	4.958	4.539	4.773	4.655	6.781	5.177
Eu/Eu*	0.92	1.00	1.00	1.12	0.11	0.09
			REE normalizados a condritos			
La	19.973	20.030	18.215	18.015	10.336	6.970
Ce	18.490	18.536	19.703	20.049	6.795	4.766
Nd	9.003	9.503	9.102	9.360	4.781	3.540
Sm	8.000	9.335	8.798	8.433	3.340	2.453
Eu	7.000	7.935	7.364	8.494	0.442	0.273
Gd	6.750	6.924	6.471	6.797	4.046	3.982
Tb	6.511	9.702	10.170	9.936	2.085	1.979
Ho	6.200	6.514	6.171	6.829	1.386	1.371
Tm	6.400	6.700	6.567	7.067	1.500	1.067
Yb	6.600	7.123	6.868	7.323	1.114	1.064
Lu	6.588	6.559	6.882	6.618	0.706	0.824
			Relaciones normalizadas a condritos			
La/Lu	3.03	3.05	2.65	2.72	14.64	8.46
La/Sm	2.50	2.15	2.07	2.14	3.09	2.84

Composición de REE en ppm. Ms = moscovita, Bt = biotita. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis; bz: zona de borde, nz: no zonación, rz: zona de reemplazamiento.

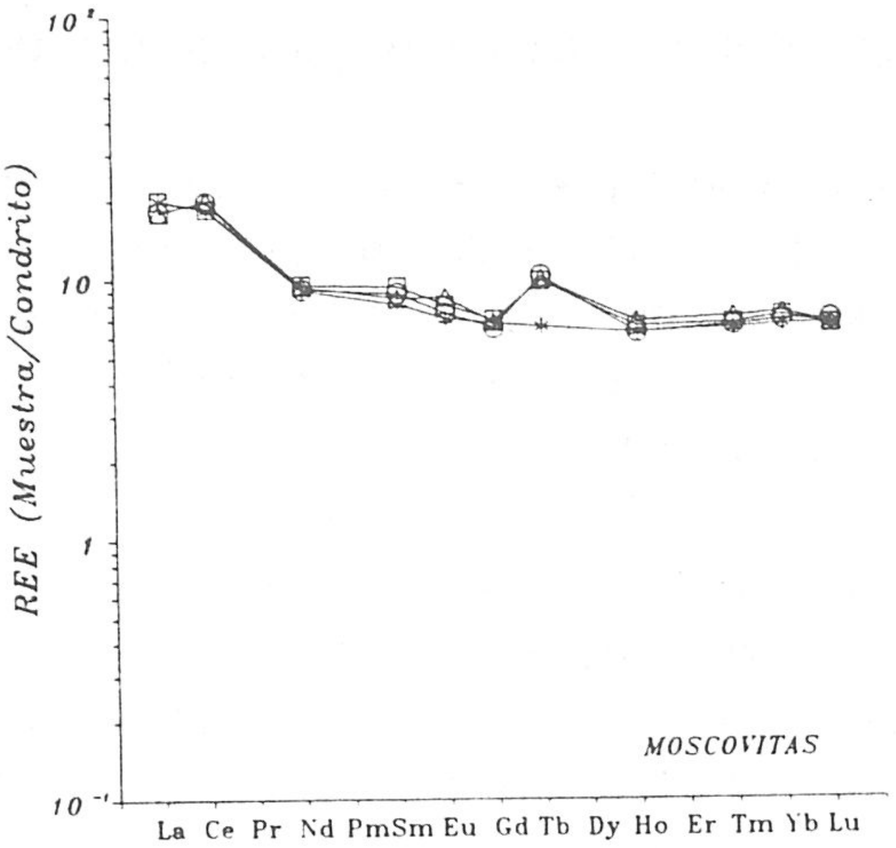


Fig.VI.3. Diagramas de contenidos en REE normalizados a condritos de moscovitas pertenecientes a distintos afloramientos. Cerro de la Sal: CS-4bz representada por asteriscos, CS-5bz representada por cuadrados, CS-6bz representada por círculos; Peña Grajera: PG-4bz representada por triángulos. Leyenda de las muestras: ver Tabla VI.3.

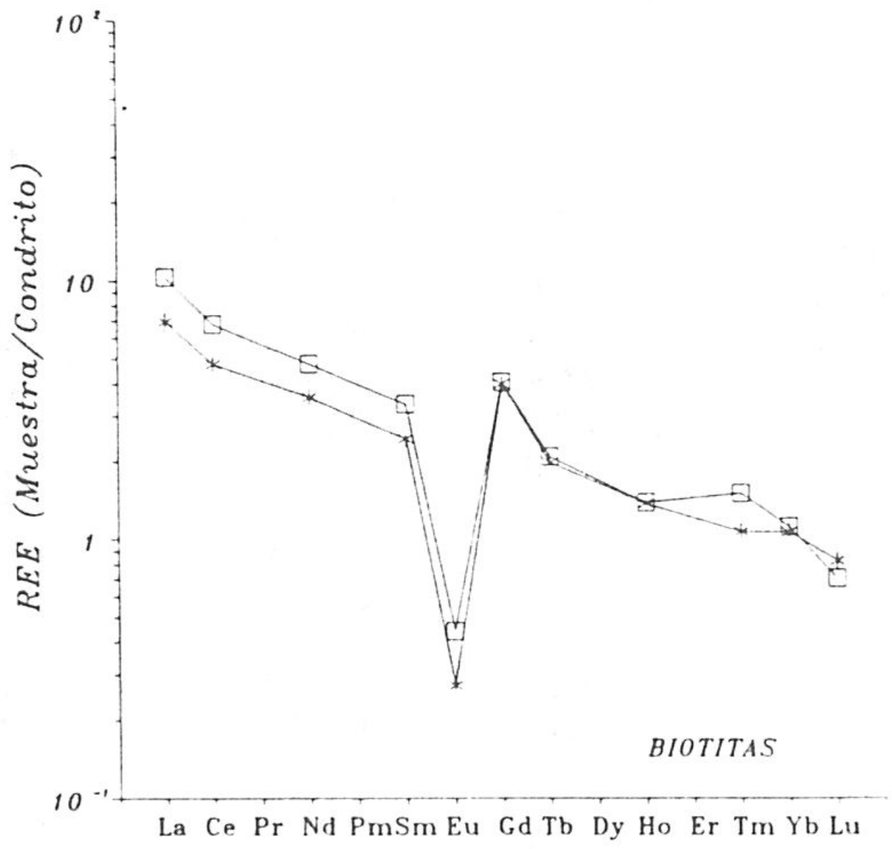


Fig.VI.4. Diagramas de contenido en REE normalizados a condritos para biotitas pertenecientes a distintos afloramientos. Juan Calvillo: JC-1rz: representada por cuadrados; Diéresis: D-11nz representada por asteriscos. Leyenda de las muestras: ver Tabla VI.3.

(Tabla VI.3, Figs. VI.3 y VI.4) se debe (Roaldset, 1975) a que las micas dioctaédricas son más favorables que las micas trioctaédricas para la entrada de REE por el tamaño y número de vacantes de las posiciones octaédricas. De acuerdo con Roaldset (1975), en micas dioctaédricas las vacantes en las posiciones octaédricas, con una distancia O - O de 2.95 Å, son considerablemente más grandes que las posiciones octaédricas ocupadas por aluminio. A causa de esto, dichas vacantes son más favorables para la entrada de los iones REE^{3+} y, por tanto, las sustituciones de REE^{3+} en las posiciones octaédricas estarán asociadas al relleno de vacantes. En micas trioctaédricas, por el contrario, las posiciones octaédricas están completamente llenas, por lo que son menos apropiadas para la entrada de REE.

Las anomalías en Eu mostradas por las biotitas pueden deberse a que el Eu es selectivamente separado del fundido para su incorporación a la red de feldespatos potásicos

y plagioclasas que, como hemos visto anteriormente, presentan grandes anomalías positivas de Eu. Estas observaciones están de acuerdo con las realizadas por Haskin *et al.* (1966). Buma *et al.* (1971).

VI.2.3. TURMALINA

La composición en REE de turmalinas procedentes de las pegmatitas de Sierra Albarrana se presentan en la Tabla VI.4. Los contenidos en REE totales son bajos, oscilando entre 23.15 y 10.78 ppm.

Los perfiles normalizados a condritos se muestran en la Fig. VI.5. Como se deduce de la observación de la figura, las distintas muestras de turmalinas estudiadas no exhiben ningún tipo de patrón característico, apareciendo fuertes diferencias para muestras pertenecientes tanto a diferentes afloramientos como dentro del mismo afloramiento. Esto prueba que las turmalinas no presentan preferencias espefícicas por ninguna REE y debido a que la morfología de las curvas de REE en minerales está determinada por la configuración de la posición cristalográfica en la que se sitúan las REE (Gromet y Silver, 1983). De acuerdo con Clark (1984) los minerales con números de coordinación intermedios (7-9), como es el caso de la turmalina, muestran perfiles de distribución de REE bastante complejos.

TABLA VI.4. Contenidos en REE mediante Activación Neutrónica en turmalinas de las pegmatitas de Sierra Albarrana.

Muestras	CS-22bz	CS-23bz	PG-9bz	PG-10cz	D-19nz	D-21nz
La	3.990	1.592	3.987	3.011	4.123	1.609
Ce	7.234	3.234	7.110	6.988	7.345	3.567
Nd	3.012	1.456	2.961	2.998	4.234	1.599
Sm	0.867	0.511	0.812	0.766	0.879	0.567
Eu	0.112	0.123	0.476	0.123	0.256	0.199
Gd	0.822	0.497	0.845	1.234	0.822	0.534
Tb	0.198	0.099	0.241	0.234	0.400	0.267
Ho	0.300	0.165	0.523	0.502	0.589	0.300
Tm	0.145	0.067	0.298	0.234	0.230	0.130
Yb	1.099	0.534	1.399	1.456	1.512	0.768
Lu	0.123	0.112	0.234	0.234	0.237	0.134
LREE	15.809	8.721	15.542	14.457	17.443	7.300
HREE	3.658	2.057	5.616	5.517	5.706	3.252
Σ(REE)	19.467	10.778	21.158	19.974	23.149	10.952
LREE/HREE	4.322	4.240	2.767	2.620	3.060	2.368
Eu/Eu*	0.39	0.73	1.37	0.40	0.87	1.72
REE normalizados a condritos						
La	12.091	4.825	12.082	9.124	12.494	4.875
Ce	8.363	3.739	8.220	8.079	8.491	4.124
Nd	4.781	2.311	4.700	4.759	6.721	2.538
Sm	4.271	2.517	4.000	3.773	4.330	2.793
Eu	1.455	1.597	6.182	1.597	3.325	2.584
Gd	2.975	1.801	3.062	4.471	2.978	1.935
Tb	4.213	2.106	5.128	4.979	8.511	5.681
Ho	4.286	2.357	7.471	7.171	8.414	4.286
Tm	4.821	2.233	9.926	7.800	7.671	4.346
Yb	4.995	2.427	6.359	6.618	6.873	3.491
Lu	3.618	3.294	6.882	6.882	6.971	3.941
Relaciones normalizadas a condritos						
La/Lu	3.34	1.46	1.75	1.33	1.79	1.24
La/Sm	2.83	1.92	3.02	2.42	2.89	1.75

Composición de REE en ppm. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, D: Diéresis; bz: zona de borde, cz: zona central, nz: no zonación.

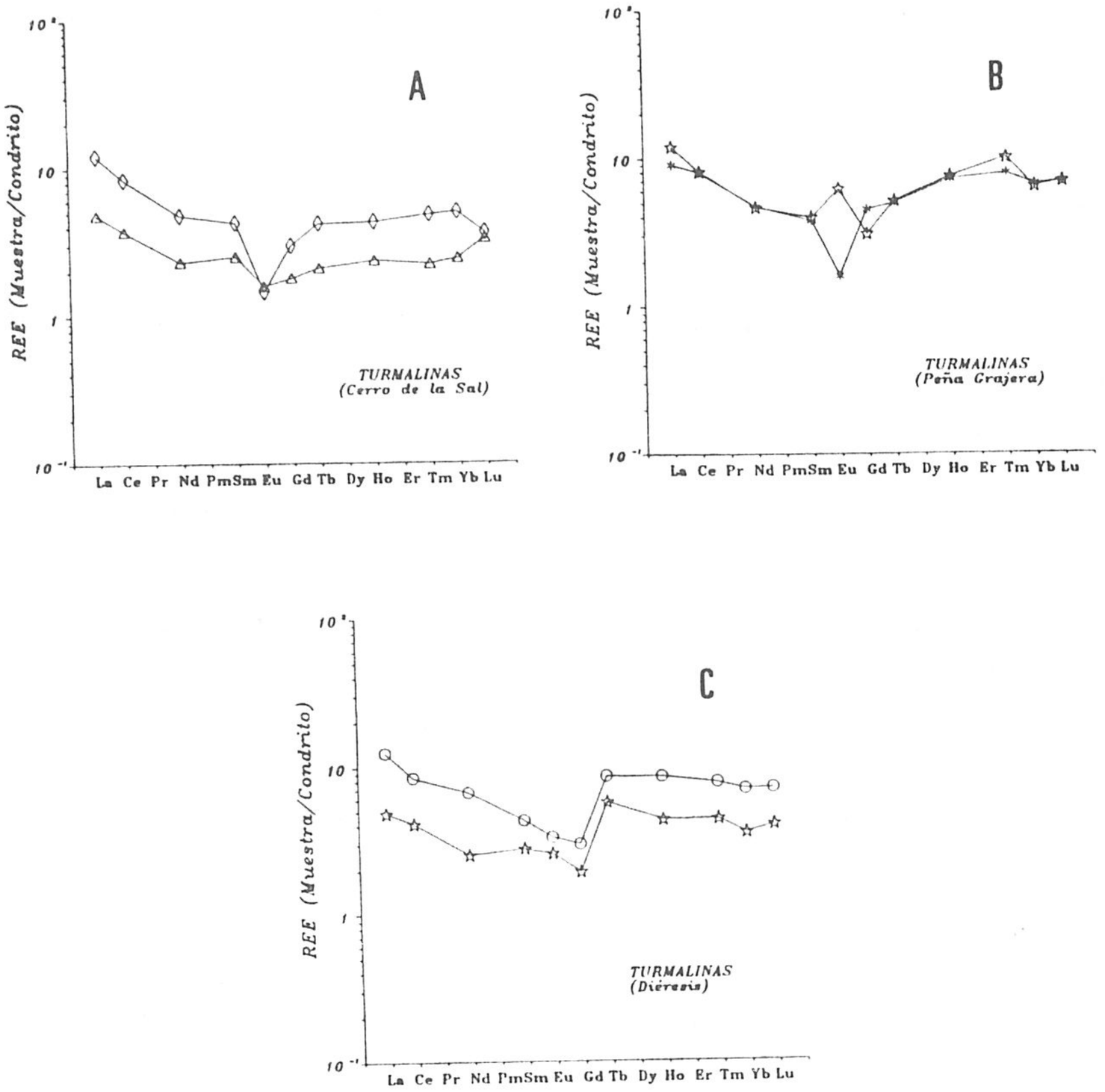


Fig.VI.5. *Diagramas de contenido en REE normalizados a condritos para turmalinas pertenecientes a distintos afloramientos. (A) Cerro de la Sal: Cs-22bz representada por rombos, CS-23bz representada por triángulos; (B) Peña Grajera: PG-9bz representada por estrellas, PG-10cz representada por asteriscos; (C) Diéresis: D-19nz representada por cuadrados, D-21nz representada por círculos. Leyenda de las muestras: ver Tabla VI.4.*

Los perfiles muestran anomalías de Eu tanto positivas (PG-9bz), como negativas (CS-22bz, CS-23bz, PG-10cz) o casi nulas (D-19nz, D21nz) ($1.72 \geq Eu/Eu^* \geq 0.39$), lo cual puede deberse (King *et al.*, 1988) a que el Eu puede estar presente predominantemente en estado trivalente. Como hemos visto, las turmalinas del afloramiento Diéresis no presentan anomalías de Eu, debido a la presencia en dicho afloramiento de minerales que alojan mayoritariamente REE (uraninita y minerales secundarios de uranio, intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti, columbo-tantalita, etc). Estas ideas coinciden con las expresadas por Joliff *et al.* (1987a).

Hacia el centro de la masa pegmatítica se produce un descenso, tanto en el contenido en REE totales, como en el contenido en LREE (Tabla VI.4). Joliff *et al.* (1987a) manifiestan estas mismas tendencias para turmalinas pertenecientes a la pegmatita Bob Ingersoll (Dakota del Sur, USA). Estas pautas coinciden con las encontradas para los feldespatos, por lo que el contenido en REE en turmalinas indicaría también una secuencia de cristalización hacia el centro del cuerpo pegmatítico.

En las distintas muestras estudiadas no existe correlación directa entre el contenido en REE y el contenido en Ca, Ti o Mg. Estos resultados son contrarias a los descritas por

Joliff *et al.* (1987).

Por otro lado, el bajo contenido en HREE de las muestras de Sierra Albarrana, inferior al encontrado en granitos (Neiva, 1974), indica (de acuerdo con Joliff *et al.*, 1987a) que las turmalinas que han derivado a partir de un fundido y de una fase acuosa adicional, ya que estas turmalinas suelen mostrar empobrecimiento en HREE en relación con turmalinas cristalizadas a partir de fundido solamente.

VI.2.4. BERILO

Las composiciones de REE de berilos procedentes de las pegmatitas de Sierra Albarrana se presentan en la Tabla VI.5. Los contenidos en REE totales son bajos, oscilando entre 16.44 y 1.76 ppm.

Los perfiles de REE normalizados a condritos se muestran en la Fig. VI.6. Todas las muestras estudiadas exhiben perfiles semejantes con ligeras pendientes en LREE ($3.22 \geq La/Sm \geq 2.29$), grandes anomalías negativas en Eu ($0.64 \geq Eu/Eu^* \geq 0.33$) y bajos contenidos en HREE.

Una de las muestras, perteneciente al afloramiento Cerro de la Sal, presenta una relación LREE/HREE superior a las muestras pertenecientes a la cantera Peña Grajera (Tabla VI.5), así como también son superiores las relaciones La/Lu y La/Sm, lo que implica mayor pendiente en el perfil de la turmalina procedente al Cerro de la Sal.

Las fuertes anomalías de Eu que aparecen en todas las muestras (Fig. VI.6) se deben, como en el caso de las micas, a la separación selectiva de Eu del fundido para su incorporación a feldespatos (de acuerdo con Haskin *et al.*, 1966). La muestra perteneciente al afloramiento Cerro de la Sal muestra mayores anomalías de Eu ($Eu/Eu^* = 0.64$, Tabla VI.5) que las muestras procedentes de la cantera Peña Grajera ($0.55 \geq Eu/Eu^* \geq 0.35$, Tabla VI.5). Esta tendencia puede explicarse por la presencia en la cantera Cerro de la Sal de minerales que alojan mayoritariamente REE (apatito y/o columbo-tantalita).

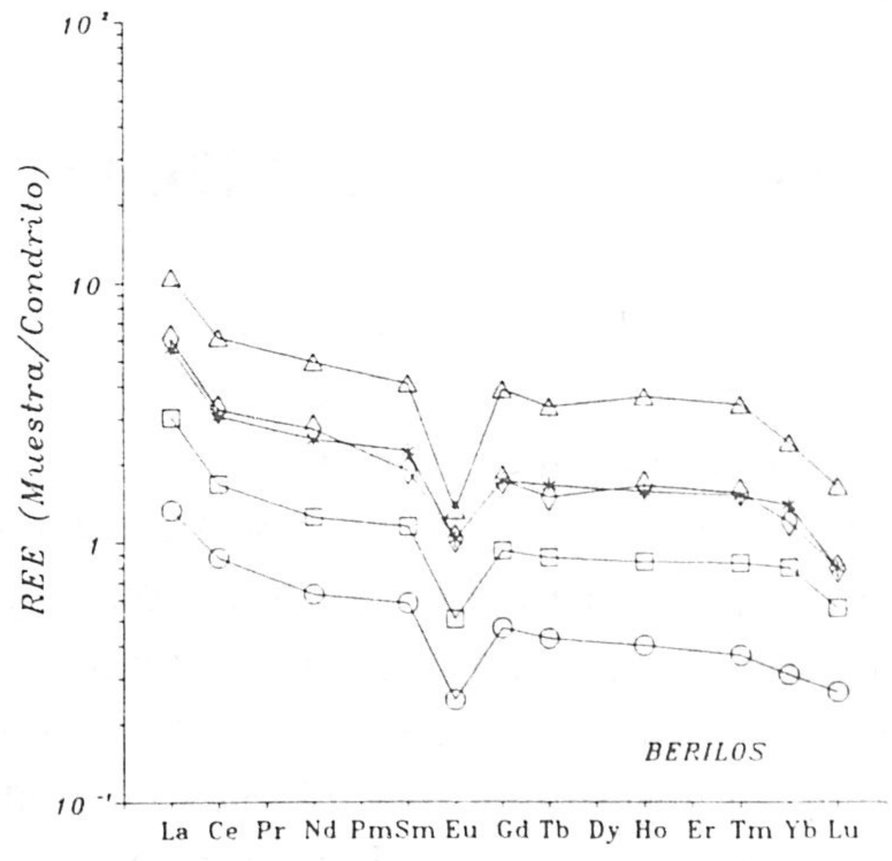


Fig. VI.6. *Diagramas de contenidos en REE normalizados a condritos de berilos pertenecientes a distintos afloramientos. Cerro de la Sal: Cs-6iz representada por rombos; Peña Grajera: PG-12cz representada por triángulos, PG-13cz representada por asteriscos, PG-14cz representada por cuadrados, PG-15cz representada por círculos. Leyenda de las muestras: ver Tabla VI.5.*

TABLA VI.5. Contenidos en REE mediante Activación Neutrónica en berilos de las pegmatitas de Sierra Albarrana.

Muestras	CS-6iz	PG-12cz	PG-13cz	PG-14cz	PG-15cz
La	2.011	3.478	1.845	1.000	0.439
Ce	2.811	5.345	2.654	1.456	0.756
Nd	1.723	3.111	1.567	0.789	0.397
Sm	0.384	0.832	0.456	0.234	0.118
Eu	0.079	0.102	0.079	0.039	0.019
Gd	0.478	1.076	0.478	0.256	0.219
Tb	0.078	0.172	0.078	0.041	0.020
Ho	0.109	0.238	0.110	0.059	0.028
Tm	0.045	0.100	0.046	0.025	0.011
Yb	0.264	0.534	0.308	0.176	0.068
Lu	0.027	0.056	0.027	0.019	0.009
LREE	7.265	13.382	6.847	3.647	1.381
HREE	1.400	3.058	1.446	0.795	0.374
Σ(REE)	8.665	16.440	8.293	4.442	1.755
LREE/HREE	5.189	4.376	4.735	4.587	3.693
Eu/Eu*	0.64	0.33	0.55	0.42	0.44
REE normalizados a condritos					
La	6.094	10.538	5.591	3.030	1.331
Ce	3.250	6.179	3.068	1.683	0.874
Nd	2.735	4.938	2.487	1.252	0.630
Sm	1.892	4.099	2.246	1.153	0.581
Eu	1.026	1.325	1.026	0.506	0.247
Gd	1.732	3.899	1.732	0.928	0.467
Tb	1.660	3.660	1.660	0.872	0.426
Ho	1.560	3.400	1.571	0.843	0.400
Tm	1.490	3.333	1.520	0.833	0.367
Yb	1.200	2.427	1.400	0.800	0.309
Lu	0.794	1.647	0.794	0.559	0.265
Relaciones normalizadas a condritos					
La/Lu	7.68	6.40	7.04	5.42	5.02
La/Sm	3.22	2.57	2.49	2.63	2.29

Composición de REE en ppm. Leyenda de las muestras: CS: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, JC: Juan Calvillo, D: Diéresis; bz: zona de borde, nz: no zonación, rz: zona de reemplazamiento.

VI.3. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

Los contenidos en REE en las distintas fases minerales estudiadas (feldespatos, micas, turmalinas y berilos) pertenecientes a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana son bastante bajos. El empobrecimiento en HREE de las turmalinas, indica que la cristalización se ha producido en presencia de una fase fundida y una fase acuosa adicional.

El contenido en Eu y la relación Eu/Eu* en feldespatos y turmalinas son indicadores de la secuencia de cristalización de las distintas zonas pegmatíticas; ya que los minerales pertenecientes a las zonas que han cristalizado más temprano (zonas externas) poseen mayores anomalías en Eu que los minerales procedentes de zonas que han cristalizado más tardíamente (zonas internas). Los datos de REE unidos a los datos petrográficos (Apdos. V.1.1 y V.1.3), por tanto, apoyan un modelo de cristalización de la pegmatita desde los bordes hacia el centro.

Sin embargo, dado que el número de análisis de REE realizados es pequeño, esta interpretación debe considerarse como una primera hipótesis.

VII. ESTUDIO DE MINERALES PESADOS

VII.1. INTRODUCCION

El análisis de los minerales pesados accesorios puede aportar datos importantes sobre el estudio de la mayoría de las rocas magmáticas llegando, en algunos casos, a constituir yacimientos explotables. Ha sido utilizado también para el descubrimiento de algunos tipos de yacimientos, gracias a la presencia de ciertos minerales característicos. Un claro ejemplo de lo anterior fue el descubrimiento, en la Guayana Francesa, de yacimientos de pegmatitas con berilo, espodumena, lepidolita y columbo-tantalita (Parfenoff *et al.*, 1970). En otras ocasiones, los minerales pesados presentan interés industrial, constituyendo las demoninadas "*arenas negras*", formadas por ilmenita, magnetita titanífera, rutilo, zircón, etc.

En resumen, el estudio de minerales pesados presenta un gran interés y puede proporcionar una importante información sobre los yacimientos de pegmatitas objeto de esta Tesis.

VII.2. RESULTADOS

Las muestras estudiadas se han seleccionado de acuerdo con la metodología de muestreo descrita en el apdo. II.2.6. Las fracciones obtenidas mediante la separación gravimétrica y magnética de dichas muestras pertenecientes a los afloramientos de pegmatitas cuarzo-feldespáticas del Cerro de la Sal, Peña Grajera, Río Bembézar y Diéresis, ha permitido realizar una caracterización de los minerales presentes en las arenas recogidas en los distintos afloramientos, así como la cuantificación de algunos elementos traza presentes en dichas muestras.

Los minerales encontrados en las distintas fracciones son los siguientes: granates, andalucita, estaurolita, epidota, anfíboles, biotita, clorita, turmalina, hematites, ilmenita, magnetita, ilmenorutilo, apatito y pechblenda.

En las muestras estudiadas aparecen tres especies distintas de **granates**, La primera de ellas corresponde a granates de tipo espesartínico (Fotos 53 y 54), que aparece en el afloramiento Diéresis y presenta color anaranjado, es transparente y no muy bien formado. La segunda variedad corresponde a granate almandínico (Fotos 55 y 56), que aparecen en las muestras pertenecientes a los afloramientos del Cerro de la Sal y de Peña Grajera, presentando tonalidades rosadas pálidas, tambien es transparente y presentan facetas cúbicas bien desarrolladas. De manera menos abundante y en las muestras pertenecientes a los afloramientos del Cerro de la Sal y de Peña Grajera, aparece granate de tipo piropo con color rosado y transparente, formando cristales xenomorfos más o menos redondeados. Dentro de estas tres variedades se diferencian dos tipos de facies: la primera aparce bastante alterada y con frecuentes inclusiones y corresponden a granates pertenecientes a las rocas encajantes, mientras que el segundo tipo aparece sin alterar y corresponde a las facies pegmatíticas. Todos ellos fueron encontrados principalmente en la fracción de densidad superior a 3.3 (fracción pesada) y diamagnética. Se han realizado microanálisis semicuantitativos mediante Espectrometría de Energía de Rayos X y, en ambos tipos de granates, los elementos encontrados fueron Si, Al, Fe, Mn, Mg y Ca (Fig. VII.1).

La **andalucita** encontrada se supone que pertenece a los micaesquistos encajantes de los afloramientos Cerro de la Sal y Peña Grajera, ya que presentan numerosas inclusiones de color oscuro y carácter carbonoso. Es transparente, incolora y con brillo vítreo, de carácter prismático (con base cuadrada) y estriado. Se concentra, principalmente, en la fracción de densidad entre 2.9 y 3.3 (fracción intermedia) y paramagnética.

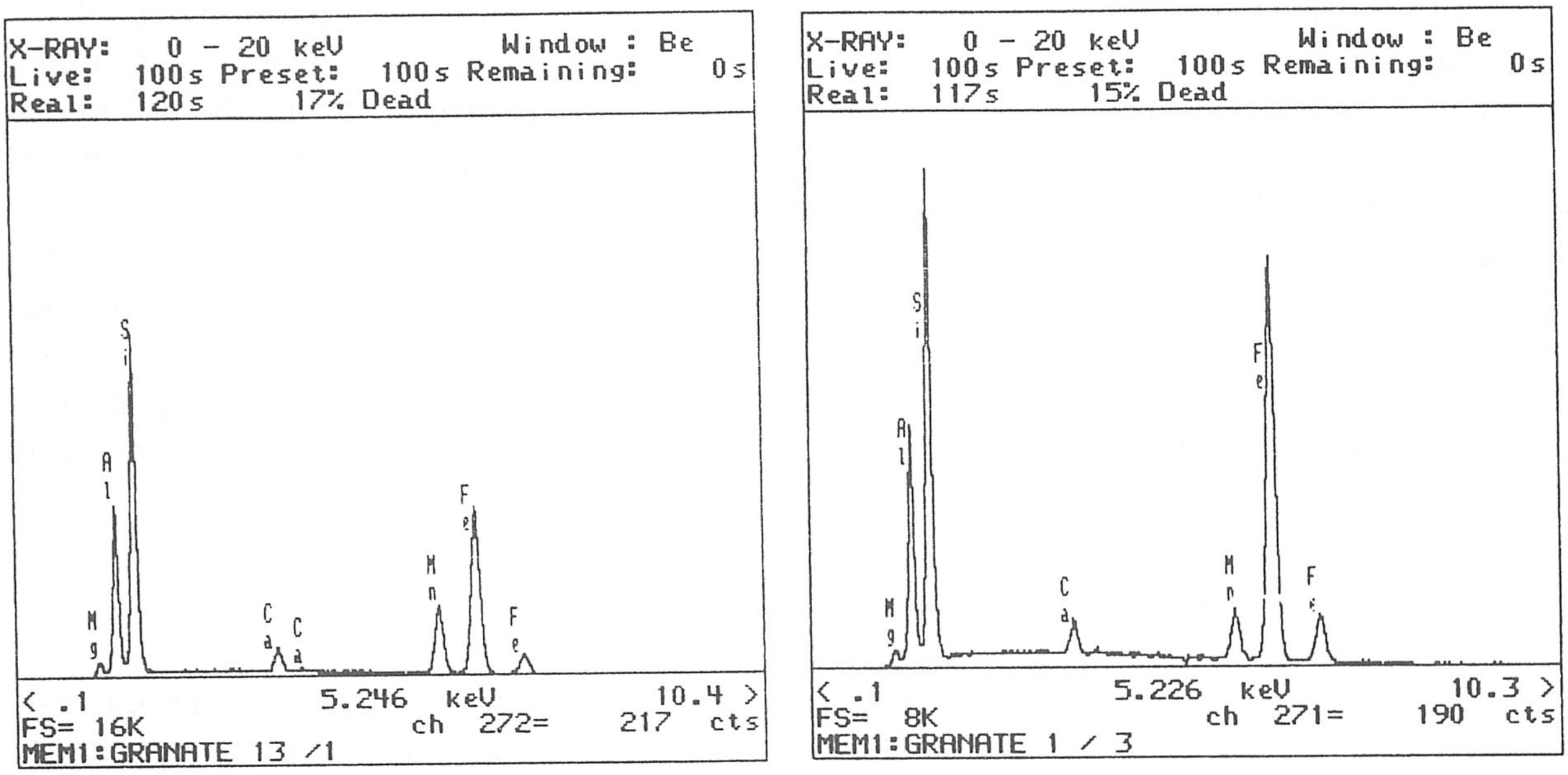


Fig.VII.1. Espectro de EDX de los granates almandínicos-espesartínicos estudiados mediante Microscopía Electrónica de Barrido.

La **estaurolita** aparece en las muestras de los afloramientos Cerro de la Sal y Peña Grajera, con tonalidades anaranjadas y carácter translúcido, brillo vítreo, sin facetas y con inclusiones abundantes, perteneciendo a las rocas encajantes. Se concentra en la fracción de densidad superior a 3.3 (fracción pesada) y paramagnética.

La **epidota** aparece en todos los afloramientos estudiados (Cerro de la Sal, Peña Grajera, Río Bembézar y Diéresis), presenta color amarillo-verdoso y carácter transparente, brillo resinoso , con pocas facetas. Se descartó que se tratara de un fosfato o arseniato mediante el método de identificación del apartado II.2.7. y que consiste en mezclar la muestras con molibdato amónico, añadiéndose posteriormente ácido nítrico, apareciendo un color amarillo si existen fosfatos o arseniatos. También pertenece a las facies encajantes y se concentra en la fracción de densidad superior a 3.3 (fracción pesada) y paramagnética.

Los **anfíboles** de los afloramientos Cerro de la Sal y Peña Grajera, pertenecientes a las rocas encajantes presentan hábitos alargados, color negro y son opacos, tendiendo a concentrarse en la fracción de densidad entre 2.9 y 3.3 (fracción intermedia) y diamagnética.

En las muestras estudiadas aparece un mineral de color oscuro que corresponde al término **biotita**, mostrando carácter laminar y concentrándose en la fracción de densidad entre 2.9 y 3.3 (fracción intermedia) y diamagnética. También aparece otro mineral de color verde medio, de carácter translúcido y hábito muy laminar, que corresponde a una **clorita** muy rica en Fe, apareciendo principalmente en la fracción de densidad entre 2.9 y 3.3 (fracción intermedia) y diamagnética. Ambas se encuentran en las fracciones separadas del afloramiento Diéresis.

Las **turmalinas** encontradas presentan dos aspectos diferentes. El primer tipo de granos presentan un color gris ahumado y transparente, de carácter prismático muy estriado

y con facetas desarrolladas, correspondiendo a un término dravítico. El segundo tipo de turmalina (Fotos 57 y 58) presenta un color verde botella y carácter prismático alargado correspodiendo a un término intermedio de la serie chorlo-dravita. Los resultados de los microanálisis semicuantitativos mediante Espectrometría de Energía de Rayos X indican la presencia de Si, Al, Fe, Mn, Ti, Na y Ca (Fig. VII.2). Ambos tipos presentan el pleocroismo inverso característico de este mineral, pertenecen a las pegmatitas y tienden a concentrarse en la fracción de densidad entre 2.9 y 3.3 (fracción intermedia) y paramagnética. Aparecen en todos los afloramientos estudiados (Cerro de la Sal, Peña Grajera, Río Bembézar y Diéresis).

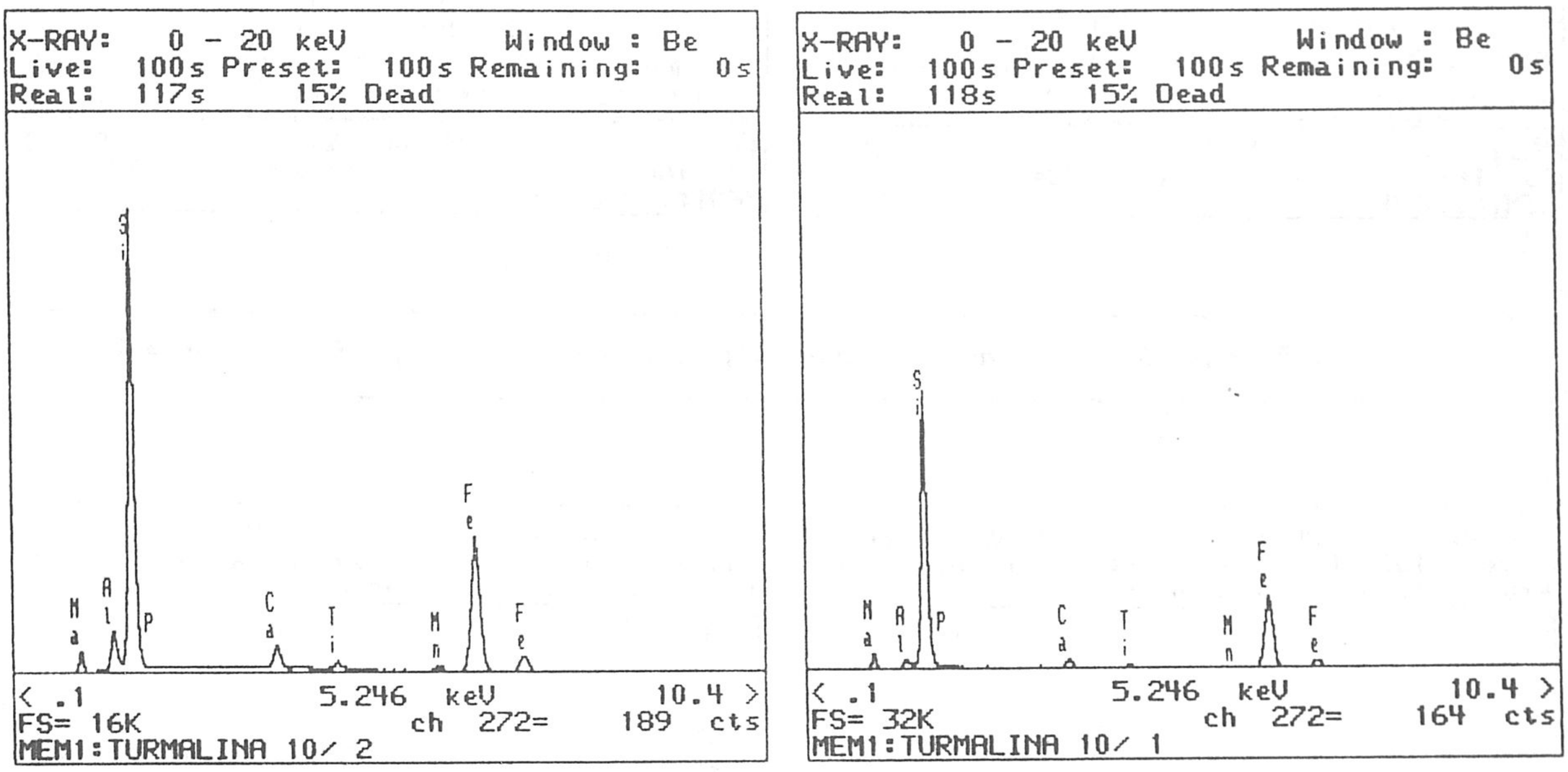


Fig. VII.2. Espectro de EDX de las turmalinas estudiadas mediante Microscopía Electrónica de Barrido.

La **magnetita** aparece con color negro y carácter opaco, formando octaedros o dodecaedros que presentan sus caras estriadas. Aparece en la fracción de densidad superior a 3.3 (fracción pesada) y diamagnética de todos los afloramientos estudiados (Cerro de la Sal, Peña Grajera, Río Bembézar y Diéresis). En las muestras pertenecientes al afloramiento Diéresis aparecen cristales de **ilmenita** (Foto 59) de color oscuro y brillo metálico. Se concentra en la fracción de densidad mayor de 3.3 (fracción pesada) y diamagnética. Los resultados de los microanálisis semicuantitativos mediante Espectrometría de Energía de Rayos X indican la presencia de Fe y Ti fundamentalmente, junto a pequeñas cantidades de Si, Al, Ca, Na y K (Fig. VII.3).

En las muestras pertenecientes a los afloramientos Diéresis y Río Bembézar aparecen, de manera muy abundante, **rutilo** (Foto 60) con carácter translúcido y color rojo a marrón. Tiende a concentrarse en la fracción de densidad superior a 3.3 (fracción pesada) y diamagnética, perteneciendo claramente a las facies pegmatíticas. Los resultados de los microanálisis semicuantitativos mediante Espectrometría de Energía de Rayos X muestran la existencia de Ti, unido a pequeños porcentajes de Fe, Mg, Si, Al, Cr, Na y K (Fig. VII.4).

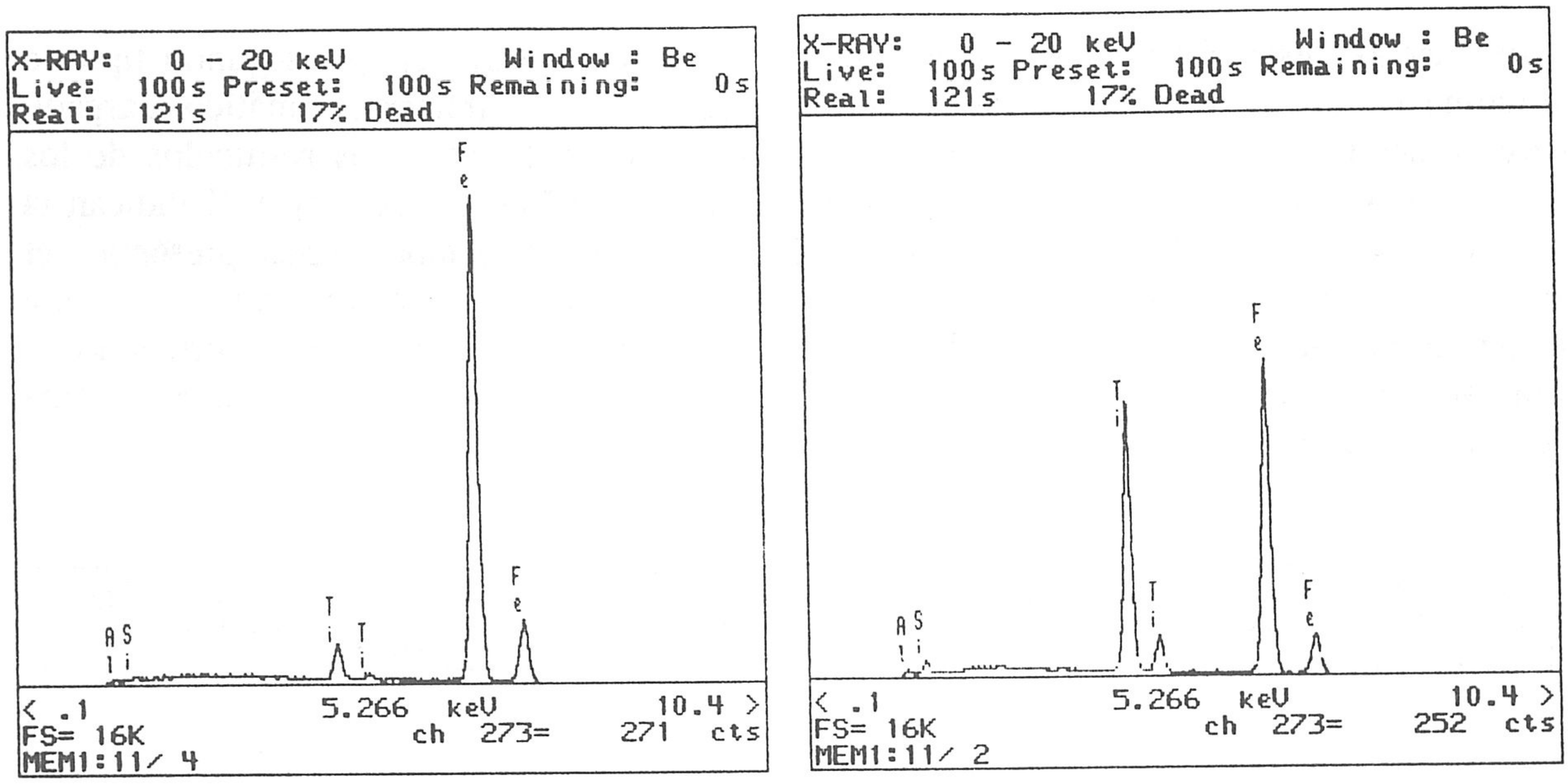


Fig. VII.3. Espectro de EDX de las ilmenitas estudiadas mediante Microscopía Electrónica de Barrido.

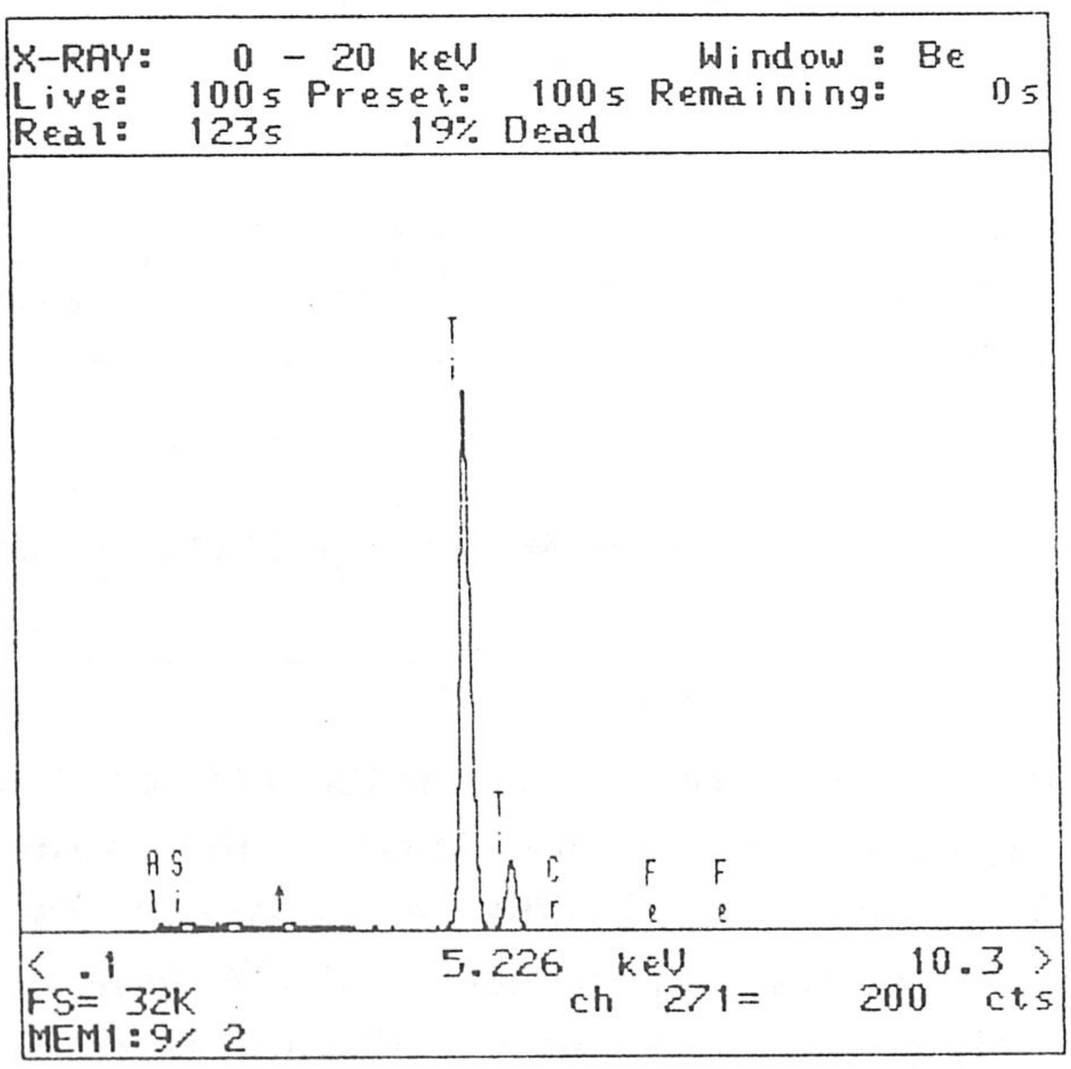
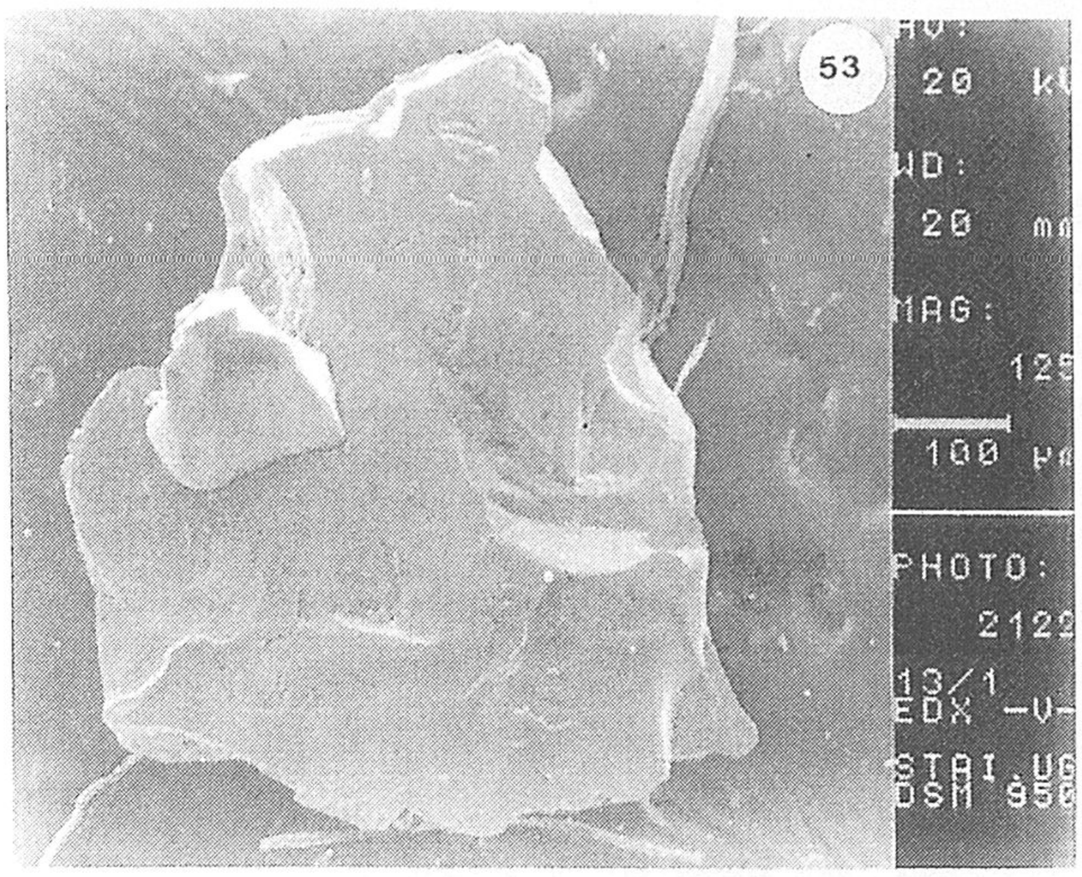
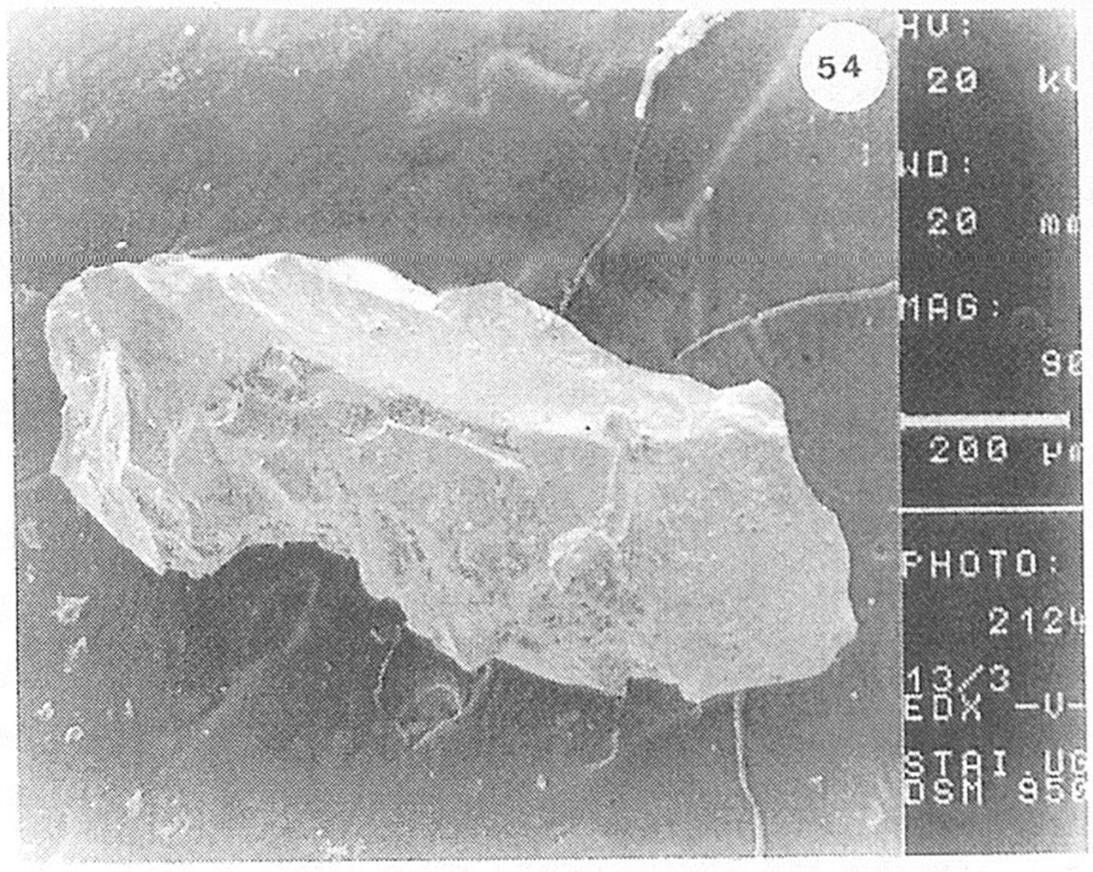
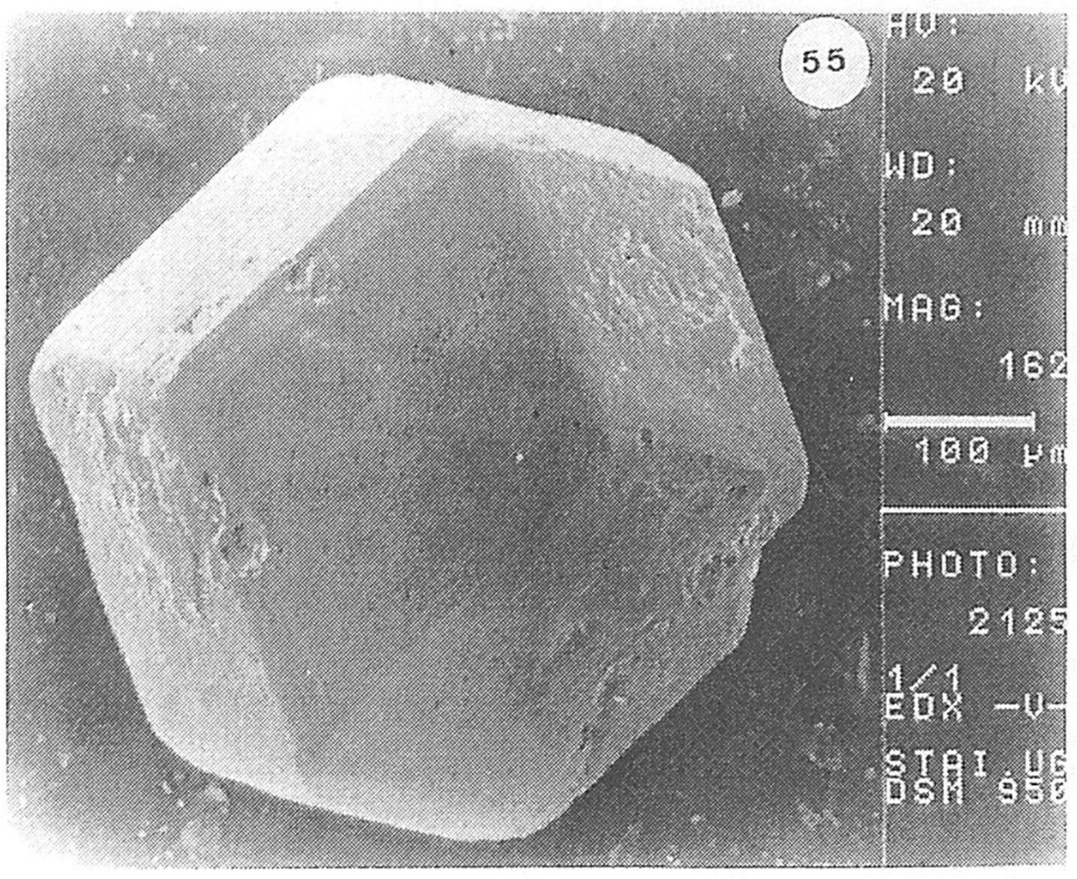


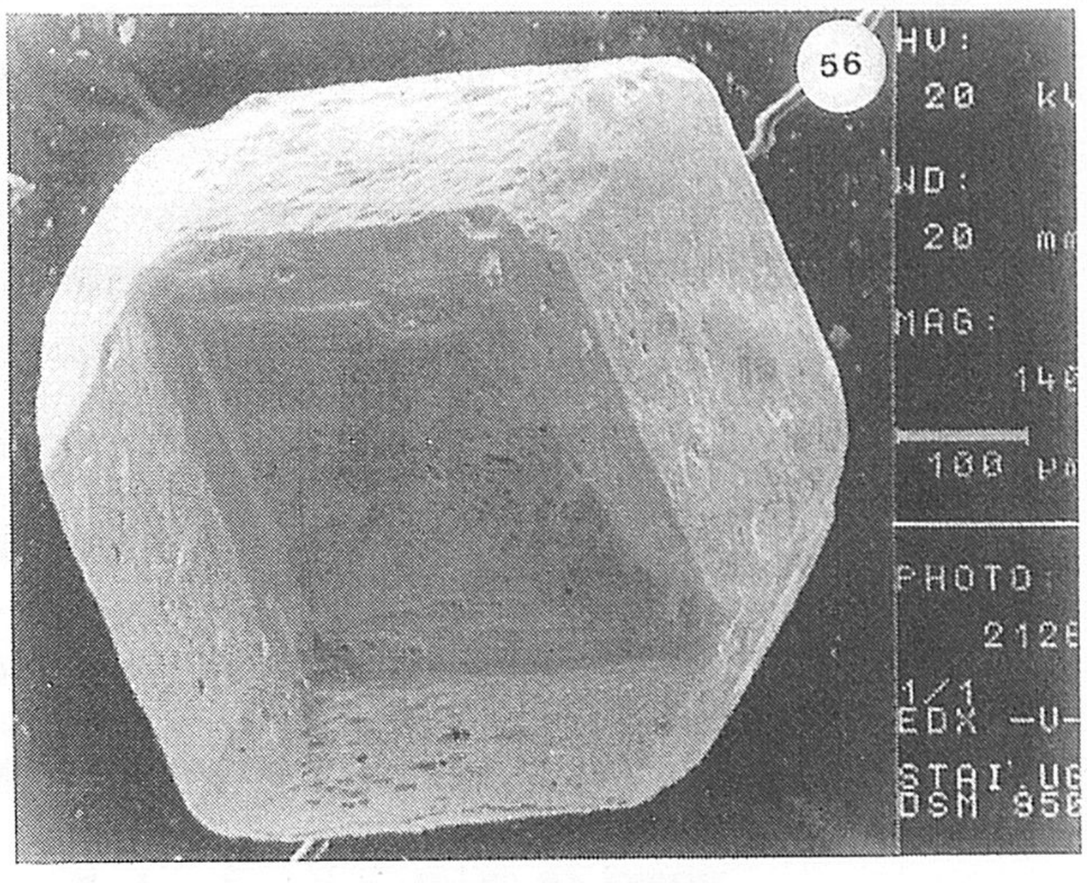
Fig. VII.4. Espectro de EDX de los rutilos estudiados mediante Microscopía Electrónica de Barrido.

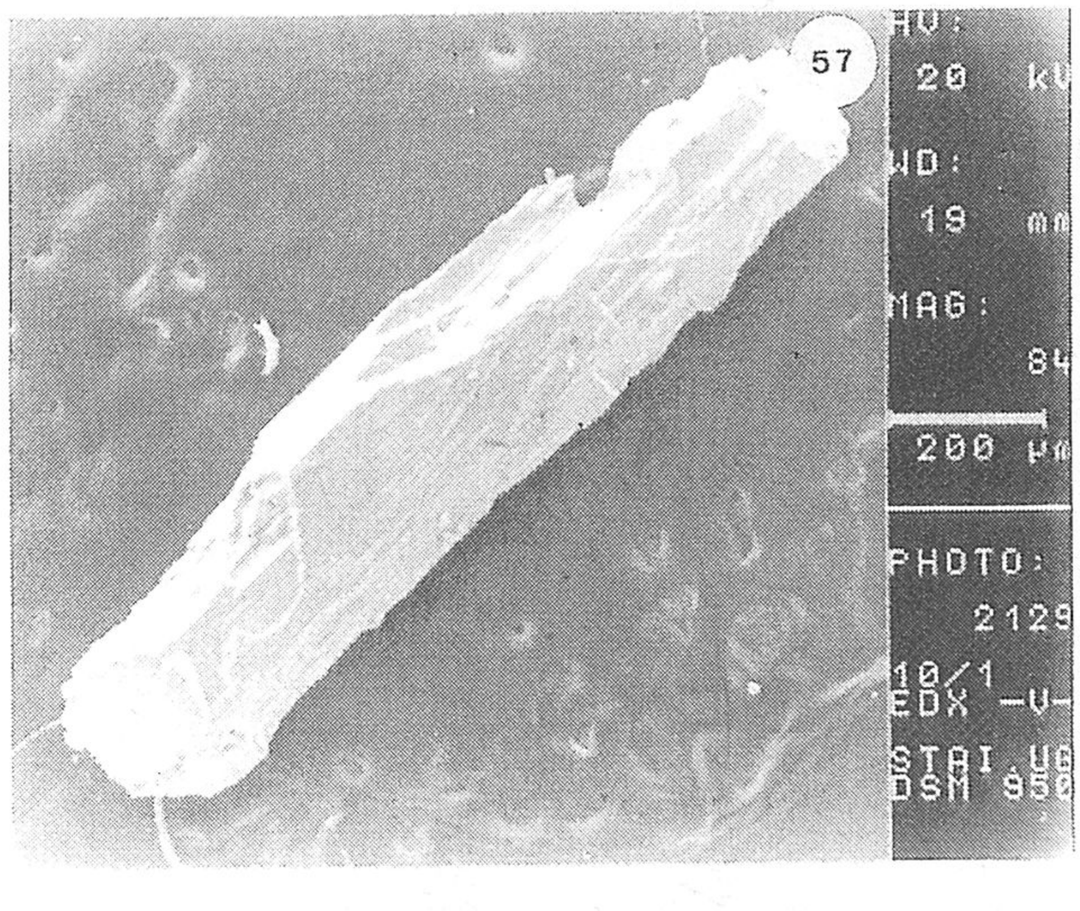
El **apatito** aparece en las fracciones separadas de los afloramientos Cerro de la Sal, Peña Grajera y Río Bembézar, es incoloro y transparente, formando cristales prismáticos. Puede pertenecer tanto a las rocas encajantes como a los yacimientos pegmatíticos y se encuentra, fundamentalmente, en la fracción de densidad entre 2.9 y 3.3 (fracción intermedia) y paramagnética.

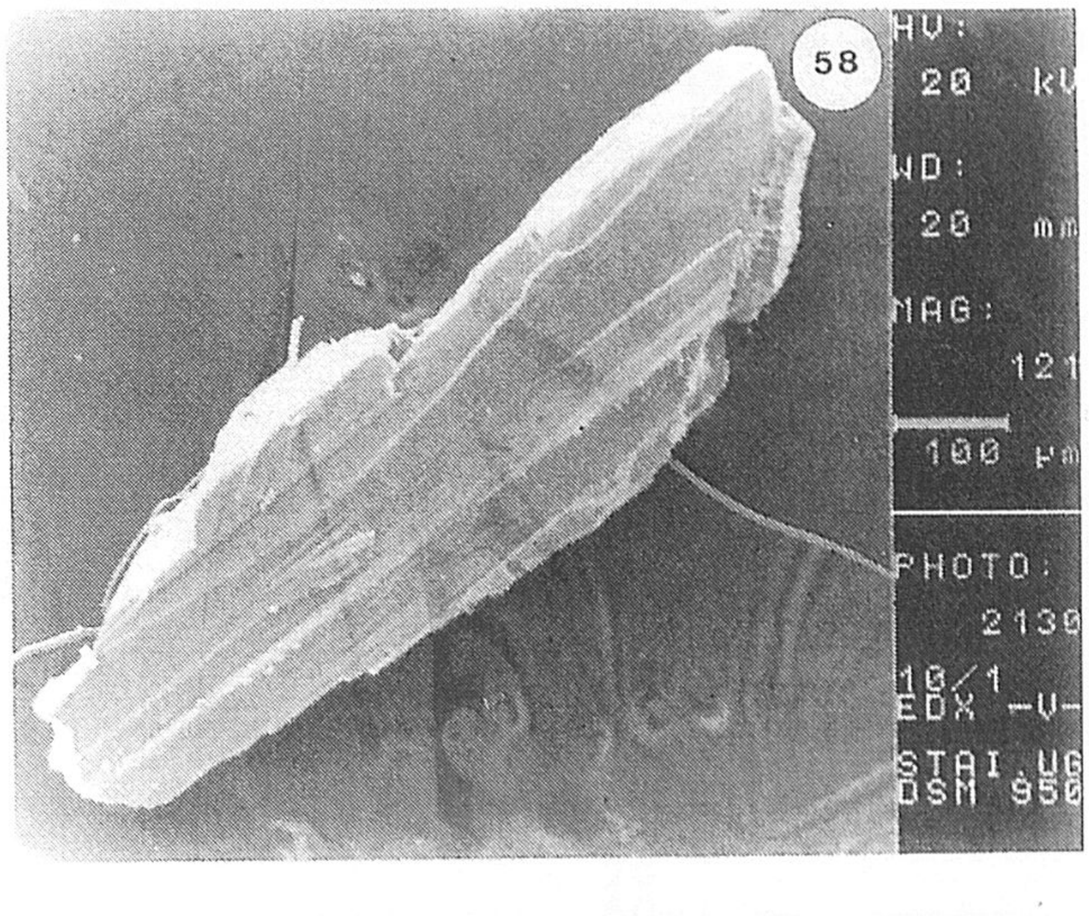

53
HV:
20 kV
WD:
20 mm
MAG:
125
100 µm
PHOTO:
2122
13/1
EDX -V-
STAI.UG
DSM 950

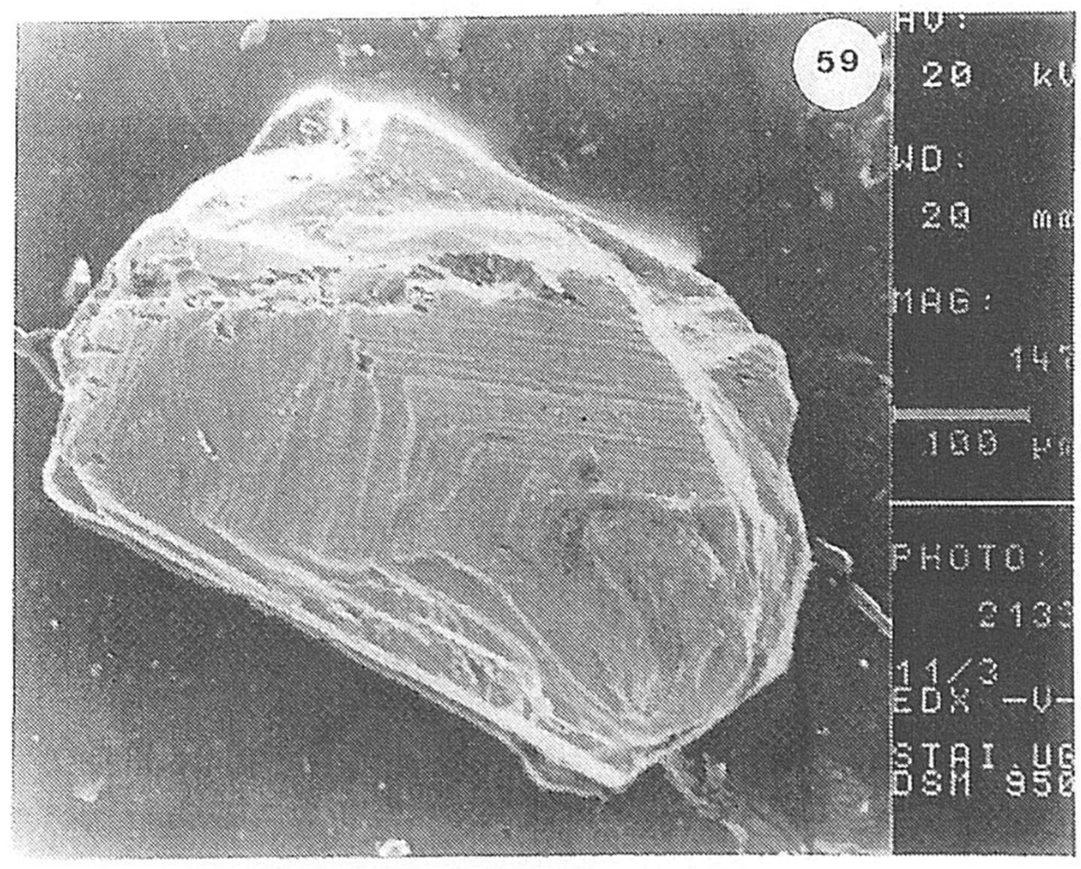

54
HV:
20 kV
WD:
20 mm
MAG:
90
200 µm
PHOTO:
2124
13/3
EDX -V-
STAI.UG
DSM 950

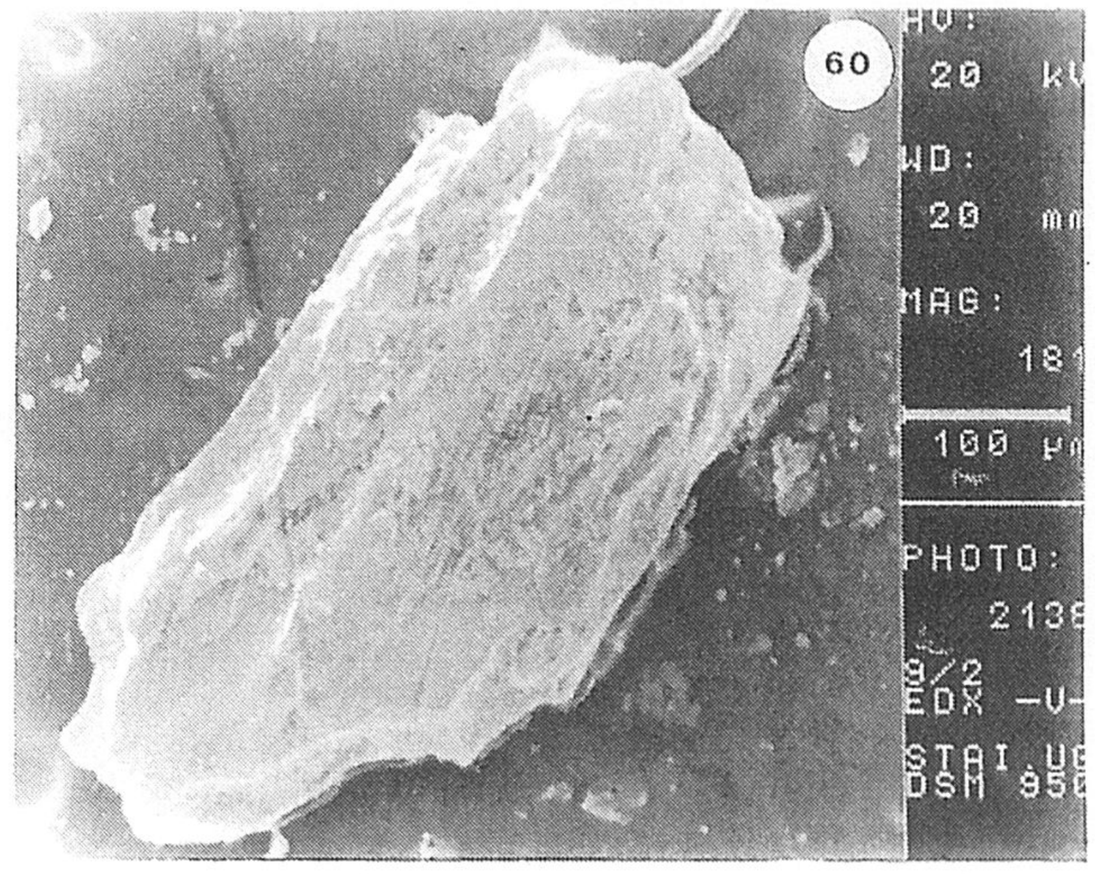

55
HV:
20 kV
WD:
20 mm
MAG:
162
100 µm
PHOTO:
2125
1/1
EDX -V-
STAI.UG
DSM 950


56
HV:
20 kV
WD:
20 mm
MAG:
140
100 µm
PHOTO:
2126
1/1
EDX -V-
STAI.UG
DSM 950


57
HV:
20 kV
WD:
19 mm
MAG:
84
200 µm
PHOTO:
2129
10/1
EDX -V-
STAI.UG
DSM 950


58
HV:
20 kV
WD:
20 mm
MAG:
121
100 µm
PHOTO:
2130
10/1
EDX -V-
STAI.UG
DSM 950


59
HV:
20 kV
WD:
20 mm
MAG:
100 µm
PHOTO:
11/3
EDX -V-
STAI.UG
DSM 950


60
HV:
20 kV
WD:
20 mm
MAG:
100 µm
PHOTO:
9/2
EDX -V-
STAI.UG
DSM 950

Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de:

FOTO 53 y 54. *Granate espesartínico (cercanías de Diéresis).*

FOTO 55 y 56. *Granate almandínico (cercanías de Cerro de la Sal y Peña Grajera).*

FOTO 57 y 58. *Turmalinas (cercanías de Cerro de la Sal y Peña Grajera).*

FOTO 59. *Ilmenita (cercanías de Diéresis).*

FOTO 60. *Rutilo (cercanías de Río Bembézar).*

Todas las muestras pertenecen a las pegmatitas de tipo III cuarzo-feldespáticas.

Por último, se ha detectado la presencia de cristales de **uraninita** en las muestras pertenecientes al aflormiento Diéresis, formando octaedros y cubos, de color negro y opacos, pertenecientes a la facies pegmatítica. Se concentra, principalmente, en la fracción de densidad superior a 3.3 (fracción pesada) y paramagnética.

Las medidas de radiactividad, realizadas con Contador Geiger, en las distintas muestras estudiadas, han dado valores negativos en todas ellas, salvo en las pertenecientes al afloramiento Diéresis, donde el valor máximo alcanzado es de 1080 cuentas/seg.

Los resultados de los análisis químicos semicuantitativos de las fracciones finas mediante Espectroscopía de Emisión y Fluorescencia de Rayos X se presentan en la Tabla VII.1. De su observación se deduce que la mayoría de los elementos traza se presentan en porcentajes inferiores a 50 ppm (B, Be, Pb, Y, Nb, Ga y Sn). Los contenidos en Li se encuentran por debajo del límite de detección, lo que concuerda con la mineralogía y características de los minerales pegmatíticos descritos en el apartado V.

La concentración en Rb (200-150 ppm), Sr (130-200 ppm) y Ba (700-1000 ppm) son bastante elevadas y concuerdan con las altas concentraciones de estos elementos encontradas en los feldespatos pertenecientes a los principales afloramientos estudiados (Tabla V.5).

Los altos valores de Zr (350 - 400 ppm) pueden estar relacionados con la presencia de zircones en las rocas encajantes de los afloramientos.

Por último, los contenidos en V (20 - 100 ppm) coindiden con las altas concentraciones de V encontradas en las micas, principalmente trioctaédricas, pertenecientes a los afloramientos estudiados.

TABLA VII.1. Análisis químicos semicuantitativos mediante Espestroscopía de Emisión y Fluorescencia de Rayos X de las fracciones finas (200 - 315 μm y <100 μm) de arenas

AFLORAMIENTOS	CS - PG		D		RB	
Fracción	200-315	<100	200-315	<100	200-315	<100
Si	M		M		M	
Al	M		M		M	
Fe	M		M		M	
Mg	m		m		m	
K	f		f		f	
Na	m		m		f	
Ca	f		f		f	
Li	–	–	–	–	–	–
Be	5	5	5	5	5	5
B	10		10		10	
Rb	200		150		200	
Cs	–		–		–	
Sr	200		130		130	
Ba	700		1000		1000	
Pb	30		10		10	
Zr	450		350		400	
Y	30		20		20	
Nb	30		20		20	
Ga	10		20		20	
Zn	100		20		50	
Cu	50		30		50	
Ni	50		70		100	
Mn	700		500		500	
Cr	200		250		250	
Ti	5000		4000		4000	
V	20		100		100	
Sn	10		10		10	

M = elemento mayoritario (> 10 % en peso), m = elemento medio (5 - 10 % en peso), f = elemento minoritario (1000 ppm - 3 % en peso). Elementos traza en ppm. Fracciones en μm. Leyenda de las muestras: Cs: Cerro de la Sal, PG: Peña Grajera, D: Diéresis, RB: Río Bembézar.

VII.3. INTERPRETACIONES PETROGENETICAS

El estudio de arenas pertenecientes a diferentes afloramientos de pegmatitas cuarzo-feldespáticas muestra que la mineralogía de dichas muestras es equivalente a la descrita para las pegmatitas (s.s.) y rocas encajantes. No se ha encontrado ningún enriquecimiento relativo en minerales pesados en las fracciones separadas (pesadas y diamagnéticas).

El estudio de las fracciones ligeras revela que existen elementos (B, Be, Pb, Y, Nb, Ga y Sn) que aparecen en bajas concentraciones, mientras que otros elementos (Rb, Sr, Ba, Zr, V), que presentan altos porcentajes en dichas muestras, pueden ser asimilados a la presencia de minerales pegmatíticos o a minerales pertenecientes a las rocas encajantes de los distintos afloramientos estudiados.

VIII. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS ENCAJANTES DE LAS PEGMATITAS

VIII.1. INTRODUCCION

El estudio de la geoquímica de las rocas encajantes de las pegmatitas puede proporcionar una importante información sobre estas últimas. En este sentido, la determinación de los elementos traza presentes en las rocas de caja y el establecimiento de su variación con la distancia al contacto entre ambas, puede indicar la migración de fluidos derivados de las pegmatitas a través de dichas rocas encajantes pudiendo aparecer grandes aureolas de alteración.

La extensión de estas aureolas de dispersión de elementos y sus características dependen de la estructura y composición de las rocas encajantes, y han sido atribuídas a fluidos derivados por exsolución a partir de magmas graníticos ricos en volátiles (Jahns, 1982).

Debido al enriquecimiento del magma pegmatítico, y de la fase acuosa coexistente, en elementos incompatibles como Li, Rb, Cs, Ba, B y Nb, el transporte de dichos elementos fuera del sistema pegmatítico y su interacción con las rocas encajantes pueden originar modificaciones en las paragénesis originales de dichas rocas (Shearer *et al.*, 1986).

Los conjuntos de alteración formados alrededor de las pegmatitas consisten normalmente en asociaciones ricas en turmalina que indican el transporte de B a través de las rocas encajantes (Shearer *et al.*, 1984), o en conjuntos minerales de baja temperatura formados por reequilibrio de las fases primarias (Shearer *et al.*, 1986).

En las pegmatitas de Sierra Albarrana, además de los conjuntos de alteración ricos en B (descritos en el apdo. V.1.3), también se produce una importante dispersión de algunos elementos traza alrededor de los cuerpos pegmatíticos que indican la existencia de aureolas de alteración producidas por los fluidos derivados de las pegmatitas.

VIII.2. RESULTADOS

Los resultados de los análisis químicos de elementos mayores y trazas realizados mediante Fluorescencia de Rayos X y Espectrometría de Plasma en muestras representativas de las rocas encajantes de los principales afloramientos de pegmatitas cuarzo-feldespáticas, con silicatos de aluminio y con anfíbol y/o epidota se muestran en la Tabla VIII.1. y en la Fig. VIII.1. En ellas, las distintas rocas encajantes han sido diferenciadas por formaciones litológicas:

(a) *Pegmatitas cuarzo-feldespáticas*:

- Tramo de cuarcitas y areniscas feldespáticas (Formación cuarcitas de Sierra Albarrana de Garrote *et al.*, 1980): cuarcitas y areniscas feldespáticas.
- Tramo de gneises migmatíticos (Formación Peña Grajera en la nomenclatura de Garrote *et al.*, 1980):
  - tramo inferior (Formación Peña Grajera II): esquistos y gneises,
  - tramo superior (Formación Peña Grajera I): gneises.
- Tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (Formación gneises del Cabril de Garrote *et al.*, 1980): gneises.

(b) *Pegmatitas con silicatos de aluminio*: Tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (Formación esquistos Montesina de Garrote *et al.*, 1980): micaesquistos ricos en

aluminio.

(c) *Pegmatitas con anfíbol y/o epidota*: Tramo de gneises migmatíticos, tramo inferior (Formación Peña Grajera I de Garrote *et al.*, 1980): anfibolitas.

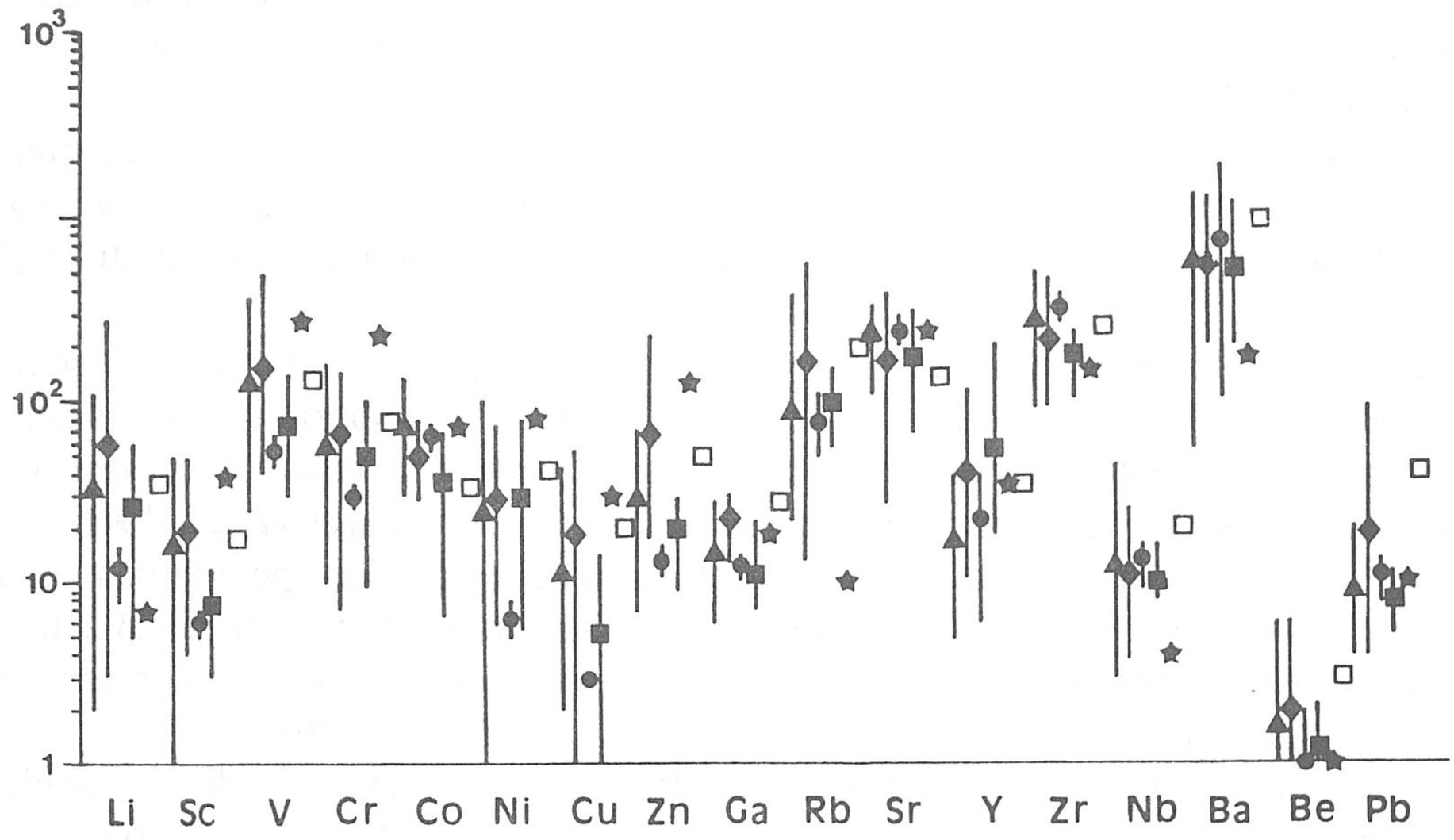


Fig.VIII.1. *Variación en el contenido de algunos elementos traza (en ppm) en las rocas encajantes de los principales afloramientos de pegmatitas. (a) Pegmatitas cuarzo-feldespáticas: cuarcitas del tramo de cuarcitas y areniscas feldespáticas (triángulos), gneises y esquistos de la parte inferior del tramo de gneises migmatíticos (rombos), gneises de la parte superior del tramo de gneises migmatíticos (círculos), gneises y esquistos del tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (cuadrados llenos); (b) pegmatitas con silicatos de aluminio: micaesquistos ricos en aluminio del tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (estrellas); (c) pegmatitas con anfíbol y/o epidota: anfibolitas de la parte inferior del tramo de gneises migmatíticos (cuadrados vacíos). La posición de los símbolos indica los valores medios.*

Por otro lado, la obtención de muestras representativas de las distintas zonas pegmatíticas o de los cuerpos pegmatíticos completos resulta difícil (al igual que para REE) debido a su gran tamaño de grano (Walker *et al.*, 1986 apuntan este mismo hecho). Por ello, no se han obtenido muestras de cada zona o de los cuerpos completos, sino que se han estudiado los minerales independientemente (capítulo V).

Todas las litologías estudiadas muestran importantes variaciones en los contenidos en elementos mayoritarios (e.g. en las cuarcitas, la SiO_2 oscila entre el 47 % y el 84 % y la Al_2O_3 varía entre el 8 % y el 25 %) (Tabla VIII.1). Estas variaciones en el quimismo de elementos mayores reflejan las variaciones modales en biotita y cuarzo en las distintas capas de las rocas encajantes.

Las rocas encajantes de las pegmatitas que aparecen próximas al contacto con la pegmatita están más oxidadas que las situadas más alejadas de dicho contacto. Shearer *et al.* (1986) observaron también este hecho en las pegmatitas Tip Top y Etta (Black Hills, Dakota del Sur, USA).

TABLA VIII.1. Análisis químicos mediante Fluorescencia de Rayos X y Espectrometría de Plasma de las rocas encajantes de las pegmatitas.

Muestra	B-1rc	B-2rc	B-3rc	CO-1rc	CO-2rc	LM-1rc	LM-2rc	TAR-1rc
Formación	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)
Litología	(I)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)
Situación	1-2	10		1-2		1-2		1-2
Elementos mayores								
SiO_2	56.80	83.67	76.32	79.29	67.45	76.63	63.83	55.79
Al_2O_3	25.21	8.42	12.78	11.35	15.18	14.59	19.91	23.39
Fe_2O_3	5.52	1.07	1.02	0.79	2.20	0.50	2.07	7.95
MgO	1.82	0.66	1.08	0.41	2.58	0.26	1.81	3.56
MnO	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.09	0.10
TiO_2	0.82	0.18	0.19	0.11	0.50	0.04	0.63	0.87
P_2O_5	0.08	0.06	0.05	0.04	0.29	0.00	0.06	0.13
Na_2O	0.48	1.32	3.79	2.08	3.56	4.72	3.34	3.02
CaO	0.22	0.26	1.21	0.28	2.43	1.65	1.23	0.84
K_2O	7.67	3.63	0.97	4.99	4.62	0.82	4.65	3.63
LOI	1.29	0.65	2.52	0.59	1.11	0.72	2.38	0.72
Elementos traza								
Li	4	2	27	15	51	5	26	17
Sc	19	1	35	2	15	1	17	2
V	112	34	237	26	107	46	112	41
Cr	43	15	145	10	70	27	71	32
Co	75	98	55	115	36	100	31	131
Ni	11	3	98	5	24	1	20	17
Cu	2	3	23	4	11	2	31	5
Zn	31	27	58	13	23	16	34	17
Ga	27	7	18	9	22	9	23	6
Rb	28	22	85	110	137	29	160	28
Sr	261	265	198	134	323	312	303	219
Y	29	5	33	11	32	7	29	7
Zr	450	439	92	102	307	493	285	615
Nb	45	10	3	6	17	14	17	5
Ba	55	91	267	1220	1232	175	1206	154
Be	4	1	0	0	3	2	3	1
Pb	9	10	8	10	9	10	22	7

Muestra	TA-1rc	TA-2rc	T-1rc	VAG-1rc	VAG-2rc	CS-1rc	CS-2rc	CS-3rc
Formación	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(2)	(2)	(2)
Litología	(I)	(II)	(II)	(I)	(V)	(III)	(III)	(III)
Situación	1-2			1-2		0.5	7	20
Elementos mayores								
SiO_2	66.90	47.80	81.14	73.68	50.36	59.63	79.46	79.73
Al_2O_3	19.01	16.28	10.96	16.03	14.06	21.48	10.86	12.08
Fe_2O_3	2.24	11.84	0.77	0.51	14.20	5.71	1.25	0.44
MgO	1.60	9.42	0.59	0.53	6.48	2.19	1.38	0.25
MnO	0.08	0.11	0.07	0.07	0.16	0.09	0.08	0.07
TiO_2	0.83	1.56	0.14	0.59	1.67	0.87	0.24	0.18
P_2O_5	0.11	0.21	0.01	0.00	0.21	0.16	0.04	0.00
Na_2O	2.97	0.63	3.17	5.19	1.34	1.26	3.24	3.78
CaO	1.27	2.46	1.09	0.68	7.25	0.56	1.27	1.63
K_2O	3.88	5.71	0.72	1.56	0.81	5.14	1.08	0.62
LOI	1.10	3.99	1.35	1.14	3.46	2.92	1.11	1.22
Elementos traza								
Li	13	114	7	9	41	61	22	16
Sc	7	41	5	2	46	17	8	11
V	55	243	41	49	346	122	66	91
Cr	25	89	16	14	123	68	47	49
Co	56	43	133	40	57	43	66	56
Ni	8	57	6	4	58	27	10	17
Cu	5	8	3	3	44	45	54	22
Zn	17	55	13	7	69	227	56	61
Ga	11	51	20	8	9	18	27	16
Rb	51	385	30	60	29	260	142	82
Sr	223	106	190	255	179	78	157	382
Y	6	16	7	8	38	43	32	43
Zr	113	110	119	286	146	282	463	241
Nb	5	5	8	20	6	24	18	22
Ba	151	420	122	1299	515	661	1108	251
Be	1	1	1	3	1	3	2	3
Pb	8	7	8	4	6	97	21	47

Composición de elementos mayores en % en peso. Composición de elementos traza en ppm. LOI = pérdida de peso por ignición. Leyenda de las muestras: (a) pegmatitas cuarzo-feldespáticas: B = Beta, CO = Colmenar, LM = Los Morales, TAR = Taravilla, T y TA = Traviesas, VAG = Mina Barita, CS = Cerro de la Sal, MG = Pozos de Juan Calvillo, VD = Valdenoque, VA5 = Valverda 5, AL = Alameda, JC = Juan Calvillo, PG = Peña Grajera, RB = Río Bembézar, C = Coma, D = Diéresis, U = Umbría, (b) pegmatitas con silicatos de aluminio: SA, (c) pegmatitas con anfíbol y/o epidota: BA; rc roca encajante. (1) Tramo de cuarcitas y areniscas feldespáticas (▲), (2) Tramo de gneises migmatíticos (parte inferior)(♦, □), (3) Tramo de gneises migmatíticos (parte superior) (●), (4) Tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (■), (5) Tramo de paragneises, esquistos y metaareniscas (★); (I) Cuarcitas, (II) areniscas feldespáticas, (III) esquistos, (IV) gneises, (V) diques de rocas básicas, (VI) micaesquistos ricos en aluminio, (VII) anfibolitas. Situación: distancia en m desde el contacto entre el cuerpo pegmatítico y la roca encajante. Los símbolos corresponden con los de la Fig. VIII.1).

TABLA VIII.1. Sigue

Muestra	CS-4rc	MG-1rc	MG-2rc	VD-1rc	VD-2rc	VD-3rc	VA5-1rc	AL-1rc
Formación	(2)	(2)	(2)	(2)	(2)	(2)	(2)	(2)
Litología	(III)	(IV)	(V)	(IV)	(IV)	(V)	(IV)	(IV)
Situación	30	1-2		0.5	5			1-2
Elementos mayores								
SiO_2	75.87	72.52	49.59	56.36	49.26	71.18	67.89	64.87
Al_2O_3	12.00	14.89	13.52	16.43	15.91	13.87	15.61	18.36
Fe_2O_3	1.21	1.43	14.09	9.25	10.15	1.81	3.41	1.35
MgO	0.79	1.08	5.42	6.00	8.25	1.12	2.08	1.41
MnO	0.08	0.08	0.16	0.13	0.18	0.08	0.11	0.07
TiO_2	0.32	0.23	3.40	0.90	1.51	0.48	0.55	0.50
P_2O_5	0.17	0.04	0.44	0.27	0.24	0.13	0.15	0.13
Na_2O	1.84	4.23	2.49	1.59	2.16	2.79	2.83	5.04
CaO	0.62	0.53	8.68	1.55	9.74	0.70	3.84	2.39
K_2O	5.15	3.53	0.93	3.22	1.53	4.35	2.04	1.53
LOI	1.94	1.46	1.29	4.31	1.05	3.49	1.49	4.33
Elementos traza								
Li	35	14	8	92	3	67	16	93
Sc	15	4	45	22	35	23	17	19
V	107	43	493	179	255	141	69	117
Cr	64	33	30	38	124	47	7	78
Co	49	73	79	32	66	38	41	40
Ni	29	11	16	16	72	41	6	31
Cu	16	6	33	1	1	4	16	22
Zn	115	18	53	82	88	74	35	28
Ga	27	13	23	19	18	19	14	30
Rb	153	82	14	138	51	141	46	282
Sr	195	128	206	118	337	133	181	54
Y	38	11	64	19	33	17	23	38
Zr	340	138	251	142	144	96	113	214
Nb	8	8	4	4	4	19	23	21
Ba	630	639	207	396	365	365	482	1207
Be	2	1	1	1	0	1	0	3
Pb	13	12	6	4	7	7	13	6

Muestra	JC-1rc	PG-1rc	PG-2rc	RB-1rc	RB-2rc	RB-3rc	C-1rc	D-1rc
Formación	(2)	(2)	(2)	(3)	(3)	(3)	(4)	(4)
Litología	(III)	(III)	(III)	(IV)	(IV)	(IV)	(IV)	(IV)
Situación	1-2	0.5	5	0.5	2	5	1-2	0.5
Elementos mayores								
SiO_2	49.66	65.91	66.46	49.80	80.23	71.93	61.85	67.48
Al_2O_3	16.63	17.67	18.70	16.70	11.43	16.35	17.00	14.26
Fe_2O_3	9.60	15.95	2.16	9.31	10.74	0.82	7.22	2.83
MgO	7.89	1.63	2.08	8.15	0.78	0.71	5.16	5.81
MnO	0.14	0.09	0.09	0.15	0.07	0.07	0.11	0.08
TiO_2	0.88	0.66	0.63	1.32	0.22	0.32	0.62	0.59
P_2O_5	0.11	0.15	0.03	0.24	0.00	0.38	0.15	0.20
Na_2O	1.46	0.84	3.31	1.64	3.76	5.28	1.72	3.55
CaO	7.87	0.39	2.52	11.22	1.21	1.75	1.22	0.88
K_2O	1.87	4.53	2.73	0.51	0.93	1.44	3.53	2.95
LOI	3.89	2.20	1.28	0.96	0.64	0.95	1.43	1.37
Elementos traza								
Li	96	268	47	12	8	15	12	51
Sc	22	13	13	5	7	6	5	12
V	131	91	90	46	55	59	49	135
Cr	91	58	56	26	30	33	23	93
Co	28	78	38	72	64	59	87	35
Ni	37	17	20	7	5	8	13	80
Cu	1	9	23	3	3	3	14	1
Zn	39	61	34	14	12	12	29	26
Ga	31	23	21	11	11	14	7	18
Rb	224	550	106	114	49	66	83	135
Sr	92	28	328	210	235	235	84	233
Y	116	36	37	38	6	29	30	19
Zr	167	250	340	358	290	307	212	198
Nb	23	21	16	14	9	15	7	11
Ba	245	367	478	1909	105	166	984	403
Be	4	6	3	0	1	2	1	1
Pb	10	6	15	13	8	12	11	5

Composición de elementos mayores en % en peso. Composición de elementos traza en ppm. LOI = pérdida de peso por ignición. Leyenda de las muestras: (a) pegmatitas cuarzo-feldespáticas: B = Beta, CO = Colmenar, LM = Los Morales, TAR = Taravilla, T y TA = Traviesas, VAG = Mina Barita, CS = Cerro de la Sal, MG = Pozos de Juan Calvillo, VD = Valdenoque, VA5 = Valverda 5, AL = Alameda, JC = Juan Calvillo, PG = Peña Grajera, RB = Río Bembézar, C = Coma, D = Diéresis, U = Umbría, (b) pegmatitas con silicatos de aluminio: SA, (c) pegmatitas con anfíbol y/o epidota: BA; rc roca encajante. (1) Tramo de cuarcitas y areniscas feldespáticas (▲), (2) Tramo de gneises migmatíticos (parte inferior)(♦, □), (3) Tramo de gneises migmatíticos (parte superior) (•), (4) Tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (■), (5) Tramo de paragneises, esquistos y metaareniscas (★); (I) Cuarcitas, (II) areniscas feldespáticas, (III) esquistos, (IV) gneises, (V) diques de rocas básicas, (VI) micaesquistos ricos en aluminio, (VII) anfibolitas. Situación: distancia en m desde el contacto entre el cuerpo pegmatítico y la roca encajante. Los símbolos corresponden con los de la Fig. VIII.1).

TABLA VIII.1. Sigue

Muestra	D-2rc	D-3rc	U-1rc	SA-1rc	BA-1rc
Formación	(4)	(4)	(4)	(5)	(3)
Litología	(IV)	(IV)	(V)	(VI)	(VII)
Situación	5	15	1-2	1-2	1-2
Elementos mayores					
SiO_2	64.58	82.19	84.64	64.41	54.81
Al_2O_3	16.74	9.86	8.64	18.27	27.14
Fe_2O_3	3.92	0.86	0.77	2.71	5.37
MgO	2.62	0.77	0.30	2.15	1.28
MnO	0.08	0.07	0.07	0.08	0.11
TiO_2	0.60	0.26	0.15	0.76	0.70
P_2O_5	0.15	0.01	0.04	0.22	0.06
Na_2O	4.33	3.01	2.58	4.85	1.48
CaO	1.02	1.27	0.46	1.94	0.39
K_2O	4.78	0.75	1.92	3.78	5.10
LOI	1.17	0.94	0.43	0.84	3.55
Elementos traza					
Li	46	17	5	7	55
Sc	11	4	3	39	18
V	94	38	31	278	115
Cr	75	27	9	229	71
Co	51	70	85	78	33
Ni	35	13	6	84	41
Cu	1	8	2	30	20
Zn	17	18	9	133	49
Ga	21	12	10	19	28
Rb	156	62	58	10	198
Sr	246	239	67	237	132
Y	20	25	208	35	36
Zr	194	238	119	147	226
Nb	15	6	10	4	20
Ba	721	211	289	175	910
Be	1	1	2	0	3
Pb	9	7	8	10	40

Composición de elementos mayores en % en peso. Composición de elementos traza en ppm. LOI = pérdida de peso por ignición. Leyenda de las muestras: (a) pegmátitas cuarzo-feldespáticas: B = Beta, CO = Colmenar, LM = Los Morales, TAR = Taravilla, T y TA = Traviesas, VAG = Mina Barita, CS = Cerro de la Sal, MG = Pozos de Juan Calvillo, VD = Valdenoque, VA5 = Valverda 5, AL = Alameda, JC = Juan Calvillo, PG = Peña Grajera, RB = Río Bembézar, C = Coma, D = Diéresis, U = Umbría, (b) pegmatitas con silicatos de aluminio: SA, (c) pegmatitas con anfíbol y/o epidota: BA; rc roca encajante. (1) Tramo de cuarcitas y areniscas feldespáticas (▲), (2) Tramo de gneises migmatíticos (parte inferior)(♦, □), (3) Tramo de gneises migmatíticos (parte superior) (•), (4) Tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos (■), (5) Tramo de paragneises, esquistos y metaareniscas (★); (I) Cuarcitas, (II) areniscas feldespáticas, (III) esquistos, (IV) gneises, (V) diques de rocas básicas, (VI) micaesquistos ricos en aluminio, (VII) anfibolitas. Situación: distancia en m desde el contacto entre el cuerpo pegmatítico y la roca encajante. Los símbolos corresponden con los de la Fig. VIII.1).

Con objeto de evaluar la influencia de los cuerpos pegmatíticos en la concentración de elementos traza en las rocas encajantes, se recogieron muestras a diferentes distancias del contacto entre las pegmatitas y las rocas de caja. En casi todos los elementos estudiados se observa una disminución progresiva conforme aumenta la distancia de dicho contacto (Li, Sc, V, Ni, Zn, Ga, Rb, Nb). Tendencias equivalentes han sido expresadas por Shearer *et al.* (1987).

Sin embargo, existen algunos elementos que muestran enriquecimientos en las rocas encajantes situadas inmediatamente adyacentes al contacto pegmatita-roca de caja (Cu, Sr, Ba). Estos enriquecimientos pueden ser debidos a la presencia dentro de las rocas encajantes de minerales micáceos que tienen tendencia a concentrar dichos elementos.

Estudios de numerosos autores han demostrado que la interacción entre las pegmatitas y los fluidos derivados de ellas con las rocas encajantes producen enriquecimientos en elementos alcalinos (Li, Rb, Cs, Sr y Nb) en las rocas encajantes (Shearer *et al.*, 1986, 1987). Este mismo fenómeno se observa en Sierra Albarrana, donde los contenidos en las rocas de caja de las pegmatitas en Li, Rb, Sr y Ba son bastante altos.

Por último, otros elementos (Co, Y, Zr, Be) no presentan variaciones sistemáticas con respecto a la distancia al contacto.

La mayoría de los elementos analizados (Fig. VIII.1) presentan valores medios inferiores a 50 ppm en todas las litologías estudiadas (Li, Sc, Ni, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Be y Pb).

Los contenidos medios en Li son bajos, lo que está de acuerdo con las escasas proporciones en Li de las pegmatitas. Las concentraciones de Be son muy bajas, excluyendo las rocas encajantes del afloramiento Peña Grajera (Tabla VIII.1), en las que puede llegar a 6 ppm por lo que estos valores pueden explicar la composición mineralógica rica en berilo de este afloramiento.

Algunos elementos (V, Cr, Co) muestran valores situados entre 50 y 150 ppm (Fig. VIII.1). Estos valores son equivalentes a los encontrados por Shearer *et al.* (1987) para las rocas encajantes de las segregaciones graníticas de Willow Creek (Dakota del Sur, USA).

Por último, las concentraciones medias de algunos elementos incompatibles (Rb, Sr y Ba) y compatibles (Zr) presentan valores muy altos (Fig. VIII.1). Estas elevadas concentraciones pueden explicarse por la presencia, dentro de la mineralogía de las rocas estudiadas, de ciertos minerales que tienen tendencia a concentrar dichos elementos (micas, feldespatos y circones).

IX. MODELO GENETICO

IX.1. INTRODUCCION

A lo largo del tiempo se han invocado dos procesos distintos para la generación de pegmatitas: anatexia o fusión parcial de rocas metamórficas de alto grado y diferenciación ígnea a partir de intrusiones graníticas.

En algunos casos, la estrecha relación existente entre pegmatitas y cuerpos graníticos no deja lugar a dudas sobre la relación genética parental con dichos granitos. Sin embargo, en otras ocasiones, la inexistencia de cuerpos graníticos en la zona o la falta de relación con estos cuerpos, ha llevado a distintos autores a plantear un modelo de formación de pegmatitas graníticas mediante fusión parcial de rocas metamórficas de composición adecuada. Este último modo de formación ha sido aplicado tanto a pegmatitas cerámicas y micáceas (Ristic, 1956; Arnaudov, 1975; Sokolov *et al.*, 1975; Makrigina, 1977; Shearer *et al.*, 1987; Cartwright, 1988), como a pegmatitas de elementos raros (Norton, 1983; Stewart, 1978).

Concretamente, dentro de las pegmatitas micáceas, con moscovita o tipo II, Cerny (1982a, 1984, 1989) y Jahns (1955), entre otros autores, propusieron la anatexia como proceso generador de estas pegmatitas y describieron los distintos argumentos existentes en favor de este origen anatéctico directo:

(a) ausencia de rocas ígneas correlacionables con las pegmatitas,

(b) aparición en terrenos metamórficos de alto grado dentro de facies de metamorfismo definidas y con evidencias de fusión parcial y recristalización,

(c) correlación entre la composición de la pegmatita y la composición global de las rocas encajantes,

(d) distribución sistemática de pegmatitas de distinta composición en rocas de distinta composición,

(e) contactos transicionales entre el cuerpo pegmatítico y las rocas encajantes,

(f) simplicidad en las asociaciones paragenéticas y en la geoquímica de las pegmatitas, con escasez marcada de los elementos que normalmente se atribuyen a diferenciación magmática y,

(g) aparición de minerales índice metamórficos en las rocas encajantes y en las pegmatitas.

IX. 2. CONSIDERACIONES SOBRE EL ORIGEN GRANITICO O METAMORFICO DE LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA

En trabajos anteriores se ha postulado un origen metamórfico para las pegmatitas de Sierra Albarrana (Garrote *et al.*, 1980; Ortega-Huertas *et al.*, 1982a, 1992). Los resultados obtenidos a partir del estudio realizado en esta memoria confirman las hipótesis propuestas y hacen necesario invocar un origen metamórfico para estas pegmatitas, según el cual, se generarían mediante procesos de tipo metamórfico - anatécticos, es decir, por fusión parcial de rocas metamórficas de composición adecuada.

El tipo de proceso generador propuesto en esta Tesis para las pegmatitas de Sierra Albarrana se ha basado por una parte en argumentos de carácter bibliográfico y de observación de campo y por otra en argumentos mineralógicos. En relación con los primeros se puede constatar lo siguiente.

(a) ausencia de rocas ígneas correlacionables con las pegmatitas:

- *No existe relación directa entre las pegmatitas y las rocas graníticas aflorantes en el área.* Como se ha expuesto en el apartado III.3.3., el Stock Granítico de La Cardenchosa no presenta pegmatitas asociadas y muestra un carácter claramente postmetamórfico y postectónico. Por otro lado, las diabasas del Complejo Volcánico del Alcornocal son, igualmente postmetamórficas. Si excluimos estos dos tipos mencionados, no aparece ningún otro tipo de roca ígnea en las proximidades de Sierra Albarrana.

(b) aparición en terrenos metamórficos de alto grado dentro de facies de metamorfismo definidas y con evidencias de fusión parcial y recristalización:

- *Existe una estrecha relación entre el metamorfismo regional de alto grado y la aparición de las pegmatitas.* Al considerar en detalle la distribución de las pegmatitas en la serie metamórfica, se puede observar que la frecuencia y el tamaño de las mismas disminuye paralelamente al descenso en el grado metamórfico de las rocas encajantes y al distanciamiento de los gneises migmatíticos aflorantes en la zona y pertenecientes a los tramos de gneises migmatíticos con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas (Formación Peña Grajera, tramo I de Garrote *et al.*, 1980) y a la parte basal del tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos con intercalaciones cuarcíticas (Formación Gneises del Cabril de Garrote *et al.*, 1980), de modo que se hallan ausentes por debajo del límite inferior del grado medio, mientras que su máximo desarrollo coincide con las zonas de grado alto que han sufrido fenómenos de anatexia y migmatización acusados.

La inyección y cristalización de los distintos cuerpos pegmatíticos son inmediatamente posteriores al climax metamórfico. Esta relación es particularmente evidente en el afloramiento Cerro de la Sal, donde los materiales encajantes muestran un comportamiento dúctil y el contacto aparece replegado, mostrando la relación entre el paroxismo del metamorfismo y el emplazamiento del cuerpo pegmatítico (Fig. IV.6.1-2).

La aparición de migmatitas en los materiales encajantes de las pegmatitas (por ejemplo en el afloramiento denominado Río Bembézar), apoya, igualmente, esta hipótesis.

- *Existe un control de la esquistosidad regional sobre la distribución y orientación de las pegmatitas.* Aparece una tendencia general a la alineación en una banda de dirección NW-SE (Fig. IV.1). Esta dirección está controlada por la orientación de la esquistosidad regional en el momento del emplazamiento, por lo que los cuerpos pegmatíticos aparecen subparalelos a dicha esquistosidad regional.

(c) correlación entre la composición de la pegmatita y la composición global de las rocas encajantes:

- *La composición de las pegmatitas depende de la composición de las rocas metamórficas circundantes (Garrote et al., 1980).* Se ha constatado que las pegmatitas graníticas de composición cuarzo-feldespática afloran en cuarcitas, gneises y esquistos, las pegmatitas con silicatos de aluminio aparecen en mica esquistos ricos en aluminio y, por último, las pegmatitas con anfíbol y/o epidota se encuentran en anfibolitas y gneises anfibólicos.

(d) distribución sistemática de pegmatitas de distinta composición en rocas de distinta composición:

- *La distribución de las pegmatitas se encuentra controlada por la zonación*

metamórfica regional. Este control se manifiesta en la aparición de las pegmatitas solamente en las zonas de más alto grado metamórfico (sillimanita-feldespato potásico, sillimanita-moscovita y estaurolita-andalucita) (Tabla IV.1), no apareciendo ningún cuerpo pegmatítico en las zonas de granate, biotita o clorita.

Concretamente, las pegmatitas cuarzo-feldespáticas se encuentran en las zonas de sillimanita-feldespato potásico y sillimanita-moscovita, las pegmatitas con silicatos de aluminio afloran en las zonas de sillimanita-moscovita y estaurolita-andalucita y, por último, las pegmatitas con anfíbol y/o epidota se encuentran en la zona de sillimanita-feldespato potásico (Fig. IV.1).

(e) contactos transicionales entre el cuerpo pegmatítico y las rocas encajantes:

- *La geometría de los afloramientos aparece controlada por el tipo de roca encajante en la que se encuentran.* Los cuerpos pegmatíticos que aparecen en las cuarcitas y esquistos presentan morfologías irregulares (Beta, Colmenar, Diéresis, Taravilla, Traviesas, Cerro de la Sal, Juan Calvillo, Los Morales), mientras que los cuerpos pegmatíticos que aparecen en gneises muestran geometrías tabulares y planares (Cruz del Chaparral, Coma, Peña Grajera, Río Bembézar, Umbría).

No obstante, algunos de los cuerpos estudiados (Pozos de Juan Calvillo, Valdenoque y Valverda 5) no siguen esta pauta de comportamiento, lo que indica que se trata de cuerpos paraautóctonos, con ligeros desplazamientos desde el lugar de generación al de emplazamiento.

- *Se observa gradación de tamaños en los cuerpos pegmatíticos.* Aparece una transición desde diferenciados cuarzo-feldespáticos de escala milimétrica o centimétrica hasta los grandes cuerpos de pegmatitas de escala decamétrica o hectométrica, con cuerpos intermedios que abarcan todas las escalas existentes entre estos dos extremos.

- *El tipo de contacto entre las pegmatitas y las rocas encajantes aparecen condicionados por la naturaleza de la roca encajante.* Los cuerpos pegmatíticos que afloran en cuarcitas muestran contactos netos, bruscos y discordantes con la foliación de la roca encajante (Beta, Colmenar, Taravilla, Traviesas, Los Morales) (Figs. IV.2.1-2, IV.4.1-2, IV.9.1-2). Cuando las masas pegmatíticas se encuentran en gneises y esquistos presentan contactos transicionales y concordantes con la esquistosidad principal del encajante (Alameda, Cruz del Chaparral, Pozos de Juan Calvillo, Cerro de la Sal, Coma, Juan Calvillo, Río Bembézar, Valverda 5) (Figs. IV.5.1-2, IV.6.1-2, IV.7.1-2, IV.8.1-2).

Del estudio mineralógico y geoquímico realizado en esta Tesis en relación con feldespatos, micas, turmalina, berilos, granates, polimorfos de silicatos de aluminio, anfíboles y epidotas se pueden establecer las siguientes consideraciones genéticas.

- *Las determinaciones termométricas resultantes de la aplicación del geotermómetro de Fuhrman y Lindsay (1988) en feldespatos pertenecientes a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas*, muestran temperaturas medias de 500° ± 30° C, lo cual indica una temperatura de formación mínima para este tipo de pegmatitas.

Los distintos tipos de feldespatos que aparecen indican una descompresión relativamente rápida de los cuerpos, que puede ser consecuencia de los procesos distensivos a escala regional.

La disminución en las anomalías en Eu, tanto en feldespatos potásicos como en plagioclasas, hacia el centro de los cuerpos zonados muestra que la secuencia de cristalización se ha producido desde los bordes hacia el centro.

- *Las especies minerales del grupo de las micas que aparecen en las pegmatitas de Sierra Albarrana* presentan características composicionales equivalentes a las descritas para micas procedentes de pegmatitas micáceas (Dyad'kina, 1970; Gordiyenko y Leonova, 1976; Hawthorne y Cerny, 1982; Cerny y Burt, 1984). Estas características han llevado a distintos autores (Sokolov, 1959; Sutchkov, 1961 y Sokolov *et al.*, 1975) a invocar un origen metamórfico y a interpretar a las pegmatitas de esta clase como productos de fusión parcial de las rocas metamórficas circundantes. Según estos autores, las características geoquímicas indican que dichas pegmatitas cristalizan bajo condiciones cercanas al pico metamórfico regional y, presiones entre 4 y 6 kb, serían lo suficientemente altas como para estabilizar moscovita primaria a partir del fundido pegmatítico.

De acuerdo con un modelo de este tipo, la heterogeneidad en la composición de las micas es lo suficientemente grande como para requerir fuentes heterogéneas. La fusión parcial de rocas cuarzo-feldespáticas con una pequeña proporción de micas, tales como gneises o esquistos, puede proporcionar la variación encontrada en las relaciones de elementos traza. Además, serían necesarios episodios de cristalización fraccionada posteriores para explicar los comportamientos geoquímicos de los elementos mayores y traza de estos minerales.

- *El estudio mineralógico y geoquímico de las turmalinas pertenecientes a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas apoya las hipótesis metamórficas.* La posición de las composiciones de las turmalinas de Sierra Albarrana en los diagramas ternarios de Henry y Guidotti (1985) (Figs. V.37 y V.38) inducen a pensar claramente en un origen a partir de rocas metapelíticas o metapsamíticas y parecen excluir un origen granítico para estas pegmatitas. Por otro lado, los valores medios de la relación FeO/(FeO+MgO) de las turmalinas de las pegmatitas de Sierra Albarrana (0.74) son equivalentes a los que Kassoli (1990) obtiene para pegmatitas metamórficas e inferiores a los obtenidos para granitos por Power en 1968 (0.91) o por Neiva en 1974 (0.86).

Las variaciones texturales y composicionales de las turmalinas de las pegmatitas cuarzo-feldespáticas, indican la secuencia de cristalización de las distintas zonas pegmatíticas. Así, en las etapas más tempranas se produce un metasomatismo de boro en los minerales ferromagnesianos de la roca encajante, lo que da lugar a la formación de la turmalina de la zona de borde. Los cristales zonados de la zona externa reflejan la influencia de la roca de caja. La presencia en las zonas intermedias de grandes cristales de turmalina, adelgazados hacia la zona de borde y distribuidos subperpendicularmente al contacto entre ambas zonas, indica una cristalización sin obstáculos desde la zona de borde hacia el centro de la pegmatita.El gran tamaño de grano proporcionaría la evidencia de los fluidos acuosos exsueltos. Por ultimo, la presencia de turmalinizaciones en las rocas adyacentes a las pegmatitas muestran el escape de ciertos constituyentes volátiles a través de la fase acuosa fuera del sistema pegmatítico y señala que el grado de diferenciación de los cuerpos pegmatíticos debe ser bastante bajo.

Por otro lado, el empobrecimiento en HREE de las turmalinas, pone de manifiesto que la cristalización se ha producido en presencia de una fase fundida y una fase acuosa adicional. El contenido en Eu así como la relación Eu/Eu* indica que la secuencia de cristalización de las distintas zonas pegmatíticas se ha producido desde el borde hacia el centro de los cuerpos.

- *La naturaleza de las inclusiones primarias que aparecen en los berilos de las pegmatita cuarzo-feldespática* de Peña Grajera representa la composición del fundido que dió lugar a la cristalización de las pegmatitas y parece representar la fase fluida acuosa responsable de dicha cristalización. Los datos obtenidos no permiten diferenciar si el fluido

original era un único fundido homogéneo o si, por el contrario, se trataba de un sistema con dos fundidos inmiscibles (uno silicatado y una fase acuosa adicional). Las presiones mínimas de formación estimadas a partir de las isocoras extrapoladas y teniendo en cuenta los resultados de la geotermometría de feldespatos se aproximan a 3.8 - 3.9 kb.

- *Los granates ricos en almandino-espesartina asociados a las pegmatitas cuarzo-feldespáticas y con silicatos de aluminio,* así como el tipo de alteración que presentan muestra que dichas pegmatitas deben ser relativamente primitivas y poco evolucionadas (de carácter micáceo), excluyendo las formaciones de elementos raros. Su asociación a moscovita y cuarzo en todas las pegmatitas estudiadas indican temperaturas de formación entre 550º y 650º C a 4 kb de presión. Apoyando este hecho, Stewart (1978) señaló que la aparición de pegmatitas en rocas metamórficas cerca de la isograda de la sillimanita, como es el caso de Sierra Albarrana, indica temperaturas superiores a 501º C para cualquier presión.

La composición química de los *granates asociados a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota (espesartínicos y andradíticos)* está relacionada con pegmatitas relativamente más evolucionadas que los asociados a los otros dos tipos de pegmatitas de Sierra Albarrana (cuarzo-feldespáticas y con silicatos de aluminio).

- *Los polimorfos de silicatos de aluminio que aparecen en las pegmatitas con silicatos de aluminio* son típicos de minerales accesorios de pegmatitas micáceas de gran profundidad situadas en micaesquistos y gneises (Cerny y Hawthorne, 1982) y, en general, están relacionados con cuerpos pegmatíticos relativamente primitivos y pobremente fraccionados. La formación de andalucita parece estar asociada a pérdidas de presión dentro de dichos cuerpos y se favorece en ambientes saturados en agua (Clarke *et al.*, 1976), como es el caso de las pegmatitas estudidas.

- *Las variaciones composicionales descritas para los anfíboles pertenecientes a las pegmatitas con anfíbol y/o epidota* están de acuerdo con el proceso de generación de tipo metamórfico propuesto por Garrote *et al.* (1980) y que consistiría en fusión parcial de las rocas anfibolíticas encajantes. La relativa similitud composicional de los anfíboles de las rocas encajantes apoyan este hecho.

Las condiciones de formación de los anfíboles, de acuerdo con la geotermometría para el par anfíbol-plagioclasa (Blundy y Holland, 1990), indican temperaturas de formación de 630º C. La formación de este tipo de pegmatitas se situaría a temperaturas algo superiores, ya que el anfíbol suele ocupar la parte central de los filones zonados.

- Por ultimo, *las características ópticas, texturales y químicas de las epidotas de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota*, sugieren un carácter primario para ellas y formación a presiones superiores a 3.3 kb. Su asociación a hornblenda indica temperaturas de formación próximas a 650º C. Estos datos están de acuerdo con las condiciones termobarométricas determinadas para los anfíboles que aparecen en este tipo de pegmatitas.

De todo ello se deduce que las pegmatitas de Sierra Albarrana son pegmatitas de carácter micáceo de de gran profundidad y de carácter metamórfico, generadas por procesos de fusión parcial de las rocas metamórficas adyacentes. Los resultados obtenidos en los estudios realizados para las micas, turmalinas y anfíboles apoyan esta hipótesis. Los estudios de tipo mineralógico y geoquímico realizados en las micas, granates, y polimorfos de silicatos de aluminio ponen de manifiesto que las pegmatitas estudiadas son pegmatitas relativamente primitivas y pobremente fraccionadas, siendo las de tipo cuarzo-feldespático así como las de silicatos de aluminio las menos evolucionadas de todas ellas. La secuencia de cristalización de los cuerpos pegmatíticos se ha producido desde los bordes al centro de

los mismos, como lo indican los resultados del estudio de feldespatos y turmalinas.

Las condiciones termobarométricas de generación de los cuerpos pegmatíticos se sitúan, de acuerdo con las determinaciones realizadas en los feldespatos, berilos, granates, anfíboles y epidotas, entre 550º y 650º C y en 4 kb de presión en los tres tipos de pegmatitas estudiados.

IX.3. PROCEDENCIA DEL MAGMA PEGMATITICO

Numerosos ejemplos de pegmatitas del mismo tipo que las de Sierra Albarrana (micáceas o con moscovita) en otras regiones del mundo, han sido descritas como productos de un origen anatéctico directo (Sokolov, 1959; Sokolov *et al.*, 1975; Sutchkov, 1961; Ayres y Cerny, 1982).

Entre ellas destacan el campo pegmatítico de Tchupa Loukhi de la provincia de Kola-Karelia, URSS (Cerny, 1982b); las pegmatitas de tipo micáceo de la zona de Sredna Gora en el macizo de Rhodope, Bulgaria (Arnaudov, 1975); los depósitos pegmatíticos con uranio de Servia y Macedonia, Yugoslavia (Ristic, 1956); las pegmatitas del complejo Scourian, Escocia (Cartwright, 1988), los depósitos pegmatíticos con uranio de Namibia (Berning *et al.*, 1976), las pegmatitas del norte de Grecia (Kassoli, 1990), los depósitos pegmatíticos radiactivos de las provincias canadienses Superior (Breaks *et al.*, 1978; Breaks, 1980; Breaks, 1982; Franklin, 1978; Pryslak, 1976) y Churchill (Sibbald, 1975; Sibbald *et al.*, 1977; Tremblay, 1978; Weber *et al.*, 1975), etc.

El desarrollo de diferenciados cuarzo-feldespáticos de carácter pegmatítico en áreas migmatíticas ha sido asociado a la fusión parcial de rocas metamórficas de determinadas composiciones, como hemos mencionado anteriormente. Los diferentes autores han propuesto varios tipos de rocas capaces de producir estos fundidos. Sin embargo, de todas ellas, las rocas gneísicas son las más adecuadas.

Thompson (1982) apunta el hecho de que son necesarias, además, grandes cantidades de agua en las rocas metamórficas para que se produzca la fusión. Esto es debido, según este autor, a que los silicatos hidratados (como moscovita) son insuficientes para saturar los fundidos y, por ello, para que se produzcan grandes volúmenes de fundido es necesaria la presencia de una cantidad de agua adicional.

Procesos equivalentes a los de Sierra Albarrana han sido descritos por Cartwright (1988) para pegmatitas formadas a partir de leucogneises en el complejo Scourian del NW de Escocia. Dicho autor opina que la fusión parcial de gneises pudo producir líquidos de composición granítica que sufrieron procesos de cristalización fraccionada y, como consecuencia de ello, se produjeron líquidos residuales que llegaron a estar saturados en agua a temperaturas entre 700 y 620º C. Dichos fundidos saturados en agua fueron intruidos como una serie de pegmatitas.

En el área de estudio, se han alcanzado las condiciones termodinámicas adecuadas para la fusión parcial de las rocas metamórficas situadas en las zonas de más alto grado (estaurolita-andalucita, sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico). De todas las formaciones que afloran en esta zona (descritas en el apartado III.3.1.), las rocas potencialmente idóneas para producir estos fundidos (de acuerdo con Ortega-Huertas *et al.*, 1982b, 1992) serían los gneises anfibólicos de carácter migmatítico del tramo de gneises migmatíticos con intercalaciones anfibolitas y cuarcitas (que corresponden a la Formación Peña Grajera, tramo I de Garrote *et al.*, 1980) y los de la parte situada estratigráficamente más baja del tramo de paragneises, metaareniscas y esquistos con intercalaciones cuarcíticas

(que corresponden con la Formación Gneises del Cabril de Garrote *et al.*, 1980).

Esta hipótesis estaría de acuerdo con la distribución de las pegmatitas, ya que el mayor volúmen de cuerpos aparece en relación con estas dos formaciones litológicas.

Sin embargo, la cantidad de gneises aflorantes en la zona no es suficiente para explicar la importancia volumétrica de los cuerpos pegmatíticos formados y, por ello, es necesario invocar a otras fuentes adicionales, además de las ya descritas. Esta fuente adicional puede estar constituida por las cuarcitas de Sierra Albarrana gracias al agua intergranular que pueden llegar a contener.

Por tanto, no se descartan las cuarcitas de Sierra Albarrana que pueden incluir teóricamente hasta un 26 % de agua intergranular (en el caso de empaquetamiento compacto de granos homogéneos en tamaño) o porcentajes inferiores (en el caso de granos heterogéneos) (Holmes, 1966). Por esta razón, pueden constituir una fuente potencial de agua necesaria para la formación de pegmatitas.

Por otro lado, Ortega-Huertas *et al.* (1982b) postulan que debajo de la formación de cuarcitas de Sierra Albarrana existe una formación gneísica que representa los materiales más antiguos de la zona y cuya expresión en las formaciones superiores serían los nódulos de moscovita, clorita y granate que aparecen en el afloramiento del Cerro de la Sal.

Los datos obtenidos por Azor *et al.* (1991)(Fig. III.8) confirman la presencia de una formación gneísica debajo de las cuarcitas de Sierra Albarrrana. Sin embargo, no se trata de una formación diferente de las descritas y de carácter no aflorante (como suponen Ortega-Huertas *et al.*, 1982b), sino que se trata del tramo de gneises migmatíticos con intercalaciones anfibolíticas y cuarcíticas (Formación Peña Grajera de Garrote *et al.*, 1980) que, en virtud de un pliegue menor (Fig. III.8, Azor *et al.*, 1991) se sitúan por debajo de las cuarcitas de Sierra Albarrana. Según esto, los nódulos cloríticos del Cerro de la Sal representarían las transformaciones texturales y mineralógicas que sufrieron dichos gneises al ser englobados por el fundido pegmatítico y arrastrados hasta su posición actual. De hecho, las temperaturas de transformación de cordierita a clorita en dichos nódulos, se situarían próximas a 600º C (Apdo. V.1.7), lo cual concuerda con las temperaturas de formación estimadas para las pegmatitas en esta Tesis y que se situarían en torno a 600º C.

La fuente del agua necesaria para la fusión parcial de las rocas gneísicas mencionadas en este modelo podría provenir, en parte de reacciones de deshidratación de minerales anhidros como moscovita (Thompson, 1982; Thompson y Algor, 1977; Thompson y Tracy, 1979) aunque, según estos mismos autores, la cantidad de agua producida por reacciones de este tipo no parece ser suficiente para explicar la aparición de grandes volúmenes de pegmatitas. La fuente de agua adicional necesaria para el proceso es todavía desconocida, aunque el agua intergranular contenida en las cuarcitas de Sierra Albarrana debería ser tenida en cuenta.

Las pegmatitas con silicatos de aluminio se generarían mediante procesos análogos a los descritos anteriormente, es decir, mediante diferenciación metamórfica a partir de micaesquistos ricos en aluminio circundantes (de acuerdo con las hipótesis de Ortega-Huertas *et al.*, 1982a), a temperaturas próximas a 650º C (Apdo. V.2.2).

Por último, los cuerpos pegmatíticos con anfíbol y/o epidota tendrían, según estos autores un origen equivalente al anterior y se generarían por la fusión parcial de anfibolitas y gneises anfibólicos encajantes y, como hemos visto anteriormente, se generarían a temperaturas próximas a los 630º C (Apdo. V.3.1).

El modelo propuesto explica la formación de las pegmatitas de Sierra Albarrana mediante fusión parcial de las rocas gneísicas existentes en el área. El fundido pegmatítico

así generado puede cristalizar "in situ" o desplazarse ciertas distancias que, según Beus *et al.* (1968) no podrían superar, en ningún caso, los 3 km.

En este sentido, y de acuerdo con Garrote *et al.* (1980), las pegmatitas que aparecen en los tramos litológicos que contienen gneises pueden representar cuerpos autóctonos (cristalizados "in situ") o paraautóctonos (con pequeños desplazamientos desde el lugar de generación de los fluidos hasta su emplazamiento). Un claro ejemplo de este tipo de cuerpos autóctonos o paraautóctonos lo representa el afloramiento del Cerro de la Sal, donde aparecen contactos transicionales con la roca encajante (Fig. IV.6.1-2).

Por el contrario, los cuerpos pegmatíticos que aparecen en las cuarcitas de Sierra Albarrana, presentan un carácter alóctono, que aparece marcado, tanto por los contactos bruscos y netos con las rocas encajantes como por su carácter claramente discordante. Los afloramientos de Colmenar (Fig. IV.4.1-2) o Los Morales (Fig. IV.9.1-2) representarían ejemplos de este tipo de cuerpos.

Por último, tanto las pegmatitas con silicatos de aluminio, como las pegmatitas con anfíbol y/o epidota representarían cuerpos autóctonos o paraautóctonos, sin desplazamientos o con escasos movimientos desde el lugar de generación de fluidos hasta su emplazamiento actual, la gran similitud composicional de las rocas encajantes (micaesquistos ricos en aluminio en un caso y anfibolitas y gneises anfibólicos en el otro) es una prueba de ello.

IX.4. EVOLUCION DEL MAGMA PEGMATITICO EN CUERPOS PEGMATITICOS ZONADOS

Los cuerpos de pegmatitas que presentan zonación interna se forman en respuesta a procesos de cristalización fraccionada que tiene lugar en el fluido atrapado desde las paredes del cuerpo hacia adentro, tal y como suponen Jahns y Burnham (1969). Según estos autores, las características texturales y estructurales de las propias pegmatitas son los indicadores más válidos de las distintas etapas y de los procesos involucrados en la cristalización de las distintas zonas pegmatíticas.

El modelo de Jahns y Burnham (1969) enfatiza la hipótesis de cristalización en un sistema cerrado o restrictivo en presencia, progresivamente, de un fundido silicatado acuoso, de un fundido silicatado residual coexistiendo con una fase acuosa en estado supercrítico y, finalmente, en presencia de un fluido acuoso solamente. En dicho modelo, se supone que el material inicial es un magma granítico pero no se descarta, en las pegmatitas de origen metamórfico, otros tipos de materiales generadores que serían parcialmente diferentes de los anteriores.

El empobrecimiento en HREE de las turmalinas, así como la disminución de las anomalías de Eu tanto en feldespatos como en plagioclasas, apoyan un modelo de cristalización desde el borde del cuerpo hacia el centro, así como la presencia de una fase fluida acousa adicional coexistente con una fase fundida como proponen Jahns y Burnham (1969).

La primera de las zonas en formarse es la **zona de borde**, en la cual se produce una cristalización muy rápida, motivada por una descenso de la temperatura o por escape de componentes volátiles a la roca encajante. Los procesos de turmalinización y biotitización observados en algunos de los afloramientos estudiados (Beta, Peña Grajera) son claros ejemplos de ello. Esta cristalización rápida trae como consecuencia la aparición de cristales de pequeño tamaño y el desarrollo de las texturas aplíticas o granitoides características de estas zonas (e.g. Cerro de la Sal, Coma, Juan Calvillo, Los Morales, Umbría).

En este momento, el fluido pegmatítico presenta una composición muy parecida a la granítica y todavía no está saturado en agua, como lo demuestra el reducido tamaño de los cristales de esta zona. El pequeño tamaño de los cristales también puede reflejar enriquecimientos y disminuciones causadas por pulsos iniciales de fluidos acuosos exsueltos. Según Manning (1982) todo este proceso de cristalización se produciría hasta temperaturas próximas a los 600º C.

Los cristales zonados de las zonas externas pueden reflejar la influencia de la roca encajante: variaciones de elementos como Fe y Mg a traves de los cristales (e.g. en turmalinas o granates) dependen de la contaminación con las rocas circundantes.

La **zona intermedia**, con mayor tamaño de grano que la anterior, corresponde a un estadio más avanzado del proceso de fraccionamiento. La presencia en esta zona de grandes cristales adelgazados hacia la zona de borde y distribuidos subperpendicularmente al contacto entre ambas zonas, indicaría una cristalización sin obstáculos hacia el centro de la pegmatita (de acuerdo con las ideas de Joliff *et al.*, 1986).

En este momento, el fluido estaría formado por dos fases: un fundido silicatado residual muy rico en componentes incompatibles y una fase acuosa en estado supercrítico con gran abundancia en componentes volátiles. El gran tamaño de grano proporcionaría la evidencia de los fluidos acuosos exsueltos (Jahns y Burnham, 1969), ya que la aparición de grandes cristales se correlaciona con la aparición de esta segunda fase fluida (Jahns, 1953). Como hemos visto anteriormente, la presencia de la fase acuosa exsuelta también está apoyada por los datos de REE (Apdo. VI).

En esta etapa el fundido silicatado residual es muy rico en componentes incompatibles como B, Be, P, Nb, Ta, U, etc. que tienden a concentrarse en la fase residual y que hasta el momento no han podido incorporarse a la red de los minerales formados. Sin embargo, durante esta etapa, su abundancia es suficiente como para que cristalicen como fases minerales independientes. El resultado sería la aparición de cristales de berilo, crisoberilo, turmalinas, fosfatos (como apatito o magniotriplita), columbo-tantalitas, minerales de uranio, etc., además de las fases mayoritarias. Según Jahns y Burnham (1969) esta etapa puede desarrollarse a temperaturas de 600º-500º C y corresponderían a un estadio pegmatítico propiamente dicho.

La **zona central**, con textura pegmatítica gigante y cristales de 1 a 2 m., representa la evolución final del proceso, con claro predominio de la fase acuosa. Generalmente la cristalización de un sistema con dos fluidos conduce a productos de grano muy grueso a partir de la fase acuosa y a productos mucho más finos a partir del fundido silicatado residual (Jahns y Burnham, 1969). En esta etapa, la velocidad de nucleación y la velocidad de crecimiento son muy bajas, con lo que pueden desarrollarse cristales de gran tamaño. El límite inferior de cristalización de la fase acuosa se situaría aproximadamente a 100º C (Fersman, 1961).

En cualquier momento del proceso puede producirse un escape de componentes hacia las rocas encajantes. La aparición de **cristales de turmalina, moscovita, biotita, etc. en la roca encajante**, indicaría el escape de ciertos constituyentes volátiles fuera del sistema pegmatítico (Norton, 1983). La presencia de estas alteraciones en las rocas encajantes implican la existencia de una fase fluida capaz de penetrar en las rocas solidificadas e indican transferencia de álcalis desde el principio de la cristalización.

El reemplazamiento de paragénesis originales por otras enriquecidas en boro (e.g. por procesos de turmalinización o biotitización) es una característica comun a las rocas de caja adyacentes a las pegmatitas de Sierra Albarrana (e.g. Beta, Peña Grajera). Estos "escapes" pueden producirse, de acuerdo con las ideas de Jahns (1982), cuando la presión de

confinamiento respecto a la fase acuosa es bastante inferior a la presión litostática del sistema. Procesos equivalentes a los descritos en las pegmatitas estudiadas han sido puestos de manifiesto por Page *et al.* (1953) y Shearer *et al.* (1984).

Por último, también se producen fenómenos de **albitización** en el cuerpo pegmatítico, causados por desequilibrios entre el fundido residual y las fases sólidas cristalizadas con anterioridad. En las pegmatitas descritas en esta Tesis estos fenómenos son muy frecuentes, observándose en muchos de los afloramientos estudiados (Diéresis, Colmenar, Pozos de Juan Calvillo, Los Morales, Peña Grajera, Umbría).

Estos dos últimos procesos representarían un estadio tardipegmatítico dentro del modelo de Jahns y Burnham (1969).

X. CONCLUSIONES

(1) Las pegmatitas de Sierra Albarrana son pegmatitas de carácter metamórfico o anatéctico, situándose dentro de las pegmatitas de tipo II (de gran profundidad, micáceas o con moscovita) de Cerny (1982b, 1984, 1989), con presencia de algunas mineralizaciones de elementos raros (columbo-tantalita, intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti, y minerales de uranio).

(2) Desde un punto de vista mineralógico se confirma la existencia de tres tipos de pegmatitas: (a) Tipo I: Pegmatitas con anfíbol y/o epidota, (b) Tipo II: Pegmatitas con silicatos de aluminio, y (c) Tipo III: Pegmatitas cuarzo-feldespáticas.

(3) De los tres tipos de pegmatitas mencionados anteriormente, las más importantes volumétricamente son las de tipo III, en las cuales se han podido establecer esquemas de zonación interna que comprenden una zona de borde, una zona intermedia y una zona central, con características texturales y mineralógicas diferentes de una zona a otra.

(4) Las fases de feldespatos potásicos que aparecen en las pegmatitas reflejan procesos de ordenamiento Si: Al en respuesta a la disminución de la temperatura, desde el término ortoclasa al de microclina de baja temperatura, reflejando el desarrollo de las etapas de cristalización magmática, subsólidus o postmagmática e hidrotermal o deutérica de Parsons y Brown (1984), e indican temperaturas de formación próximas 500° C. Los resultados del estudio de REE avalan una secuencia de cristalización desde los bordes hacia el centro de los cuerpos.

(5) Las micas de las pegmatitas de Sierra Albarrana muestran características semejantes a las descritas para las de otras pegmatitas micáceas (Dyad'kina, 1970; Gordiyenko y Leonova, 1976; Hawthorne y Cerny, 1982; Cerny y Burt, 1984), reflejando las características geoquímicas primitivas de los cuerpos pegmatíticos en los que se encuentran. Dichas características han llevado a distintos autores (Sokolov, 1959; Sutchkov, 1961; Sokolov *et al.*, 1975) a interpretar las pegmatitas de este tipo como productos de fusión parcial de las rocas metamórficas circundantes, lo que coincide plenamente con nuestra opinión para el caso de Sierra Albarrana.

(6) El quimismo de las turmalinas de las pegmatitas de Sierra Albarrana también induce a pensar en un origen a partir de rocas metapelíticas o metapsamíticas, excluyendo una posible génesis granítica para dichas pegmatitas. Este hecho queda demostrado, además, por los valores obtenidos para la relación Fe/(Fe+Mg) de estas turmalinas. Los resultados del estudio de REE indican que la secuencia de cristalización de las distintas zonas pegmatíticas se ha producido desde los bordes hacia el centro de los cuerpos, y que dicha cristalización se ha producido en presencia de una fase fundida y una fase acuosa adicional.

(7) Las inclusiones fluidas de carácter primario, encontradas en cristales de berilos del afloramiento de Peña Grajera, parecen representar la fase fluida acuosa responsable de la generación de las pegmatitas. Los datos obtenidos no permiten distinguir si el fluido original era homogéneo o si, por el contrario, se trataba de un sistema con dos fluidos inmiscibles. Sin embargo, las presiones mínimas de formación (3.8 - 3.9 kb), obtenidas a partir de las isocoras extrapoladas y teniendo en cuenta los resultados de la geotermometría de feldespatos, están de acuerdo con las estimaciones realizadas para el pico metamórfico por González del Tánago *et al.* (1992) y Azor (1992, com. personal).

(8) Los granates asociados a las pegmatitas de Sierra Albarrana presentan composiciones muy ricas en almandino y espesartina, y muestran alteraciones a óxidos de Fe, biotita y clorita. Estas características parecen estar asociadas a pegmatitas relativamente primitivas y poco evolucionadas (de caracter micáceo), excluyendo claramente las formaciones de elementos raros. Su asociación, en todos los casos estudiados, con cuarzo y moscovita indica también temperaturas de formación entre 550° y 650° C a 4 kb de presión.

(10) La presencia de polimorfos de silicatos de aluminio está también relacionada con pegmatitas relativamente primitivas y poco evolucionadas, generándose en ambientes de baja presión y saturados en agua.

(11) La relativa similitud composicional de los anfíboles de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota y de las rocas encajantes, apoyan también un proceso genético metamórfico para las este tipo de pegmatitas. La geotermometría del par anfíbol-plagioclasa indica temperaturas próximas a 630º C.

(12) Las características ópticas, texturales y químicas de las epidotas de las pegmatitas con anfíbol y/o epidota, y su asociación con hornblenda muestran el carácter primario de las mismas y sugieren nuevamente temperaturas de formación próximas a los 650º C.

(13) En resumen, las características de distribución, morfológicas, composicionales, texturales, mineralógicas y geoquímicas de estas pegmatitas hacen pensar en un modelo de formación mediante fusión parcial de las rocas encajantes durante el metamorfismo regional de alto grado acaecido en la orogenia Hercínica. La presencia de agua procedente de los sedimentos primitivos -como componente de minerales preexistentes o como fase líquida independiente- favorecería el proceso de fusión de forma radical.

XI. BIBLIOGRAFIA

ABAD-ORTEGA, M.M. y MARTIN-RAMOS, J.D. (1990): "Caracterización por DRX de feldespatos potásicos en pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)". **Bol. Soc. Esp. Mineralogía**, 13-1: 21-22.

ABAD-ORTEGA, M.M.; FENOLL HACH-ALI, P.; MARTIN-RAMOS, J.D. y ORTEGA-HUERTAS, M. (1991): "Los feldespatos de las pegmatitas de Sierra Albarrana: Cristalquímica, geoquímica y petrogénesis". **Bol. Soc. Esp. Mineralogía**, 14-1: 56-57.

ABAD-ORTEGA, M.M.; FENOLL HACH-ALI, P.; MARTIN-RAMOS, J.D. y ORTEGA-HUERTAS, M. (1992a): "Variaciones composicionales en las turmalinas de las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)". **Bol. Soc. Esp. Mineralogía**, 15-1: 207-210.

ABAD-ORTEGA, M.M.; MARTIN-RAMOS, J.D.; HIDALGO, M.A. y ROMERO-GARZON, J. (1992b): "Crystal chemistry and structure refinement of anhydrous beryl of the Sierra Albarrana granitic pegmatites, Córdoba, Spain". Enviado para su publicación a la revista **Mineral. Petrol.**

ABAD-ORTEGA, M.M.; MARTIN-RAMOS, J.D.; HIDALGO, M.A. y ROMERO-GARZON, J. (1992c): "Crystalchemistry of highly zoned schorl of the Sierra Albarrana granitic pegmatites, Córdoba, Spain: Short order arrangement and structure refinement". Enviado para su publicación a la revista **Mineral. Petrol.**

ABAD-ORTEGA, M.M.; FENOLL HACH-ALI, P.; MARTIN-RAMOS, J.D. y ORTEGA-HUERTAS, M. (1993): "The feldspars from Sierra Albarrana granitic pegmatites (Córdoba, Spain)". **Can. Mineral.**, 31 (en prensa).

AHN, J.K.; BURT, D.M. y BUSECK, P.R. (1988): "Alteration of andalusite to sheet silicates in a pegmatite". **Amer. Mineral.**, 73: 559-567.

AMOURIC, M.; GIANETTO, I. y PROUST, D. (1988): "7, 10 and 14 Å mixed-layer phyllosilicates studied structurally by TEM in pelitic rocks of the piemontese zone (Venezuela)". **Bull. Mineral.**, 111: 29-37.

ALBEE, A.L. (1962): "Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series". **Amer. Mineral.**, 47: 851-870.

ALMARZA, J. (1976): "Unidades precámbricas en el área de Alamo-Campo Alto (Sierra Morena, provincia de Córdoba)". **Cuad. Geol.**, 7: 141-159.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J. y HIGUERAS, P. (1983): "División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental". **5ª Reunion del Grupo de Ossa-Morena. Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España**, 73-80.

APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L. y QUESADA, C. (1990): "Ossa-Morena zone: structure". En: R.D. Dallmayer y E. Martínez-García (Eds.) **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**, Springer-Verlag, Berlín, 280-291.

APPLEMAN, D.E. y EVANS, H.T. (1973): "H.T. Job. 9214". **U.S. Geol. Surv. Computer Contrib.** (NTIS. Doc. PB 2-16188), 20: 67 pp.

ARNAUDOV, V. (1975): "Pegmatite types of various ages from the northwertern part of the Rhodope massif". **Geologica Balcanica**, 5: 59-72.

ARRIBAS, A. (1963): "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Fuenteobejuna (Córdoba)". **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.**, 61: 63-65.

ARRIBAS, A. (1967): "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Sierra Albarrana (Córdoba)". **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.**, 65: 157-170.

ARRIBAS, A. (1975): "Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. Su importancia económica e interés en el desarrollo energético del país". **Studia Geológica**, 9: 7-63.

ARRIBAS, A. (1978): "Mineral paragenesis in the variscan metallogeny of Spain". **Studia Geológica**, 14: 223-260.

AURISICCHIO, C.; FIORAVANTI, G.; GRUBESSI, O. y ZANAZZI, P.F. (1988): "Reapraisal of the crystal chemistry of beryl". **Amer. Mineral.**, 73: 826-837.

AYRES, L.D. y CERNY, P. (1982): "Metallogeny of granotoid rocks in the canadian shield". **Can. Mineral.**, 20: 439-536.

AZOR, A.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARCOS, A. y SIMANCAS, J.F. (1991): "Edad y estructura de las rocas de Sierra Albarrana (SW del Macizo Hespérico). Implicaciones regionales". **Geogaceta**, 10: 119-124.

AZOR, A.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARCOS, A. y SIMANCAS, F. (1992a): "Structuration hercynienne de la région de la Sierra Albarrana: conséquences sur l'évolution de la Zone de Cisaillement Badajoz-Cordoba (Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique)". **C.R. Acad. Sci. Paris**, 314: 195-201.

AZOR, A.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARCOS, A. y SIMANCAS, J.F. (1992b): "Sobre la edad herciniana de la deformación y el metamorfismo en el área de Sierra Albarrana (SW del Macizo Hespérico)". Inédito.

BAILEY, S.W.(1969): "Polytypism of trioctahedral 1:1 layer silicates". **Clays and clay minerals, 17: 355-371.**

BAILEY, S.W. (1980): "Summary of recommendations of the AIPEA nomenclature committee". **Can. Mineral.**, 18: 143-150.

BAILEY, S.W. (1988): "Structures and compositions of other trioctahedral 1:1 phyllosilicates". En: **M.S.A. Rev. in Mineralogy. Hidrous Phyllosilicates (Exclusive of micas)** (S.W. Bailey, Ed.), 19: 169-188.

BAILEY, S.W.; BRINDLEY, G.W.; JOHNS, W.D.; MARTIN, R.T. y ROSS, M. (1971): "Summary of national and international recommendations on clay mineral nomenclature". **Clays and Clay Minerals,** 19: 129-132.

BAKAKIN, V.V. y BELOV, N.V. (1962): "Crystal chemistry of beryl". **Geochemistry,** 5: 485-500.

BAKAKIN, V.V.; RYLOV, G.M. y BELOV, N.V. (1967): "Correlation between the chemical composition and unit cell parameters of beryls". **Doklady Akademii Nauk. SSSR,** 173: 1404-1407.

BAKAKIN, V.V.; RYLOV, G.M. y BELOV, N.V. (1970): "X-Ray diffraction data for identification of beryl isomorphs". **Geokhimiya,** 11: 1302-1311.

BALDWIN, J.R. y KNORRING, O.V. (1983): "Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites". **Can. Mineral.**, 21: 683-688.

BANNISTER, F.A.; HEY, M.H. y SMITH CAMPBELL, W. (1955): "Grovesite, the manganese rich analogue of berthierine". **Mineral. Mag.**, 30: 645-647.

BARIAND, P. y POULLIN, J.F. (1978): "The pegmatites of Lagman, Nuristan, Afghanistan". **Mineral. Record,** 9: 301-308.

BARTON, R. Jr. (1969): "Refinement of the crystal structure of buerguerite and the absolute orientation of tourmalines". **Acta Cryst.**, B25: 1524-1533.

BAYLISS, P. (1983): "Polytypes of pennantite". **Can. Mineral.**, 21: 545-547.

BELL, I.A. y WILSON, C.J.L. (1981): "Deformation of biotite and muscovite: TEM microstrutures and deformation model". **Tectonophysics,** 78: 201-228.

BELOV, N.V. (1958): "Essays on structural mineralogy". **IX Mineral. Sbornik. Geol. Soc. Lvov.,** 12: 15-42 (en ruso).

BENBOW, J. (1988): "Mica. Markets built on dry ground". **Ins. Minerals,** 2: 19-31.

BERNING, J.; COOKE, R.; HEINSTRA, S.A. y HOFFMAN, H. (1976): "The Rossing uranium deposit, south-west Africa". **Econ. Geol.**, 71: 351-368.

BEUS, A.A. (1966): "Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits". (Page, L.R. Ed.), W.H. Freeman and Co., San Francisco, London, 437 pp.

BEUS, A.A. y SITNIN, A.A. (1968): "Geochemical specialization of magmatic complexes as criteria for the explotation of hidden deposits". **13th Int. Geol. Congr., Prague, Report,** 6: 101-105.

BEUS, A.A. *ET AL.* (1968): "Geochemical exploration for endogenic deposits of rare elements". Nedra, Moscow, 264 pp (en ruso).

BISH, D.L. y POST, J.E. (Eds.)(1989): "Modern powder diffraction". **Rev. Mineral.** (M.S.A.), 20: 369 pp.

BJÖRLYKKE, H. (1937): "Mineral paragenesis of some granite pegmatites neas Kragero, southern Norway". **Norsk. Geol. Tidsskr.**, 17: 1-16.

BLUNDY, J.D. y HOLLAND, T.J.B. (1990): "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 104: 208-224.

BOYD, F.R. y ENGLAND, J.L. (1959): "Pyrope". **Carnegie Inst. Wash. Year Book,** 58: 83-87.

BORG, I.Y. y SMITH, D.K. (1969): "Calculated X-Ray powder patterns for silicate minerals". **Geol. Soc. Amer. Memoir,** 122: 675-693.

BRAG, W.L. y WEST, J. (1926): "The structure of beryl $Be_3\ Al_2\ Si_6\ O_{18}$". **Proc. Roy. Soc. Ser.**, A-III, 691-714.

BREAKS, F.W. (1980): "Lithophile mineralization in northwertern Ontario: rare element granitoid pegmatites". En: G. Milne, O.L. White, R.B. Barlow, J.A. Robertson & A. C. Colvine (Eds.) **Summary of Field Work 1980, Ont. Geol. Surv. Misc. Paper,** 96: 5-9.

BREAKS, F.W. (1982): "Uraniferous granitoid rocks from the Superior province of northwertern Ontario". En: Y.T. Maurice (Ed.) **Uranium in Granites, Geol Surv. Can. Pap.**, 81-83: 61-69.

BREAKS, F.W.; BOND, W.D. y STONE, D. (1978): "Preliminary geologic synthesis of the English River subprovince, northwertern Ontario and its bearing upon mineral exploration". **Ont. Geol. Surv. Misc. Pap.**, 72.

BRINDLEY, G.W. (1961): "Chlorite minerals". En: **The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals**. Ch. G. London (Ed.). Mineral. Soc., 242-296.
BRINDLEY, G.W. (1982): "Chemical composition of berthierines - A review". **Clays and Clay Minerals**, 30: 153-155.
BROWN, G.E. y MILLS, B.A. Jr. (1986): "High-temperature structure and crystal chemistry of hydrous-rich beryl from the harding pegmatite, Taos County, New Mexico". **Amer. Mineral.**, 71; 547-556.
BROWN, W.L. y PARSONS, I. (1989): "Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks". **Mineral. Mag.**, 53: 25-42.
BUMA, G.; FREY, F.A. y WONES, D.R. (1971): "New England granites: trace element evidence regarding their origin and differenciation". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 31: 300-320.
BURGER, J. (1990): "Feldspar and nepheline syenite at the mercy of glass markets". **Ind. Minerals**, 8: 23-33.
BURT, D.M. y STUMP, E. (1984): "Mineralogical investigation of andalusite - rich pegmatites from Szabo Bluff, Scott Glacier Area, Antarctica". **Antarctic Jour. of the Unites States Ann. Rev.**, 49-52.
CAMERON, E.N.; JAHNS, R.H.; McNAIR, A.H. y PAGE, L.R. (1949): "Internal Structure of granitic pegmatites". **Econ. Geol. Monograph.**, 2: 115 pp.
CAMPBELL, I. (1937): "Types of pegmatites in the Archean and Grand Canyon, Arizona". **Amer. Mineral.**, 22: 436-445.
CARBONELL, A. (1917): "Pegmatitas de la provincia de Córdoba". **Rev. Min. Met. Ing. Serie C**, 35: 247-248 y 269-270.
CARBONELL, A. (1928): "Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba y otros lugares comparables a ella geológicamente". **XIV Congr. Int. 1926**, Madrid, 1317-1337.
CARBONELL, A. (1941): "Nota sobre yacimientos de radio y berilio de Córdoba". **Las Ciencias**, 6: 51-59.
CARL, D. (1962): "An investigation of minor element content of potash feldspar from pegmatites, Maystack Range, Wyoming". **Econ Geol.**, 57: 1095-1115.
CARTWRIGHT, I. (1988): "Crystallization of melts, pegmatite intrusion and the inverian retrogression of the Scourian Complex, north-west Scotland". **Jour. Metamorphic Geol.**, 6: 77-93.
CASTRO, A. (1987): "Implicaciones de la Zona de Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la cadena Hercínica Europea". **Est. Geol.**, 43: 249-260.
CATHELINEAU, M. (1988): "Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature". **Clay Minerals.**, 23: 471-485.
CATHELINEAU, M. y NIEVA, D. (1985): "A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 91: 235-244.
CERNY, P. (1975): "Alkali variations in pegmatitic beryl and their petrogenetic implications". **N. Jb. Mineral. Abh.**, 123: 198-212.
CERNY, P. (1982a): "Anatomy and classification of granitic pegmatites". En: M.A.C. Short Course Handbook. **Granitic pegmatites in science and industry** (P. Cerny, Ed.), 8: 1-39.
CERNY, P. (1982b): "Petrogenesis of granitic pegmatites". En: M.A.C. Short Course Handbook. **Granitic pegmatites in science and industry** (P. Cerny, Ed.), 8: 405-461.
CERNY, P. (1989): "Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum". En: P. Möller; P. Cerny y F. Saupe (Eds.). **Lanthanides, tantalum and Niobium.** Springer-Verlag, New York, 274-302.
CERNY, P. y BURT, D.M. (1984): "Paragénesis, crystallochemical characteristics and geochemical evolution of micas in granite pegmatites". En: M.S.A. **Rev. in Mineralogy: Micas** (S.W. Bailey, ed.), 13: 257-297.
CERNY, P. y HAWTHORNE, F.C. (1976): "Refractive indices and alkali contents in beryl: general limitations and applications to some pegmatitic types". **Can. Mineral.**, 14: 491-497.
CERNY, P. y HAWTHORNE, F.C. (1982): "Selected peraluminous minerals". En: M.A.C. Short Course Handbook. **Granitic pegmatites in science and industry** (P. Cerny, Ed.), 8: 163-186.
CERNY, P.; MEINTZER, R.E. y ANDERSON, A.J. (1985): "Extreme fractionation in rare-element granite pegmatites. Selected examples of data and mechanisms". **Can. Mineral.**, 23: 381-421.
CERNY, P. y SIMPSON, F.M. (1977): "The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba: IX. Beryl". **Can. Mineral.**, 15: 489-499.
CERNY, P.; SMITH, J.V.; MASON, R.A. y DELANEY, J.V. (1984): "Geochemistry and petrology of feldspar crystallization in the Vezna Pegmatite, Czechoslovakia". **Can. Mineral.**, 22: 631-651.

CERNY, P. y TURNOCK, A.C. (1975): "Beryl from the granitic pegmatites at Greer Lake, southerastern Manitoba". **Can. Mineral.**, 13: 55-61.

CLARK, A.M. (1984): "Mineralogy of the rare earth elements". En: **Rare earth element geochemistry** (P. Henderson, Ed.), Elsevier, Ansterdam, 33-61.

CLARKE, D.B.; McKENZIE, C.B.; MUECKE, G.K. y RICHARDSON, S.W. (1976): "Magmatic andalusite from the South Mountain batholith, Nova Scotia". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 56: 279-287.

CLIFF, G. y LORIMER, G.W. (1975): "The quantitative analysis of thin specimens". **J. Microsc.**, 103: 203-207.

CONTRERAS, M.C.; GARROTE, A. y SANCHEZ-CARRETERO, R. (1983): "Pegmatitas en materiales metamórficos del norte de la provincia de Córdoba. Mineralogía y posibilidades económicas". **Cuad. Lab. Xeol. Laxe**, 6: 415-428.

CORBELLA, M. (1990): "Estudi metal.logenetic del camp pegmatitic del Cap de Creus". **Tesis de Licenciatura Univ. de Barcelona**, 317 pp.

COSCA, M.A.; ESSENE, E.J. y BOWMAN, J.R. (1991): "Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: implications for normalizations, calculated H_2O activities, and thermobarometry". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 108: 472-484.

CHACON, J. (1979): "Ensayo de subdivisión de las series precámbricas del SW del Macizo Ibérico". **Cuad. Geol. Univ. Granada**, 8 y 9: 5-19.

CHACON, J; DELGADO-QUESADA, M. y GARROTE, A. (1974): "Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)". **Bol. Geol. Min.**, 85: 713-717.

CHACON, J.; OLIVEIRA, V.; RIBEIRO, A. y OLIVEIRA, J.J. (1983): "La estructura de la Zona de Ossa-Morena". En: **Libro Jubilar J.M. Ríos**. Geología de España, IGME, 1: 490-504.

CHO, M. y FAWCETT, J.J. (1986): "A kinetic study of clinoclore and its high temperature equivalent fosterite - cordierite - spinel at 2 kbar water pressure". **Amer. Mineral.**, 71:68-77.

DALLMAYER, R.D. y QUESADA, C. (1989): "Geochronological constraints to the structural development of the badajoz-Córdoba shear belt (southwest Iberia). **Terra Abstr.**, 1: 366.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1962): "Tourmaline". En: **Rock Forming Minerals.** Longmans, 1B: 300-319.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1962): "Phosphates: apatite". En: **Rock Forming Minerals.** Longmans, 5: 323-338.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1964): "Diaspora". En: **Rock Forming Minerals. Longmans,** 5: 102-110.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1982): "Orthosilicates". En: **Rock Forming Minerals.** Longmans, 1A: 913 pp.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1983): "Feldspar group". En: **Rock Forming Minerals.** Longmans, 4: 281-339.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1986): "Disilicates and ring silicates". En: **Rock Forming Minerals.** Longmans, 1B: 1-469.

DELESSE, A. (1849): "Mémoire sur la pegmatite avec tourmalines de Saint-Etienne (Vosges)". **Ann. D. Mines**, 16: 97 pp.

DELGADO-QUESADA, M. (1971): "Esquema geológico de la hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz)". **Bol. Geol. Min.**, 82: 277-286.

DELGADO-QUESADA, M.; GARROTE, A. y SANCHEZ-CARRETERO, R. (1985): "El magmatismo de la alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba en su mital oriental, Zona de Ossa-Morena". **Temas Geol. IGME**, 8: 41-64.

DELGADO-QUESADA, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E. y PEREZ-LORENTE, F. (1977): "Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central". **Studia Geologica**, 12: 75-90.

DYADK'INA, I. Ya. (1970): "Directional nature of process of mica formation in pegmatites". **Int. Geol. Rev.**, 12: 477-483.

EGGLETON, R.A. y BUSECK, P.R. (1980): "The orthoclase-microcline inversion: A high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 74: 123-133.

EGUILUZ, L. (1987): "Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme Burguillos-Monesterio (Macizo Ibérico Meridional)". **Tesis Doct. Univ. Bilbao**, 512 pp.

EPPRECHT, W. (1953): "Die gitterkonstanten der turmalin". **Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.**, 33: 481-505.

ETHIER, V.G. y CAMPBELL, F.A. (1977): "Tourmaline concentrations in proterozoic sediments of the southern cordillera of Canada and their economic significance". **Can. J. Earth Sci.**, 14: 2348-2363.

EVANS, J.T. Jr. y MROSE, M.E. (1968): "Crystal chemical studies of cesium beryl". **Geol. Soc. Amer. Special Paper 101 Abstracts for 1966**, 63.

FEKLICHEV, V.G. (1964): "Chemical composition of minerals of the beryl group, character of isomorphism, and position of principal isomorphous elements in the crystal structure". **Geochemistry**, 4: 410-421.

FENOLL, P.; ORTEGA-HUERTAS, M.; RODRIGUEZ-GORDILLO, J. y VELASCO, F. (1983): "Intercrecimientos de Fe y Ti en pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)". **Est. Geol.**, 39: 253-259.

FERSMAN, A.E. (1931): "Les pegmatites: Leur importance scientifique et practique". Acad. Sci. URRS. 1, 2, 3: 739 pp.

FOIT, F.F. Jr. (1989): "Crystal chemistry of alkali-deficient schorl and tourmaline structural relationships". **Amer. Mineral.**, 74: 422-431.

FOIT, F.F. Jr.; FUCHS, Y. y MYERS, P.E. (1989): "Chemistry of alkali-deficient schorls from two tourmaline-dumortierite deposits". **Amer. Mineral.**, 74: 1317-1324.

FOIT, F.F. Jr. y ROSEMBERG, P.E. (1977): "Coupled substitution in the tourmaline group". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 62: 109-127.

FONTAN, F. (1981): "La magniotriplite ferrifere du massif des Albéres (Pyrenees-orientales). Une nouvelle variete". **Bull. Mineral.**, 104: 672-676.

FONTAN, F. y FRANSOLET, A.M. (1986): "Les phosphates de Fe et Mn des pegmatites de Valmy, Massif des Alberes (Pyrenees orientales), France". **Bol. Soc. Esp. Mineralogía**, 9: 391-396.

FOORD, E.E. (1976): "Mineralogy and petrogenesis of layered pegmatite-aplite dikes in the Mesa Grande district, San Diego County, California". **Ph. D. Thesis, Stanford Univ.**, Stanford, California.

FORTIER, S. y DONNAY, G. (1975): "Schorl refinement showing composition dependence of the tourmaline structure". **Can. Mineral.**, 13: 173-177.

FOSTER, M.D. (1960): "Interpretation of the composition of trioctahedral micas". **U.S. Geol. Surv. Prof. Paper**, 354-B: 11-49.

FRANKLIN, J.M. (1978): "Uranium mineralization in the nipigon area, Thunder Bay district, Ontario". **Geol. Surv. Can. Pap.**, 78-1A: 275-282.

FRANSOLET, A.M.; KELLER, P. y FONTAN, F. (1986): "The phosfate mineral associations of the Tsaobismund pegmatite, Namibia". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 92: 502-517.

FRANZ, G. y MORTENAI, G. (1984): "The formation of chrysoberyl in metamorphosed pegmatites". **Jour. Petrol.**, 25: 27-52.

FRONDEL, C.; BIEDL, A. y ITO, J. (1966): "New type of ferric iron tourmaline". **Amer. Mineral.**, 51: 1501-1505.

FUHRMAN, M.L. y LINDSLEY, D.H. (1988): "Ternary-feldspar modeling and thermometry". **Amer. Mineral.**, 73: 201-215.

GABALDON, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1983): "Las cuencas de Valdeinfierno y Benejarafe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena)". **Comun. Serv. Geol. Portugal**, 69: 209-218.

GARCIA-GUINEA, J. (1981): "Yacimientos españoles de minerales de interés gemológico". **Tesis Doct. Univ. Zaragoza**, 390 pp.

GARCIA-GUINEA, J. (1986): "Mapa gemológico y previsor de España. Escala 1:1.000.000". **Inst. Geol. Min. Esp. e Inst. Gemol. Esp.** (IGME, IGE)(Dep. Legal: M-39117-1986), 66 pp.

GARCIA-PORTERO, J. (1980): "El Precámbrico y las rocas ígneas de los alrededores de Fuenbe Obejuna (Córdoba)". **Tesis de Licenciatura. Univ. de Bilbao**, 77 pp.

GARROTE, A. (1976): "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba). Sierra Morena Central". **Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra**, 82: 17-39.

GARROTE, A. y BROUTIN, J. (1979): "Le bassin tournaisien de Benajarafe (Province de Cordoue, Espagne). Geologie et premieres donnees pleobotaniques et palynologiques". **104º Congr. Nat. Soc. Sav. Bourdeaux**, 1: 10 pp.

GARROTE, A. y SANCHEZ-CARRETERO, R. (1983): "Materiales volcanoclásticos en el Carbonífero Inferior al S-SW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa-Morena)". **Comun. Serv. Geol. Portugal**, 69: 249-257.

GARROTE, A; ORTEGA-HUERTAS, M. y ROMERO, J. (1980): "Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba). Sierra Morena". **Temas Geol. Min. IGME**, 145-168.

GEVERS, T.W. (1937): "Phases of mineralization in Namaqualand pegmatites (1936)". **Geol. Soc. South Africa Trans. and Proc.**, 19: 331-378.

GIBBS, G.V.; BRECK, D.W. y MEAGHER, E.P. (1968): "Structural refinement of hydrous and anhydrous synthetic beryl, Al_2 Be_2 Si_6 O_{18} and emerald $Al_{1.9}$ $Cr_{0.1}$ Be_3 Si_6 O_{18}". **Lithos**, 1: 275-285.

GILBERT, M.C.; HELZ, R.T.; POPP, R.K. y SPEAR, F.S. (1982): "Experimental studies on amphibole stability". En: **M.S.A. Rev. in Mineralogy: Amphiboles: Petrology and experimental phase relations.**, 9B: 229-354.

GINSBURG, A.I. (1928): "Classification des gisements feldspathiques. Documents de la Comm. pour le feldspath". **Comm. Geol. Bull.**, 48: 22-38.

GINSBURG, A.I. (1960): "Specific geochemical features of the pegmatitic process". **Cong. Intern. Geología**, 17: 111-121.

GINSBURG, A.I. (1984): "The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites". **Procc. 27th Intern. Geol. Cong.** (V.N.U. Science Press), 15: 245-260.

GINSBURG, A.I.; KRUGLOVA, N.A. y MOLEVA, V.A. (1951): "Magniotriplit novi mineral iz gruppy triplita". **Dokl. Akad. Nauk. SSSR**, 76: 97-100 (en ruso).

GINSBURG, A.I. y RODIONOV, G.G. (1960): "On the depth of formation of granite pegmatites". **Econ. Geol. USSR** (Geol. Rudn. Mestorozhd.), 1: 45-54.

GINSBURG, A.I.; TIMOFEYEV, I.N. y FELDMAN, L.G. (1979): "Principles of geology of the granitic pegmatites". Nedra, Moscow, 296 pp.

GOLDSCHMIDT, V.M. (1930): "Elemente und minerale pegmatitischer gestiene nachr gesellsch d. wissenschaften zu Gottingen". **Math. Phys.**, K1: 370-378.

GOLDSMITH, J.R. y LAVES, F. (1954): "The microcline-sanidine stability relations". **Geoch. Cosmich. Acta**, 5: 1-19.

GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1991): "Las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): Mineralizaciones de berilio". **Bol. Geol. Min.**, 102: 578-603.

GONZALEZ DEL TANAGO, J. y ARENAS, R. (1991): "Anfibolitas granatíferas de Sierra Albarrana (Córdoba): Termometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional". **Rev. Soc. Geol. España**, 4: 251-269.

GONZALEZ DEL TANAGO, J.; MARTINEZ, M. y PEINADO, M. (1984): "El crisoberilo de las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana. Condiciones genéticas y evolución". **1er Congr. Geol. España**, 2: 131-145.

GONZALEZ DEL TANAGO, J. y PEINADO, M. (1988): "Los fosfatos de las pegmatitas graníticas de la Sierra Albarrana y de sus formaciones encajantes". **Bol. Soc. Esp. Mineralogía**, 11-2: 26-27.

GONZALEZ DEL TANAGO, J. y PEINADO, M. (1990): "Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena, Córdoba, España)". **Bol. Geol. Min.**, 101: 678-700.

GORDIYENKO, V.V. (1971): "Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assesing the rare metal mineralization in granite pegmatites". **Int. Geol. Rev.**, 13: 134-142.

GORDIYENKO, V.V. (1976): "Diagram for prognostic evaluation of rare element mineralization in granitic pegmatites utilizing compositional variations in potassium feldspars". **Doklady Acad. Sci. USSR.**, 228: 442-444 (en ruso).

GORDIYENKO, V.V. y LEONOVA, V.A. (Eds.)(1976): "Mica-bearing pegmatites of northern Karelia". Nedra,Leningrad, 367 pp. (en ruso).

GORSKAYA, M.G.; FRANK-KAMENETSKAYA, O.V. y ROZKDESTVENSKAYA, I.V. (1982): "Refinement of the structure of Al-rich elbaite and some aspect of the crystal chemistry of tourmalines". **Soviet Physics Cryst.**, 27: 63-66.

GOVOROV, I.N. (1971): "Thermodinamic calculation and the interpretation of tourmaline systems". **Chem. Abstracts**, 76: 129893 s.

GROMET, L.P. y SILVER, L.T. (1983) "Rare earth element distribution among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications". **Geoch. Cosmoch. Acta**, 47: 925-939.

GUBELIN, E.G. (1982): "Gemstones of Pakistan: Emerald, ruby and spinel". **Gems & Gemology**, 18: 140-153.

HAMMARSTROM, J.M. y ZEN, E-An. (1986): "Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer". **Amer. Mineral.**, 71: 1297-1313.

HÄNNI, H.A. (1980): "Mineralogische und mineralchemische untersuchungen an beryll aus alpinen zerrkluften". **Inaugural dissertation. Univ. of Basel, Switzerland.**

HANSON, G.H. (1978): "The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition". **Earth. Planet. Sci. Lett.**, 38: 26-43.

HARIYA, Y. y NAKANO, K. (1972): "Garnet solid solution between grossular and almandine". **Jour. Mineral. Soc. Japan**, 10: 373 (en japones).

HASKIN, L.A.; FREY, F.A.; SCHMITT, R.A. y SMITH, R.H. (1966): "Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distribution". En: **Physics and chemistry of the earth** (L.J. Ahrens, F. Press, S.K. Rucorn y H.C. Urey, Eds.), Pergamon Press, 7: 167-321.

HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A.; FREY, F.A. y WILDEMAN, T.R. (1968): "Relative and absolute terrestial abundances of the rare earth". En: L.H. Ahrens (Ed.). **Origin and Distribution of the elements** (Pergamon, Oxford), 1: 889-911.

HAWTHORNE, F.C. (1981): "Crystal chemistry of the amphiboles". En: **M.S.A. Rev. in Mineralogy: Amphiboles and other hydrous pyriboles- mineralogy.**, 9A: 1-102.

HAWTHORNE, F.C. (1983): "The crystal chemistry of amphiboles". **Can. Mineral.**, 21: 173-440.

HAWTHORNE, F.C. y CERNY, P. (1977): "The alkali-metal positions in Cs-Li beryl". **Can. Mineral.**, 15: 414-421.

HAWTHORNE, F.C. y CERNY, P. (1982): "The mica group". En: M.A.C. Short Course Handbook. **Granitic pegmatites in science and industry**, 8: 63-98.

HAWTHORNE, F.C. y GRUNDY, H.D. (1973): "The crystal chemistry of the amphiboles. I. Refinement of the crystal structure of ferrotschermakite". **Min. Mag.**, 39: 390-400.

HAYS, J.F. (1967): "Lime-alumina-silica". **Carnegie Inst. Wash. Year Book**, 65: 234-239.

HEINRICH, E. Wm. (1953): "Zoning in pegmatitic district". **Amer. Mineral.**, 38: 68-87.

HEINRICH, E. W. y BUCHI, S.H. (1969): "Beryl-chrysoberyl-sillimanite paragenesis in pegmatites". **Indian Mineral.**, 10: 1-7.

HENRY, D.L. y GUIDOTTI, C.V. (1985): "Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite-grade metapelites to NW Maine". **Amer. Mineral.**, 70: 1-15.

HERRANZ, P. (1983): "El Precambrico de la Zona de Ossa-Morena". En: **Libro Jubilar J.M. Rios.** Geología de España, IGME, 1: 100-108.

HOGARTH, D.D. (1972): "The Evans-Low pegmatite, Quebec: A unique yttrium-niobium-bismuth-vanadium mineral assemblage". **Mineral. Record.**, 3: 69-77.

HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, G.C.; PETERS, E.K.; STOWELL, H.H. y SIMON, V.D. (1987): "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons". **Amer. Mineral.**, 72: 231-239.

HOLMES, A. (1966): "Geología física". Ed Omega, 512 pp.

HOVIS, G.L. (1986): "Behavior of alkali feldspars: crystallographic properties and characterization of composition and Al-Si distribution". **Amer. Mineral.**, 71: 869-890.

HSU, L.C. (1968): "Selected phase relations in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: A model for garnet equilibria". **Jour. Petrol.**, 9: 40-83.

HSU, L.C. y BURNHAM, C.W. (1969): "Phase relations in the system $Fe_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12}$ - $Mg_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12}$ - H_2O at 2.0 kilobars". **Geol. Soc. Am. Bull.**, 80: 2392-2408.

HUCKENHOLZ, H.C. (1975): "Uvarovite stability in the $Ca\ Si\ O_3$ - Cr_2O_3 join up to 10 kbar". **N. Jb. Mineral. Mh.**, 8: 337-360.

HUCKENHOLZ, H.C.; HÖLZI, E. y LINDHUBER, W. (1975): "Grossularite, its liquidus and subsolidus relations uo to 10 kbar". **N. Jb. Mineral. Abh.**, 124: 1-47.

HUCKENHOLZ, H.G.; KNITTEL, D. (1975): "Stability of grossularite-uvarovite solid solutions". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 49; 211-232.

HUCKENHOLZ, H.G.; LINDHUBER, W. Y SPRINGER, T. (1974): "The join $Ca\ Si\ O_3$ - Al_2O_3 - Fe_2O_3 of the CaO - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 quaternary system and ist bearing on the formation of granditic garnets and fassaitic pyroxenes". **N. Jb. Mineral. Abh.**, 121: 160-207.

HUCKENHOLZ, H.G. y YODER, H.S. Jr. (1971): "Andradite stability relations in the $Ca\ Si\ O_3$- Fe_2O_3 join up to 30 kb". **N. Jb. Mineral. Abh.**, 114: 246-280.

IIJIMA, A. y MATSUMOTO, R. (1982): "Berthierine and chamosite in coal measures of Japan". **Clays and Clay Minerals**, 30: 264-274.

ISAACS, T. (1965). "A study of uvarovite". **Mineral. Mag.**, 35: 38-45.

JAHNS, R.H. (1953): "The genesis of pegmatites. I. Occurrence and origin of giant crystals". **Amer. Mineral.**, 38: 563-598.

JAHNS, R.H. (1955): "The study of pegmatites". **Econ. Geol. 50th Aniv. Vol.**, 1025-1130.

JAHNS, R.H. (1982): "Internal evolution of pegmatite bodies". En: M.A.C. Short Course Handbook. **Granitic pegmatites in science and industry**, 8: 293-327.

JAHNS, R.J. y BURNHAM, C.W. (1969): "Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites". **Econ. Geol.**, 64: 843-864.

JAMES, R.S.; TURNOCK, A.C. Y FAWCETT, J.J. (1976): "The stability and phase relations of iron chlorite below 8.5 kb PH_2O". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 56: 1-25.

J.C.P.D.S. (1974): "Selected powder difraction data for minerals". Published by the J.C.P.D.S. 1601 Park Lane, Swarthmore, Pennsylvania, 19801.

JIANG, W; PEACOR, D.R. y SLACK, J.F. (1992): "Microstructures, mixed layering and polytypism of chlorite and retrograde berthierine in the Kidd Creek massive sulfide deposits, Ontario". **Clays and clay minerals**, 40: 501-514.

JOHNSON, M.C. y RUTHERFORD, M.J. (1989): "Experimental calibration of aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks". **Geology**, 17: 837-841.

JOLIFF, B.L.; PAPIKE, J.J. y SHEARER, C.K. (1986): "Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll, Black Hills, South Dakota". **Amer. Mineral.**, 71: 472-500.

JOLIFF, B.L.; PAPIKE, J.J. y LAUL, J.C. (1987a): "Mineral recorders of pegmatite internal evolution: REE content of tourmaline from the bob Ingersoll Pegmatite, South Dakota". **Geoch. Cosmoch. Acta**, 51: 2225-2232.

JOLIFF, B.L.; PAPIKE, J.J. y SHEARER, C.K. (1987b): "Fractionations trends in mica and tourmaline as indicators of pegmatite internal evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota". **Geoch. Cosmoch. Acta**, 51: 519-534.

JOLIFF, B.L.; PAPIKE, J.J. y SHEARER, C.K. (1992): "Petrogenetic relationships between pegmatitic and granite based on geochemistry of muscovite in pegmatite wall zones, Black Hills, South Dakota, USA". **Geoch. Cosmoch. Acta**, 56: 1915-1939.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Memoria explicativa". **Publ. IGME**, 1-101.

KASOLLI-FOURNARAKI, A. (1990): "Chemical variations in tourmalines from pegmatite occurrences in Chalkidiki Peninsula, northern Greece". **Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.**, 70: 55-65.

KEESMANN, I.S.; MATTHES, S.; SCHREYER, W. y SEIFERT, F. (1971): "Stability of almandine in the system FeO - (Fe_2O_3) - Al_2O_3 - SiO_2 - (H_2O) at elevated pressures". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 31: 132-144.

KEPEZHINSKAS, K.B. (1965): "Composition of chlorites as determined from their physical properties". **Dolk. Akad. Nank. SSSR ERth. Sc. Sect.**, 164: 126-129.

KING, R.W.; KERRICH, R.W. y DADDAR, R. (1988): "REE distribution in tourmaline: An INAA technique involving pretreatment by B volatilization". **Amer. Mineral.**, 73: 424-431.

KODAMA, M. y FOSCOLOS, A.E. (1981): "Occurrence of bertherine in canadian artic desert soils". **Can. Mineral.**, 19: 279-283.

KROLL, H. (1971): "Determination of Al, Si distribution in alkali feldspars from X-Ray powder data". **N. Jb. Mineral. Mh.**, 2: 91-94.

KROLL, H. (1973): "Estimation of the Al, Si distribution of feldspars from the lattice translations Tr[110] and Tr[1-10]. I. Alkali feldspars". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 39: 141-156.

KROLL, H. (1980): "Estimation of the Al, Si distribution of alkali feldspars from lattice translations Tr[110] and Tr[1-10]. Revised diagrams". **N. Jb. Mineral. Mh.**, 1: 31-36.

KROLL, H. y RIBBE, P.H. (1983): "Lattice parameters, composition and Al, Si order in alkali feldspars". En: M.S.A. **Rev. in Mineralogy: Feldspar Mineralogy** (P.H. Ribbe, Ed.), 2: 57-99.

KROLL, H. y RIBBE, P.H. (1987): "Determining (Al, Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peak positions: A review". **Amer. Mineral.**, 72: 491-506.

KROLL, H.; SCHMIEMANN, I. y CÖLLN, G.V. (1986): "Feldpar solid solutions". **Amer. Mineral.**, 71: 1-16.

LACROIX, A. (1922): "Mineralogíe de Madagascar Tome II. Mineralogie appliquée lithologie". Augustin Challamer Editeur, París, 694 pp.

LANDES, K.K. (1933): "Origin and classification of pegmatites". **Amer. Mineral.**, 18: 33-56 y 95-103.

LEAKE, B.E. (1978): "Nomenclature of amphiboles". **Amer. Mineral.**, 63: 1023-1052.

LESSING, P. y STANDISH, R.P. (1973): "Zoned garnet from Crested Butte, Colorado". **Amer. Mineral.**, 58: 840-842.

LONDON, D.; CERNY, P.; LOOMIS, J.L. y PAN, J.J. (1990): "Phosphorus in alkali feldspar of rare element granitic pegmatites". **Can. Mineral.**, 28: 771-786.

LOPEZ-AZCONA, J.M. (1957): "La edad de las uraninitas de Sierra Albarrana". **Not. Com. Inst. Geol. Min. España**, 45: 1-12.

LOPEZ-AZCONA, J.M. y ABBAD, C. (1945): "A pseudomorph of pitchblenda after beryl from the Sierra de la Albarrana (Córdoba)". **Rep. Com. Measurement Geol. Time**, 1940-1941, 115.

LOPEZ-GALINDO, A.; FERNANDEZ-SEGURA, E.; SANCHEZ-NAVAS, A.; MARTINEZ-GUERRERO, M.J. y ORTEGA-HUERTAS, M. (1989): "Puesta a punto del microanálisis EDX con el microscopio electrónico de transmisión Zeiss EM 10C". **Rev. Soc. Geol. España**, 2: 153-159.

LOTTERMOSER, B.G. y PLIMER, I.R. (1987): "Chemical variation in tourmalines, Umberatana, South Australia". **N. Jb. Miner. Mh.**, 7: 314-326.

LOTZE, F. (1945): "Zur gliederung der varisciden der Iberischen meseta". **Geotekt. Forsch.**, 6: 78-92.

MAKRIGINA, V.A. (1977): "Role of metamorphic zonation in distribution of pegmatites and migmatites of diferent composition". **Int. Geol. Rev.**, 19: 1133-1141.

MANNING, D.A.C., (1982): "Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand". **Mineral. Mag.**, 45: 139-147.

MARCOS, A.; AZOR, A.; GONZALEZ-LODEIRO, F. y SIMANCAS, J.F. (1991): "Early phanerozoic trace fossils from the Sierra Albarrana quartzites (Ossa-Morena Zone, southwest Spain)". **Scripta Geol.**, 97: 47-53.

MARENSI DE MOURA, O.J. y GARCIA-GUINEA, J. (1984): "Pegmatitas españolas con berilo y otras similares de Minas Gerais (Brasil)". **Bol. Inst. Gemol. Esp.**, 25: 9-28.

MARTIN, R.F. (1982): "Quartz and the feldspars". En: M.A.C. Short Course Handbook. **Granitic pegmatites in science and industry**, 8: 41-62.

MARTIN-RAMOS, J.D. (1990): "Programa de control y análisis del Difractómetro de Rayos X". Dp. Legal M-11719, nº de registro 08605.

MARTIN-RAMOS, J.D.; HIDALGO, M.A.; RODRIGUEZ-GALLEGO, M. y OTALORA, F. (1989): "Estudio cristalquímico de micas de Sierra Nevada. Cordillera Bética". **Bol. Soc. Esp. Mineralogía**, 12: 101-111.

MATTHES, S. (1961): "Ergebnisse zur granat synthese und ihre beziehungen zur natürlichen granatbildung innerhalb der piralspit-gruppe". **Geoch. Cosmoch. Acta**, 23: 233-294.

MAYNARD, J.B. (1986): "Geochemistry of oolitic iron ores, an electron microprobe study". **Econ. Geol.**, 81: 1473-1483.

McGREGOR, C.R. y FERGUSON, R.B. (1989): "Characterization of phases and twings in alkali feldspars by the X-Ray precession technique". **Can. Mineral.**, 27: 457-482.

MEAGHER, E.P. (1982): "Silicate garnet". En: **M.S.A. Rev. in Mineralogy. Orthosilicates** (P.H. Ribbe, Ed.), 5: 25-66.

MEHNERT, K.R. (1968): " Migmatites and the origin of granitic rocks". Elvesier Publ. Co. Amsterdam-London-New York, 393 pp.

MELLINI, M.; NIETO, F.; ALVAREZ, F. y GOMEZ-PUGNAIRE, M.T. (1991): "Mica-Chlorite intermixing and altered chorite from the Nevado-Filabride micaschists, southern Spain". **Eur. J. Miner.**, 3: 27-38.

MILLER, C.F.; STODDARD, E.F.; BRADFISH, L.J. y DOLLASE, W.A. (1981): "Composition of plutonic muscovite: genetic implications". **Can. Mineral.**, 19: 25-34.

MINGARRO, E. (1960): "Edad absoluta de las pegmatitas de España". **Inst. Lucas Mallada, CSIC** (Dep. Legal: M-10203-1958), 112-113.

MIYASHIRO, A. (1973): "Metamorphic facies and facies series". En: **Metamorhism and metamorphic belts**, George Allen & Unwin, London., 293-309.

MOENCH, R.H. (1986): "Comment on "implications of magmatic epidote - bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes or northwertern North America" and "magmatic epidote and its petrologic significance". **Geology**, 14: 187-188.

MOORE, P.B. (1973): "Pegmatite phosphates: descriptive mineralogy and crystal chemistry". **Mineral. Record**, 4: 103-130.

MOORE, P.B. (1982): "Pegmatite minerals of P(V) and B(III)". M.A.C. Short Course Handbook. **Granitic pegmatites in science and industry**, 8: 267-291.

MOROSIN, B. (1972): "Structure and thermal expansion of beryl". **Acta Cryst.**, B28: 1899-1903.
MORSE, J.W. y CASEY, W.H. (1988): "Ostwald processes and mineral paragenesis in sediments". **Amer. J. Sci.**, 288: 537-560.
MOTTANA, A. (1974): "Melting of spessartite at high pressure". **N. Jb. Mineral. Mh.**, 6: 256-271.
MOYA y GASTON, M. (1946): "Criaderos de uranio". **Mem. Inst. Geol. Min. Esp.**
NAKA, S.; SUWA, Y. y KAMEYANA, T. (1975): "Solid solubility between uvarovite and spessartite". **Amer. Mineral.**, 60: 418-422.
NANEY, M.T. (1983): "Phase equilibria of rock- forming ferromagnesian silicates in granitic systems". **Amer. J. Sci.**, 283: 993-1033.
NEDUMOV. I.B. (1964): "The process of diferenciation of pegmatitic melt and the role of the tectonics in the formation of rare element pegmatites". **Int. Geol. Congr. New Delhi, 22 Sess. Rep. Pt.**, 6: 116-139.
NEIVA, A.M.R. (1974): "Geochemistry of tourmaline (schorlite from granites, aplites and pegmatites from northern portugal". **Geoch. Cosmoch. Acta**, 38: 1307-1317.
NICKEL, E.H. (1992): "Nomenclature for mineral solid solutions". **Amer. Mineral.**, 77: 660-662.
NIETO, F. (1983): "Las cloritas de las cordilleras Béticas". **Tesis Doct. Univ. Granada**, 339: 249 pp.
NIETO, F.; MARTIN-RAMOS, J.D.; LOPEZ-AGUAYO, F. y RODRIGUEZ-GALLEGO, M. (1980): "Relación entre las intensidades de las reflexiones basales y el contenido y distribución de átomos pesados en cloritas". **Cuad. Geol.**, 11: 31-40.
NIETO, F. y RODRIGUEZ-GALLEGO, M. (1982): "Metodología para el estudio de la clorita en rocas metamórficas". **Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.**, 38: 1429-1436.
NYSTRON, J.O. (1984): "Rare earth element mobility in vesicular lava during low-grade metamorphism". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 88:328-331.
NORTH, A.C.T.; PHILLIPS, D.C.L. y SCOTT, M.F. (1968): "A semi-empirical method of absorption correction". **Acta crystallog.**, 24A: 351-359.
NORTON, J.J. (1983): "Sequence of mineral assemblages in differenciated granitic pegmatites". **Econ. Geol.**, 78: 854-874.
ODDONE, M.; MELONI, S. y GENOVA, N. (1984): "Neutron activation analysis: A powerful tool for assay of rare-earth elements in terrestial materials". **Inorg. Chim. Acta**, 94: 283-290.
ODDIN, G.S. (1985): "Significance of green particles (glaucony, berthierine, chlorite) in arenites". En: **Provenance of arenites Proc. Cetraro. Cosenza, 1984.** Univ. Curie Dpt. Geol. Dyn. Paris, France. Riedel Nato ASI Series C, 148: 279-307.
OROZCO, M. y PASCUAL, E. (1975): "Presencia y significado de cuarcitas con distena en el Precámbrico de Sierra Morena (España)". **Cuad. Geol. Univ. de Granada**, 6: 5-13.
ORTEGA-HUERTAS, M.; FENOLL, P. y GARROTE, A. (1989): "Pegmatite in Sierra Albarrana and other metamorphic areas in the north of the province of Córdoba (South Spain)". **Plinius**, 2: 69-70.
ORTEGA-HUERTAS, M.; FENOLL HACH-ALI, P. y GARROTE, A. (1992): "Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana y otras areas metamórficas del N. de la provincia de Córdoba". En: J. García-Guinea y J. Martínez-Frías (Coords.). **Recursos Minerales de España. CSIC.**, 15: 471-483.
ORTEGA-HUERTAS, M.; FENOLL, P.; RODRIGUEZ-GORDILLO, J.; GARROTE, A. y ROMERO, J.(1984): "Caracterización mineralógica de micas, granates y nódulos de clorita en los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba). Sierra Morena". **Cuad. Lab. Xeol. Laxe**, 8: 75-82.
ORTEGA-HUERTAS, M.; GARROTE, A.; RODRIGUEZ-GORDILLO, J. y FENOLL, P. (1982a): "Pegmatitic assemblages in the metamorphic core of Sierra Albarrana (Córdoba, Spain)". **Crystal Chemistry of Minerals. Procc. 13th Gen. Meet. IMA, Varna**, 41: 641-650.
ORTEGA-HUERTAS, M.; GARROTE, A.; RODRIGUEZ-GORDILLO, J. y FENOLL, P. (1982b): "Rocas metamórficas en las pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba)". **Bol. Geol. Min.**, 93: 436-445.
ORVILE, P.M. (1967): "Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series". **Amer. Mineral.**, 52: 55-86.
PAGE, L.R. *ET AL.* (1953): "Pegmatite investigations 1942-1945 Black Hills, South Dakota". **U.S. Geol. Surv. Prof. Paper**, 247, I-228.
PAPIKE, J.J.; SHEARER, C.K.; SIMON, S.B. y LAUL, J.C. (1984): "Fluid flow through crystalline rocks: sheet silicates as trace element traps". **Geol. Soc. Am. Abs. Prog.**, 15: 658 pp.

PARFENOFF, A.; POMEROL, C. y TOURENQ, J. (1970): "Les mineraux en grains. Methodes d´etude et determination". Masson et cie. Editeurs (Paris), 610 pp.

PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972): "Precisiones sobre el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico Inferior en la Sierra Morena Central". **Est. Geol.**, 28: 167-172.

PARK, C.F.Jr. y MACDIARMID, R.A. (1981): "Yacimientos Minerales". (Traductor: C.J. Fernández) Ed. Omega, 512 pp.

PARSONS, I. y BROWN, W.L. (1984): "Feldspars and the thermal history of igneous rocks". En: Feldspars and feldspathoids, Publ. Co. Nato ASI Series C, 137: 317-371.

PASCUAL, E. (1981): "Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (Sector central de Sierra Morena)". **Tesis Doct. Univ. de Granada**, Men. Ined., 521 pp.

PEACOR, D.R.; ESSENE, E.J.; SIMMONS, W.B.Jr. y BIGELOW, W.C. (1974): "Kellyite, a new Mn-Al member of the serpentine group from Bald Knob, North Carolina, and new data on grovesite". **Amer. Mineral.**, 59: 1153-1156.

PEREZ LORENTE, F. (1979): "Geología de la zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)". **Tesis Doct. Univ. Granada** nº 281, 340 pp.

PETRASCHECK, W.E. (1965): "Yacimientos y criaderos. Un estudio sucinto de los tesoros del subsuelo". Omega, Barcelona, 538 pp.

PIATNITSKY, I. (1932): "Geological explorations in the emerald district in the Urals". **Geol. Prosp. Serv. USSR Trans.**, 75: 1-71.

PLAN NACIONAL DE LA MINERIA (1971): "Programa nacional de explotación minera. Minería de rocas industriales". **Ministerio de Industria. Dirección General de Minas**, 24: 75-80.

PLIMER, I.R. y LEES, T.C. (1988): "Tourmaline-rich rocks associated with the submarine hydrothermal Rosebery Zn-Pb-Cu-Ag deposits and granites in western Tasmania, Australia". **Mineral. Petrol.**, 38: 81-103.

POTTER, R.W. II.; CLYNNE, H.A. y BROWN, D.L. (1978): "Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions". **Econ. Geol.**, 48: 75-80.

POWER, G.M. (1968): "Chemical variation in tourmalines from southwest England". **Mineral. Mag.**, 36: 1078-1098.

PRIDE, C. y MUECKE, G.K. (1981): "Rare earth element distributions among coexisting granulite facies minerals, Scourian Complex, NW Scotland". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 76: 463-471.

PROCTOR, K. (1984): "Gem pegmatites of Minas Gerais, Brazil: Exploration, occurrence and aquamarine deposits". **Gems & Gemology**, 20: 78-100.

PRYSLAK, A.P. (1976): "Geology of the Bruin Lake - Edison Lake area, district of Kenora". **Ont. Div. Mines Geosci. Rep.**, 130.

QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L.; LIÑAN, E. y PALACIOS, T. (1990): "Ossa Morena Zone: Stratigraphy precambrian". En: R.D. Dallmayer y E. Martínez-García (Eds.) **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**, Springer-Verlag, Berlín, 252-258.

QUESADA, C. y DALLMAYER, R.D. (1991): "Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): Characteristics and ^{40} Ar/^{39} Ar mineral age constraints". **Geol. Soc. Amer. Bull.** (en prensa).

QUESADA, C. y MUNHA, J. (1990): "Ossa-Morena Zone: Metamorphism". En: R.D. Dallmayer y E. Martínez-García (Eds.) **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**, Springer-Verlag, Berlín, 314-320.

RADOSLOVICH, E.W. (1963): "Some relations between composition, cell dimensions and structure of layer silicates". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 37: 343-345.

RAMBERG, H. (1952): "The origin of metamorphic and metasomatic rocks". Univ. of Chicago Press., Chicago, Illinois, 317 pp.

REQUENA, J. (1976): "El granito como posible materia prima para las industrias de cerámica y vidrio". **Tesis Doct. Inst. Ceram. y Vidrio. CSIC, Madrid**, 251 pp.

REY, J.P.H. y KUBLER, B.(1983): "Identification des micas des series sedimentaires par diffraction X à partir de la sérir harmonique (001) des préparations orientées". **Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.**, 63: 13-36.

REYNOLDS, R.C. Jr. (1988): "Mixed layer chlorite minerals". En: **M.S.A. Rev. in Mineralogy: Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)**(S.W. Bailey, Ed.), 19: 601-629.

RIBBE, P.H. (Ed.)(1983a): "Appendix: Guides to indexing feldspar powder patterns" En: **M.S.A. Rev. in Mineralogy: Feldspar Mineralogy**, 2: 325-341.

RIBBE, P. (Ed.)(1983b): "Chemistry, structure and nomenclature of feldspars". En: **M.S.A. Rev. in mineralogy: Feldspar Mineralogy**, 2: 1-19.

RINALDI, R.; CERNY, P. Y FERGUSON, R.B. (1972): "The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. VI. Lithium-Rubidium-Cesium micas". **Can. Mineral.**, 11: 690-707.

RISTIC, M. (1956): "Uranium and thorium deposits in Yugoslavia". **Int. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy Proc.**, 6: 634-640.

ROALDSET, E. (1975): "Rare earth element distributions in some precambrian rocks and their phyllosilicates, Numedal, Norway". **Geoch. Cosmoch. Acta**, 39: 455-469.

ROBARDET, M. (1976): "L'originalité du segment Hercynien Sud-Ibérique au Paléozïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne)". **C.R. Acad. Sci. Paris**, 283D: 999-1002.

ROBBINS, J. (1986): "Feldspar and nepheline syenite. Filling a need?". **Ind. Minerals**, 9: 69-101.

ROBERTSON, R.H.S. (1960): "Mineral use guide". Cleaver-Humes Press LTD, London, 44 pp.

ROBINSON, K.; GIBBS, G.V. y HALL, M.R. (1973): "Cation distribution in three hornblendes". **Amer. J. Sci.**, 273A: 522.535.

ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHEMACHER, J.C.: LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W. y DOOLAN, B.L. (1982): "Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory". En: **M.S.A. Rev. in Mineral.: Amphiboles: petrology and experimental phase relations**, 9B: 1-228.

ROEDDER, E. (1984): "Intrusive rocks and pegmatitic enviroments". **M.S.A. Rev. in Mineralogy: Fluid Inclusions.** (P.H. Ribbe, Ed.), 12: 381-411.

ROSE, R.L. (1957): "Andalusite -and corumdum- bearing pegmatites in Yemosite National Park, California". **Amer. Mineral.**, 42: 635-647.

ROSEMBERG, P.E. Y FOIT, F.F. Jr. (1979): "Synthesis and characterization of alkali-free tourmaline". **Amer. Mineral.**, 64: 180-186.

RUDENKO, S.A.; ROMANOV, V.A.; MORAKHOVSKYI, V.N.; TARASOV, E.B.; GALIN, G.A. y DOROKHIN, V.K. (1975): "Conditions of formations and controls of distribution of muscovite objects of the North-Baikal muscovite province, and some general problems of pegmatite consolidation". **Muscovite Pegmatite of USSR** (Nauka, Leningrad), 174-182.

RUSINOVA, O.V.; KOBTSEV, B.M.; FEDOSOVA, S.P. y GURENKO, O. Yu. (1987): "Berthierine-chlorite mixtures in hidrothermal deposits". **Tsentr. Nauchn. Issled. Geologorazved Inst. Moscow Sum. Biulleten'moskuskogo obschestva ispytateley prirody otdel geologycheskiy**, 62: 100-105 (en ruso).

SAFRONOVA, G.P. (1966): "Distintive features of distribution of some accesory elements in Karelian muscovite". En: **Problems of geology and distribution of economic minerals of Karelia**. (en ruso).

SALYE, M.E. (1975): "Metallogenic formations of pegmatites in the eastern part of Baltic Shield". En: Yu. M. Sokolov, Ed. **Muscovite pegmatites of the USSR**, Nauka, Leningrad, 15-35 (en ruso).

SANCHEZ-CARRETERO, R. (1990): "Ossa-Morena Zone: Igneous Rocks". En: R.D. Dallmayer y E. Martínez-García (Eds.). **Pre-Mesozoic Geology of Iberia**, Springer-Verlag, Berlín, 292-313.

SANCHEZ-CARRETERO, R.; EGUILUZ, L.; PASCUAL, E y CARRACEDO, M. (1990): "Ossa-Morena zone: Igneous rocks". En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds). **Premesozoic geology of Iberia**, Springer-Verlag, Berlín, 292-313.

SANCHEZ-MUÑOZ, L. y GARCIA-GUINEA, L. (1992): "Feldespatos: Mineralogía, yacimientos y aplicaciones". En: J. García-Guinea y J. Martínez-Frías (Coords.). **Recursos Minerales de España. CSIC.**, 15: 441-470.

SANCHEZ-NAVAS, A. y GALINDO-ZALDIVAR, J. (1993): "Alteration and deformation microstructures of biotite from plagioclase-rich dykes (Ronda Massif, S. Spain)". **Eur. J. Mineral.**, 5 (en prensa).

SCHALLLER, W.T.; STEVENS, R.E. y JAHNS, R.H. (1962): "An unussual beryl from Arizona". **Amer. Mineral.**, 47: 672-699.

SCHREYER, W.; ABRAHAM, K. y KULKE, H. (1980): "Natural sodium phlogopite coexisting with potassium phlogopite and sodium aluminian talc in a metamorphic evaporite sequence from Derag, Tell Atlas, Algeria". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 74: 223-233.

SCHREYER, W.; FRANSOLET, A.M. y ABRAHAM, K. (1986): "A miscibility gap in trioctahedral Mn-Mg-Fe chorites: evidence from the Lienne Valley manganese deposits, Ardennes, Belgium". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 94: 333-342.

SCHREYER, W. y SEIFERT, F. (1969): "High pressure phases in the system MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O". **Amer. Jour. Sci.**, 267-A: 407.

SHAU, Y.H.; PEACOR, D.R. y ESSENE, E.J. (1990): "Corrensite and mixed-layer chlorite/corrensite in metabasalt from Northern Taiwan: TEM/AEM, EMPA XRD and optical studies". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 105: 123-142.

SHEARER, C.K.; PAPIKE, J.J.; REDDEN, J.A.; SIMON, S.B.; WALKER, R.J. y LAUL, J.C. (1987): "Origin of pegmatitic granite segregations, willow creek, Black Hills, South Dakota". **Can. Mineral.**, 25: 159-171.

SHEARER, C.K.; PAPIKE, J.J.; SIMON, S.B.; LAUL, J.C. (1986): "Pegmatite-wallrock interactions, Black Hills, South Dakota: interaction between pegmatite-derived fluids and quartz-micaschist wallrock". **Amer. Mineral.**, 71: 518-539.

SHEARER, C.K.; PAPIKE, J.J.; SIMON, S.B.; LAUL, J.C. y CHRISTIAN, R. (1984): "Pegmatite/wallrock interactions: Black Hills, south Dakota: progressive borom metasomatism adjacent to the Tip Top pegmatite". **Geoch. Cosmoch. Acta**, 48: 2563-2580.

SHELDRICK, G.M. (1988): "SHELXTL-Plus. Program for the solution of crystal structures. Release 3.4". Univ. de Göttingen, Germany.

SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H. y ALDERTON, D.H.H. (1985): "A practical guide to fluid inclusions studies" (Blackie, Glasgow y London), 239 pp.

SHERIDAN, D.M.; MARSH, S.P.; MROSE, M.E. y TAYLOR, R.B. (1976): "Mineralogy and geology of the wagnerite occurence on Santa Fe mountain, Front Range, Colorado". **Geol. Surv. Prof. Paper**, 995: 1-23.

SHIGLEY, J.E. y BROWN, G.E. Jr. (1985): "Occurrence and alteration of phosphate minerals at the Stewart pegmatite, Pala district, San Diego county, California". **Amer. Mineral.**, 70: 395-408.

SHIGLEY, J.E. y FOORD, E.E. (1985): "Gem-quality red beryl from the Wah Wah Mts., Utah". Gems & Gemology, 4, 208-221.

SHMAKIN, B.M. (1979): "Composition and structure state of K-feldspars from some U.S. pegmatites". **Amer. Mineral.**, 64: 49-56.

SHURKIN, K.A.; GORLOV, N.V.; SALYE, M.E.; DYK, V.L. y NIKITIN, Yu. V. (1962): "Belomorskyi complex of northern Karelia and southwertern Kola peninsula - geology and pegmatite potential". **Acad. Sci. USSR**, Moscow-Leningrad, 306 pp (en ruso).

SIBBALD, T.I.I. (1975): "Investigation of certain radiometric anomalies in Crown Reserve 621". **Saskatchewan Dep. Mineral. Resources Summ. Inv. 1975**, 123-129.

SIBBALD, T.I.I.; MUNDAY, R.J.C. y LEWRY, J.F. (1977): "The geological setting of uranium mineralization in northern Saskatchewan". En: Uranium in Saskatchewan (C.E. Dunn, Ed.). **Sask. Geol. Soc. Spec. Publ.**, 3: 51-98.

SMITH, J.V. (1974a): "Intimate feldspar intergrowths". En: **Feldspar minerals: chemical and textural properties.** Springer-Verlag, Berlín, 2: 399-552.

SMITH, J.V. (1974b): "Chemical properties". En: **Feldspar Minerals**. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 2: 15-143.

SMITH, J.V. (1983): "Some chemical properties of feldspars". En: **Rev. in mineralogy: Feldspar mineralogy** (P.H. Ribbe, Ed.), 2: 281-297.

SMITH CAMPBELL, W.; BANNISTER, F.A. y HEY, M.H. (1946): "Pennantite, a new manganese-rich chlorite from the Benalt mine, Rhiw, Carnarvonshire". **Mineral. Mag.**, 27: 217-220.

SNOW, R.B. (1943): "Equilibrium relationships on the liquidus surface in part of the MnO - Al_2O_3 - SiO_2 system". **Jour. Amer. Ceram. Soc.**, 16: 11.

SOKOLOV, Yu. M. (1959): "Some problems of the distribution of micas and other minerals in the Tchuya muscovite deposit". **Zapiski. Vses. Mineral. Obshtch.**, 88: 191-204 (en ruso).

SOKOLOV, Yu. M.; KRATZ, K.O. y GLEBOVITSKYI, V.A. (1975): "Regularities in the formation and distribution of the muscovite-rare metal pegmatite formations in metamorphic belts". En: Yu. m. Sokolov, Ed. **Muscovite pegmatites of the USSR**, Nauka, Leningrad, 5-15 (en ruso).

SOLODOV, N.A. (1958): "Distribution of rare elements in minerals of rare-metallic granitic pegmatites". **Geochemistry**, 8: 932-940.

SOLODOV, N.A. (1959): "Certain regularities of distribution of rare element in sharply zoned granitic pegmatites". **Geochemistry Ann. Arbor.**, 4: 388-405.

SOLODOV, N.A. (1971): "Scientific principles of perspective evaluation of rare-element pegmatites". **Publ. House**, Nauka, Moskow, 292 pp (en ruso).

SOMAN, K. y NAIR, N.G.K. (1985): "Genesis of chrysoberyl in the pegmatites of southern Kerala, India". **Mineral. Mag.**, 49: 733-738.

STAATZ, M.H.; MURATA, K.J. y GRASS, J.J. (1955): "Variation in composition and physical properties of tourmaline with its position in the pegmatite". **Amer. Mineral.**, 40: 789-804.

STEWART, D.B. (1978): "Petrogenesis of lithium-rich pegmatites". **Amer. Mineral.**, 63: 970-980.

STEWART, D.B. y RIBBE, P.H. (1969): "Structural explanation for variations in cell parameters of alkali feldspar with Al/Si ordering". **Amer. Jour. Sci.**, 267-A: 444-462.

STEWART, D.B. y WRIGHT, T.L. (1974): "Al/Si order and symmetry of natural potasic feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition". **Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.**, 97: 356-377.

SUTCHKOV, P.N. (1961): "To the question of the mica content of the Mama granite-pegmatite fields". **Mineral. Syrye.**, 47-67 (en ruso).

SUTCHKOV, P.N.; BUSHEV, A.G. y DAVIDENKO, I.V. (1971): "Sources of muscovite in granite pegmatites". **Int. Geol. Rev.**, 13: 311-317.

TADINI, C. (1981): "Magniotriplite: its crystal structure and relation to the triplite-triploidite group". **Bull. Mineral.**, 104: 677-680.

THOMPSON, A.B. (1982): "Dehidration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O- unsaturated granitic liquids". **Amer. Jour. Sci.**, 282: 1567-1595.

THOMPSON, A.B. y ALGOR, J.R. (1977): "Model systems for anatexis of pelitics rocks. I. Theory of melting reactions in the system K Al O_2 - Na Al O_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 63: 247-269.

THOMPSON, A.B. y TRACY, R.J. (1979): "Model system for anatexix of pelitics rocks. II. Facies series melting and reactions in the system CaO - K Al O_2 - Na Al O_2 - SiO_2 - H_2O". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 70: 429-438.

TILLING, R.I., GOTTFRIED, D. y ROWE, J.J. (1973): "Gold abundance in igneous rocks: bearing on gold mineralization". **Econ. Geol.**, 68: 168-186.

TREMBLAY, L.P. (1978): "Uranium subprovinces and types of uranium deposits in the precambrian rocks of Saskatchewan". **Geol. Surv. Can. Pap.**, 78-1A: 427-435.

TULLOCK, A.J. (1979): "Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite". **Contrib. Mineral. Petrol.**, 69: 105-117.

TULLOCK, A.J. (1986): "Comment on "implications of magmatic epidote - beraring plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "magmatic epidote and its petrologic significance". **Geology**, 14: 186-187.

TYNSDALE-BISCOE, R. (1952): "The geology of the Bikita tin-field, Southern Rhodesia". **Transactions of the Geological Survey of South Africa**, 54: 11-23.

VARLAMOFF, N. (1972): "Materiaux pur l'etablissement des types et de la zoneographie des pegmatites granitiques a metaux rares de madagascar". **Acad. R. Sci. Outre Mer. Sci. Nat. Med. NS**, 18: 12 pp.

VELDE, B. (1973): "Phase equilibria studies in the system MgO - AlO - SiO - UO. Chlorite and associated minerals". **Mineral. Mag.**, 39: 297-312.

VLASSOV, K.A. y KUTUKOVA, E.J. (1960): "Izumrudnye Kopi (emerald mines)". **Izdanie Akademii Nauk** SSSR, Moscow (en ruso).

VLASSOV, K.A. (1946): "Classification of granite pegmatites according to their texture and genesis". **Acad. Sci. URSS Comptes-Rendus** (Dokl), 53: 831-834.

VLASSOV, K.A. (1952): "Les pegmatites, leur classification et genese". **Congr. Geol. Inter. Comptes-Rendus XIX Session**, Alber, Sección VI, 6: 101-116.

VYHNAL, C.R.; McSWEEN, H.Y. Jr. y SPEER, J.A. (1991): "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability". **Amer. Mineral.**, 76: 176-188.

WAGNER, R.H. (1978): "The Valdeinfierno sequence (Prov. Córdoba): Its tectonic, sedimentary and floral significance". **Ann. Soc. Geol. Nord.**, 98: 59-66.

WALDBAUM, D.R. y THOMPSON, J.B. Jr. (1968): "Mixing properties of sanidine crystalline solutions. II. Calculations based of volume data". **Amer. Mineral.**, 53: 2000-2017.

WALKER, R.J.; HANSON, G.N. PAPIKE, J.J.; O'NEIL, J.R. y LAUL, J.C. (1986): "Internal evolution of the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota". **Amer. Mineral.**, 71: 440-349.

WALSHE, J.L. (1986): "A sis-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems". **Econ. Geol.**, 81: 681-703.

WALSHE, J.L. y SALOMON, M. (1981): "An investigation into the environment of formation of the volcanic-hosted Mt. Cyell copper deposits, using geology, mineralogy, stable isotopes and a six-component chlorite solid solution model". **Econ. Geol.**, 76: 246-284.

WEBER, W.; SCHLEDEWITZ, D.C.P.; LAMB, C.F. y THOMAS, K.A. (1975): "Geology of the Kasmere Lake - Whiskey Jack Lake (North Half) area". **Manitoba Mineral. resources. Div. Publ.**, 74: 2.

WEBB, R.W.C. (1943): "Two andalusite pegmatites from Riverside County, California". **Amer. Mineral.**, 28: 581-593.

WINCHELL, A.N. (1933): "Optical Mineralogy", John Willey & Sons Inc., New York, 3ª Ed.

WONES, D.R. y GILBERT, M.C. (1982): " Amphiboles in the igneous environment". In: **M.S.A. Rev. in Mineral. Amphiboles: petrology and experimental phase relations**, 9B: 355-383.

WOOD, D.L. y NASSAU, K. (1968): "The characterization of beryl and emerald by visible and infrared absortion spectroscopy". **Amer. Mineral.**, 53: 777-800.

WRIGHT, T.L. (1968): "X-Ray and optical study of alkali feldspar: II. An X-Ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2θ values for three reflections". **Amer. Mineral.**, 53: 88-104.

WRIGHT, T.L. y STEWART, D.B. (1968): "X-Ray and optical study of alkali feldspar: I. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and $2V$". **Amer Mineral.**, 53: 38-87.

YODER, H.S. y CHINNER, G.A. (1960): "Grossularite - pyrope - water system at 10.000 bars". **Carnegie Inst. Year Book**, 59: 78-81.

ZEN, E-an. y HAMMARSTROM, J.M. (1984): "Magmatic epidote and its petrologic significance". **Geology**, 12: 515-518.

ZEN, E-an. y HAMMARSTROM, J.M. (1986): "Reply on comments on "implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "magmatic epidote and its petrologic significance". **Geology**, 14: 188-189.

ZHANG, Y.G. y FRANTZ, J.D. (1987): "Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-$CaCl_2$-H_2O using synthetic fluid inclusions". **Chem. Geol.**, 64: 335-350.

ZOLTAI, T. (1960): "Classification of silicates and other minerals with tetrahedral structures". **Amer. Mineral.**, 45: 960-973.

ANEXO: POTENCIAL ECONOMICO DE LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA APLICACIONES INDUSTRIALES

1. POSIBILIDADES ECONOMICAS DE LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA

En la Sierra Albarrana el número de trabajos de reconocimiento han superado los 30 en pegmatitas cuarzo-feldespáticas (tipo III) y existen 2 en las pegmatitas con silicatos de aluminio (tipo II) (Contreras *et al.*, 1983).

Estas pegmatitas se encontraban en proceso de explotación hasta el año 1983, por la empresa Aislamic, S.A., obteniéndose de las pegmatitas de tipo III cuarzo, feldespato potásico, feldespato sódico, mica berilo y minerales de uranio.

Dicha empresa poseía una planta de separación y tratamiento en Fuenteobejuna donde era llevado el mineral después de una pequeña selección manual.

El sistema de explotación consistía (Contretas *et al.*, 1983) en la localización, dentro de las pegmatitas, de zonas de alta concentración de los minerales con interés económico. Este método obligó a remover volúmenes muy importantes de rocas metamórficas y pegmatitas con la consiguiente presencia de numerosas escombreras de cierta importancia.

La proporción en la que se encuentran cuarzo, feldespato potásico, feldespato sódico o moscovita es variable de unos afloramientos a otros, debido a la presencia de zonaciones internas en los distintos cuerpos. Los valores medios estimados son 25 - 55 % de cuarzo, 40 - 55 % de feldespato pertítico, 0 - 20 % de albita (excluyendo la albita pertítica) y 3 - 5 % de moscovita (alcanzándose en algunos afloramientos hasta el 10 - 15 %) (Contreras *et al.*, 1983).

A pesar de los escasos métodos de tratamiento los minerales obtenidos eran de buena calidad. El cuarzo alcanza 99.5 - 99.8 % de SiO_2 con escasa cantidad de Fe_2O_3, el feldespato potásico 16 - 20 % de Al_2O_3 y 8 - 12 % de K_2O con menos del 0.15 % de Fe_2O_3 y el feldespato sódico el 18 - 21 % de Al_2O_3 y 6 - 9 % de Na_2O con 0.10 - 0.25 % de Fe_2O_3 (Contreras *et al.*, 1983).

Las pruebas de flotación realizadas en facies centrales de pegmatitas cuarzo-feldespáticas han dado los siguientes resultados: 22.72 % de cuarzo, 50.56 % de feldespato, 4.64 % de mica, 2.08 % de "arenas negras" (formadas por turmalina, granate, biobita, ...) y 20 % de materiales improductivos (Ortega-Huertas *et al.*, 1989).

Las reservas mínimas estimadas de pegmatitas de tipo III supera los 12 millones de toneladas, utilizado para su cálculo únicamente aquellas pegmatitas con potencias superiores a 2 m. y considerando una profundidad media de los cuerpos de 40 m. (Contreras *et al.*, 1983). Sin embargo, las reservas podrían ser mayores, ya que en algunos cuerpos se ha demostrado, mediante sondeos, profundidades que superan los 100 m.

En Sierra Albarrana se ha constatado la existencia de cinco afloramientos con reservas superiores a 500.000 toneladas (Cerro de la Sal, Diéresis, Río Bembézar, Valdenoque, Alameda), seis con reservas entre 100.000 y 500.000 toneladas, catorce entre 10.000 y 50.000 toneladas y veintisiete con reservas inferiores a 10.000 toneladas (Ortega-Huertas *et al.*, 1989, 1992)(Fig. A1).

2. APLICACIONES INDUSTRIALES

2.1. FELDESPATOS

Los feldespatos presentan numerosos usos industriales entre los que destacan la fabricación de vidrio (55 -60 %) y la industria cerámica (30 - 35 %) (Plan Nacional de la

Minería, 1971; Robbins, 1986). El resto ha sido utilizado en muy diversas aplicaciones, tales como aglomerante en la fabricación de muelas abrasivas (carborundum, corindon, esmeril), dientes artificiales, tejas esmaltadas, como vehículo en lavaderos de carbón, pinturas antiácidas, aislantes de humedad, materiales alquitranados para cubiertas, pulimento de cristal, jabones desengrasantes, electrodos, como fuente de sales potásicas, abonos minerales, fungicidas, fertilizante de plantas, recubrimiento de varillas para soldadura, catalizadores alcalinos, limas de madera, con fines gemológicos, etc. (Plan Nacional de la Minería, 1971; Sanchez-Muñoz y García Guinea, 1992). Robertson (1960) presenta graficamente las distintas utilidades industriales que presentan estos minerales (Fig. A2).

En la comercialización de las materias primas feldespáticas, los caracteres de mayor importancia, además de las propiedades físicas (punto de fusión, densidad, dureza, etc.) son la composición química y la granulometría. En la composición química es determinante la cantidad de álcalis, alúmina y hierro. Las granulometrías se sitúan entre 0.1 - 0.5 mm.

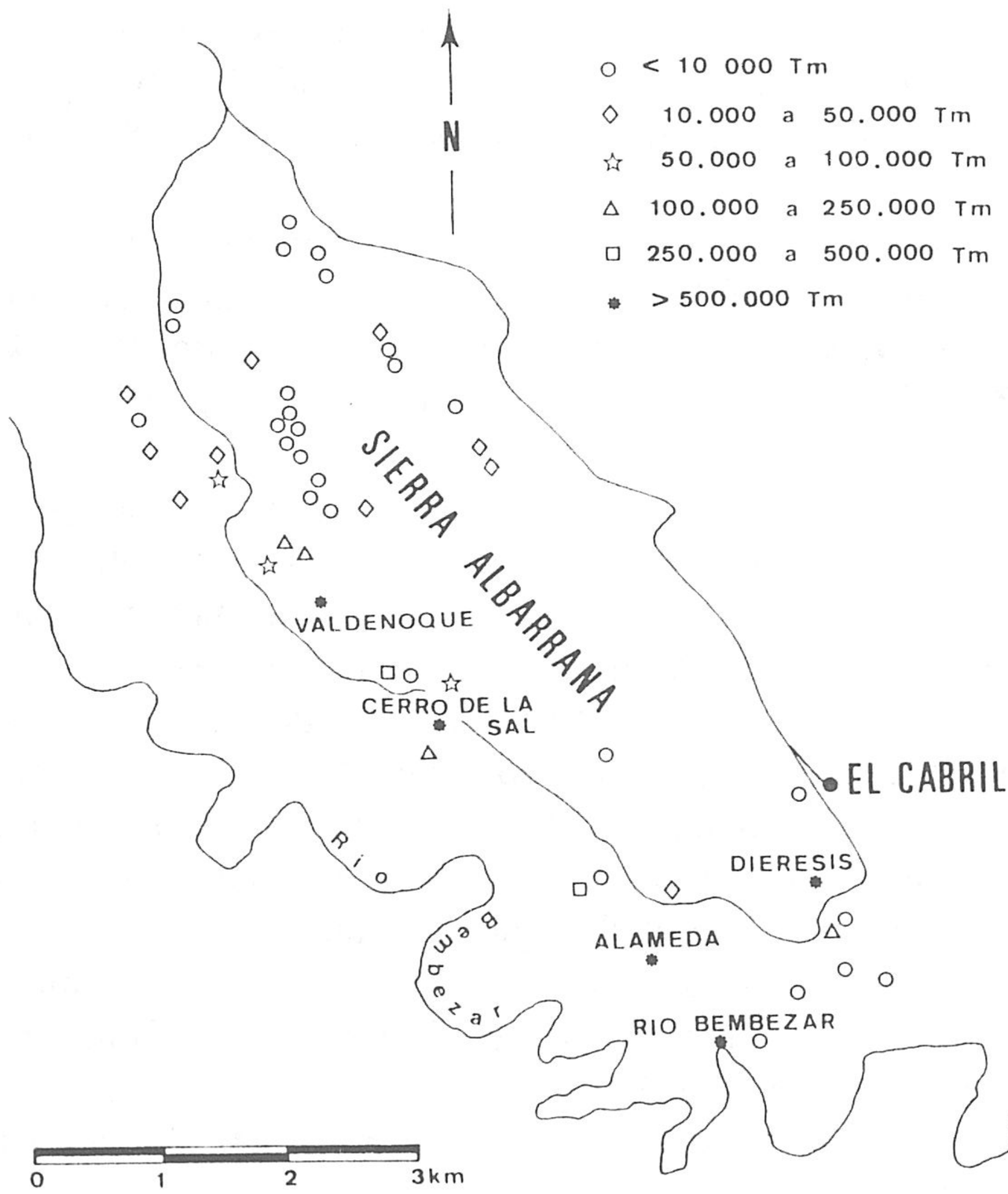


Fig.A1. Reservas estimadas en los principales afloramientos de pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana (Ortega-Huertas, et al., 1989, 1992).

Los requisitos composicionales requeridos para que un feldespato pueda ser utilizado con fines industriales son los siguientes (Petrascheck, 1965; Requena, 1976; Robbins, 1986; Burguer, 1990):

(a) conteindo en K_2O superior al 8 % (en feldespatos potásicos),
(b) contenido en Na_2O superior al 7 % (en feldespatos sódicos),
(c) contenido en Fe_2O_3 inferior al 1 % (en cerámicas y porcelanas inferior al 0.3 %),
(d) contenido en Al_2O_3 superior al 17 %,
(e) contenido en sustancias extrañas (moscovita, lepidolita,...) no superiores al 1.2 %,
(f) contenido en MnO - Cr_2O_3 no superiores al 0.01 %.

Requena (1976) establece los límites composicionales de las materias primas feldespáticas para su utilización en la industria electrocerámica y en la fabricación de porcelana (Sanchez-Muñoz y García-Guinea, 1992) (Tabla A1).

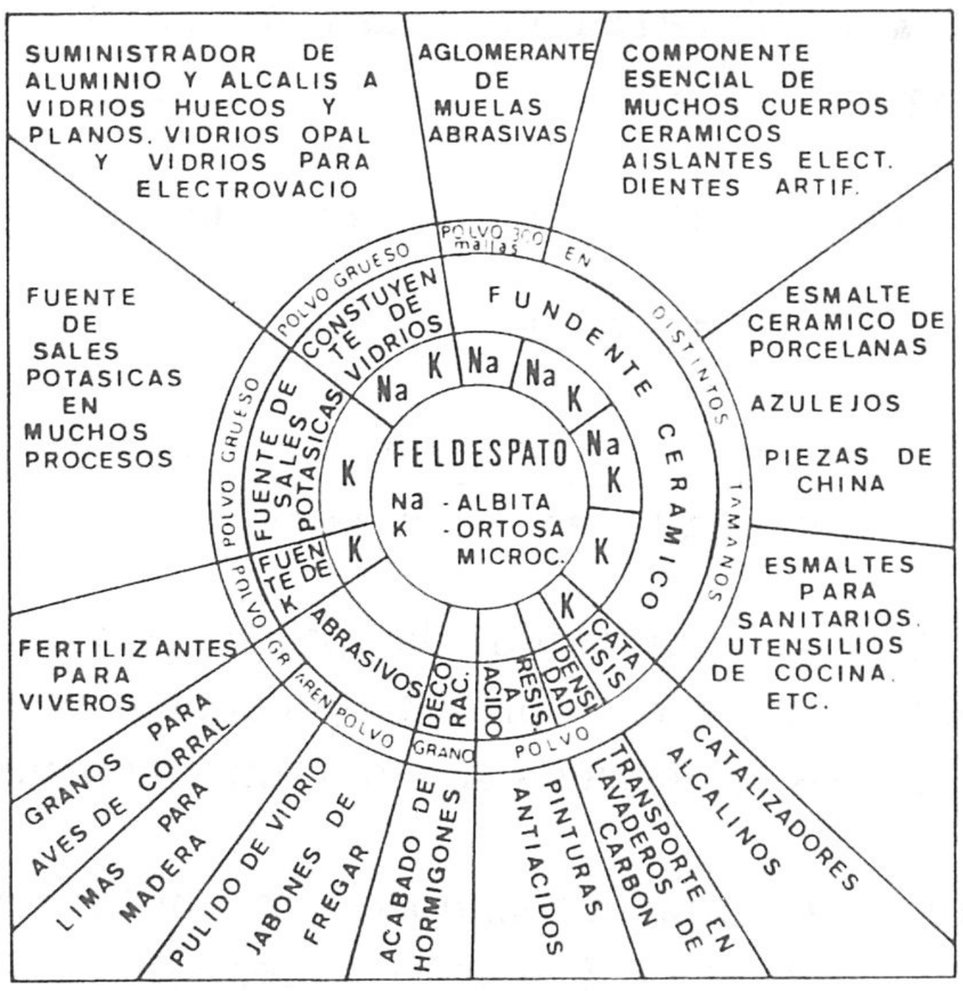


Fig.A2. Usos industriales de las materias primas feldespáticas (Robertson, 1960).

Tabla A1. Límites composicionales de materias primas feldespáticas (Requena, 1976).

Características de composición	Industria electrocerámica			Porcelana fina	
Calidad	S	1	2	S	1
% (Fe_2O_3)	<0.15	<0.20	<0.30	<0.15	<0.20
% (Na_2O+ K_2O)	>13.0	>12.0	>11.0	>13.0	>12.0
% (CaO + MgO)	<1.50	<.150	<1.50	<1.50	<1.50
% (MnO + Cr_2O_3)				<0.01	<0.01
Sust. extrañas	<1.20	<1.20	<1.20	<1.20	<1.20

Calidad: Susperior = S, primera = 1, segunda = 2.
Sust. extrañas: lepidolita, moscovita, etc.)

Los límites composicionales de las materias primas feldespáticas para la industria del vidrio son establecidos por Requena (1976) (Tabla A2).

Tabla A2. Características de las materias primas feldespáticas en la industria del vidrio (Requena, 1976).

Características de composición	1	2	3	4
% (SiO_2)	<65			
% cuarzo incluido	<8			
% (Al_2O_3)	>20	>14	>14	>14
% (K_2O + Na_2O)	>12	>7.5	>7.5	>7.5
% (CaO)	<0.6			
% (Fe_2O_3)	<0.07	<0.2	<0.3	

(1) Vidrio para electrovacío, (2) vidrio plano, (3) recipientes y objetos de vidrio incoloro, (4) fibras de vidrio y recipientes de color.

El Plan Nacional de la minería (1971) publica los límites composicionales de los feldespatos industriales extraídos de las pegmatitas de Sierra Albarrana (Tabla A3), e indica que se trata de uno de los yacimientos más importantes de España tanto en la calidad del producto como en la cantidad de producción.

Tabla A3. Características composicionales de los feldespatos extraídos de las pegmatitas de Sierra Albarrana (Plan Nacional de la Minería, 1971).

Tipo de Fd.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Fd. potásico rosado	64-66	18-20	0.15-0.25	trazas	trazas	10-12	1-2
Fd. potásico blanco	67-69	17-18	0.10-0.15	0.1-0.3	- - -	9-10	2-3
Fd. sódico blanco	67-69	19-21	0.15-0.25	trazas	trazas	1-2	8-10

Composición de elementos expresada en % en peso

Las plagioclasas de las pegmatitas estudiadas poseen porcentajes en Na_2O superiores al 10 % (Tabla V.5) y el feldespato potásico presenta un contenido en K_2O superior al 11.50 % (Tabla V.5), por lo que ambos feldespatos superan ampliamente los límites establecidos para ser explotables.

El contenido en Al_2O_3 es importante cuando se van a utilizar en la industria del vidrio, requiriéndose contenidos superiores al 14 %. Dicho porcentaje es alcanzado por el feldespato potásico (>19 %, Tabla V.5) y más ampliamente por la plagioclasa sódica (>20.5 %, Tabla V.5).

Los contenidos en FeO en los feldespatos potásicos es bastante bajo, siendo siempre inferiores al 0.5 % (Tabla V.5), mientras que en las plagioclasas sódicas los porcentajes son algo superiores llegando, en algunos casos, al 0.2 % (Tabla V.5). Por ello, estos feldespatos son apropiados para su uso tanto en la industria cerámica como en la de fabricación de vidrio.

Como consecuencia, los feldespatos de las pegmatitas estudiadas no presentan problemas ni en cuanto a su tamaño de grano ni en cuanto a especificaciones de tipo químico, por lo que se podría llegar a un aprovechamiento de los mismos por medio de métodos de flotación.

2.2. MICAS

Las micas son utilizadas en la industria tanto en placas cono reducidas a polvo. Su utilización en placas se ha centrado en mirillas para estufas y hornos, diafragmas sonoros,

aspas de anemómetros, portaobjetos, aislante en aparatos eléctricos (condensadores principalmente). Las placas pequeñas de mica unidas por un aglomerante y convenientemente tratadas constituyen la micanita, que se vende en placas de hasta 1.50 m^2.

La mica triturada y en polvo se utiliza en la fabricación de electrodos, papel de paredes, como lubricante (en combinación con grasas y aceites), como absorbente de la nitroglicerina, en la fabricación de explosivos, como relleno de materiales plásticos y baquelita, en diversos tipos de pinturas, etc.

Robertson (1960) presenta gráficamente los distintas utilidades industriales que presentan las micas (Fig. A3).

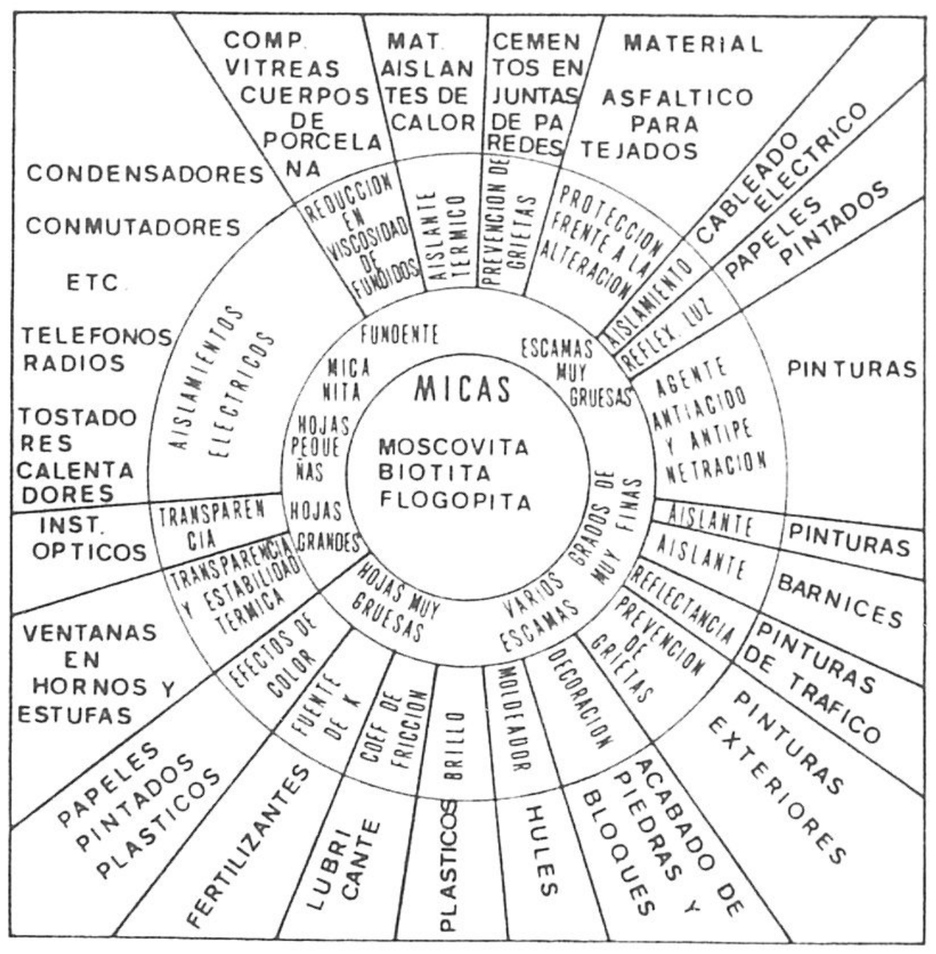


Fig.A3. Usos industriales de las micas (Robertson, 1960).

Benbow (1988) muestra la clasificación comercial de las micas en placas, dividiéndolas en cuatro categorías de acuerdo con criterios de espesor y calidad del producto:

(a) "Block mica": presenta un espesor mímino de 0.18 mm. y un área mínima usable de 2.5 cm^2.
(b) "Thins": contituyen láminas con espesores entre 0.05 y 0.18 mm.
(c) "Film mica": de categoría superior a los anteriores tipos y con espesores entre 0.02 y 0.18 mm.
(d) "Splittings": láminas de mica con potencia máxima de 0.03 mm. y un área máxima usable de 1.9 cm^2.

Las micas de las pegmatitas de Sierra Albarrana fueron explotadas por la empresa Berilo y Radio Español S.A. (BRESA) entre los años 1939 y 1945, extrayéndose muchos cientos de toneladas. Posteriormente la Junta de Energía Nuclear explotó, durante algún tiempo, estos yacimientos, sobre todo las micas procedentes del afloramiento Cerro de la Sal, hasta un total de 303 toneladas de mica en láminas de distintos tamaños.

La explotación de las micas, en el mismo proceso de extracción del feldespato, puede resultar rentable aunque, por si solas no podrían competir ni en precio ni en calidad con otras

del mercado.

2.3. MINERALES CON URANIO

Ninguna pegmatita a nivel mundial ha sido explotada solamente por sus minerales de uranio, ya que suelen aparecer demasiado diseminados para permitir una explotación rentable.

Sin embargo, debido a la cantidad y gran variedad de especies minerales que aparecen en estas pegmatitas, su explotación puede ser rentable si se realiza asociada a las extracciones de feldespatos y micas. De hecho, en el periodo de explotación de la empresa Aislamic, S.A. los minerales de uranio encontrados al explotar las pegmatitas eran también utilizados y seleccionados para su venta.