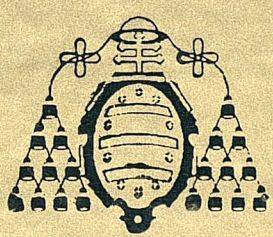
UNIVERSIDAD DE OVIEDO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
(Area de Petrología y Geoquímica)

Geoquímica y Petrogénesis del Complejo Peralcalino de la Sierra del Galiñeiro (Pontevedra, España)



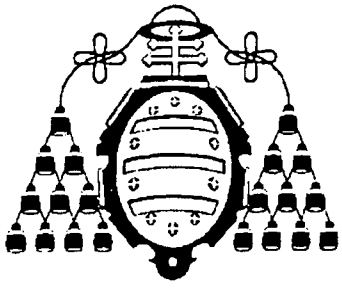
MARÍA PILAR GONZÁLEZ MONTERO

(1993)

UNIVERSIDAD DE OVIEDO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
(Area de Petrología y Geoquímica)

Geoquímica y Petrogénesis del Complejo Peralcalino de la Sierra del Galiñeiro (Pontevedra, España)



MARÍA PILAR GONZÁLEZ MONTERO
(1993)

D. L. Guillermo Corretgé Castañón,
Catedrático de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Oviedo

Certifica:

que **Dña. M. Pilar González Montero** ha realizado en el Departamento de Geología, bajo mi dirección la Tesis Doctoral titulada *"Geoquímica y Petrogénesis del Complejo Peralcalino de la Sierra del Galiñeiro, (Pontevedra, España)"* y autorizo su presentación y tramitación para su lectura y defensa.

y para que así conste, lo firmo en Oviedo, a 23 de Septiembre de 1993

Fdo: L.G. Corretgé Castañón.

A mi madre
y a la memoria de mi padre

Agradecimientos

Quiero dejar constancia de mi agradecimiento a muchas personas y entidades que han hecho posible la elaboración del presente trabajo.

En primer lugar al Prof. Guillermo Corretgé, mi director de Tesis, por haber pensado en mi para la realización de este trabajo y haberme iniciado en la petrología granítica. También al resto de los miembros del Area de Petrología de la Universidad de Oviedo, en especial a la Dra. Ofelia Suárez, Dr. Andrés Cuesta, Javier Fernandez Suárez, Gloria Gallastegui, Javier Catuxo, Luis Tarrío, Gregorio del Santo, etc. por años de colaboración, ayuda y amistad. También a los técnicos de los Servicios Comunes de la Universidad de Oviedo: Emilio Ariño, Miguel Angel Fernández, José Molina, Joaquin Vázquez, Fernando Hornosa y Miguel A. García, por su ayuda en la preparación y análisis de las muestras.

Quiero dejar constancia de mi especial agradecimiento y cariño al Prof. Fernando Bea, por su inestimable ayuda profesional, confianza y apoyo personal. A él debo la realización de la última fase de esta Tesis Doctoral. Asimismo a Mª Teresa Gomez Pugnaire y Juan Carlos Braga por hacer posible y entrañable mi estancia en Granada. A Fernando Cámara y Juan Manuel Fernández Soler, también de la Universidad de Granada, por su colaboración en petrología e informática.

Al Prof. German Fershtater, de la Academia de Ciencias de Rusia (Ekaterimburgo), que ha participado activamente en la fase final de la realización de esta Tesis Doctoral: agradezco de forma especial su ayuda y su amistad. A Nadya Borodina por sus traducciones del ruso y sobre todo por su entrañable amistad.

A Luis Villa Iglesias, que empezó conmigo todos los trabajos que dieron lugar a esta Tesis y me ayudó y apoyó hasta el final. De él aprendí a trabajar en el campo y compartí con él los primeros problemas del Complejo del Galiñeiro.

Al Prof. Iñaki Gil Ibarguchi, por su ayuda constante y sus valiosos comentarios científicos, tanto conceptuales como metodológicos.

Al Dr. Florentino Díaz por su asesoramiento en materia de geología regional.

A los Profs. Géza Nagy y Gy. Pantó, de la Academia de Ciencias de Hungría, por haberme cedido su laboratorio y sus métodos analíticos para los minerales de tierras raras y por facilitar mi estancia en Budapest.

A Nelson Eby, de la Universidad de Lowell (Massachusetts) que puso a mi disposición su base de datos de granitos anorogénicos y que, a lo largo de los últimos años, me ha proporcionado ideas útiles sobre la geoquímica de complejos anorogénicos.

A Anatoly Vinogradov, Anatoly Voloshim y muchas otras personas del Instituto Geológico del Centro de Ciencias de Kola (Rusia), por su cálido recibimiento en la península de Kola y por la documentación facilitada.

A Yuri Ronkin, de la Academia de Ciencias de Rusia (Ekaterimburgo) por la realización de los estudios isotópicos y estudio morfológico parcial de los circones.

Por último, quiero dejar constancia de mi especial reconocimiento a Emilio Ariño, Pedro Barba y Luis Pedro Fernández, por su ayuda a lo largo de la realización de esta Tesis y de su montaje final. A otras muchas personas que a lo largo de estos años me han respaldado, entre ellas quiero destacar a mi familia, M.D. Pereira y Daniel Arias.

La primera parte de esta Tesis ha sido subvencionada por el Proyecto A4-025-88: *"Estudio Petrológico de la Sierra del Galiñeiro"* firmado entre la Empresa ERT (ahora ERCROS S.A.) y la Universidad de Oviedo. Dentro del mencionado proyecto estaban incluidas dos becas, una de las cuales disfrutó la autora de esta memoria y la otra fue disfrutada por D. Luis Villa Igelsias, juntos hemos realizado las campañas de campo de cartografía y recogida de muestras, así como el posterior tratamiento de las mismas en el laboratorio y demás estudios. Quiero dejar constancia de mi agradecimiento al Dr. Fernando Rambaud de ERCROS S.A. por permitir la utilización de datos y muestras de sondeos, necesarios para la consecución de los fines propuestos en esta Tesis.

La segunda parte de esta Tesis ha sido subvencionada por el Proyecto Coordinado GEO89-0600-CO3-02 *"Estudio geoquímico sistemático de tierras raras, Mo, Ta, U, y Th de rocas ígneas y complejos metasedimentarios del Macizo Hespérico: Guías para prospección y conocimiento de su potencia:"* de la C.I.C.Y.T.

y dentro de él se han realizado los análisis químicos de elementos mayores, trazas y tierras raras en los laboratorios de Oviedo, Salamanca y de la Academia de Ciencias de Hungría.

Mi estancia en la península de Kola, así como la realización de análisis isotópicos en Ekaterimburgo, han sido subvencionados por la Universidad de Oviedo, dentro del marco del acuerdo de Colaboración Científica de las Universidades de Oviedo, Salamanca y Academia de Ciencias de Rusia.

INDICE

I-INTRODUCCION

I.1-Consideraciones Iniciales. Objetivos..... 1

I.2-Localización Geográfica..... 3

I.3-Antecedentes Regionales y Encuadre Geológico.....5
I.3.1-Antecedentes Regionales..... 5
I.3.2-Encuadre Geológico..... 8

I.4-Métodos y Técnicas..... 12
I.4.1-Trabajo de Campo..... 12
I.4.2-Trabajo de Laboratorio..... 13

I.5-Concepto de Roca Alcalina y Granito tipo "A"..... 22
I.5.1-Concepto de Roca Alcalina..... 22
I.5.2-Concepto de Granitoides Tipo "A"..... 27

II-LOS MATERIALES

II.1-Descripción de las Facies y Modo de Afloramiento..... 30

II.2-Petrografía..... 37
II.2.1-El Granito de Dos Micas..... 37
II.2.2-Las Anfibolitas..... 39
II.2.3-Los Paraneises..... 42
II.2.4-Las Rocas Anfibólico-Biotíticas.....46
II.2.5-Las Rocas Peralcalinas..... 49
II.2.5.1-Facies Galiñeiro..... 49
II.2.5.2-Facies Zorro..... 60
II.2.5.3-Facies Magnetita..... 62
II.2.5.3-Neises Radiactivos..... 65

II.3-Composiciones Modales. Análisis Estadístico de las Relaciones entre las Facies..... 69
II.3.1-Análisis Estadístico..... 84
II.3.2-Interpretación..... 87

III-MINERALOGIA.

III.1-Anfíboles..... 91
III.1.1-Anfíboles Sódicos..... 91

III.1.2-Anfíboles Ferro-Magnesianos..... 101
III.1.3-Anfíboles Cálcicos..... 102
III.2-Biotitas..... 106
III.3-Piroxenos..... 116
III.4-Feldespatos..... 121
III.5-Moscovita y Clorita..... 125
III.6-Minerales Opacos..... 131
III.7-Circón..... 135
III.8-Minerales Portadores de Tierras Raras..... 143
III.8.1-Introducción..... 143
III.8.2-Agregados de Minerales Portadores de Tierras Raras..... 144
III.8.3-Minerales Portadores de Tierras Raras..... 157
III.8.3.1-Bastnaesita..... 157
III.8.3.2-Monacita..... 162
III.8.3.3-Xenotima..... 166
III.8.3.4-Allanita..... 170
III.8.3.5-Titanita..... 174
III.8.3.6-Torita..... 178
III.8.3.7-Niobatos de Tierras Raras..... 180

IV-GEOQUIMICA.

IV.1-Introducción..... 184
IV.2-Geoquímica Descriptiva..... 186
IV.2.1-Elementos Mayores..... 186
IV.2.1.1-Estadística Descriptiva..... 186
IV.2.1.2-Diagramas de Variación..... 202
IV.2.1.3-Análisis de Componentes Principales..... 208
IV.2.2-Elementos Traza..... 212
IV.2.2.1-Estadística Descriptiva..... 212
IV.2.2.2-Diagramas de Variación..... 220
IV.2.2.3-Análisis de Cluster..... 232
IV.2.2.4-Análisis de Componentes Principales..... 234
IV.2.2.5-Conclusiones sobre los Elementos Traza..... 237

IV.2.3-Tierras Raras..... 239
IV.2.3.1-Conclusiones sobre las Tierras Raras.... 249

V-GEOCRONOLOGÍA..... 255

VI-GEOTERMOBAROMETRÍA

VI.1-Geobarometría..... 262

VI.2-Geotermometría..... 266

VII-DISCUSION

VII.1-Tipología Granítica..... 271
VII.1.1-Clasificación Sistemática..... 271
VII.1.2-Discusión..... 279

VII.2-Modelo Metasomático..... 280

VII.3-Comportamiento de los Elementos Traza más Significativos y Movilidad de las Tierras Raras durante los Procesos Magmáticos y Metasomáticos.. 287

VII.4-Evolución del Complejo del Galiñeiro..... 298

VIII-CONCLUSIONES..... 300

IX-REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS..... 304

X-APENDICES

Tablas de Análisis Modales..... I

Tablas de Análisis Químico de Elementos Mayores..... V

Tablas de Análisis Químico de Elementos Trazas..... IX

Tablas de Análisis Químico de Tierras Raras..... XVIII

Tablas de Análisis Químico de Minerales.....XXI

Mapa de Afloramientos

Mapa de Muestras

Esquema de Foliaciones

LISTA DE FIGURAS Y TABLAS

Fig. I.1.- Situación geográfica de la zona de estudio..... 4
Fig. I.2.- Situación geológica de la zona de estudio..... 11
Fig. I.3.- Esquema seguido para la separación magnética de minerales..... 17
Fig. II.1.- Esquema de disposición de las facies peralcalinas (FLOOR, 1966).... 35
Fig. II.2.- Clasificación de STRECKEISEN (1976)..... 70
Fig. II.3.- Variaciones de los análisis modales en los sondeos..... 73-74
Fig. II.4.- Histogramas de la distribución modal..... 79-83
Fig. II.5.- ACP sobre composiciones modales..... 84
Fig. II.6.- Análisis de Cluster de las composiciónes modales..... 88-89
Fig. III.1.- Clasificación de anfíboles sódicos en los diagramas de LEAKE (1978)..... 93
Fig. III.2.- Anfíboles sódicos del Complejo de Galiñeiro representados entre los términos arfvedsonita y riebeckita..... 94
Fig. III.3.- Diagrama de GIRET *et al.* (1980) para anfíboles de complejos anorogénicos..... 95
Fig. III.4.- Diagrama Si/Ca$_B$ para los anfíboles sódicos..... 96
Fig. III.5.- Distinción entre anfíboles ígneos y metamórficos (LEAKE, 1965)..... 97
Fig. III.6.- Diagrama SiO_2 (roca) *vs* $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (anfíbol)..... 98
Fig. III.7.- Diagrama de estabilidad de la riebeckita 100
Fig. III.8.- Clasificación de anfíboles ferromagnesianos (LEAKE, 1978)..... 101
Fig. III.9.- Clasificación de anfíboles cálcicos (LEAKE, 1978)..... 103
Fig. III.10.- Clasificación de anfíboles cálcicos (LEAKE, 1978)..... 104
Fig. III.11.- Composición de biotitas en términos de $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ y Al^{IV}..... 109
Fig. III.12.- Clasificación de biotitas en el diagrama de DEER *et al.* (1962)..... 110
Fig. III.13.- Composición de las biotitas en el diagrama de FOSTER (1960)... 113
Fig. III.14.- Relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ en biotita y anfíbol coexistentes..... 114
Fig. III.15.- Diagrama de estabilidad de la biotita (FERSHTATER, 1987)..... 115
Fig. III.16.- Clasificación de piroxenos (MORIMOTO, 1988)..... 117
Fig. III.17.- Clasificación de piroxenos (MORIMOTO & KITAMURA, 1983)..... 119
Fig. III.18.- Relación CaO en el piroxeno *vs* CaO en la roca..... 119
Fig. III.19.- Clasificación de los feldespatos (PHILLIPS & GRIFFEN, 1981)..... 123
Fig. III.20.- Diagrama $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$*vs* Al^{VI} para las moscovitas 126
Fig. III.21.- Diagrama de MONIER *et al.* (1984) para la discriminación entre moscovitas magmáticas, postmagmáticas y secundaria..... 126
Fig. III.22.- Diagrama de clasificación de cloritas (FOSTER, 1962)..... 130

Fig. III.23.- Correlación entre Zr en roca total y circón modal..... 136
Fig. III.24.- Evolución de la morfología de los cristales de circón..... 138
Fig. III.25.- Evolución aproximada de la morfología de los circones del Complejo de Galiñeiro en el diagrama de PUPIN & TURCO (1972).. 138
Fig. III.26.- Espectro de RX de las bastnaesitas del Complejo del Galiñeiro..... 157
Fig. III.27.- Espectros normalizados de las bastnaesitas..... 159
Fig. III.28.- Representación de la composición de las bastnaesitas en el diagrama (La+Ce+Pr) *vs* (La/Nd), (FLEISCHER, 1965)..... 161
Fig. III.29.- Representación de la composición de las monacitas en el diagrama de (FLEISCHER, 1965)..... 165
Fig. III.30.- Espectros normalizados de tierras raras de las monacitas..... 166
Fig. III.31.- Espectros normalizados de tierras raras de las xenotimas..... 168
Fig. III.32.- Espectros normalizados de xenotimas en pegmatitas..... 169
Fig. III.33.- Espectro de RX de las allanitas..... 170
Fig. III.34.- Espectros normalizados de tierras raras de las allanitas..... 172
Fig. III.35.- Espectros normalizados de allanitas de diferentes tipos de rocas..... 173
Fig. III.36.- Comparación de las allanitas del Complejo de Galiñeiro con allanitas de otras rocas..... 174
Fig. III.37.- Espectros normalizados de tierras raras de titanita, torita y probable fergusonita..... 176
Fig. III.38.- Comparación de las titanitas del Complejo de Galiñeiro con titanitas de otras rocas..... 177
Fig. III.39.- Espectro de RX de una torita del Complejo del Galiñeiro..... 179
Fig. III.40.- Comparación de las toritas del Complejo de Galiñeiro con toritas de otras rocas..... 180
Fig. III.41.- Espectro de RX de la probable aeschinita..... 181
Fig. III.42.- Espectro de RX de la probable fergusonita..... 182
Fig. IV.1.- Histogramas de elementos mayores..... 197-201
Fig. IV.2.- Diagramas de variación de elementos mayores..... 206-207
Fig. IV.3.- ACP sobre los elementos mayores..... 209
Fig. IV.4.- Factor1/Factor2 del ACP sobre elementos mayores..... 210
Fig. IV.5.- Correlación entre el factor metasomático del ACP y algunos elementos móviles durante el metasomatismo..... 211
Fig. IV.6.- Diagramas de variación de elementos traza..... 227-231
Fig. IV.7.- Análisis de Cluster sobre elementos traza y tierras raras activos durante el metasomatismo..... 233
Fig. IV.8.- Factor1/Factor2 del ACP sobre elementos traza y tierras raras.. 237
Fig. IV.9.- Area definida por los espectros de tierras raras de muestras

intermedias de la facies Galiñeiro..... 241
Fig. IV.10.- Espectros normalizados de tierras raras de la facies Zorro..... 243
Fig. IV.11.- Espectros normalizados de tierras raras de la facies Magnetita..... 245
Fig. IV.12.- Espectros normalizados de tierras raras de Neises Radiactivos (RAD-1 y RAD-2)..... 247
Fig. IV.13.- Espectros normalizados de tierras raras de las rocas Anfibólico-biotíticas..... 248
Fig. IV.14.- Fraccionación LREE/HREE frente a ΣREE..... 251
Fig. V.1.- Diagrama ($^{87}Rb/^{86}Sr$) *vs* ($^{87}Sr/^{86}Sr$)..... 256
Fig. V.2.- Diagrama ($^{147}Sm/^{144}Nd$) *vs* ($^{143}Nd/^{144}Nd$)..... 258
Fig. V.3.- Diagrama de correlación $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs* ε° CHUR (Nd)..... 259
Fig. V.4.- Diagrama concordia de circones del Complejo del Galiñeiro..... 260
Fig. VI.1.- Geobarómetro de FERSHTATER (1990)..... 264
Fig. VI.2.- Geotermómetro de STORMER (1975)..... 267
Fig. VI.3.- Geotermómetro de FERSHTATER (1973)..... 268
Fig. VI.4.- Geotermómetro de FERSHTATER (1973)..... 268
Fig. VII.1.- Diagrama de discriminación de granitos (SYLVESTER, 1989)..... 272
Fig. VII.2.- Diagrama FD1-FD2 de discriminación de granitos (BEA *et al.*, en prensa)..... 272
Fig. VII.3.- Diagramas de discriminación de granitos A de WHALEN *et al.* (1987)..... 274
Fig. VII.4.- Diagramas de discriminación de granitos A de WHALEN *et al.* (1987)..... 275
Fig. VII.5.- Relaciones Y/Nb y Zr/Nb en las rocas del Complejo del Galiñeiro..... 277
Fig. VII.6.- Diagramas de discriminación de granitos Anorogénicos A1 y A2 (EBY, 1992)..... 278
Fig. VII.7.- Diagramas de discriminación de granitos Anorogénicos A1 y A2 (EBY, 1992)..... 278
Fig. VII.8.- Factor1/Factor2 de ACP sobre los elementos mayores..... 283
Fig. VII.9.- Esquema numérico del modelo metasomático para elementos mayores entre las rocas metasomáticas RAD-2 y RAD-1..... 283
Fig. VII.10.- Factor1/Factor2 del ACP sobre los elementos traza..... 285
Fig. VII.11.- Esquema numérico del modelo metasomático para elementos traza entre las rocas metasomáticas RAD-2 y RAD-1.... 285
Fig. VII.12.- Distribución de temperaturas de saturación de Zr..... 289
Fig. VII.13.- Temperatura de solubilidad de circón frente a SiO_2..... 289
Fig. VII.14.- Curva de solubilidad del circón para las rocas del Complejo

del Galiñeiro según el modelo experimental de WATSON & HARRISON (1983)..... 290
Fig. VII.15.- Correlación entre fluorita modal y F en la roca..... 293
Fig. VII.16.- Esquema de la posible evolución del Complejo del Galiñeiro..... 299

Tabla I.1.- Evolución del concepto de "Serie Alcalina" (BARTH, 1962)..... 24
Tabla II.1.- Composiciones modales medias de la facies Magnetita..... 64
Tabla II.2.- Composiciones modales medias de las facies peralcalinas y rocas metasomáticas del Complejo del Galiñeiro..... 71
Tabla II.3.- ACP sobre las composiciones modales..... 85
Tabla III.1.- Relación de análisis químico de anfíboles..... 92
Tabla III.2.- Relación de análisis químico de biotitas..... 107
Tabla III.3.- Relación de análisis químico de piroxeno..... 116
Tabla III.4.- Relación de análisis químico de feldespatos..... 122
Tabla III.5.- Relación de análisis químico de moscovitas y cloritas..... 125
Tabla III.6.- Relación de análisis químico de minerales opacos..... 131
Tabla III.7.- Análisis de circones del Complejo del Galiñeiro..... 141
Tabla III.8.- Relaciones $KD^{monacita/circón}$ y $KD^{xenotima/circón}$..... 142
Tabla III.9.- Composición química de bastnaesitas..... 158
Tabla III.10.- Composición química de monacitas y xenotimas..... 163
Tabla III.11.- Composición química de allanitas..... 171
Tabla III.12.- Tierras raras en titanita, torita y probable fergusonita..... 175
Tabla III.13.- Composición química de elementos mayores en titanitas..... 175
Tabla IV.1.- Análisis estadístico de elementos mayores..... 196
Tabla IV.2.- ACP sobre los elementos mayores..... 208
Tabla IV.3.- Análisis estadístico de elementos traza..... 219
Tabla IV.4.- Matriz de correlación de elementos traza y tierras raras..... 235
Tabla IV.5.- ACP sobre los elementos traza y tierras raras móviles durante el metasomatismo..... 236
Tabla IV.6.- Análisis estadístico de La_N/Lu_N, La_N/Sm_N, Gd_N/Lu_N y Eu/Eu*..... 242
Tabla V.1.- Datos isotópicos de Rb-Sr..... 256
Tabla V.2.- Datos isotópicos de Sm-Nd..... 258
Tabla V.3.- Concentración de U-Pb y datos isotópicos..... 260
Tabla VI.1.- Temperaturas calculadas por el par ilmenita-magnetita..... 269

LISTA DE ABREVIATURAS UTILIZADAS.

Para los minerales se han utilizado, cuando ha sido posible, las abreviaturas recomendadas por KRETZ (1983). Los minerales no considerados por este autor se han abreviado según el criterio de la autora y se señalan en la lista que sigue con un asterisco.

Ab	*Albita*
An	*Anortita*
Aln	*Allanita*
Arf	*Arfvedsonita*
Bt	*Biotita*
Chl	*Clorita*
Fl	*Fluorita*
Mag	*Magnetita*
Mnz	*Monacita*
Or	*Ortosa*
Pl	*Plagioclasa*
Py	*Pirita*
Q	*Cuarzo*
Rbk	*Riebeckita*
Sp	*Esfalerita*
Ttn	*Titanita*
Zrn	*Circón*

Ach (*)	*Aeschinita*
Ag (*)	*Aegirina*
Bst (*)	*Bastnaesita*
Frg (*)	*Fergusonita*
R+P (*)	*Min. "Rojizos" + "pardos"*
Smk (*)	*Samarskita*
Th (*)	*Torita*
Xnt (*)	*Xenotima*

Otras abreviaturas utilizadas son:

CG	*Complejo del Galiñeiro*
GAL	*Facies Galiñeiro*
HREE	*Tierras raras pesadas*
LREE	*Tierras raras ligeral*
MAG	*Facies Magnetita*
MREE	*Tierras raras medias*
RAD	*Neises Radiactivos*
REE	*Tierras raras*
REE_2O_3	*Oxido de tierras raras*

I. Introducción

I.1. CONSIDERACIONES INICIALES. OBJETIVOS

El Complejo del Galiñeiro es un pequeño macizo compuesto por rocas félsicas peralcalinas, incluido en la Unidad alóctona de Malpica-Tuy, Galicia Noroccidental. Este Complejo ha sido neisificado durante la Orogenia Hercínica, de tal manera que la litología actualmente dominante en el complejo está formada por ortoneises con riebeckita y aegirina.

El Complejo del Galiñeiro forma parte del área estudiada por FLOOR (1966) en su Tesis Doctoral. Este autor realizó una detallada caracterización petrográfica y mineralógica de los materiales. Sin embargo, al no disponerse en aquellas fechas de técnicas analíticas sofisticadas, tal como microsonda electrónica, espectrometría ICP-OES, espectrometría ICP-MS etc...., dicho autor no pudo realizar un estudio geoquímico y petrogenético exhaustivo. Por otro lado, y dado el interés petrológico, y posiblemente económico, del Complejo del Galiñeiro, el grupo de investigación de Petrogénesis de la Universidad de Oviedo, dirigido por el Prof. Corretgé, consideró necesario realizar un estudio más profundo del mencionado Complejo. El objetivo era caracterizar geoquímicamente los materiales y realizar un estudio sistemático de los contenidos en tierras raras, los resultados obtenidos han servido para elaborar la presente Tesis Doctoral.

Entre todos los materiales estudiados por FLOOR (1966): rocas graníticas, neises con riebeckita, rocas Anfibólico-biotíticas, anfibolitas, materiales constituyentes del "complejo ortoneísico del NE" y paraneises, el presente trabajo se ha centrado en las rocas peralcalinas (neises con riebeckita), aunque también se han muestreado y estudiado someramente los materiales encajantes. Las razones que nos han movido a ello son: por una parte el interés geológico que representa la presencia de asociaciones de minerales

alcalinos, poco frecuentes en la geología española, junto con la presencia de fases accesorias poco comunes y susceptibles de contener tierras raras. Por otro lado, el interés económico del Complejo llevó a la compañía Explosivos Riotinto a realizar una investigación minera para la explotación de tierras raras. La parte petrológica y geoquímica de esta investigación ha sido realizada por el mencionado grupo de la Universidad de Oviedo dentro de los Proyectos A4-025-88 "Estudio petrológico de la Sierra del Galiñeiro", firmado entre la Empresa ERT (actualmente ERCROS S.A.) y la Universidad y el Proyecto GEO89-0600-CO3-02 de la C.I.C.Y.T.

Así pues, en el presente trabajo se van a estudiar fundamentalmente los siguientes aspectos:

1) Geoquímica de las rocas peralcalinas.
2) Mineralogía química de las fases principales y muy en particular de las accesorias (cuantificación de elementos traza en estos minerales).
3) Estudio de las anomalías de tierras raras.

Quedará en un segundo plano el estudio de los aspectos puramente petrográficos, ya estudiados con mucho detalle por FLOOR (1966). Por esta razón el capítulo dedicado a petrografía será breve y en él resaltaremos esencialmente aquellos aspectos novedosos en relación a la memoria de FLOOR (1966), como son algunas características concretas de minerales y la presencia de minerales no citados por aquel autor y que han podido ser determinados únicamente por microsonda electrónica.

I.2. LOCALIZACION GEOGRAFICA

El complejo del Galiñeiro se sitúa en la parte meridional de la provincia de Pontevedra (NO de España), unos 8 Km al S de la ciudad de Vigo, 5 al O de Porriño y 11 al E de Bayona (Fig. I.1). Está íntegramente incluido en las Hojas 1:50.000 Nº 261 (Tuy) y 1:200.000 Nº 16/26 (Pontevedra-La Guardia) del Mapa Geológico de España, entre las siguientes coordenadas geográficas :

- 42° 07' 30" y 42° 10' 00"de latitud N.
- 8° 39' 30" y 8° 42' 35" de longitud O.

Topográficamente se trata de una zona montañosa, con alturas máximas de 706 y 705 m que corresponden a los picos Zorro y Galiñeiro, respectivamente. El relieve es relativamente suave, haciéndose más abrupto hacia el S.

Las comunicaciones por carretera con los principales núcleos urbanos (Vigo, Porriño, Bayona...) son buenas y dentro de la zona existen carreteras locales que unen las distintas poblaciones (Zamanes, Herville, Filgueiras...), además de frecuentes pistas sin asfaltar que permiten el acceso a la mayoría de los puntos.

El complejo del Galiñeiro presenta una forma cartográfica redondeada, aproximadamente circular y de unos 10 Km^2, de los cuales un 52% pertenece a los materiales peralcalinos. Debido a la erosión diferencial, la superficie aflorante corresponde casi en su totalidad a las mencionadas rocas peralcalinas, que forman fundamentalmente las crestas y laderas de los picos Galiñeiro y Zorro, mientras que las zonas deprimidas corresponden a los materiales no peralcalinos, menos resistentes a la erosión que los anteriores, y cuyas malas condiciones de afloramiento se ven agravadas por la

urbanización y la intensa agricultura. Los materiales alcalinos del complejo se extienden hacia el N en una banda de poca potencia que, de forma discontinua puede seguirse hasta la península de La Guía (en la ría de Vigo), y de la que no nos ocuparemos en este estudio.

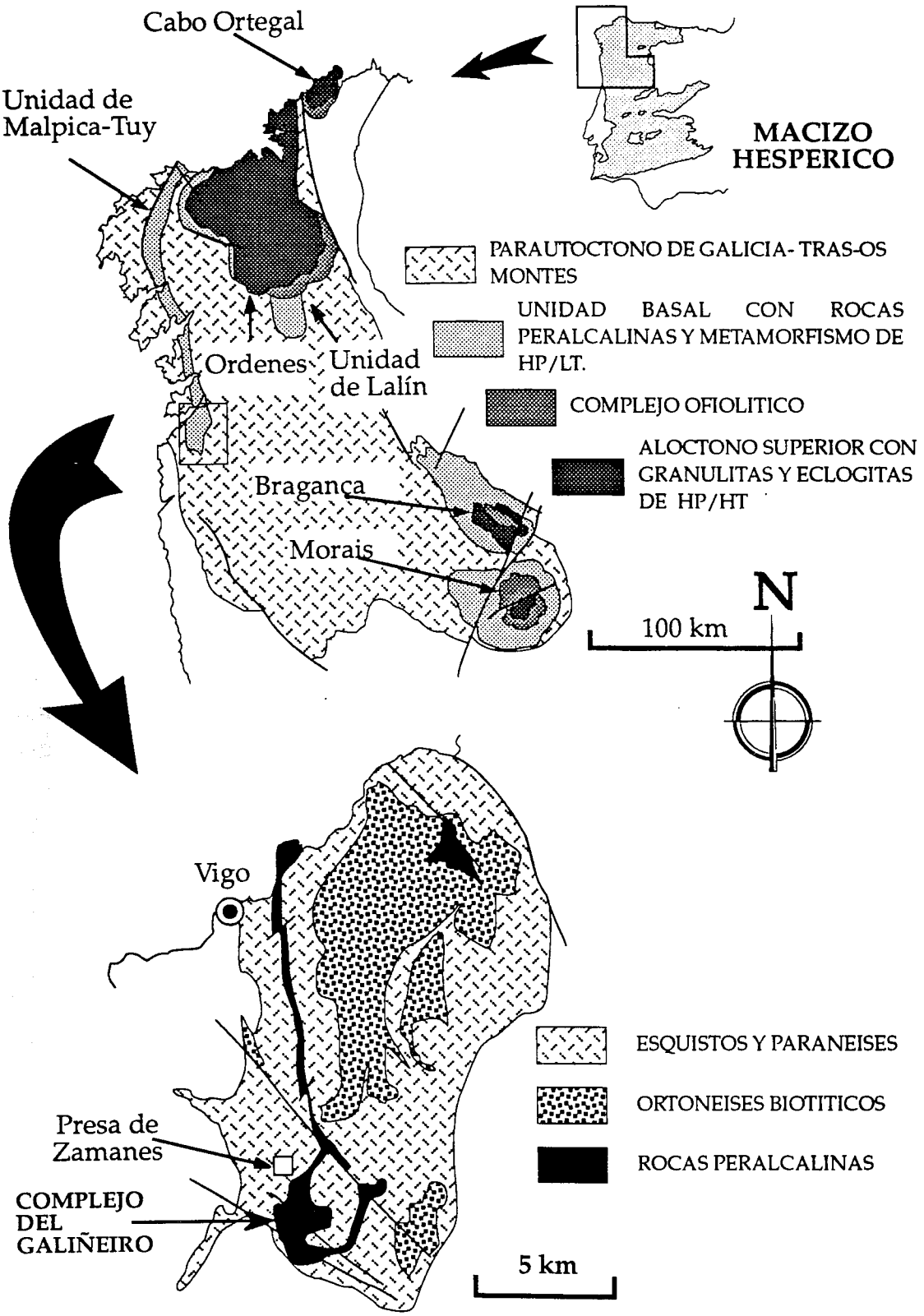


Fig. I.1. Mapa tectonoestratigráfico del NO del Macizo Hespérico mostrando la situación del Complejo del Galiñeiro en la Unidad de Malpica-Tuy (simplificado de PIN *et al.*, 1992).

I.3. ANTECEDENTES REGIONALES Y ENCUADRE GEOLOGICO

I.3.1. ANTECEDENTES REGIONALES

Los primeros estudios geológicos publicados sobre Galicia datan de 1835, fecha en que SCHULZ presentó un mapa geológico de lo que él llamó "el Reino de Galicia", donde ya se intuía el trazado de la Unidad de Malpica-Tuy, y se hacía referencia a los neises y esquistos al O. de Porriño, y a los neises graníticos en los alrededores de Vigo.

En 1881, MACPHERSON realizó una síntesis estratigráfica en la que menciona los "neises con glaucofana" de los alrededores de Vigo, que corresponderían a los neises peralcalinos con riebeckita.

QUIROGA, en 1892, fue el primer autor en reconocer que los neises del Galiñeiro eran rocas alcalinas y apuntó la posible conexión entre éstos y los de La Guía.

A mediados de este siglo CARLE (1945) realizó una síntesis de Galicia, y aportó un esquema cartográfico en el que diferenció la mitad Norte de la Unidad de Malpica-Tuy denominándola "banda de neis-anfibolita".

Posteriormente, PARGA PONDAL (1956, 1960, 1963 y 1966) definió los aspectos esenciales de esta unidad, a la que denominó "Complejo Antiguo", sugiriendo que "se halla emplazada tectónicamente a un nivel muy superior como consecuencia de un arrastre desde las profundas zonas a su normal emplazamiento" (*ibid*, mem. ined. Hoja 1:50.000, Camariñas).

ARRIBAS (1963) investigó, dentro del marco de los yacimientos españoles de U, a los "neises radiactivos" del Galiñeiro, en los que realizó 3 sondeos de 25 m. cada uno y aportó además análisis modales de estos materiales.

En 1966, FLOOR realizó en esta zona su Tesis Doctoral, haciendo un importante estudio de los materiales del Galiñeiro, y especialmente de los neises peralcalinos. Posteriormente, la unidad fue redefinida como "Fosa Blastomilonítica" por TEX & FLOOR (1967), quienes la interpretaron como una unidad polimetamórfica. Estos autores dieron origen a un modelo petrogenético "autoctonista" para Galicia Occidental, denominado "The Mantle Plume Model", que se hizo muy popular entre los autores holandeses que han trabajado en la Península Ibérica (ARPS *et al.*, 1977; CALSTEREN, 1977; TEX, 1981; etc.). Sin embargo, el "Mantle Plume Model" se contraponía con teorías "aloctonistas" aceptadas por la mayoría de autores, como RIES & SHACKLESTON (1971), ANTHONIOZ & FERRAGNE (1978), LEFORT & RIBEIRO (1980), IGLESIAS *et al.* (1983) etc., que consideran la Unidad de Malpica-Tuy como parte de un gran manto cabalgante sobre la Zona Centro-Ibérica, y cuya raíz estaría situada al O. de su posición actual

Los autores holandeses (TEX, 1966; FLOOR, 1966; ARPS, 1970; AVE LALLEMANT, 1965; BUISKOOL TOXOPEUS, 1972) establecieron en la Unidad de Malpica-Tuy dos episodios orogénicos: uno hercínico y otro pre-hercínico, puesto de manifiesto por los pliegues de dirección E-O y por las foliaciones relictas en algunos porfidoblastos desarrollados durante la primera fase de deformación hercínica.

Posteriormente ORTEGA (1980); ORTEGA Y GIL IBARGUCHI (1983) Y GIL IBARGUCHI Y ORTEGA (1985) sugirieron la existencia de un sólo episodio tectónico, de edad hercínica y compuesto por tres fases de deformación. Dichos autores no encontraron evidencias de estructuras anteriores. Para ellos, las deformaciones pre-Hercínicas de los autores holandeses podrían tratarse en realidad de estructuras hercínicas: así, la esquistosidad relicta en los porfidoblastos de plagioclasa corresponderían a una S_1, y los porfidoblastos se habrían desarrollado pre-sin esquistosidad S_2.

A partir de lo expuesto por los mencionados autores, la deformación hercínica en la zona puede esquematizarse de la siguiente manera:

- La F_1 es difícil de detectar en el campo debido a la intensidad de las fases siguientes; únicamente se observan estructuras a escala métrica

y centimétrica. La esquistosidad S_1 asociada a estos pliegues es, asimismo, difícil de ver tanto macroscópica como microscópicamente. Sólo se observa una foliación de tipo "Slaty Cleavage" en algunas zonas.

- En la **F_2** se formarían pliegues de eje subhorizontal asimétricos y vergentes hacia el E. La esquistosidad S_2 constituye una "schistosity", mejor desarrollada en los materiales pelíticos y cerca de las charnelas de los pliegues F_1 y en los flancos de los mismos. Para los mencionados autores, esta F_2 sería la responsable del emplazamiento de la Unidad de Malpica-Tuy (también denominada en el S. de Galicia "Complejo Vigo-Tuy" o "Vigo-Pontevedra") y de su posición actual.

- Durante la **F_3** tiene lugar el replegamiento general de las estructuras anteriores que, por ello, se suelen verticalizar. La morfología de los pliegues así producidos es próxima al tipo "Chevron". No aparece una esquistosidad generalizada asociada a ellos, sólo se aprecia en los materiales pelíticos una crenulación restringida a las zonas de charnela. Simultánea o tardiamente a los pliegues F_3 aparecen fallas verticales, las más importantes de las cuales constituyen el borde occidental de la Unidad. La F_3 sería la responsable de la estructura sinformal que actualmente presenta la Unidad de Malpica-Tuy en conjunto.

Con posterioridad a las fases hercínicas principales se desarrollan tres generaciones de estructuras tardías: 1) crenulaciones subhorizontales locales, 2) zonas de cizalla verticales vergentes hacia el E, que cortan las estructuras F_3 y que dan texturas cataclásticas, protomiloníticas y miloníticas y, 3) fracturas transversales con orientaciones que varían entre NO-SE y E-O.

En cuanto al metamorfismo, cabe destacar el trabajo de GIL IBARGUCHI & ORTEGA (1985), quienes señalaron la existencia de un único metamorfismo hercínico, en el que se distinguen varias etapas caracterizadas por un metamorfismo típico de zonas de subducción, seguido posteriormente por un retrometamorfismo, llegándose a condiciones de facies de los esquistos verdes. Dichos autores, asimismo, destacaron la ausencia de migmatización (como ya había apuntado FLOOR).

En 1981 se publica la Hoja 1:50.000 Nº 261 (Tuy) en la que se describen someramente las facies de los ortoneises peralcalinos, establecidas por FLOOR (1966), además de las rocas encajantes. En 1985, en la Hoja 1:200.000 Nº 16/26 (Pontevedra-La Guardia) se describen también específicamente los ortoneises peralcalinos del Complejo del Galiñeiro.

En 1988 RIBEIRO & FLOOR publican un trabajo de síntesis sobre el magmatismo alcalino en todo el Macizo Hespérico, en el que se hace referencia a la Unidad de Malpica-Tuy.

Recientemente se han publicado varios trabajos, entre ellos un estudio del magmatismo ácido alcalino en Galicia, con especial referencia al Complejo del Galiñeiro (CORRETGÉ & MONTERO, 1992), y otros dos sobre las mineralizaciones del mismo complejo: mineralizaciones de Y, Zr, Nb, tierras raras y Th, en un caso (RAMBAUD *et al.*, 1992) y presencia de bastnaesita en el otro (CORRETGÉ *et al.*, 1992). En el mismo año PIN *et al.* (1992) publican un trabajo sobre ortoneises derivados de granitos tipo A (LOISELLE & WONES, 1979) en la Unidad de Malpica-Tuy, donde se aportan algunos datos geoquímicos sobre las rocas peralcalinas de esta Unidad. Por último, se describe la geoquímica de tierras raras del Complejo del Galiñeiro en un trabajo presentado en el Simposio del Projecto IGCP 282 en la península de Kola, Rusia (MONTERO *et al.*, en prensa).

I.3.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, y según la clásica división de las zonas que componen el Macizo Hespérico (JULIVERT *et al.*, 1972), el área estudiada se situaría cabalgando sobre el dominio de Galicia Occidental, dentro de la Zona Centro-Ibérica, y más concretamente en la denominada por RIBEIRO (1970, 1974) subzona de Galicia Media-Tras-os-Montes.

Atendiendo a divisiones más recientes del Macizo Hespérico (FARIAS *et al.*, 1987), este área se integra dentro de la "Zona de Galicia-Tras-os-Montes", la cual equivale aproximadamente a la subzona antes citada de RIBEIRO (1970, 1974). La zona de Galicia Tras-os-Montes constituye una gran lámina alóctona superpuesta tectónicamente sobre lo que recientemente se ha denominado "Autóctono de la Zona Centro-Ibérica" (DIEZ BALDA.*et al.*, 1990).

La Zona de Galicia Tras-os-Montes está formada por dos dominios: el Dominio Esquistoso de Galicia Tras-os-Montes y otro dominio, situado por

encima y superpuesto tectónicamente, al que se ha denominado Dominio de los Complejos con Rocas Máficas y Relacionadas (FARIAS *et al.* 1987, ARENAS *et al.*, 1988).

El Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes.

Está constituido por una potente serie de metasedimentos divididos en cuatro grupos litoestratigráficos, que de techo a muro son los siguientes:

1) Grupo de Lalín-Forcarey (MARQUINEZ, 1984).
2) Grupo Paraño (MARQUINEZ, 1981, 1984).
3) Grupo Nogueira (BARRERA *et al.*, 1989; FARIAS *et al.*,, 1987).
4) Grupo de Santabaia (BARRERA *et al.*, 1989; FARIAS *et al.*, 1987).

El Dominio de los Complejos con Rocas Máficas y Relacionadas.

Está formado por los complejos ultramáficos de: Cabo Ortegal, Ordenes Morais y Bragança, junto con la Banda de Malpica-Tuy (ORTEGA y GIL IBARGUCHI, 1983). Para RIES y SHACKLETON, (1971) estos complejos son klippes de un macro-apilamiento de mantos situados en el centro de sinformes tardíos. ARENAS *et al.* (1988) establecieron en este dominio una serie de unidades, correlacionables para todos los complejos o unidades alóctonas que componen el dominio, y que, según un orden de apilamiento constante, son las siguientes:

- U_1 Unidad basal de metasedimentos, ortoneises y metabasitas localmente eclogitizadas.
- U_2 Unidad de metasedimentos epizonales.
- U_3 Unidad ofiolítica epizonal inferior.
- U_4 Unidad catazonal inferior.
- U_5 Unidad ofiolítica epi-mesozonal superior.
- U_6 Unidad catazonal superior.
- U_7 Unidad culminante de metabasitas, metasedimentos y ortoneises.

Entre las rocas de la U_1 se situan los ortoneises peralcalinos que, para la mayoría de los autores, podrían estar relacionados con un episodio de rifting continental. La unidad U_1 es la única representada en la Banda de Malpica-Tuy, estando ausente en todos los demás complejos excepto en el de Ordenes. Esta unidad habría sufrido, según GIL IBARGUCHI y ORTEGA (1985) y ARENAS

et al. (1986), tres fases de deformación hercínicas y cuatro etapas de metamorfismo.

La Banda o Unidad de Malpica-Tuy

La Banda o Unidad de Malpica-Tuy (que como ya se expuso ha sido denominada "Complejo Antiguo" por PARGA PONDAL, 1963 o "Fosa Blastomilonítica" por TEX & FLOOR, 1967), constituye una estrecha lámina de direccion N-S a la que ORTEGA & GIL IBARGUCHI (1983) consideraron una estructura sinformal y en la que distinguen tres unidades litoestratigráficas (Fig. I.2). Citaremos de estas tres unidades algunas características petrológicas:

- *Grupo Inferior.* En este grupo está incluido el Complejo del Galiñeiro. Los materiales que lo forman son ortoneises biotíticos, apuntamientos granodioríticos relacionados en general con los anteriores neises biotíticos, y neises peralcalinos, que aparecen en el extremo meridional de la Unidad. Cortando la serie metasedimentaria y las rocas ortoneísicas aparecen con relativa frecuencia diques de ortoanfibolitas que, sin embargo, no cortan los neises peralcalinos (FLOOR, 1966).

- *Grupo Intermedio.* Situado por debajo del anterior y constituido por una alternancia de metasedimentos y rocas ortoderivadas, además de diques de anfibolitas y eclogitas.

- *Grupo Superior.* Formado esencialmente por anfibolitas y rocas metasedimentarias.

Recientemente, DÍAZ GARCÍA (1992) propone una nueva división de las zonas del Hercínico del NO de la península, distinguiendo una nueva zona: "Zona de los Complejos Luso-Galaicos" que agruparía los materiales de los complejos y los del entorno. Esta zona estaría compuesta por los siguientes dominios: Santiago-Cavaleiros, Careón-Ortegal y Sada-Lagoa. El Complejo del Galiñeiro estaría encuadrado, según esta división, en el Dominio de Santiago-Cavaleiros, dentro de la Zona de los Complejos Luso-Galaicos.

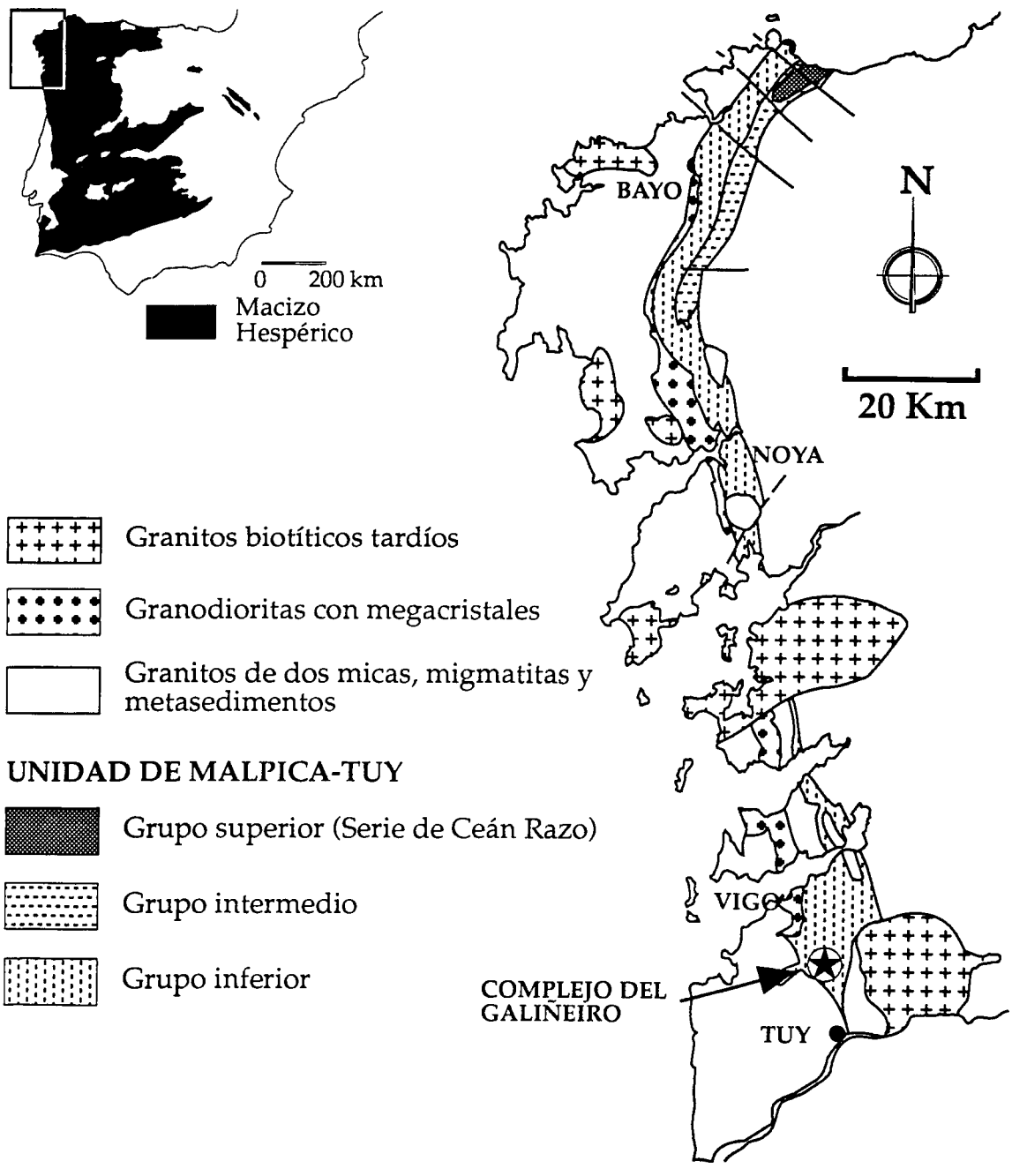


Fig. I.2. Mapa geológico simplificado de la Unidad de Malpica-Tuy y áreas adyacentes (tomado de ORTEGA & GIL IBARGUCHI, 1983) mostrando la situación del Complejo del Galiñeiro.

I.4. METODOS Y TECNICAS

I.4.1. TRABAJO DE CAMPO

Se ha realizado una cartografía de afloramiento a escala 1: 10.000 con el apoyo de foto aérea a escala 1: 18.000, Hoja 261 del Mapa Topográfico Nacional. Para la elaboración del mapa se ha utilizado la cartografía previa a escala 1: 25.000 elaborada por FLOOR (1966), en la cual están basados la nomenclatura petrológica y los límites de las facies.

Las muestras para estudios petrológicos, mineralógicos y geoquímicos han sido recogidas a lo largo de sucesivas campañas de muestreo de superficie y de sondeos. Dado que este proceso se realizó mayoritariamente dentro del contrato de investigación entre ERCROS S.A. y la Universidad de Oviedo que mencionamos anteriormente, la distribución espacial de la recogida de muestras estuvo obligatoriamente condicionada a las necesidades de dicha empresa. Esto significa que hay sectores del Complejo con poca representación, mientras que otros están ampliamente representados. Otro condicionante del muestreo fue la alteración, presente tanto en los sondeos como en superficie, donde la corteza de oxidación normalmente penetra hasta varios centímetros en la roca.

En total se han recogido unas 250 muestras de todos los tipos rocosos del Complejo del Galiñeiro y su encajante. La mayoría de ellas corresponden a las facies peralcalinas. También se han muestreado selectivamente zonas mineralizadas, zonas de fractura y zonas con elevadas anomalías radiométricas.

Un total de 147 muestras se destinaron al estudio geoquímico. En este caso, el peso mínimo de material recogido fue de 4-5 Kgs.

I.4.2. TRABAJO DE LABORATORIO

Petrografía

Se han estudiado al microscopio óptico aproximadamente 250 láminas delgadas , habiéndose realizado análisis modales de la mayor parte de ellas. Los microscopios utilizados fueron NIKON LABOPHOT-POL y ZEISS-JENA, modelo JENA-POL. equipado este último con equipo microfotográfico.

Molienda

Las muestras destinadas a análisis químicos se han sometido a 3 etapas de molienda sucesivas. La primera en una machacadora de mandíbulas de acero endurecido marca JUMBOLDT, modelo WEDAG TP1con un reglaje de salida aproximado de 3 cm. La segunda molienda se efectuó en una machacadora marca RETCH-MUHLE BB1 con un reglaje de salida de 1 cm. La molienda analítica, por último, se realizó en un molino HERZOG-HSM100, de anillos excéntricos equipado con tarro de carburo de tungsteno. Las machacadoras produjeron contaminación de Cr, y el molino de anillos contaminación de W y Co.

Con el fin de concentrar posteriormente los minerales pesados, las muestras destinadas a separación de minerales se molieron en molinos de rodillos, en la Escuela Superior de Ingenieros de Minas de Oviedo, para facilitar la liberación de minerales incluidos en otros.

Análisis químico de roca total

La determinación de los elementos mayores, trazas y Tierras Raras en 147 muestras se llevó a cabo en los Laboratorios de los Servicios Generales de Análisis Aplicado de la Universidad de Salamanca. Además se dispone de análisis realizados por la Compañía minera ERCROS S.A. en los Laboratorios de Caleb Brett (Gran Bretaña).

El análisis de la mayor parte de los elementos determinados en el Laboratorio de Análisis Químicos de la Universidad de Salamanca, se realizó mediante un espectrómetro óptico con antorcha de plasma acoplada

inductivamente (ICP), modelo Plasma II de Perkin Elmer. La disolución de la muestra se realizó según el método desarrollado en el Servicio General de Análisis Aplicado de la citada Universidad (BEA, *et al.*, 1990). Se utilizó Sc como patrón interno para compensar la señal del analito de dos formas: (a) con el sistema Myers-Tracy para eliminar las fluctuaciones a corto tiempo y los errores de dilución y (b) con la relación línea atómica/línea iónica, para compensar las variaciones en el poder de excitación a que da lugar el uso de matrices diferentes. La precisión fue en torno a ±0,25, ±0,75 y ±2,5% para concentraciones del analito de 10, 1 y 0,1% respectivamente.

Rb, Pb y Ni se determinaron por Absorción Atómica, en un espectrómetro HITACHI Z-8000. La precisión fue del ± 5% relativo para una concentración de analito en torno a 100 ppm. Na y K se analizaron por Emisión Atómica en este mismo aparato. Las tierras raras fueron determinadas por ICP-OES, después de un proceso de digestión ácida en una bomba de teflón según el método de PATCHETT & TATSUMOTO (1980), y posterior separación por resinas de cambio iónico, de acuerdo con el esquema de CROCK *et al.* (1984). Los valores de precisión fueron similares a los obtenidos por dichos autores. El U y el Th se han determinado sobre la misma disolución por un sistema de FIA, según el método desarrollado por PÉREZ PAVÓN *et al.* (1990).

El tratamiento de datos analíticos se ha realizado en un ordenador PE 7700, con sistema operativo IDRIS, según programas desarrollados por BEA *(inédito).*

Análisis químico de minerales

Análisis cuantitativo

El análisis cuantitativo de los minerales siguientes: anfíboles, piroxenos, feldespatos, biotitas, moscovitas, cloritas, piritas, esfaleritas, magnetitas y esfenas, se realizó por microsonda electrónica, utilizando el instrumento CAMECA modelo CAMEBAX SX 50 de los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo.

Las condiciones de análisis de los minerales silicatados fueron:

- Tensión de aceleración: 15 kV.
- Intensidad del haz: 15 nA.
- Tiempo de contaje: 10 s pico, 5 seg fondo.

Los patrones utilizados han sido suministrados por el B.R.G.M. y son los siguientes:

Patrón	*Elemento*	*Patrón*	*Elemento*
Albita	Na, Si, Al	Andradita	Fe, Ca
Wollastonita	Ca, Si	$MnTiO_3$	Ti y Mn
NiO	Ni	MgO	Mg
Al_2O_3	Al	Ortosa	K
Cr_2O_3	Cr	Fe_2O_3	Fe

Las condiciones de trabajo para los minerales no silicatados han sido:

- Tensión de aceleración: 20 Kv.
- Intensidad del haz: 30 nA.
- Tiempo de contaje: 30 s pico, 15 s fondo.

Los patrones utilizados para los minerales no silicatados fueron, principalmente, sulfuros naturales, suministrados también por el B.R.G.M.

También se han determinado los contenidos en Tierras Raras de los siguientes minerales: bastnaesita, monacita, circón, allanita, xenotima y torita, mediante una microsonda electrónica JEOL 733, perteneciente al Laboratorio de Investigaciones Geoquímicas, de la Academia de Ciencias de Hungría (Budapest).

Los patrones utilizados fueron los standards sintéticos de DRAKE & WEILL (1972) y las condiciones de análisis las siguientes:

- Tensión de aceleración: 20 kV.
- Intensidad del haz: 50 nA.
- Tiempo de contaje: 5x5 s pico, 5x5 s fondo.
- Ø del haz= 10 μm para allanita y bastnaesita y Ø = 5 μm para el resto.

En ambas microsondas los resultados obtenidos han sido corregidos por el método ZAF, incorporado en el propio software de la microsonda en el primer caso, o posteriormente por ordenador, en el caso de los análisis realizados en Budapest.

Análisis cualitativo

La identificación de minerales, así como la obtención de microfotografías e imágenes espaciales de distribución de elementos se ha realizado por el sistema EDAX, mediante los siguientes equipos:

- KEVEX Analyst 8000 con cristal de Si, en los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo, y bajo las siguientes condiciones:

  - Tensión de aceleración: 20 Kv.
  - Intensidad del haz: 15 nA.

-LINK 3200 con cristal de Si, también en los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo, y bajo las condiciones siguientes:

  - Tensión de aceleración: 20 kV.
  - Tiempo muerto ≈ 25%

-Microscopio electrónico acoplado a microsonda JEOL 733 de la Academia de Ciencias de Hungría.

Separación y concentración de minerales

La separación de minerales se ha realizado en los Laboratorios de Geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, según los pasos siguientes:

- Tamizaje de las muestras previamente molidas con molino de rodillos. De las fracciones granulométricas obtenidas se han separado dos (Ø>50 μm y Ø>150 μm) para la concentración posterior.

- Por líquidos densos: bromoformo y tetrabromoetano. Estudios previos (por ejemplo PUPIN, 1976) han constatado que la eficacia del método es máxima en la fracción granulométrica comprendida entre 50 y 150 μm, por tanto, se ha utilizado esta fracción junto con la inmediatamente superior (Ø>150 μm), en previsión de que parte de los minerales a estudiar estuviesen contenidos en ella.

- Separación magnética del concentrado de minerales pesados obtenidos por líquidos densos sobre las fracciones granulométricas anteriormente mencionadas (ver también HUTCHISON, 1974). El

aparato utilizado fue un separador isodinámico FRANTZ modelo LI. Las condiciones fueron:

Angulo de inclinación lateral: 15°
Angulo de inclinación frontal: 25°
Intensidad de vibración: variable según los casos.

En la Fig. I.3. se esquematizan los pasos seguidos. Se obtuvieron así varias fracciones de minerales de distintas susceptibilidades magnéticas. De parte de estas fracciones se han realizado análisis de fluorescencia. La separación de los circones se ha realizado sobre la fracción final (1,7 amperios), seguiendo las recomendaciones de ROSEMBLUM (1958), FLINTER (1959) y PUPIN (1976).

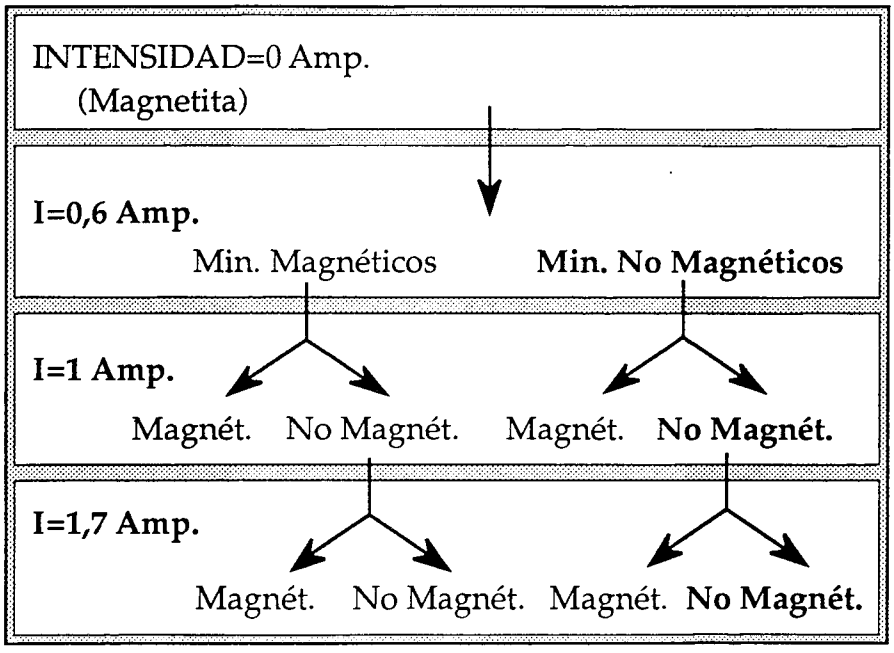


Fig. I.3. Esquema seguido para la separación magnética de minerales. Se ha realizado un paso previo a 0 Amperios para eliminar la magnetita, ya que ésta hubiera interferido en los pasos posteriores.

Espectrometría de Fluorescencia de R.X.

Para comprobar la presencia de Tierras raras en las diferentes fracciones magnéticas hemos utilizado un espectrómetro PHILIPS modelo PW 1410, bajo las condiciones recomendadas por ROBINSON *et al* (1986):

- Tensión: 50 Kv, 50 nA.
- Cristal analizador: FLi 200.

- Contadores de gas y centelleo.
- Colimador fino, tubo de Au y condiciones de vacío.

Análisis Isotópico.

Todos los análisis de isótopos se han realizado en el Laboratorio de Geología y Geoquímica de la Academia de Ciencias de Rusia, en Ekaterimburg. Se han seleccionado 5 muestras pertenecientes a las 4 facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro,

- Método Rb/Sr
- Método Sm/Nd
- Método U/Pb

Los análisis se realizaron sobre roca total en los dos primeros casos y sobre concentrados de circón en el tercero.

Método Rb-Sr:

La muestra se atacó con una una mezcla de HF y HCl04 en recipiente de teflón a 100°C y presión ambiente durante 10-12 horas añadiendo una cantidad determinada de trazador 85Rb/84Sr. La relación óptima muestra/trazador, así como las condiciones para minimizar errores de dilución isotópica, se estimó en base a los contenidos en Rb y Sr previamente determinados por fluorescencia de RX. La solución obtenida se evapororó a sequedad y el residuo sólido se disolvió en HCl 6N, almacenándolo durante 6 horas. Después de evaporar de nuevo a sequedad, el residuo seco fue disuelto en HCl 2N y centrifugado. La solución se cargó en una columna cromatográfica de 5 mm de diámetro llena hasta 165 mm de altura con una resina de cambio catiónico (Bio-Rad AG50Wx8 200-400 mallas), eluyendo posteriormente con Cl 2N. Una alícuota de la fracción que contenía el Sr se evaporó a sequedad sobre un filamento de W, para ser cargada en la fuente de iones del espectrómetro de masas.

Todos los procedimientos químicos se llevaron a cabo en recipientes de teflón y vidrio de cuarzo, ópticamente transparente y fundido dos veces. La purificación de los reactivos se llevó a cabo por destilación. Los blancos obtenidos fueron de 0,3 ng para el Sr y 0,01 ng para el Rb.

El análisis isotópico de Rb-Sr se realizó en un espectrómetro de masas de fuente sólida multi-colector Finnigan-MAT 262.

Los valores obtenidos se consiguieron normalizando a un valor de $^{86}Sr/^{88}Sr$=0,1194. Las relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ finales han sido ajustadas a un valor=0,70800 para el standard Eimer y Amend de $SrCO_3$. La precisión fue de ±0,5% para $^{87}Rr/^{86}Sr$ y ±0,01-0,02% para $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Las edades se calcularon usando la constante de desintegración de D=0,01421 x 10^{-11} a^{-1}, y las relaciones isotópicas dadas por STEINGER & JAEGER (1977), junto con el programa de regresión de LUDWIG (1992).

Método Sm-Nd:

La preparación química de las muestras consistió en la descomposición, extracción de las Tierras Raras y separación de Sm y Nd. Las fracciones monominerales fueron lavadas previamente con acetona y agua destilada en baño ultrasónico, y posteriormente secadas a 120°C para eliminar la superficie de contaminación. Las muestras se doparon con cantidades conocidas de un trazador ^{149}Nd + ^{150}Sm.

Posteriormente fueron atacadas con una mezcla de HF y HCLO4 en reactores de teflón, a 180°C durante 24-48 horas. La mezcla reactante fue evaporada a sequedad en atmósfera de nitrógeno puro, disolviendo en HCl 6N y re-evaporando a sequedad una vez más. Finalmente el residuo se disolvió en HCl (3 ml. de HCl 2,3N) y la disolución resultante se cargó en una columna llena con resina Dowex 50X8. En esta columna las Tierras Raras fueron separadas de los elementos mayores de la muestra por elución gradual con HCl 2,3N y 4N. La fracción eluyente conteniendo Sm, Nd, otras Tierras Raras y trazas se evaporó hasta sequedad, y se disolvió en 0,5 ml de HCl 0,1N. La separación entre Nd y Sm se hizo en otra columna con ácido orto-fosfórico di-etilexil, aplicado a un carrier inerte. Para una separación más completa del Sm y el Nd de trazas de elementos alcalino-térreos, no separados anteriormente, se realizó una elución gradual con HCl 0,1N y 0,3N. Las fracciones de Sm y Nd fueron eluidas con HCl 0,3N.

Todos los procesos se llevaron a cabo en un laboratorio "limpio" y con aire filtrado. Las muestras estuvieron en contacto únicamente con recipientes de teflón y vidrio de cuarzo. Los reactivos químicos fueron destilados repetidamente para conseguir una alta pureza, de tal manera que los blancos obtenidos fueron de 0,3 ng para el Nd y de 0,2 ng para el Sm, lo cual es insignificante comparado con las concentraciones de estos elementos en las muestras.

El análisis isotópico de Sm y Nd se realizó en un espectrómetro de masas de fuente sólida y multi-colector Finnigan-MAT 262, operado en modo de recogida estática. Las relaciones isotópicas del Nd se normalizaron a un valor de $^{146}Nd/^{144}Nd$= 0,7219. La precisión de los resultados experimentales fue mejor que ±0,0028% para las relaciones $^{143}Nd/^{144}Nd$. La reproductibilidad de los resultados se estimó a partir de datos obtenidos por análisis repetidos de Nd en el Interlaboratorio Standard de La Jolla. La precisión en la determinación de la relación $^{147}Sm/^{144}Nd$, estimada a partir de la reproductibilidad a largo plazo de los análisis del standard BCR-1 (US Gs) dieron un valor de ±0,3% (2-sigma simple). La estimación del error de los parámetros de la isocrona se realizó a partir de los resultados de análisis repetidos.

Para calcular las líneas de ajuste y los valores de incertidumbre se usó el algoritmo desarrollado por LUDWIG (1992). La isocrona Sm/Nd se calculó usando un valor de la constante de desintegración $D=6,54 \times 10^{-12}\ a^{-1}$ (LUGMAIR & MARTI, 1978).

Para el cálculo del εNd (DEPAOLO & WASSERBURG, 1976) se han utilizado los siguientes valores de CHUR: $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512636 y $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,1976.

Método U-Pb

Los concentrados de circón se obtuvieron a partir de muestras de roca pulverizada, por una combinación de métodos de separación magnética y por densidad. Cada concentrado se dividió en distintas fracciones granulométricas y todas las impurezas remanentes, incluyendo variedades morfológicas cuestionables, se eliminaron a mano. Los análisis se realizaron por dilución isotópica, utilizando un "spike" $^{208}U/^{235}Pb$. La disolución y tratamiento químico de las fracciones de circón se realizaron mediante el procedimiento de KROGH (1973). El Pb se separó en una resina de cambio catiónico mediante elución bromhídrica. Todas las relaciones isotópicas se determinaron sobre un espectrómetro de masas de ionización térmica CAMECA TSN-202. El Pb se cargó sobre un filamento sencillo de Re, embebido en gel de sílice. El U se analizó con un triple filamento W2Re. Los blancos obtenidos para Pb y U oscilaron entre 0,3 y 0,6 ng, según el tamaño de la muestra. Las correcciones sobre el Pb se hicieron sobre el método de STACEY & KRAMERS (1975). La precisión relativa en la determinación de U y Pb fue mejor que ±1%. Las relaciones $^{207}Pb/^{206}Pb$ y $^{208}Pb/^{206}Pb$ se

obtuvieron con una precisión mejor que ±0,1%. Las relaciones $^{206}Pb/^{204}Pb$ tienen una incertidumbre entre ±1 y ±3%.

Las edades se calcularon utilizando las constantes de desintegración y las relaciones isotópicas dadas por STEINGER & JAEGER (1977) junto con el programa de regresión de LUDWIG (1980, 1992).

I.5. CONCEPTOS DE ROCA ALCALINA Y DE GRANITO A

Dado que el Complejo de Galiñeiro está formado por rocas a las que se puede denominar como "alcalinas" o "peralcalinas", y pertenecientes a una filiación magmática de tipo A (PIN *et al.* 1992; CORRETGÉ & MONTERO, 1992; MONTERO *et al.*, en prensa), a continuación se hace una revisión de ambos conceptos, y se explicita el sentido con que se emplean en la siguiente memoria.

I.5.1. CONCEPTO DE ROCA ALCALINA

Las rocas alcalinas, a pesar de constituir menos del 1% del volumen global de las rocas ígneas (FITTON & UPTON, 1987), han despertado desde siempre un enorme interés entre los petrólogos, en parte por su génesis profunda a través de procesos poco conocidos, y en parte porque suelen llevar asociadas altas concentraciones de elementos traza incompatibles, algunos de alto valor económico, como es el caso de tierras raras, Nb, Y, ...

Existen representaciones bien conocidas de rocas alcalinas a lo largo de un amplio espectro de edades geológicas, habiendo ejemplos actuales de esta clase de magmatismo en diversas partes del planeta. Asimismo el tipo de ambiente geotectónico en que se pueden generar es muy variado, siendo, quizás, las dorsales oceánicas el único medio donde en muy contadas ocasiones se ha registrado magmatismo alcalino (ej.: Islas Vestmann, Islandia; ver FITTON & UPTON, 1987).

La composición química de las rocas alcalinas es también muy variada. Así, lo que corrientemente se llama serie alcalina abarca desde términos ultrabásicos (ijolitas) hasta verdaderos granitos peralcalinos o sus

equivalentes volcánicas riolíticos (pantelleritas y comenditas), pasando por todos los términos intermedios. Unos y otros han dado lugar a una "inmanejable" nomenclatura (SØRENSEN, 1974, cita más de 400 nombres distintos de rocas alcalinas), que ha resultado incluso equívoca en muchas ocasiones.

El concepto de alcalinidad o más concretamente el de serie alcalina (familia, clan..) y roca alcalina ha sido utilizado con significados distintos a lo largo del tiempo, de forma que, aun hoy, sigue siendo un concepto bastante vago. SØRENSEN en su capítulo introductorio del volumen "The alkaline rocks" (1974) hizo una revisión histórica de las ideas con las que diferentes autores, a partir de finales del siglo XIX, han tratado de acotar o precisar el significado de este término. Así, desde que en 1892 IDDINGS introdujera el término "Grupo alcalino" para designar la serie "basalto-traquita-fonolita" y "Grupo subalcalino" para la serie "basalto-andesita-riolita", ha habido, al menos, 5 significados distintos (SØRENSEN, 1974):

1) Rocas alcalinas como: rocas ígneas de la series atlántica o alcalina.

Se incluyen en este grupo los conceptos de HARKER (1896), que identifica el "Grupo alcalino" de IDDINGS (1892) con las facies atlánticas y el "Grupo subalcalino" con las familias pacíficas. BECKE en 1903 llegó a la misma clasificación binaria mediante sus estudios de rocas de los macizos de Bohemia y de los Andes. HARKER (1909) habló también de la "facies altlántica y pacífica de rocas eruptivas" y definió la primera como progresivamente más rica en álcalis y pobre en Ca y Mg que la segunda. NIGGLI (1920) introdujo además el concepto de "Provincia Mediterránea" como potásica. Después de esto, la denominación geográfica para las asociaciones de rocas ígneas fue progresivamente abandonada, de tal forma que ZAVARITSKY (1941, 1950) distinguió ya "asociaciones rocosas alcalinas y calcoalcalinas" y BARTH (1962) reemplazó los términos "pacífico" por "subalcalino", "calcoalcalino" y "cálcico" y el término "atlántico" por "alcalino". La evolución del concepto de serie alcalina a través del tiempo queda perfectamente clara en la Tabla I.1, (BARTH, 1962):

Harker Becke	Diferentes Autores	Tyrrell	Peacock	Niggli
Pacífica	Subalcalina Calcoalcalina	Cálcica	Cálcica --- Calcoalcalina	Calcoalcalina = Pacífica
Atlántica	Alcalina	Alcalina	Alcali-cálcica --- Alcalina	Sódica =Atlántica Potásica= Mediterránea

Tabla I.1. Evolución del concepto de "Serie Alcalina". Tomada de BARTH (1962).

2) Rocas alcalinas como: definidas por su predominancia en feldespato alcalino.

La división de ROSEMBUCH (1910, 1923) en "AlkaliReihe" como rocas con feldespato alcalino, feldespatoides y anfíboles y piroxenos sódicos, y "kalk-AlkaliReihe", en base a la presencia o ausencia de plagioclasa (considerando la albita como feldespato alcalino), ha sido usada en muchos sistemas petrográficos posteriores, basados principalmente en composiciones modales (DALY, 1914; NIGGLI, 1931, 1935; TRÖGER, 1935; JOHANNSEN, 1939; RITTMANN, 1952; JUNG & BROUSSE, 1959; RONNER, 1963; STRECKEISEN, 1967; etc.). LACROIX (1933) subdividió los granitos y sienitas en "Familia alcalina" y "Familia calcoalcalina" y definió las rocas alcalinas de la siguiente manera: "Les roches alcalines sont, par principe, celles riches en alkalis, c'est-à-dire..... syénites et granites alcalins et à fortiori hyperalcalins. Il faut y ajounter toutes les roches felspathoidiques". Este autor llamó "hiperalcalinas" a las rocas con anfíboles y piroxenos sódicos, denominación que fué aceptada posteriormente por NOCKOLDS (1954) y HATCH *et al.* (1961). Todos estos autores se basaron en sistemas petrográficos en los que las rocas alcalinas se definen por su predominancia en feldespato alcalino (incluyendo albita) y/o feldespatoides, junto con la ausencia (o pobreza) de plagioclasa.

3) Las rocas alcalinas como: Rocas ígneas con feldespatoides.

Esta denominación cubre tan sólo una parte muy pequeña de las rocas alcalinas; así Daly en sus "clanes alcalinos" solo incluye las rocas con feldespatoides.

4) Las rocas alcalinas como: Rocas ígneas con un índice calcoalcalino <51.

En muchos sistemas petrográficos las rocas alcalinas se han definido en base a criterios químicos (LANG, 1891; LOEWINSON-LESSING, 1899; MICHEL-LÉVY, 1897; CROSS *et al.* 1902; NIGGLI, 1923; RITTMANN, 1960; etc.), PEAKOK (1931) propuso una división de las series de rocas ígneas en base al índice calcoalcalino, que correspondería al % de SiO_2 al cual las curvas de CaO y (Na_2O+K_2O) se cortan en un diagrama de variación ordinario. Según esto, las series ígneas tendrían los siguientes índices:

Alcalinas < 51 < Alcali-cálcicas < 56 < Calcoalcalinas < 61< Cálcicas

5) Rocas alcalinas como: Rocas ígneas con feldespatoides y/o anfíboles y/o piroxenos alcalinos.

SHAND (1922, 1933) apuntó que los álcalis en las rocas alcalinas se asocian con Al_2O_3 y SiO_2 para formar feldespatos y micas; en el feldespato alcalino la proporción molecular [(Na_2O+K_2O): Al_2O_3: SiO_2 = 1:1:6], por lo que una roca alcalina sería, para este autor, aquella en la que los álcalis estén en exceso a 1:1:6, bien porque el SiO_2 sea deficiente, bien porque lo sea el Al_2O_3 o bien porque lo sean ambos. Así pues, habría tres grupos de rocas alcalinas: a) SiO_2 suficiente o excesiva, Al_2O_3 deficiente (se formaría feldespato alcalino, anfíboles y piroxenos alcalinos). b) Al_2O_3 suficiente o excesivo, SiO_2 deficiente (se formaría feldespato, feldespatoides, mica, hornblenda, augita, corindón..) y c) Al_2O_3 y SiO_2 deficientes (se formarían feldespatoides, anfíboles y piroxenos alcalinos, eudialita, feldespato alcalino..). En la literatura actual estos grupos se denominan: Rocas ácidas peralcalinas, rocas máficas alcalinas y rocas máficas peralcalinas.

HARKER (1954) y MOORHOUSE (1959) afirmaron que los anfíboles y piroxenos alcalinos son los verdaderos marcadores de los granitos y sienitas alcalinas. Poco después TURNER & VERHOOGEN (1960) expusieron que "Nowadays rocks are usually classed as alkaline when the content of (Na_2O+K_2O) is sufficiently high, as compared with SiO_2 or Al_2O_3, for specially alkaline (usually sodic) minerals such as feldspathoids and aegirine to appear".

Por último, mencionamos el concepto generalizado entre los autores rusos segun el cual sólo las rocas que contengan feldespatoides o, cuando

éstos no existen, anfíboles y/o piroxenos alcalinos, son consideradas como rocas alcalinas. De esta forma ni los granitos ni sienitas enriquecidos en feldespatos alcalinos se clasificarían como alcalinas.

Con respecto al significado actual del término "alcalino" y con especial referencia al contexto del Macizo Ibérico, es necesario tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- En primer lugar, la palabra "alcalino" se ha utilizado por influencia de los autores franceses con una acepción petrográfica, para referirse a rocas cuyos feldespatos son solamente alcalinos, sódicos o potásicos. Así, CAPDEVILA (1969) y posteriormente CAPDEVILA *et al.* (1973) dividieron los granitoides gallegos en dos series: Serie Alcalina, y Serie Calcoalcalina, para referirse a granitoides respectivamente con albita + feldespato potásico y plagioclasa (An>10%) + feldespato potásico. Sin embargo, esta nomenclatura presenta serios problemas, debido a que los términos alcalino y calcoalcalino se utilizan normalmente en la literatura mundial con una acepción química. En primer lugar, los granitos "alcalinos" gallegos son todos fuertemente hiperalumínicos (BEA *et al.*, 1987). Respecto del índice de saturación de aluminio (SHAND, 1927), los términos "hiperalumínico" y "alcalino" son diametralmente opuestos y mutuamente excluyentes. Por otra parte, el término "calcoalcalino" se reserva en la literatura geológica para las series andesíticas, por lo común metaluminosas, cuyo quimismo y ambiente geotectónico no tiene ninguna relación con la llamada serie calcoalcalina de Galicia, que, al igual que en el caso anterior, está formada casi exclusivamente por rocas peraluminosas.

- Mucha de la confusión o incorrecta utilización del término "alcalino" surge por que esta palabra se utiliza para designar el estado de subsaturación de las rocas respecto de dos conceptos químicos diferentes: saturación en SiO_2 y saturación en Al_2O_3, que no están relacionados funcionalmente. Por ejemplo, una miasquita —sienita nefelínica con biotita— es una roca subsaturada en sílice, con feldespatoides, y desde este punto de vista, puede denominarse alcalina. Pero al mismo tiempo, está saturada en alúmina y es por tanto peralumínica, es decir, exactamente lo contrario de alcalino respecto de este criterio. El ejemplo opuesto lo puede constituir una

pantellerita —riolita con piriboles alcalinos—, puesto que es una roca saturada en sílice, y por tanto opuesta a alcalina desde este punto de vista, y subsaturada en alúmina, con un índice agpaítico mayor de la unidad, siendo, por tanto, alcalina respecto de la saturación en alúmina.

Evidentemente, esta situación se presta a un confusionismo cierto. Por ello se propone que el término "alcalino" sea utilizado exclusivamente para rocas con feldespatoides y el término "peralcalino" para rocas con anfíboles y piroxenos sódicos (subsaturadas en Al_2O_3), sean o no subsaturadas en SiO_2. Ambos conceptos no son excluyentes, de tal manera que una roca que tuviera simultáneamente feldespatoides y anfíboles/piroxenos sódicos sería alcalina y peralcalina al mismo tiempo (Ej.: ijolitas, lujavritas etc.). En conocimiento de la autora, esta propuesta de nomenclatura no ha sido efectuada explícitamente en la literatura. Sin embargo, el uso común de los términos "alcalino" y "peralcalino" se adapta a ella en una gran mayoría de los casos.

I.5.2. CONCEPTO DE GRANITOIDES DE TIPO "A"

A partir de estudios realizados en los batolitos del "Lachlan Fold Belt" (SE de Australia), CHAPPELL & WHITE (1974) propusieron una división genética de las rocas graníticas en granitos de tipo S y de tipo I, según derivasen de un protolito sedimentario o ígneo, respectivamente. Con posterioridad, WHITE (1979) y PITCHER (1982) añadieron otro tipo, los granitos M, para incluir a rocas de la serie gabro-diorita-cuarzodiorita-granodiorita propias de arcos de islas oceánicas. Adicionalmente, LOISELLE & WONES (1979) definieron un cuarto tipo de granitoides, los granitos A, denominados así por reunir simultáneamente las características de anorogénicos, anhidros y alcalinos, que aparecen típicamente en zonas de rift y bloques continentales estables.

A partir de los datos suministrados por: COLLINS *et al.*, 1982; CLEMENS *et al.*, 1986; WHALEN *et al.*, 1987; SYLVESTER, 1989; CURRIE, 1989; ROGERS & GREENBERG, 1990; BONIN, 1990; CREASER *et al.*, 1991; EBY, 1990, 1991, 1992 etc., las características geoquímicas y mineralógicas de los granitoides A pueden precisarse de la siguiente manera:

- En primer lugar, son rocas con un amplio rango composicional, que abarca desde cuarzo-sienitas a granitos metaluminosos y granitos peralcalinos. También pueden aparecer variedades peralumínicas.

- Siempre poseen altos contenidos de Na_2O y K_2O. Pero esta característica sólo puede utilizarse como criterio para identificar los granitoides tipo A en rocas con un contenido en $SiO_2 < 65\%$. Por encima de este valor, el contenido en álcalis no es un criterio discriminatorio.

- Bajos contenidos de CaO, Al_2O_3, Sc, Cr, Co, Ni, Ba, Sr.

- Altos valores de las relaciones (Fe^{total} como FeO)/MgO.

- Altos contenidos en, Zr, Nb, Y, Ta etc.

- Enriquecimiento en halógenos (en particular F) respecto a los granitos normales. Contenido en F entre 0,05 y 1,7%.

- Elevados valores de la relación Ga/Al, tanto más altos cuanto más acentuado sea el carácter peralcalino de las rocas.

- Espectros condríticos de tierras raras muy enriquecidos, con anomalías negativas del Eu muy acusadas, y moderada fraccionación de tierras raras ligeras a pesadas.

- Presencia de fayalita, ferro-hedenbergita, ferro-hastingsita y biotita annítica; presencia de anfíboles alcalinos y piroxenos sódicos en las miembros peralcalinos.

- El feldespato suele ser alcalino, conmunmente existe solución sólida de albita y ortosa. Frecuentemente se trata de granitos hipersolvus.

- Intercrecimientos micrográficos frecuentes de cuarzo y feldespato

Pero los granitos A no forman un grupo homogéneo. Así, EBY (1991) efectuó una subdivisión en dos categorías:

- A_P (plume). Comprende suites de islas oceánicas, zonas de rift y zonas de "doming" cortical, todas ellas caracterizadas por valores de las relaciones de elementos traza (Y/Nb, Yb/Ta, etc.) similares a las de los basaltos de islas oceánicas, a las que comunmente se asigna un origen relacionado con plumas mantélicas. Por esta razón EBY (1991) propuso la designación de A_P.

- A_L (lithospheric). Las rocas incluidas en este sub-grupo tienen valores más elevados de las relaciones Y/Nb e Yb/Ta, y están menos enriquecidas en elementos incompatibles que las del grupo AP. Por su aparente orígen litosférico, Eby (1991), propuso la designación de A_L.

Esta nomenclatura fue posteriormente revisada por el mismo autor (EBY, 1992), quien reemplazó los términos A_P y A_L por A_1 y A_2 respectivamente, y fijó su significado de la siguiente manera:

- El tipo $\mathbf{A_1}$ representa diferenciados mantélicos, contaminados en mayor o menor medida por corteza continental formados a partir de las mismas fuentes que producen magmas de islas oceánicas, intraplaca y zonas de rift. Se caracterizan por valores de la relación Yb/Nb < 1,2.
- El tipo $\mathbf{A_2}$ representa rocas producidas en un amplio rango de ambientes tectónicos, incluyendo los granitos post-colisión y los granitos formados al final de periodos de actividad granítica o de alto flujo de calor. En los diagramas de discriminación los granitos del tipo A_2 se proyectan en la región de márgenes continentales y arcos-isla. Poseen valores de la relación Yb/Nb comprendidos entre 1,2 y 7.

II. Los Materiales

II.1-DESCRIPCIÓN DE LAS FACIES Y MODO DE AFLORAMIENTO

A continuación se describirán brevemente los aspectos petrológicos más importantes de los materiales aflorantes en el área, con el fin de dar un marco de referencia para los estudios mineralógicos y geoquímicos posteriores.

A grandes rasgos, y además de los sedimentos recientes, en los alrededores del Complejo del Galiñeiro (formado por los ortoneises peralcalinos y Neises Radiactivos), afloran rocas graníticas y rocas metamórficas de diversos tipos que, en ocasiones, están cortadas por filones pegmatíticos y filones de cuarzo.

Rocas graníticas

Las más cercanas a la Sierra del Galiñeiro son los granitos de dos micas de edad hercínica que afloran en el Sur y Oeste de la misma. Dentro de este granito FLOOR (1966) distinguió 6 tipos, atendiendo al tamaño y forma de sus cristales:

- Granito de dos micas de grano grueso inequigranular.
- Granito de dos micas de grano grueso equigranular.
- Granito de dos micas de grano medio a grueso equigranular.
- Granito de dos micas de grano medio inequigranular.
- Granito de dos micas de grano medio equigranular.
- Granito de dos micas de grano fino equigranular.

Los granitos de dos micas están frecuentemente cortados por diques de pegmatita. Localmente aparecen con una débil orientación, especialmente en las variedades inequigranulares.

El contacto de los granitos con los paraneises es difícil de observar, pero cuando aflora, aparece habitualmente neto. Este hecho, junto con la presencia de xenolitos rotados cerca del contacto, da una clara evidencia de emplazamiento intrusivo.

Los diques de **pegmatitas** son bastante frecuentes. Su potencia varía entre centimétrica y decimétrica, y cortan al resto de los materiales aflorantes en el área (granitos, ortoneises y paraneises) con contactos netos. La composición de los diques de pegmatita es bastante variable, presentando casi siempre cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa albítica, moscovita y biotita, y en ocasiones también turmalina, granate y berilo. El berilo aparece de forma espectacular en la cantera de pegmatita al Suroeste del pico del Zorro. Dicha cantera explota un dique de dirección aproximada E-O y unos 40 m. de potencia visibles, que está separado de los ortoneises peralcalinos por una banda de paraneises. Los cristales de berilo son de color blanco lechoso y pueden superar los 50 cm. de longitud. Los cristales de granate, relativamente escasos, tienen color pardo-rojizo y un tamaño no superior al centímetro. El resto de los componentes tiene, en general, un tamaño de grano que no excede los 5 cm. En esta cantera aparece puntualmente un mineral fibroso-laminar, de color blanco grisáceo ligeramente verdoso, creciendo en una masa de feldespato potásico. La identificación por difración de R.X. ha mostrado que se trata de una asociación de moscovita y margarita.

La radiactividad medida dentro y en las proximidades de dicha cantera es variable, pero siempre baja. Unicamente en las zonas de mayor alteración, y entre ellas sólo en las de color amarillento, la radiactividad se eleva ligeramente, aunque sin sobrepasar los 150 c.p.s.

Dada su distribución espacial, los diques de pegmatita parecen estar relacionados con el granito de dos micas (FLOOR, 1966).

Anfibolitas

Aparecen como filones o bolsadas de potencia variable, que no suele sobrepasar 1-2 m de potencia. Son relativamente abundantes en la zona, sobre todo en relación con los paraneises y ortoneises biotíticos. Nunca se han observado cortando a ortoneises peralcalinos.

En los alrededores del Complejo del Galiñeiro se identifican, al menos, dos tipos de anfibolitas. El primero aparece en muestra de mano con una

coloración verde oscura, grano fino y una marcada foliación; está constituido por una matriz de grano muy fino (en torno a 50 μm) en la que, en ocasiones, existen abundantes cristales de anfíbol de tamaño medio aproximado de 0,7 mm. El segundo tipo tiene un tamaño de grano superior (0,5 mm) y mayor proporción de minerales leucocráticos. Las evidencias de campo y petrográficas indican que el primer tipo descrito corresponde a orto-anfibolitas y el segundo a para-anfibolitas. FLOOR (1966) había ya propuesto un origen ortoderivado para algunas de las anfibolitas y paraderivado para otras.

Paraneises.

Son las rocas encajantes de los materiales que constituyen el Complejo del Galiñeiro, encontrándose intruidas por los demás materiales. FLOOR (1966) los consideró como las rocas más antiguas representadas en la zona. En muestra de mano estas rocas aparecen con un color generalmente oscuro, en virtud de su alto contenido en biotita, y tienen una fábrica planar correspondiente a la S_2 hercínica, marcada por los cristales de biotita.

Los paraneises tienen cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales esenciales y turmalina, andalucita o granate como accesorios, los cuales pueden llegar a ser relativamente frecuentes en algunas áreas.

Es característica la presencia de plagioclasa metablástica de composición ácida con frecuentes inclusiones de cuarzo, micas y granate. Las inclusiones de cuarzo y mica presentan orientaciones preferentes según la esquistosidad S_2. El granate está desestabilizado, hecho que ha sido tomado como un argumento más a favor de la existencia de un metamorfismo prehercínico (probablemente Precámbrico Superior y de tipo Barrow) que afectó a los paraneises (FLOOR, 1966, entre otros).

Rocas Anfibólico-biotíticas

Forman una parte importante de la zona de estudio, aunque debido a la meteorización, los afloramientos son poco numerosos y, en general, de pequeño tamaño.

Son rocas bastante similares entre sí y, en cierto modo, similares también a los ortoneises pealcalinos. Presentan grano fino y color grisáceo o verdoso, generalmente bastante alteradas (oxidación superficial). La foliación no es visible casi nunca, aunque, en general, tiende a ser subhorizontal y no se

observa plegada a pequeña escala. Tienen frecuentes nódulos o lentes de minerales máficos visibles a simple vista, que en ocasiones se orientan oblicuamente respecto a la foliación.

Los constituyentes mineralógicos principales de las rocas Anfibólico-biotíticas son: plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, hastingsita / hornblenda hastingsítica y biotita. Como accesorios se encuentran circón, apatito, titanita, fluorita, minerales opacos y granate.

Las rocas Anfibólico-biotíticas fueron denominados "Zamanite Complex" por FLOOR (1966) quién distinguió varios tipos texturales y composicionales. Dichos tipos no son distinguibles macroscópicamente, y entre ellos parece existir un tránsito completamente gradual.

Una serie de criterios, preferentemente petrográficos, condujeron a FLOOR (1966) a considerar que parte de las rocas Anfibólico-biotíticas tienen un origen paraderivado, asumiendo que estas son las mismas rocas que los paraneises vecinos, pero modificadas por un metasomatismo que introdujo los elementos necesarios desde el granito. Otros, por el contrario, tendrían para este autor, un origen claramente ortoderivado, hecho que hemos podido corroborar a través de análisis químicos de roca total.

Ortoneises biotíticos

Son muy parecidos, en muestra de mano, a los ortoneises de riebeckita. La diferencia más apreciable es la presencia de biotita en vez de anfíbol y piroxeno. También presentan la misma variedad de minerales accesorios, si bien pueden variar las proporciones con que se presentan. Puesto que las únicas rocas que no son cortadas por los diques de anfibolitas (FLOOR, 1966) son los ortoneises peralcalinos, los ortoneises biotíticos deben ser anteriores a éstos.

Ortoneises Peralcalinos

Los ortoneises peralcalinos de riebeckita son los materiales que constituyen la Sierra del Galiñeiro, y se prolongan hacia el N en una banda de poca potencia que no aflora de forma continua, pero que puede seguirse hasta la ría de Vigo. El contacto de esta banda con los paraneises es claramente intrusivo.

Los afloramientos de ortoneises peralcalinos suelen ser bastante buenos en las partes altas de los montes. Pero en las laderas y zonas bajas predominan los bloques movidos y redondeados, lo que dificultó enormemente, tanto la realización de un muestreo satisfactorio, como la toma sistemática de medidas estructurales (Fotos 1 y 2). La meteorización es además un problema; existe una oxidación superficial, prácticamente generalizada, que dificulta la toma de muestras, sobre todo en la cantidad requerida para geoquímica.

Los ortoneises peralcalinos tienen una foliación planar muy marcada, subparalela a la esquistosidad de los paraneises encajantes, aunque no a su contacto. Dentro de los ortoneises de riebeckita no suelen observarse pliegues de menor escala.

Los ortoneises con riebeckita aparecen, en muestra de mano como rocas en general grisáceas, de grano bastante fino y foliadas, si bien estos aspectos no son uniformes, variando localmente hasta facies de aspecto masivo. Muy frecuentemente los ortoneises tienen un bandeado composicional, con bandas alternantes de color claro y oscuro.

La composición de los ortoneises es típica de una serie peralcalina, con presencia de anfíbol y piroxeno sódicos (riebeckita y aegirina respectivamente), que junto a albita, microclina y cuarzo constituyen las fases minerales principales. Es de destacar el alto contenido relativo en circón, fluorita y otros minerales accesorios como monacita, astrofilita, bastnaesita y xenotima. Como minerales opacos destacan titanita y magnetita.

Dentro de los ortoneises peralcalinos existen varias facies que, de acuerdo con la nomenclatura de FLOOR (1966, son las siguientes (Fig. II.1):

- *Facies Galiñeiro* (GAL), considerada como la facies "normal" o "común" del complejo. Es la mejor representada cartográficamente, tanto por el número como por la calidad de sus afloramientos. Aparece fuertemente bandeada, con capas formadas por cuarzo + feldespatos alternando con otras formadas por los minerales melanocráticos. La fábrica está definida principalmente por blastos redondeados de albita en una matriz cuarzo-feldespática.

- *Facies Zorro*, de aspecto muy similar al de la facies anterior, pero con foliación más grosera. Se diferecia de la facies Galiñeiro en que los

blastos más abundantes son de microclina en vez de albita y también suelen ser de mayor tamaño.

- *Ortoneises con magnetita* (MAG), considerada una facies marginal con tránsito gradual hacia la facies Galiñeiro. Es similar a ésta y a la facies Zorro, pero con un contenido en magnetita mucho mayor.

- *Neises Radiactivos* (RAD), Constituyen un tipo muy particular de rocas. Están caracterizados por una elevada radiactividad, debida a la presencia de minerales radiactivos. No existen anfíboles ni piroxenos sódicos, pero aumenta notablemente el contenido en biotita. Hay además una alta proporción de minerales accesorios.

Todas estas facies, excepto los Neises Radiactivos, son bastante semejantes en cuanto a su aspecto macroscópico y composición. Se distinguen entre sí por variaciones en la proporción de alguno de sus componentes minerales, tal como la proporción de albita y microclina entre los tipo Galiñeiro y Zorro, o la abundancia de magnetita en la facies homónima.

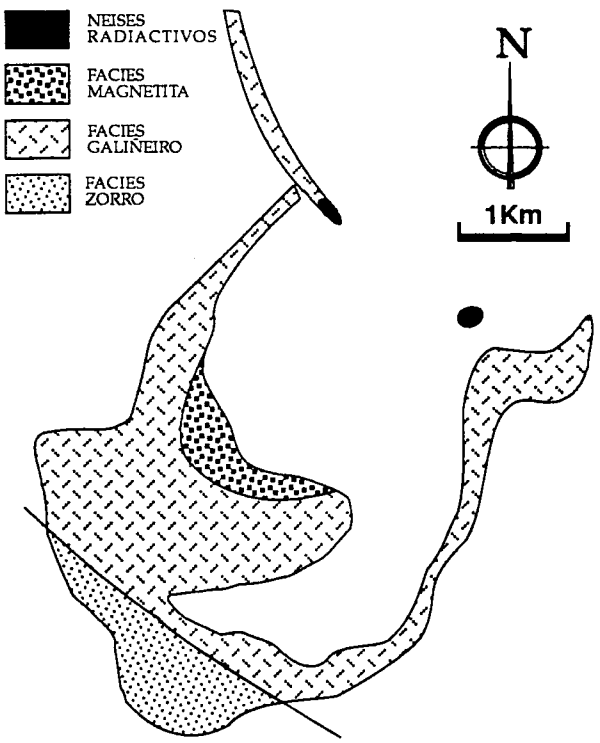


Fig. II.1 . Esquema de la disposición de las facies peralcalinas del complejo del Galiñeiro (simplificada de FLOOR, 1966).

A continuación se hará una breve descripción de las características esenciales de todos los tipos rocosos, excepto de los peralcalinos, los cuales se tratarán más ampliamente.

II.2-PETROGRAFIA

II.2.1-GRANITO DE DOS MICAS.

Descripción mesoscópica

Se trata de una roca leucocrática de grano medio a grueso, con textura alotriomórfica granular, formada por cristales muy heterométricos que, a escala mesoscópica tiene apariencia muy homogénea (Foto 3). La fábrica está debilmente orientada, marcada por micas y cristales de feldepato. Superficialmente presentan una meteorización intensa, que se traduce sobre todo en la una seritización de los cristales de feldespato.

Descripción microscópica

Los granitos de dos micas presentan una textura alotriomórfica inequigranular (Foto 4). Los minerales esenciales son: Cuarzo, microclina, plagioclasa ácida, biotita y moscovita. Los minerales accesorios más comunes son apatito y circón. La clorita y la sillimanita son los minerales secundarios más frecuentes.

Cuarzo

Es inequigranular, el tamaño medio puede estimarse en torno a 1,5 mm. Presenta extinciones ligeramente ondulantes y poligonitizaciones dentro de los granos, que indican la existencia de deformación.

Feldespato potásico

Aparece en cristales subidiomórficos de tamaños que pueden superar los 3 mm, generalmente maclados según enrejado de la microclina. Parece ser más abundante que las plagioclasas.

Las pertitas son relativamente frecuentes. Existen también mirmequitas. Presenta abundantes inclusiones de plagioclasa (algunas de las cuales tienen núcleos de feldespato potásico), micas (sobre todo moscovitas), cuarzo y apatito preferentemente acicular. A su vez, el feldespato potásico aparece frecuentemente incluido en cristales de plagioclasa. Prácticamente todos los cristales presentan alteraciones sericíticas en mayor o menor medida, unas veces a favor de los planos de exfoliación y otras en manchas irregulares de intensidad variable.

Plagioclasa

Los cristales en que aparecen son subidiomórficos e inequigranulares, con un tamaño medio de 2,5 mm y macla polisintética. La composición de las plagioclasas es ácida ($An_{10\text{-}15\%}$). Se observan frecuentes inclusiones de feldespato potásico, micas y apatito. También suelen presentar fenómenos de sericitización que delimitan una zonación concéntrica, en la que el núcleo es más ácido que el borde.

Moscovita

Aparece en secciones longitudinales bien desarrolladas de, aproximadamente, 1,5 mm de tamaño medio. También en pequeñas "pajuelas" incluidas en feldespatos con disposición paralela u oblicua a la exfoliación de éste, o en posiciones intersticiales. Se ha observado asimismo la existencia de intercrecimientos simplectíticos entre moscovita y cuarzo, de origen probablemente tardío. Es también destacable la existencia ocasional de bordes dactilíticos como crecimiento secundario sobre el feldespato.

Algunos individuos presentan, en los planos de exfoliación, acumulaciones de minerales opacos de muy pequeño tamaño.

Biotita

Los cristales de biotita son alotriomórficos, de menor desarrollo que los de moscovita y también más escasos. Se observan, en ocasiones, intercrecimientos de ambos minerales.

En los cristales de biotita las inclusiones no son muy abundantes, se diferencian dos tipos: (a) granos de circón redondeados de pequeño tamaño y (b) acumulaciones de minerales opacos, también de pequeño tamaño, procedentes de la alteración de la biotita.

Existe una cloritización (pennitización) total o parcial de los cristales de biotita.

Apatito

Aparece en cristales aislados de tamaño máximo 250 μm o en inclusiones aciculares o secciones basales, siempre de pequeño tamaño. Es muy abundante.

II.2.2-ANFIBOLITAS

Descripción mesoscópica

En muestra de mano las anfibolitas aparecen con colores de color verde oscuro a gris verdoso, grano fino y una gran variación de unos filones a otros. El aspecto mesoscópico varía desde masivo (Foto 5) hasta presentar una marcada foliación.

Descripción microscópica

Microscópicamente se han reconocido dos tipos de anfibolitas, que se diferencian en textura, granulometría y proporción de minerales melanocráticos /leucocráticos.

(1) *Anfibolitas de Tipo I.* La roca está constituida casi únicamente por anfíbol y, en menor medida, biotita y albita, en cristales alotriomórficos que pueden ser bastante equigranulares (50 μm) o existir porfidoblastos de anfíbol y albita. La textura es masiva, en lámina delgada y no se aprecia orientación. Este tipo de anfibolitas parecen ser ortoderivadas (Foto 6a).

(2) *Anfibolitas de Tipo II*: Presentan un tamaño de grano considerablemente mayor (500 μm). La proporción de minerales leucocráticos aumenta y, por consiguiente, disminuye la de anfíbol. En este tipo se aprecia una orientación bastante evidente. Además de esto, el otro elemento textural más significativo es la presencia de acumulaciones nodulosas de anfíbol, que suelen llevar acumulaciones asociadas de titanita. El

aspecto microscópico de este tipo de anfibolitas parece apuntar hacia un origen sedimentario (Foto 6b).

En ambos tipos de anfibolitas el único mineral esencial es el anfíbol. La biotita o la plagioclasa están siempre presentes, pero en proporciones muy variables. Los minerales accesorios más significativos son: titanita, apatito e ilmenita, este último especialmente en las anfibolitas del tipo I, donde puede llegar a ser realmente abundante. En las anfibolitas de tipo II la clorita es un mineral muy frecuente, y hay evidencias de que se está biotitizando. El cuarzo y el feldespato potásico se pueden considerar también minerales accesorios.

Anfíbol

En las anfibolitas de tipo II los cristales de anfíbol son idiomórficos a subidiomórficos, con un tamaño de grano que puede superar el milímetro, (aunque generalmente son inferiores a 500 μm) y alotriomórficos en las de tipo I, el tamaño medio de los cristales porfidoblásticos está en torno a 0,7 mm.

El anfíbol es de color verde y muy pleocroico. Algunos cristales presentan bordes desflecados con aspecto distinto al de los núcleos. La composición, determinada por microsonda electrónica, de ambas zonas es ligeramente diferente: el borde es más pobre en Mg y más rico en Na y Al que el núcleo. Los anfíboles de las anfibolitas de tipo II son especialmente ricos en inclusiones. Entre estas inclusiones destacan: biotitas, ilmenitas, titanita (± circón) y algún cristal de apatito.

La composición de los anfíboles de los dos tipos de anfibolitas es diferente: en el caso de las anfibolitas de tipo I se trata de magnesio-hornblenda, con un valor medio de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)= 0,53$; en las anfibolitas de tipo II el anfíbol es pargasita ferrosa y hornblenda pargasítico-ferrosa, con un valor medio de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)= 0,31$.

Biotita

Los cristales de biotita no son muy frecuentes, aunque siempre están presentes. Aparecen en secciones longitudinales de tamaños medios aproximados que oscilan entre 200 μm en las anfibolitas de tipo I y 500 μm en las de tipo II. La biotita en estas rocas parece ser un mineral secundario: en las anfibolitas del tipo I la biotita está asociada al anfíbol (parece proceder de

él), mientras que en las de tipo II la biotita parece proceder de la clorita y es mucho menos abundante. Son frecuentes las inclusiones de ilmenita.

La composición química, determinada por microsonda electrónica refleja un valor medio de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)= 0,54$ para las biotitas de las anfibolitas de tipo II .

Los cristales de biotita presentan localmente una alteración (posiblemente prehnitización) en bandas con forma de huso paralelas a los planos de exfoliación.

Plagioclasa

Aparece en blastos alotriomórficos de tamaño variable, generalmente comprendido entre 500 μm y 1 mm. La plagioclasa es bastante frecuente en las anfibolitas de tipo II, donde ocupa posiciones intergranulares junto con cuarzo y feldespato potásico. En las anfibolitas de tipo II existen grandes metablastos poiquilíticos de plagioclasa que incluyen anfíboles, cuarzos y titanita/circón. Localmente se ha observado la presencia de mirmequitas en este tipo.

La plagioclasa de las anfibolitas de tipo I es mucho más cálcica que la de las anfibolitas de tipo II. La composición media, determinada por microsonda es An=62,3% en el primer caso y An=38,3% en el segundo.

Ilmenita

Es mucho más abundante en las anfibolitas de tipo I. Los cristales de ilmenita presentan formas redondeadas o irregulares de un tamaño medio Ø=120 μm. Se encuentran dispersos a lo largo de toda la roca, incluidos en anfíbol y biotita o asociados a los agregados de titanita.

Titanita

Es un mineral muy abundante en las anfibolitas de tipo II. La forma de aparecer en estas rocas es en pequeños cristales redondeados que forman agregados policristalinos muy irregulares, redondeados o muy elongados en los que suele haber asociados pequeños cristales de ilmenita. Estos agregados superan en muchas ocasiones el milímetro. Presentan un aspecto sucio, con baja birrefringencia, generalmente debido a la intensa alteración a leucoxeno. Asociados a la titanita en estos agregados, aparecen generalmente pequeños cristales de circón, muy difíciles de distinguir de los de titanita. La titanita

puede aparecer también en cristales muy corroidos, a veces esqueléticos y de alta birrefringencia.

Apatito

Es más abundante en las anfibolitas de tipo II. Aparece en secciones prismáticas o basales, las primeras tienen un tamaño aproximado de 500μm y las segundas de 100μm .

II.2.3-PARANEISES

Todas las muestras estudiadas han sido recogidas en las inmediaciones de los ortoneises peralcalinos. Al microscopio se ha podido identificar la existencia de diferentes tipos petrográficos, que se distinguen entre sí por variaciones considerables tanto en las proporciones relativas de los minerales, como en las formas, tamaños y relaciones texturales de los mismos, tal como ya había señalado FLOOR (1966).

Una primera separación se podría hacer en base a la existencia o no de metablastos de plagioclasa, los cuales predominan en algunas muestras y están completamente ausentes en otras. El tamaño de grano, la proporción de cuarzo y sobre todo la textura (desde granoblástica de grano fino a metablástica-lepidoblástica con zonas claramente poiquiloblásticas) darían como resultado tipos petrográficos distintos. Puesto que la existencia de estos tipos no es relevante en el presente trabajo, sólo se describirán los constituyentes minerales principales y todo el conjunto de minerales accesorios, aunque su presencia esté restringida sólo a algunos tipos petrográficos.

Descripción mesoscópica

En muestra de mano los paraneises presentan color gris oscuro o pardo, dependiendo del grado de meteorización. Son rocas de grano fino, generalmente con foliaciones muy marcadas (Foto 7). En algunas zonas existe un bandeado composicional alternante, formado por bandas biotíticas y cuarzo-feldespáticas. Las moscovitas y los minerales máficos (biotitas y en ocasiones grandes turmalinas) son casi siempre visibles a simple vista. En ocasiones se observan también metablastos redondeados de plagioclasa, alrededor de los cuales se acopla el resto de los minerales. Aunque los afloramientos son pequeños y de mala calidad, es posible observar en muchas

ocasiones pliegues de escala métrica. La meteorización puede ser muy intensa.

Descripción microscópica

Los paraneises se caracterizan al microscopio por la acusada orientación que presentan, así como por el desarrollo de metablastos de plagioclasa en algunas variedades (Foto 8). La textura es neísica y frecuentemente, aunque de modo local, se pueden ver texturas de fusión parcial, con desarrollo de micropegmatitas con puntos triples. Los minerales esenciales son cuarzo, biotita, moscovita y plagioclasa. Los minerales accesorios más destacables son andalucita, granate, turmalina y, ocasionalmente, cordierita, además de circón, apatito, etc.

Cuarzo

Es muy abundante en algunas muestras y relativamente escaso en otras, pero siempre está presente. Puede aparecer de varias formas, incluso dentro de una misma lámina:

- Como constituyente principal, junto con otros minerales, formando parte de un "mosaico" granoblástico muy frecuente en la mayoría de las muestras. Son granos de pequeño tamaño (100 μm) y xenoblásticos con contactos rectilíneos o suturados.

- En bandas de potencia variable y paralelas a la orientación general de la roca. Este tipo de cristales es de mayor tamaño (300 μm) y generalmente poseen contactos rectilíneos. En estas bandas puede haber también algunos cristales de plagioclasa.

- Como pequeñas gotículas redondeadas y orientadas dentro de los metablastos de plagioclasa. Es interesante destacar que la orientación de este tipo de cuarzo y la de las micas, dentro de los metablastos marcan, como ya había apuntado FLOOR (1966), una esquistosidad interna relicta, previa a la que se observa en la roca fuera de dichos metablastos.

- Por último también aparecen cristales de cuarzo como inclusiones dentro de otros minerales, especialmente en el tipo de metablastos mencionado. Estos cristales no presentan ningun tipo de orientación.

Micas

Estos minerales también están siempre presentes, aunque en proporciones variables. En ocasiones predomina la biotita sobre la moscovita y en otros casos ocurre a la inversa. Es muy frecuente sin embargo que ambos minerales aparezcan asociadas en las bandas lepidoblásticas. Los cristales de micas se presentan casi siempre en secciones longitudinales muy elongadas o desarrollando en "pajuelas" de menor tamaño dentro y fuera de otros minerales.

Las micas presentan una tendencia clara a estar orientadas según la dirección general de la roca. Son precisamente las micas, especialmente las moscovitas, los elementos texturales de la roca que mejor marcan esta orientación. Así pues, las formas de aparición de estos minerales son las siguientes:

- Formando bandas paralelas, muy frecuentes, donde las micas son prácticamente los únicos minerales. Aparecen como cristales relativamente grandes (500 μm), de hábito prismático y adosados unos a otros por las caras mayores.

- En pequeñas agujas o en secciones longitudinales algo más grandes, ambos incluidos en metablastos de otros minerales y orientados.

- Secciones longitudinales o no, fuera de los metablastos y de las bandas micáceas, dispersos en la roca y formando parte del mosaico granoblástico. En este caso la disposición es más arbitraria, aunque siempre guardando una cierta orientación.

Tanto las biotitas como las moscovitas tienen tendencia a rodear los metablastos orientándose paralelamente al contorno de los mismos pero nunca se han observado flexiones o curvaturas en los individuos cristalinos, es decir que la orientación la da el conjunto de los mismos.

Pueden contener inclusiones de apatito y minerales opacos. Hay que mencionar la existencia de acumulaciones de pequeñísimos cristales de minerales opacos situados en los planos de exfoliación, tanto en el caso de las biotitas como en el de las moscovitas. Dentro de las biotitas se observan, además, frecuentes halos pleocroicos de circón o monacita y, ocasionalmente, inclusiones de turmalina verde en pequeños cristales redondeados y pequeños granos de cuarzo.

Composicionalmente las micas presentan unos valores de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ que varían entre 0,59 y 0,64 para las biotitas y entre 0,45 y 0,55 para las moscovitas.

Plagioclasa

La proporción modal de la plagioclasa no es constante en todas las muestras, así, mientras en algunas es una fase mayoritaria, en otras es muy escasa. Sin embargo, el aspecto metablástico de este mineral es una característica típica de los paraneises.

Los metablastos de plagioclasa presentan formas redondeadas, ligeramente alargadas y orientadas. El tamaño medio es 500 μm o ligeramente inferior. En todos los casos, estos metablastos contienen una gran cantidad de inclusiones preferentemente de cuarzo goticular y de micas, que determinan la existencia de una fábrica interna distinta a la que se observa en la roca. Los metablastos pueden estar algo alterados (especialmente en los núcleos) y presentar bordes de grano difusos.

Además de los metablastos, hay otro tipo de plagioclasas, con hábito prismático y un tamaño medio entre 400-500 μm. Los cristales se distribuyen en la roca sin orientación aparente. Las maclas observadas son maclas polisintéticas según la ley de la albita y también maclas tipo carlsbad y periclina, esta última menos frecuente.

Las plagioclasas son albíticas. Su composición media, determinada por microsonda es de An=0,94%. Existe un proceso de sericitización no muy desarrollado que afecta a muchos de los cristales de plagioclasa.

Feldespato potásico

El feldespato potásico es mucho menos abundante que la plagioclasa no apareciendo en algunas de las muestras estudiadas. En las zonas más ricas en cuarzo, los cristales de feldespato están bien desarrollados. Más raramente este mineral puede formar parte del mosaico granoblástico que constituye la roca.

Andalucita

La abundancia de este mineral es muy restringida, sólamente se ha identificado en contadas ocasiones. Se presenta en cristales metablásticos, prismáticos, de un tamaño medio de 300-500 μm. Las inclusiones más comunes son pequeñas micas y cuarzos goticulares; menos frecuentemente se

han observado inclusiones de turmalina y minerales opacos. En ocasiones los cristales de andalucita aparecen fuertemente corroidos.

Cordierita

La cordierita es todavía más escasa que la andalucita. Presenta las mismas características texturales que ella y el mismo tipo de inclusiones. Se ha observado la existencia de una ligera pinnitización de los cristales de cordierita.

Turmalina

No se ha encontrado más que en dos de las muestras, siendo escasa en una de ellas y bastante abundante en la otra. Los cristales de turmalina aparecen según secciones prismáticas de hasta 2 mm. de tamaño. Las secciones basales tienen una ligera zonación concéntrica. También aparece como pequeños granos redondeados incluidos en otros minerales. En ocasiones, los cristales de turmalina están casi completamente corroidos por el cuarzo.

Apatito

Es un accesorio muy frecuente y siempre presente. Los cristales de apatito aparecen, bien sea como cristales bien desarrollados de Ø=500 μm de tamaño máximo, o bien como pequeñas inclusiones en otros minerales.

Otros minerales accesorios, como rutilo, circón o minerales opacos son muy escasos y siempre se presentan en cristales de pequeño tamaño. Pueden estar o no incluidos en otros minerales.

II.2.4-ROCAS ANFIBÓLICO-BIOTÍTICAS

Se han estudiado varias muestras que corresponden a los dos grupos de rocas de este tipo establecidos por FLOOR (1966), las rocas anfibólico-biotíticas de origen sedimentario y las rocas anfibólico-biotíticas de origen ígneo.

En la descripción petrográfica se ha obviado esta diferencia, dado que no se ha contado con el suficiente número de muestras para permitir caracterizar inequívocamente cada uno de estos dos tipos. A través de los análisis químicos de roca total se han diferenciado ambos tipos. Finalmente, en la interpretación geoquímica se han tenido en cuenta únicamente las rocas Anfibólico-biotíticas ortoderivadas.

Descripción mesoscópica

En líneas generales estas rocas presentan una foliación más grosera que las facies anteriormente descritas, foliación definida, tanto por la disposición de los minerales ferromagnésicos, como por la elongación de metablastos y cristales de cuarzo (Foto 9). En ocasiones se observa también un bandeado composicional paralelo a la foliación y definido por la mayor o menor abundancia de minerales máficos.

Descripción microscópica

La roca en conjunto presenta texturas grano-porfidoblásticas, más o menos poiquiloblásticas y con proporciones variables de porfidoblastos (Foto 10). En algunos casos, se observan zonas lepidoblásticas y/o nematoblásticas (definidas por biotitas y anfíbol respectivamente).

Los *porfidoblastos* son mayoritariamente de plagioclasa albítica, cuarzo y, en menor medida, microclina. El tamaño de estos porfidoblatos puede sobrepasar el milímetro. En general los porfidoblastos están rodeados por minerales máficos (biotita y anfíbol), de forma bien definida o groseramente. Al igual que ocurría con las demás facies, los cristales de minerales máficos se adaptan en conjunto al contorno de los porfidoblasto sin presentar en ningún caso muestras de deformación interna.

El *agregado granoblástico* está constituido mayoritariamente por cristales de cuarzo y feldespato potásico. El tamaño de los cristales varía notablemente de unas muestras a otras. Localmente estos agregados presentan tendencias claramente poligonales. El feldespato potásico puede ser muy escaso.

Los minerales esenciales que constituyen los Neises Anfibólico-biotíticos son: cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los minerales varietales son biotita y anfíbol. Y los minerales accesorios más frecuentes son apatito, titanita, circón, minerales opacos, granate y fluorita.

Las proporciones relativas de los minerales esenciales son bastante variables, lo cual tiene un reflejo textural. Así, la albita es muy abundante en las muestras claramente porfidoblásticas y mucho menos en las granoblásticas, donde predominan el cuarzo y el feldespato potásico.

Plagioclasa

Los cristales de plagioclasa tienen tendencia marcadamente poiquiloblástica (inclusiones de cuarzo, biotita, y anfíbol) y suelen presentar hábitos fusiformes. La plagioclasa presenta una composición media de $An_{11,7}$.

Feldespato potásico

Suele aparecer en forma de agregados granoblásticos de grano fino y relativamente equigranulares. El contenido medio de ortosa en la composición de los feldespatos potásicos es 96,52%.

Los minerales ferromagnésicos, aparecen siempre en proporciones muy variables y tienden a formar agregados dispuestos en general según la foliación principal de la roca que, sin embargo, casi nunca llegan a formar bandas lepido- nematoblásticas *s.s.*

Biotita

Es la fase ferromagnesiana más abundante, en ocasiones la única. Sin embargo la proporción relativa biotita/anfíbol es muy variable, llegando a ser en algunos casos el segundo más abundante que la primera. La relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ varía para las biotitas de esta facies entre 0,63 y 0,85, siendo el valor medio de 0,69.

Anfíbol

Es de color verde oscuro, muy pleocroico y en ocasiones idiomórfico (secciones longitudinales de hasta 2 mm). La composición de estos anfíboles, determinada por microsonda electrónica, es de hastingsita y hornblenda hastingsítica, el valor de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ es muy variable (entre 0,1 y 0,9) y el valor medio de dicha relación es 0,6.

Titanita -leucoxeno

Este mineral es muy abundante. Aparece en agregados policristalinos irregulares (en ocasiones muy elongados) de grano muy fino y aspecto sucio, el tamaño de estos agregados está entre 150 y 400 μm, aunque pueden sobrepasar los 2 mm. Esporádicamente se presenta también en cristales irregulares de hasta 150 μm de tamaño. La alteración a leucoxeno es bastante intensa, especialmente en los agregados en los que titanita y leucoxeno forman generalmente una masa en la que es imposible diferenciar un mineral de otro.

Circón

Aparece en pequeños granos, muchas veces indistinguibles de la titanita, también puede formar agregados policristalinos.

Apatito

Es bastante frecuente en este tipo de rocas, estando presente en todas las muestras estudiadas. Aparece frecuentemente en secciones longitudinales menores de 100 μm que presentan fracturas transversales. Aparece también en secciones basales de tamaño medio >100 μm.

El resto de los minerales accesorios mencionados aparecen sólo esporádicamente.

II.2.5-ORTONEISES PERALCALINOS

En el conjunto de los materiales que forman el Complejo del Galiñeiro, los ortoneises con riebeckita constituyen un conjunto intrusivo bien definido cartográficamente. Como ya se ha mencionado, la litología de este complejo está formada por cuatro facies (FLOOR, 1966): facies Galiñeiro o "común", facies Zorro, facies Magnetita y Neises Radiactivos. No todas ellas tienen la misma extensión volumétrica ni el mismo interés geológico, como se verá más adelante.

II.2.5.1-Facies Galiñeiro

Es la facies más abundante y constituye la práctica totalidad del Complejo de Galiñeiro, excepción hecha de la zona del pico del Zorro.

Descripción mesoscópica

Las rocas pertenecientes a la facies Galiñeiro tienen color gris claro y tamaño de grano fino (1 mm). La fábrica es en general planar aunque presenta una gran variabilidad, de manera que, en ocasiones, el aspecto de afloramiento es completamente masivo y la foliación apenas se aprecia. En muestra de mano se pueden diferenciar los metablastos feldespáticos y los cristales negros y verde oscuros de riebeckita y aegirina respectivamente (Foto 11). La alteración superficial (oxidación) suele ser importante. Existe además en algunas áreas (cantera de Vilaverde, por ejemplo) una cloritización apreciable a simple vista. También se ha observado un fenómeno de seritización de escaso desarrollo que afecta especialmente a los feldespatos

potásicos. Sin embargo, el grado de alteración que se observa en el afloramiento no se corresponde con su aspecto al microscopio, donde las rocas están bastante frescas, salvo aquellas recogidas en zonas de fractura o zonas de anomalías radiométricas, donde la meteorización pudo haber sido más importante.

Descripción microscópica

Se dispone de muestras de superficie y muestras pertenecientes a dos sondeos: SG-12B y SG-14B, de 46,3 y 38,3 m. de profundidad respectivamente (ver localización de los sondeos en el mapa de muestras).

La composición modal de la facies Galiñeiro es relativamente constante en cuanto a sus constituyentes principales, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, pero presenta una gran variabilidad en aquellas otras fases minerales que claramente caracterizan este tipo de roca, tal como: riebeckita, aegirina, circón, fluorita, etc. Estos minerales pueden llegar a dar concentraciones anómalamente altas en algunos puntos y estar ausentes en otros.

La textura de los ortoneises de la Facies Galiñeiro es también variable, pero puede definirse en general como granoblástica a porfidoblástica, con blastos de albita rodeados por un mosaico granoblástico de cristales de menor tamaño de otros componentes, y neísica, en cuanto a que todas las muestras presentan en mayor o menor grado orientación de sus minerales. Esta orientación está marcada principalmente por las fases melanocráticas, aunque los cristales de cuarzo y microclina también tienen tendencia a disponerse en bandas paralelas (Foto 12).

Los minerales esenciales son cuarzo, plagioclasa albítica y microclina. Como minerales varietales hay: riebeckita, arfvedsonita y aegirina (±biotita). Una de las características más llamativas de la facies Galiñeiro es la abundancia de minerales accesorios, algunos de los cuales han sido identificados por primera vez a lo largo de la realización de esta Tesis Doctoral. Destacan: Circón, fluorita, astrofilita, monacita, titanita, xenotima, bastnaesita, allanita, torita (y probablemente ferrotorita), fergusonita, aeschinita (posiblemente también samarskita), rutilo, brookita, escaso apatito y clorita secundaria. Entre los minerales opacos más comunes se pueden citar magnetita, ilmenita, esfalerita y pirita. Un estudio más detallado de estos minerales será presentado en capítulos posteriores.

Cuarzo

La proporción media con que aparece el cuarzo en la facies Galiñeiro es 28,47%. Los cristales son alotriomórficos e inequigranulares con un tamaño medio en torno a 500 μm. Los cristales presentan extinción ligeramente ondulante. La forma más común de aparición es:

- Formando parte del masaico granoblástico junto con los otros minerales, particularmente con la microclina.
- También es frecuente que aparezca en bandas paralelas de potencia variable.
- Incluido en otros minerales y especialmente en forma goticular en los cristales de albita (pequeños cristales redondeados y en ocasiones también orientados), dando texturas locales de fusión parcial.

Los bordes entre los cristales suelen ser suturados. Su aspecto es límpio, sin inclusiones.

Feldespato potásico

El contenido medio de feldespato potásico en la facies Galiñeiro es 27,73%. Se presenta en cristales alotriomórficos e inequigranulares, de tamaño aproximadamente igual al de los cristales de cuarzo o ligeramente inferior. Aparecen como:

- Formando parte del mosaico granoblástico, junto con el cuarzo.
- Formando bandas irregulares que contribuyen a dar una textura neísica a la roca. En ocasiones se ha observado que el feldespato potásico y la aegirina tienen una cierta tendencia a asociarse.

La mayoría de los individuos de feldespato potásico presentan la macla en enrejado típica de la microclina. Las inclusiones de otros minerales en cristales de feldespato potásico son frecuentes; entre dichas inclusiones cabe destacar: pequeños cristales de cuarzo goticular, de minerales opacos, de aegirina y de circón.

Se trata de microclinas prácticamente puras, el contenido medio en ortosa, determinado por microsonda electrónica, es 97,1%.

Existe una cierta alteración sericítica de variable intensidad (en ningún caso importante), que afecta de forma irregular o según los planos de exfoliación de los cristales de microclina.

Plagioclasa

Al igual que en el caso de la microclina, la abundancia plagioclasa a lo largo de la roca es muy variable, correspondiendo el valor medio a 26,81%. Los cristales de albita de esta facies son en general porfidoblásticos, con formas irregulares y bordes difusos. El tamaño frecuentemente sobrepasa el milímetro. La mayoría de los individuos no presentan maclas, pero cuando ocasionalmente aparecen son de tipo albita y carlsbad principalmente.

Una de las características más importantes de la plagioclasa es la gran cantidad de inclusiones que presentan, entre ellas las más abundantes son de cuarzo goticular, aunque pueden contener prácticamente cualquier otro mineral existente, esto es lógico, dado el carácter blástico de la plagioclasa.

Los análisis de microsonda realizados han revelado que se trata de albitas prácticamente puras, con un contenido medio en Anortita de 0,3%.

Al igual que los cristales de feldespato potásico, la plagioclasa está en muchas ocasiones alterada en mayor o menor grado a sericita, si bien parece que en menor medida que aquellos. De todas formas, éste no es un fenómeno muy desarrollado.

Riebeckita-Arfvedsonita

La abundancia de riebeckita es también muy variable, oscila entre 0 y 26%, estando el valor medio situado en 8,6%. Hay que mencionar que este mineral únicamente está ausente en una muestra, perteneciente a la cantera de Vilaverde, donde toda la riebeckita ha sido seudomorfizada, y que en las muestras espacialmente próximas lo ha sido parcialmente. Las proporciones modales son, por ello, inferiores a la media. El tamaño de estos cristales es, en general, inferior al de los minerales leucocráticos.

Los cristales de anfíbol presentan un color verde muy intenso y pleocroismo azul oscuro a azul verdoso. La forma de aparición es:

- En cristales xenomórficos, a veces alargados y prismáticos, en secciones basales y longitudinales de color muy oscuro. Los cristales pueden estar más o menos orientados según la foliación de la roca,

formando bandas oscuras (negras en muestra de mano) de pequeño espesor y alternantes con las cuarzo- feldespáticas de color claro.

- Además son muy frecuentes los cristales aislados de anfíbol, dentro del mosaico granoblástico, junto con los otros minerales.

Ocasionalmente el anfíbol contiene inclusiones de minerales "pardos" y "rojizos" (ver apartado II.2.5.4) cuyo interés reside en que son portadores de tierras raras.

La composición de los anfíboles determinada por microsonda electrónica, permite clasificarlos como riebeckitas y arfvedsonitas (Fig III.1). Los valores de las relaciones $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ varían entre 0,6 y 1, estando el valor medio situado en 0,94.

En general el aspecto de los cristales de riebeckita-arfvedsonita es bastante fresco y sólo en ocasiones se han visto fenómenos de alteración, entre éstos se pueden destacar los siguientes:

I) Sustitución total o parcial de riebeckita/arfvedsonita por cuarzo + magnetita. Este es el modo de alteración más importante de la riebeckita en el Complejo del Galiñeiro, aunque es un fenómeno muy localizado. La reacción que creemos que ha tenido lugar es, de forma esquemática:

Riebeckita → Magnetita + Cuarzo (+ feldespato)

la operatividad de esta reacción ha sido comprobada por microsonda electrónica y queda perfectamente ilustrada en la foto 13.

II) En algunas muestras recogidas en la cantera de Vilaverde los seudomorfos de anfíbol incluyen también abundante clorita. En este caso la reacción propuesta es:

Riebeckita + Feldespato → Cuarzo + Clorita + Magnetita

La foto 14 muestra claramente la coexistencia de los 3 minerales (cuarzo, clorita y magnetita) en un mismo seudomorfo de anfíbol.

III) La riebeckita y las asociaciones de riebeckita y aegirina pueden estar, en ocasiones, seudomorfizadas por una mezcla pardo-amarillenta de minerales de grano muy fino, cuyo aspecto parece corresponder a

filosilicatos (Foto 15) y cuya composición química, determinada por microsonda electrónica, consiste esencialmente en Si, Al y Fe.

Aegirina

La abundancia de aegirina es sensiblemente inferior a la de riebeckita. Su proporción modal no excede nunca el 14% e incluso en muchas de las muestras no existe. El contenido medio en la facies Galiñeiro es 5,3%. Se trata de cristales de aspecto variable, de color verde muy claro o, en ocasiones, verde muy intenso y alta birrefringencia. Los cristales son alotriomórficos, redondeados, raramente están bien desarrollados (tamaño medio en torno a 200 μm) y casi siempre aparecen fracturados.

Pueden aparecer de las siguientes formas:

- Formando bandas de pequeño espesor, generalmente asociadas a otros minerales.
- Cristales aislados dentro del mosaico granoblástico.
- Formando agregados policristalinos, no orientados que, en ocasiones dan la impresión de ser relictos de un cristal esquelético de mayor tamaño (hasta 2,5 mm).

La composición media del piroxeno, determinada por micronda electrónica, muestra un 93% de componente aegirínico.

Es muy frecuente que los cristales de aegirina aparezcan parcialmente alterados a los anteriormente mencionados óxidos de hierro (para FLOOR, 1966 se trataría de limonita). Este tipo de alteración da un aspecto pardo amarillento o rojizo, más intenso cuanto mayor sea el grado de alteración. Esta misma alteración afecta a las riebeckitas cuando se hallan en agregados en contacto con las aegirinas. Otro aspecto de este fenómeno, observado en algunas ocasiones, recuerda más a leucoxeno por el color y el aspecto pulverulento que a óxidos de Fe. Sin embargo ha de tratarse necesariamente de Fe, ya que este mineral no tiene el Ti suficiente para formar óxidos.

Biotita

Es un mineral generalmente ausente o muy escaso en la facies Galiñeiro (contenido medio= 0,18%). Forma cristales siempre pequeños y frecuentemente asociados a aegirina. Son muy comunes las inclusiones de minerales opacos en biotita.

Composicionalmente se trata de biotitas muy férricas, con un valor medio de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0,91$.

Los cristales de biotita están afectados frecuentemente por fenómenos de alteración intensos, entre los que destacan los siguientes:

- Cloritización. Especialmente intenso en zonas como la citada Cantera de Vilaverde, donde las biotitas están casi completamente transformadas. La clorita resultante es de color verde muy intenso, pleocroica, con tonos amarillentos, microtextura interna esferulítica y hábito completamente irregular. Se trata de chamosita. Además de cristales bien formados, hay un entramado de clorita que rellena fracturas intra e intergranulares.

- Un segundo tipo de alteración consiste en la aparición de minerales filosilicatados en pequeñas bandas en forma de huso, dentro de los cristales y paralelos a sus planos de exfoliación.

- En una ocasión se ha observado la presencia de filosilicatos fibrosos alterados, con puntos de leucoxeno o minerales pardos titanados incluidos, parecen ser biotitas desferrificadas.

Circón

Este es uno de los minerales más interesantes tanto por su abundancia, anómalamente elevada, como por su capacidad potencial de contener elementos de las tierras raras e Y. Está prácticamente presente en todas las muestras de la facies Galiñeiro, aunque en proporciones muy variables; el contenido medio de circón modal en esta facies es 0,63%.

Los cristales de circón pueden presentarse de varias formas:

- La forma más frecuente es en agregados o masas irregulares de pequeños granos redondeados (inferiores a 50 μm), de color pardo muy oscuro y aspecto sucio (Foto 16). En estos agregados es frecuente la asociación del circón con otros minerales como riebeckita, minerales "rojizos", minerales "pardos", minerales opacos, biotita y aegirina. Es de destacar la similitud de algunos de estos agregados con alteraciones de minerales de Ti tipo leucoxeno. En general, en las rocas del Complejo del Galiñeiro los circones presentan un aspecto poco común en rocas ígneas, por ello son muy fáciles de confundir en lámina delgada con otro tipo de minerales como xenotimas o titanitas,

especialmente si los cristales de circón son de pequeño tamaño, como es el caso de los que forman los agregados descritos.

- Otra forma de aparición del circón es en cristales subidiomórficos o idiomórficos bien desarrollados, con tamaño medio aproximado de 300 μm, a veces presentando bordes corroidos. Los cristales de circón de este tipo generalmente presentan un aspecto más limpio y un color más claro que los de los agregados anteriormente citados. Muchos de los individuos presentan frecuentemente zonaciones (Foto 17). Los núcleos suelen estar enriquecidos en hierro frente a los bordes. Sobre estos aspectos se hablará más ampliamente en el capítulo de mineralogía.

- Otra forma en que pueden aparecer los cristales de circón es en masas globulosas dispersas en la roca que generalmente presentan fracturas radiales y que se disponen creciendo a partir de un pequeño grano muy oscuro y en ocasiones isótropo (Foto 18). Esta variedad de circon es muy poco frecuente y se presenta un tamaño intermedio entre el de los granos de los agregados y el de los cristales mejor desarrollados.

Se ha realizado un estudio detallado de los circones, especialmente en relación a sus características tipológicas y composición química, que se tratará específicamente en capítulos posteriores.

Fluorita

La fluorita está presente prácticamente en todas las muestras de la facies Galiñeiro, su proporción media es próxima a 0,1%. Los cristales de fluorita son siempre alotriomórficos, con formas redondeadas o globulosas y mostrando tamaños muy variables.

Las formas de aparición más frecuentes son:

- Ocupando posiciones intergranulares.
- Como pequeñas inclusiones en otros minerales (frecuentemente feldespatos).
- Dispersos en el mosaico granoblástico que constituye la roca, sin que pueda apreciarse ninguna relación específica con los minerales vecinos.

- Asociada a minerales máficos como riebeckita y biotita. También formando parte de los agregados poliminerálicos de minerales accesorios.
- Formando agregados de varios cristales, siempre xenomórficos.

Por lo que respecta al color, se han distinguido dos variedades de fluorita: una incolora y poco frecuente y otra con una fuerte tonalidad violeta.

Hay que mencionar que, con el fin de identificar la posible existencia de Y-fluorita, se han realizado gran cantidad de análisis cualitativos por EDAX, sin que, en ningún caso, se haya detectado la presencia de esta variedad.

Astrofilita

Este mineral ha sido hallado en contadas ocasiones. Aparece en cristales de hábito prismático muy elongado y bien desarrollado, con tamaño medio inferior a 500 μm (Foto 19) y un color pardo-anaranjado muy peculiar. Tiene un pleocroismo muy intenso, desde amarillo a naranja.

Parece haber una clara asociación textural entre astrofilita, riebeckita y aegirina. Frecuentemente forma agregados de varios cristales entrecruzados. En conjunto, los cristales de astrofilita se disponen dentro de, y paralelamente a, las bandas formadas por los minerales máficos, contribuyendo a acentuar el carácter orientado de la roca.

Clorita

Es el principal mineral de alteración de la biotita. Determinaciones por microsonda indican que se trata de chamosita.

Minerales opacos

Son relativamente abundantes en muchas muestras y extraordinariamente abundantes en otras, pudiendo llegar hasta el 6,5% modal. Los estudios por microscopía óptica de reflexión y microsonda electrónica han permitido determinar la presencia de:

Magnetita: Aparece en 4 variedades texturales diferentes:

- En cristales diseminados en el mosaico granoblástico de la roca. Los cristales son muy heterométricos, aunque el tamaño medio está en torno a 100 μm.

- En cristales dispuestos en los agregados policristalinos de minerales portadores de tierras raras.

- En cristales incluidos en otros minerales y que presentan un tamaño variable y contornos rectilíneos.

- Formando parte, junto con albita, de la seudomorfosis de minerales anteriores (posiblemente aegirinas). En alguna ocasión se ha comprobado la presencia de titanomagnetita.

Ilmenita: Junto con la magnetita es, presumiblemente, el mineral opaco más abundante.

Esfalerita: Muy frecuentemente aparece asociada a cristales de pirita y a los agregados formados por los minerales "pardos" y "rojizos" portadores de tierras raras.

Pirita: Puede aparecer asociada a esfalerita o incluida en otros minerales, tal como biotita, plagioclasa, etc. y, más raramente, en cristales aislados alotriomórficos y de unas pocas micras de tamaño.

Calcopirita: Sólo identificada en alguna ocasión, asociada a pirita.

-Además no son infrecuentes los óxidos de hierro de alteración y los óxidos de titanio.

De los cuatro primeros minerales se dispone de análisis cuantitativos por microsonda electrónica.

Minerales Portadores de Tierras Raras: Bastnaesita, Minerales "Pardos" y Minerales "Rojizos"

Hasta ahora se han tratado los minerales accesorios de forma individual, ya que su identificación no planteaba ningún problema. Sin embargo, existe una serie de minerales que, por su importancia y por que en muchas ocasiones resulta imposible una identificación individualizada de los mismos, se tratarán en conjunto. Todos ellos tienen en común que en sus estructuras pueden alojar grandes cantidades de tierras raras y son, en nuestra opinión, los responsables de los altos contenidos en tales elementos en el Complejo del Galiñeiro. Se considera en primer lugar la bastnaesita, cuya identificación microscópica no es problemática, debido a sus características ópticas diferenciales. En segundo lugar se incluyen aquellos minerales cuya

identificación requiere de técnicas más sofisticadas que el microscopio, debido a que frecuentemente aparecen concentrados en agregados de tamaño muy pequeño, lo que dificulta enormemente su individualización.

Bastnaesita. Se trata de un mineral accesorio que aparece en la mayoría de las muestras estudiadas, en algunas de las cuales puede llegar a ser relativamente importante. Se presenta en cristales incoloros de alta birrefringencia y con formas irregulares. Las morfologías más frecuentes son las siguientes:

- Cristales de tamaño variable (50μm de tamaño medio) incluidos en agregados poliminerálicos formados por otros minerales portadores de tierras raras, esfalerita, circón, torita, titanita, allanita, fluorita, biotita alterada, etc.

- Cristales redondeados incluidos en fases principales, esencialmente en la plagioclasa.

- Cristales aislados, de hasta Ø=200 μm de tamaño presentando casi siempre formas globulosas.

- Cristales redondeados y de pequeño tamaño que ocupan posiciones intercristalinas.

En el complejo del Galiñeiro la bastnaesita es uno de los minerales más significativos y principal concentrador de tierras raras ligeras. Este mineral se tratará más ampliamante en el capítulo de mineralogía, en él se incluyen fotos de diferentes aspectos y modos de aparición de la bastnaesita.

Minerales "Pardos" y Minerales "Rojizos". Se han utilizado los términos de minerales "pardos" y minerales "rojizos" para definir a un grupo de minerales que aparecen aislados o, más frecuentemente, en agregados y cuya identificación e individualización microscópica resulta muy difícil. Estos términos se refieren únicamente al aspecto de los minerales bajo el microscopio, ya que se ha podido constatar mediante microscopía electrónica y microsonda, la presencia, entre otras, de las siguientes especies minerales: xenotima, allanita, titanita, torita (y ferrotorita), fergusonita, aeschinita y posiblemente otras fases minerales como samarskita.

El aspecto de todos estos minerales en lámina delgada es muy variable, pudiendo presentarse como:

- Cristales de varios minerales asociados en agregados. Esta es la forma más frecuente e interesante de encontrar los minerales portadores de tierras raras. Los agregados son siempre de forma irregular y tamaño variable que no suelen exceder de 1 mm, de colores rojizos o pardos, siempre oscuros de diferentes tonalidades y que pueden contener, además de los minerales portadores:

  - Minerales opacos (magnetita, ilmenita, sulfuros de hierro, etc).
  - Cristales de esfalerita de color rojo fuerte.
  - Pequeños granos de circón de aspecto sucio.
  - Ocasionalmente anatasa en pequeños cristales (100 μm) redondeados de color azul verdoso y brillo metálico.
  - Biotitas alteradas, etc.

- Cristales aislados con formas redondeadas, incluso botroidales, o completamente irregulares, de tamaño variable, pero siempre inferior al milímetro

- Pequeños granos rojizos redondeados incluidos en otros minerales.

A menudo, los minerales portadores de tierras raras que forman los agregados presentan fuertes intercrecimientos. Así, se han podido identificar, mediante imágenes de electrones retrodispersados (ERD), intercrecimientos completos entre bastnaesita, torita y aeschinita o entre fergusionita y circón. Una descripción más completa de todos estos minerales se aporta en el capítulo de mineralogía, ilustrado con numerosas fotos de los aspectos más característicos.

II.2.5.2-Facies Zorro

Una vez descrita la Facies Galiñeiro, y dado que la petrografía de las demás facies del Complejo del Galiñeiro es básicamente la misma, en la descripción que sigue resaltaremos únicamente aquellos aspectos texturales o mineralógicos que sean distintos a los ya descritos.

La textura descrita para la facies Galiñeiro se diferencia de la de la facies Zorro por la existencia de una foliación más grosera (Foto 20), debido principalmente al mayor tamaño de los cristales de cuarzo, y un aspecto general ligeramente más fracturado y menos granoblástico.

La composición mineralógica es cualitativamente idéntica a la de la facies Galiñeiro, aunque varían las proporciones modales, así como algunas características específicas que citaremos a continuación.

En la facies Zorro la *microclina* toma el papel textural que tenía la albita y consecuentemente su proporción aumenta, siendo su contenido modal medio de 31,36%. Los cristales de microclina aparecen como grandes blastos de tamaño superior al milímetro, con maclas de tipo carlsbad y en enrejado (Foto 21), que, prácticamente nunca desarrollan pertitas. Como inclusiones más frecuentes, los cristales de microclina presentan cuarzo goticular y, en menor proporción, cristales de riebeckita y minerales "rojizos". Es frecuente que los cristales de microclina estén ligeramente sericitizados. La composición determinada por microsonda electrónica muestra la pureza de la microclina, el contenido medio de ortosa en dichas microclinas es de 97,3%.

Los cristales de *albita* pueden aparecer también en grandes blastos con el tamaño y las características de los de la facies Galiñeiro, pero siempre en cantidades sensiblemente menores (contenido modal medio= 24,49%). Poseen inclusiones de pequeños cristales de biotita, de cuarzo goticular y, en menor proporción, cristales de apatito y minerales "rojizos". La plagioclasa es albita muy pura cuyo contenido medio en anortita es 0,05%. La seritización es menos intensa que en el caso de las microclinas.

La riebeckita se presenta en cristales siempre alotriomórficos y no muy bien desarrolladas. Este mineral puede incluir ocasionalmente minerales "rojizos", como ya ocurría en la riebeckita de la facies Galiñeiro.

La aegirina es es más escasa que en las facies Galiñeiro y Magnetita, su contenido modal medio es 1,3%. El hábito, color y textura de la aegirina son los mismos que los descritos para la facies Galiñeiro. Algunos cristales presentan inclusiones de minerales opacos de tamaño muy pequeño, así como una ligera alteración de color pardo.

La astrofilita presenta las mismas características que la descrita anteriormente, salvo que su hábito es mucho más acicular y es más escasa que en la facies Galiñeiro.

En la facies Zorro las fases melanocráticas (riebeckita + aegirina) constituyen un 7,5% (valor modal medio) del total de la roca. Este valor es

bastante inferior a los valores medios de ambos minerales en la facies Galiñeiro.

También la composición química de los minerales en la facies Zorro es muy similar a la que presentan en la facies Galiñeiro.

II.2.5.3-Facies Magnetita

En esta facies, se dispone de muestras de superficie y muestras de dos sondeos, realizados por ERCROS SA: Sondeos SG5 y SG6, de los que se han recogido muestras hasta 17 y 12 m. de profundidad respectivamente. La estructura mesoscópica (Foto 22) es similar a la descrita para la facies Galiñeiro.

Al ser ésta una facies marginal y en tránsito gradual con la facies Galiñeiro, no hay grandes diferencias composicionales ni texturales.

La textura microscópica de la facies Magnetita (Foto 23) es también muy similar a la de la facies Galiñeiro, ambas facies se diferencian entre si esencialmente por la mayor proporción de magnetita en la primera, que pasa de ser 0,8% modal (valor medio) en la facies Galiñeiro a 2,75% en la Magnetita.

Algunas de las características petrográficas de la facies Magnetita son las siguientes:

Cuarzo goticular puede ser muy abundante en algunas muestras, el tamaño de los cristales suele ser mayor que el que presenta en la facies Galiñeiro, están incluidos en plagioclasa y microclina y parecen ser exhudaciones por segregación metamórfica durante la deformación hercínica.

Las *plagioclasas* y *feldespato potásico* y especialmente este último pueden presentar fenómenos de seritización bastante intensos. Dentro de los cristales de albita se pueden encontrar inclusiones de cualquiera de los minerales existentes. El contenido medio en anortita de las plagioclasas es 0,39% y el contenido medio en ortosa de los feldespatos potásicos es 97,38%.

La riebeckita presenta un valor medio de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ = 0,89. Parece estar, en general, más alterada que la de la facies Galiñeiro y la proporción en la que aparece es también muy inferior (contenido modal

medio= 4,1%). Los productos de alteración observados en riebeckitas de esta facies son los mismos que los descritos para la facies Galiñeiro.

La aegirina aparece con un contenido modal medio de 2,67%, valor muy inferior al que presenta la facies Galiñeiro. La composición de la aegirina en la facies Magnetita muestra un componente aegirínico medio de 95,7%. Aparece en cristales muy oscuros y con frecuencia alterados. Es de destacar la existencia de algún agregado relativamente grande formado por aegirina y fluorita.

La titanita, aunque no muy abundante, está presente prácticamente en todas las muestras. Los cristales de titanita son bastante idiomórficos cuando aparecen aislados y su tamaño puede llagar hasta 200 μm. Suelen, sin embargo, presentarse en agregados de varios individuos. Ocasionalmente la titanita se encuentra alterada a leucoxeno.

La magnetita aparece en todas las muestras estudiadas, pero en proporciones variables. La proporción de minerales opacos (la mayor parte de los cuales corresponden a magnetita) aumenta drásticamente en esta facies (valor medio= 2,75%) respecto a la facies Galiñeiro (valor medio=0,89%) y Zorro (valor medio= 0,26%). Es de este alto contenido en magnetita de donde toma su nombre esta facies.

Se presenta en cristales de tendencia cúbica, y con contornos casi siempre rectilíneos. La magnetita puede aparecer en:

- Cristales aislados de hasta 700 μm de tamaño.
- Menos frecuentemente aparece en agregados de varios individuos.
- Incluidos en cuarzo o feldespato potásico.

Hay que mencionar la existencia ocasional de seudomorfos de minerales previos, de hábito rectangular o redondeados y pequeño tamaño (entre 50 y 250 μm) incluidos en los blastos de plagioclasa. Estos seudomorfos están formados por albita y una gran cantidad de cristales cúbicos, muy pequeños, de magnetita de aproximadamente 5 mm de diámetro (a estos fantasmas nos referíamos al describir la 4º forma de aparición de la magnetita en la facies Galiñeiro), (Foto 24). Es probable que el mineral al que seudomorfizan sea aegirina, puesto que la desestabilización de este mineral en presencia de albita podría perfectamente dar como producto magnetita y una nueva albita.

El circón puede aparecer en agregados de hasta 700 µm de aspecto sucio y grano muy fino. En estos agregados con inclusiones de minerales opacos y minerales "rojizos". Hay también cristales de circón idiomórficos muy bien desarrollados.

La clorita se presenta en cristales de color verde intenso y muy pleocroicos, probablemente proceden de alteración de biotita. Además de seudomorfizar otros minerales, la clorita se encuentra también rellenando fracturas intra e intergranulares. A partir de los datos de microsonda se ha determinado que los tipos de clorita presentes en la facies Magnetita, son fundamentalmente diabandita y brunsvigita.

En algunas muestras no existen anfíboles ni piroxenos. En este caso, los únicos minerales melanocráticos presentes son el circón y la magnetita.

Se ha realizado un listado de valores medios de porcentajes modales de algunos minerales en las muestras de superficie y en las de los sondeos SG5 y SG6 de la misma facies para ver si existía variación en la abundancia de alguno de estos minerales con la profundidad (Tabla I.1).

	Superficie	Sondeo 5	Sondeo 6
Plagioclasa	27,0	25,1	22,6
Feldespato K	27,4	21,2	26,3
Riebeckita	4,2	2,3	5,6
Aegirina	4,2	0,0	0,0
Circón	0,5	1,3	0,8
Min. R+P.	0,6	1,6	1,0
M. Opacos	2,1	3,9	3,7

Tabla II.1. Composiciones modales medias de las muestras de superficie y sondeos de la facies Magnetita.

Puede observarse que las proporciones de los minerales esenciales cuarzo, albita y microclina prácticamente no varían. Sin embargo, la aegirina desaparece, aumenta la cantidad de circón y la de minerales "rojizos" + "pardos" (Min. R+P). Cabe destacar por último el drástico aumento en la cantidad de minerales opacos en las muestras de sondeos.

Las composiciones de minerales de la facies Magnetita son similares a las de los mismos minerales de las facies Galiñeiro y Zorro, ya descritas.

II.2.5.4-Neises Radiactivos (rocas metasomáticas)

Representan las rocas más peculiares del Complejo del Galiñeiro, tanto geoquímica como petrográfica y mineralógicamente. Los altos contenidos en metales raros y lantánidos, típicos de todo el complejo son, en esta facies, aun más elevados y por ello los procesos de acumulación que hayan tenido lugar en este caso particular, deben ser explicados al margen del resto de las facies. Tales procesos serán discutidos en el capítulo dedicado a geoquímica.

El nombre de neises "*Radiactivos*" no es arbitrario y refleja la peculiaridad composicional más importante de estas rocas. En 1959, el Instituto Geológico y Minero de España (ahora ITGE) realizó un mapa radiométrico y tres sondeos de 25 m de profundidad cada uno, cuyas muestras fueron estudiadas por ARRIBAS (1963). De esta forma se determinaron la existencia de altos contenidos en tierras raras y metales raros, así como una anomalía radiométrica importante. Estas observaciones han sido corroboradas más tarde por por los trabajos de exploración realizados por la Compañía minera ERCROS SA , así como a lo largo de la realización de esta Tesis Doctoral. Los Neises Radiactivos, por tanto, toman su nombre de acuerdo con su característica "a priori', más significativa: los anómalos contenidos en elementos radiactivos. Sabemos, sin embargo, que esta no es la única ni la más importante característica de estas rocas, sino que va acompañada por concentraciones también anómalamente elevadas de otros elementos.

Hay que destacar que en toda el área existen sólo dos pequeños afloramientos de neises Radiactivos, que además están intensamente alterados. Afortunadamente hemos dispuesto de un gran número de muestras de los sondeos realizados por ERCROS SA, lo que nos ha permitido hacer un muestreo adecuado, tanto para petrografía como para geoquímica.

De manera general, los Neises Radiactivos en relación a la facies Galiñeiro, presentan las diferencias texturales y mineralógicas que a continuación se exponen:

- En primer lugar, tienen una fábrica mucho menos foliada y orientada (Foto 25). Al microscopio aparecen con texturas marcadamente granoblásticas inequigranulares y muy variable de unas zonas a otras. La fábrica neísica puede llegar a ser difícil de ver. La orientación de la roca está marcada fundamentalmente por los minerales máficos, que se concentran en bandas. En algunas muestras la textura microscópica

hace pensar en una posible cataclasis previa, prácticamente borrada por la posterior recristalización. Es obvio, sin embargo, el aspecto fracturado general de la roca. Se trata de fracturas intra e intergranulares, frecuentemente rellenas por óxidos de hierro.

- Localmente y, dentro de este mosaico granoblástico los minerales definen una foliación marcada fundamentalmente por la elongación de los cristales de cuarzo y minerales máficos (biotitas y agregados elongados de circón) (Foto 26). En las muestras donde la biotita es más abundante existen zonas de tendencia lepidoblástica, sin llegar a ser generalizadas dentro de una misma muestra.

- El cuarzo es en general el mineral dominante, aunque su abundancia es variable. El tamaño es igualmente variable, pero comunmente está en torno a 500 μm. Presenta extinciones fuertemente ondulantes y contactos homofásicos suturados. Es frecuente la existencia de pequeños cristales de este mismo mineral (cuarzos nuevos) libres de deformación.

- Mineralógicamente, sin embargo, una de las principales diferencias respecto al resto de las facies peralcalinas es la ausencia de riebeckita y aegirina y el aumento de la proporción de biotita, aunque la proporción de ésta varía sensiblemente de unas muestras a otras. Las composiciones en Fe y Mg de las biotitas de esta facies son muy variables.

- En muy contadas ocasiones se ha podido observar anfíbol, en este sentido es importante hacer notar que, al contrario de lo esperado, se trata de un anfíbol ferro-magnesiano en lugar de sódico. Las determinaciones por microsonda electrónica han puesto de manifiesto que se trata de grunerita. Esta misma conclusión había ya sido mencionada por FLOOR (1966) a partir de análisis de Difracción de RX. Este mineral presenta aspecto fibroso, de color pardo-verdoso, claro y de alta birrefringencia (Foto 27).

- Especialmente notable, por su interés petrológico y económico es el aumento de los minerales que llamamos "pardos" y "rojizos" (minerales portadores de tierras raras). La elevada proporción modal de estos minerales (ver Tabla II.2) explica perfectamente los altos

contenidos en tierras raras y metales raros que caracterizan a los Neises Radiactivos.

Estos minerales rojizos son además muy abundantes como inclusiones en blastos de plagioclasa o dispersos en la matriz, en ambos casos pueden presentar una corona de material pardo de alteración o, menos frecuentemente, estar rodeados por un agregado microcristalino que recuerda mucho a los agregados de circón ya descritos. Además, cuando están incluidos en plagioclasa puede desarrollarse a partir de ellos una red de microfracturas radiales en el mineral que los contiene.

- Tal como se desprende de las descripciones que se han hecho de los agregados que incluyen estos minerales "pardos" y "rojizos", al aumentar la proporción de estos minerales, aumenta también la proporción de circón. En estas rocas los circones se presentan siempre en agregados policristalinos irregulares y con disposición muy elongada y paralela a la foliación principal de la roca. Son muy oscuros y de aspecto turbio. En ocasiones se han visto bandas de 1-2 cm formadas exclusivamente por agregados de circón y cuarzo. Es de mencionar el hecho de que en ocasiones aparecen agregados elongados de circones dispuestos oblicuamente a la foliación. En este caso se interpretan como debidos a removilizaciones posteriores a la deformación hercínica.

- La proporción de fluorita es muy variable, en algunas muestras puede llegar al 3% y estar ausente en otras (Foto 28). En general este mineral es más abundante en las muestras de superficie y muestras más superficiales de los sondeos.

En ocasiones se han identificado zonas brechoides hidrotermalizadas, con textura cataclástica, trituración de cristales y formación de una matriz de grano muy fino y composición fundamentalmente clorítica. En esta matriz hay clastos dispersos de tamaños variables y bordes angulosos de minerales previos a la fracturación. Se observan abundantes minerales opacos, con fracturas intragranulares, a veces rodeados por una delgada capa de material clorítico y que pueden incluir óxidos de Fe de formas globulosas. Cuando esto ocurre estos minerales rojizos están rodeados por una película de pequeño espesor de posible cuarzo (el tamaño de grano es lo suficientemente pequeño para impedir una identificación óptica precisa).

Hay que destacar el hecho de que determinadas características mineralógicas y texturales de los Neises Radiactivos parecen cambiar simultáneamente: a medida que la roca se hace más biotítica aumenta el contenido en feldespato potásico, mientras que disminuyen la cantidad de circón modal y de minerales "rojizos" y "pardos".

Parece claro, por tanto, que no existe una facies definida de Neises Radiactivos, con características constantes, sino que estamos ante una roca con una fuerte transformación metasomática y que, por ello, presenta una gran variabilidad, oscilante entre dos extremos. En algunos sondeos se observa la variación progresiva entre ambos extremos desde muestras de superficie (más transformadas y, por ello, más enriquecidas en ciertos minerales/elementos) hasta las muestras más profundas (menos transformadas, por tanto menos enriquecidas). En otros sondeos ocurre al revés (las muestras más superficiales son las menos transformadas), y en algunos casos la variabilidad es tan grande que no se se puede hablar de secuencia. Esta disposición es característica de la existencia de bandas metasomáticas irregulares que en este caso serían cortadas oblicuamente por los sondeos.

Todos estos comentarios están apoyados en datos geoquímicos y plantean un problema de interpretación que se discutirá más adelante en esta memoria y que, de momento, no hemos hecho más que esbozar.

Por consiguiente y para dar cuenta de la variabilidad arriba mencionada, hemos dividido los neises Radiactivos en dos grupos:

Neises Radiactivos, a los que llamaremos RAD-1 (Foto 29)

Neises Radiactivos, a los que llamaremos RAD-2 (Foto 30)

Combiene aclarar que a lo largo de esta memoria se utilizarán indistintamente los términos "Neises Radiactivos" y "Rocas Metasomáticas", puesto que, como acabamos de mencionar, no creemos que se trate de una facies originalmente distinta, sino de rocas cuya naturaleza se ha visto intensamente transformada por procesos posteriores.

Las diferencias mineralógicas entre las facies de ortoneises peralcalinos y de los neises Radiactivos serán descritas en el apartado siguiente.

II.3. COMPOSICIONES MODALES. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS RELACIONES ENTRE LAS FACIES.

Este capítulo se dedica al estudio de la composición modal de las facies del Complejo del Galiñeiro, con una doble finalidad:

- Por una parte describir cuantitativamente la composición mineralógica de las rocas.

- Por otro lado, y teniendo en cuenta el origen metasomático de los Neises Radiactivos, estudiar mediante técnicas estadísticas de multivariación (Análisis de Cluster y de Componentes Principales), las relaciones cuantitativas entre las facies, para así:

  (1) Determinar los posibles grupos naturales identificados cuantitativamente y ver que correspondencia guardan con las facies Galiñeiro, Zorro y Magnetita, a partir de criterios cualitativos.

  (2) Determinar los posibles vectores de transformación de una facies en otra por los procesos metasomáticos anteriormente mencionados.

Se han realizado contajes modales de 1000 puntos cada uno en 159 láminas delgadas diferentes, de las cuales 3 corresponden a las rocas Anfibólico-biotíticas y el resto (156) a las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro y a las rocas metasomáticas, distribuidas de la siguiente manera:

- 50 láminas delgadas a la facies Galiñeiro
- 33 láminas delgadas a la facies Magnetita.

- 5 láminas delgadas a la facies Zorro.
- 68 láminas delgadas a los Neises Radiactivos de ambos tipos, en muestras pertenecientes a sondeos, (excepto 2 de superficie).

Los resultados se exponen en las tablas de los Apéndices, y las medias de cada facies en la Tabla II.2. En la Fig. II.2 se proyectan todas las composiciones modales en el triángulo de clasificación de STRECKEISEN (1976). En dicho triángulo toda la plagioclasa se ha considerado como feldespato alcalino, ya que se trata de albita prácticamente pura. Todas las muestras de las facies Galiñeiro, Zorro y Magnetita se clasifican como granitos con feldespato alcalino, mientras que las muestras pertenecientes a los Neises Radiactivos presentan composiciones que varían desde sienitas alcalinas hasta cuarzo-granitos, sin embargo, esto debe valorarse con precaución, puesto que se trata de rocas muy transformadas.

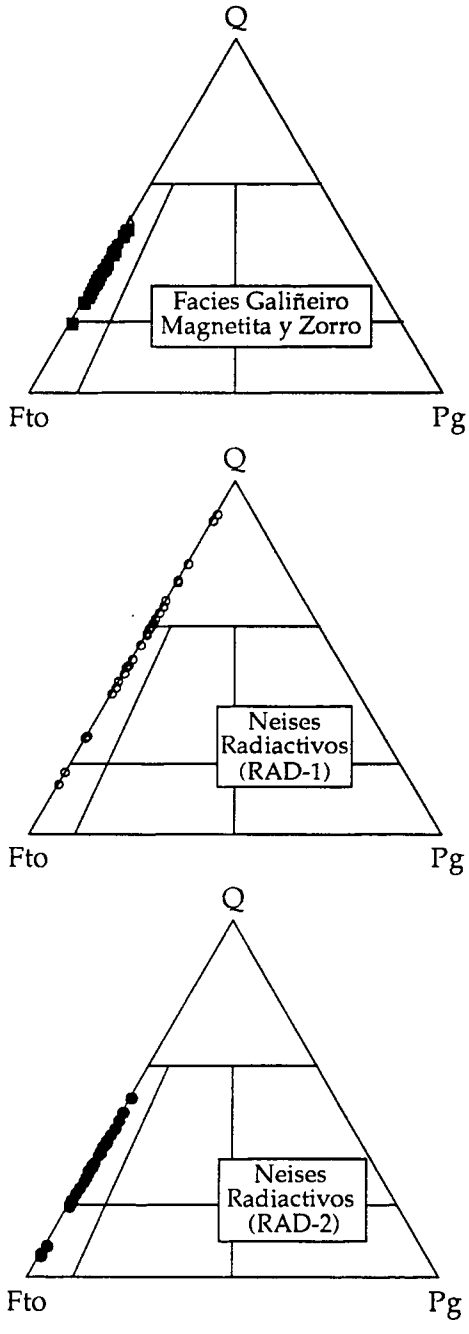


Fig. II.2. Clasificación de STRECKEISEN (1976) para las distintas facies del Complejo del Galiñeiro.

Al considerar todo el conjunto de datos de composición modal se ha visto que las muestras estudiadas pueden clasificarse, como primera aproximación, en dos grandes grupos:

(a) El primer grupo está formado por rocas de características modales muy semejantes entre si, que corresponden (salvo excepciones) a las facies Galiñeiro, Zorro y Magnetita.

	GAL.	ZORRO	MAG.	RAD-1	RAD-2
Cuarzo	28,47	34,94	34,03	43,64	25,57
Feldespato K.	27,73	31,36	25,85	4,98	22,57
Plagioclasa	26,81	24,49	26,10	29,96	34,52
Anfíbol	8,60	6,20	4,10	0,21	2,30
Aegirina	5,31	1,30	2,67	0,00	0,00
Circón	0,63	0,50	0,68	4,67	0,83
M. Opacos	0,89	0,26	2,75	1,68	1,23
Biotita	0,18	0,00	1,04	10,05	10,95
Fluorita	0,08	0,34	0,32	0,27	0,14
Min. R+P	0,21	0,06	0,43	2,88	0,54
Clorita	0,08	0,00	0,00	0,05	0,08
Otros	1,01	0,55	2,03	1,61	1,27
Q+FK+PG	83,01	90,79	85,98	78,58	82,66
Q	34,30	38,48	39,58	55,54	30,93
FK	33,41	34,54	30,07	6,34	27,30
PG	32,30	26,97	30,36	38,13	41,76

Tabla II.2. Composiciones modales medias de las facies peralcalinas y rocas metasomáticas del Complejo del Galiñeiro.

(b) El segundo grupo está formado por muestras de características claramente distintas a las del primero, pero que tampoco son iguales entre sí, y que corresponden a los Neises Radiactivos.

Las diferencias básicas entre las muestras pertenecientes a estos 2 grandes grupos son:

(a) Los neises peralcalinos *ss.* (facies Galiñeiro, Zorro y Magnetita) presentan riebeckita/arfvedsonita, aegirina y una proporción de cuarzo-feldespato-plagioclasa en concordancia con su composición granítica.

(b) Las características comunes a prácticamente todas las muestras de los Neises Radiactivos son la presencia de biotita, la escasez de anfíbol y la ausencia de piroxeno. Además de esto, se observa también lo siguiente:

- Un grupo de muestras, que corresponden a los Neises Radiactivos del subtipo RAD-1, presenta un empobrecimiento drástico de feldespato potásico y enriquecimiento en cuarzo. Esta

transformación está acompañada por un incremento considerable en circón y demás minerales accesorios portadores de REE (minerales "pardos" y "rojizos"). En algunas de las láminas delgadas aparece anfíbol grunerítico. Estas muestras corresponden a los sondeos SG1, SG2, SG3, SG4 y SG4B.

- Otro grupo de muestras, correspondientes a los Neises Radiactivos RAD-2, presentan contenidos en feldespato potásico comparables a los de las facies peralcalinas, mientras que el contenido en circón y demás accesorios es sensiblemente menor que en las rocas RAD-1. Estas muestras corresponden a los sondeos SG5B, SG6B, SG7B, SG8B y SG10B, aunque dentro de los mismos aparezcan esporádicamente muestras con alguna característica del grupo anterior. Es de mencionar que en el sondeo SG10B la concentración modal de biotita y riebeckita varían de manera inversa: la biotita es más abundante hacia la superficie y su contenido va disminuyendo en profundidad a medida que aumenta el contenido de riebeckita.

A partir de las composiciones modales se han representado gráficamente la distribución vertical de los minerales petrográficos más representativos en cada uno de los sondeos (Fig. II.3).

Hemos estudiado también la variación de los contenidos modales de cada mineral en cada una de las facies peralcalinas y en los dos subtipos en que se han dividido los Neises Radiactivos, mediante el uso de histogramas (Fig. II.4.A,B,C,D y E). Merece destacar lo siguiente:

Cuarzo

La facies Galiñeiro presenta dos poblaciones: la primera con un máximo de cuarzo modal en 28-30% y la segunda en 34-36%. En la facies Zorro hay también dos máximos, uno en 30-35% y el otro en 40-45%, aunque al haber sólo 5 muestras, los resultados no son significativos. La facies Magnetita es unimodal, presentando un máximo en 30-35%. Por lo que respecta a los Neises Radiactivos, el subgrupo RAD-1 presenta una población unimodal con un máximo desde 30 a 50%, y valores superiores. En el subgrupo RAD-2, por el contrario, el contenido en cuarzo es bastante más bajo, dando un máximo en 25-30%; existe además en estas rocas otro pequeño máximo (sólo 4 muestras), cuyo contenido en cuarzo es inferior a 10%.

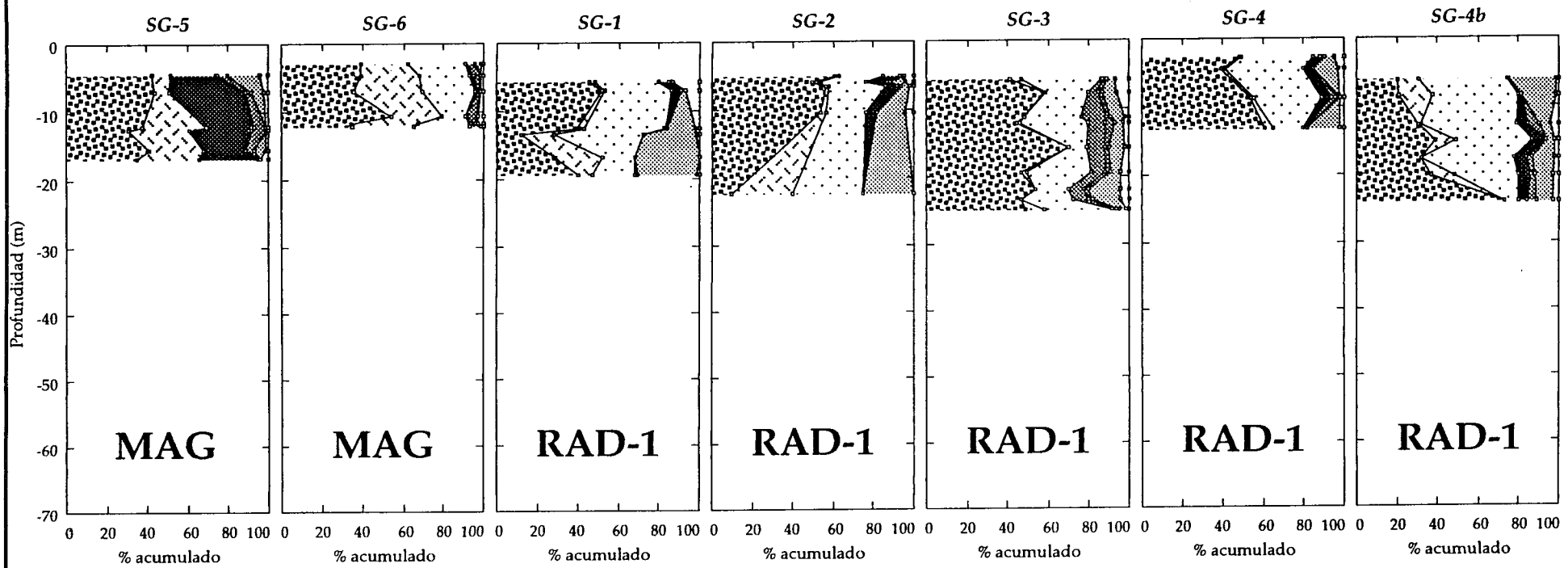
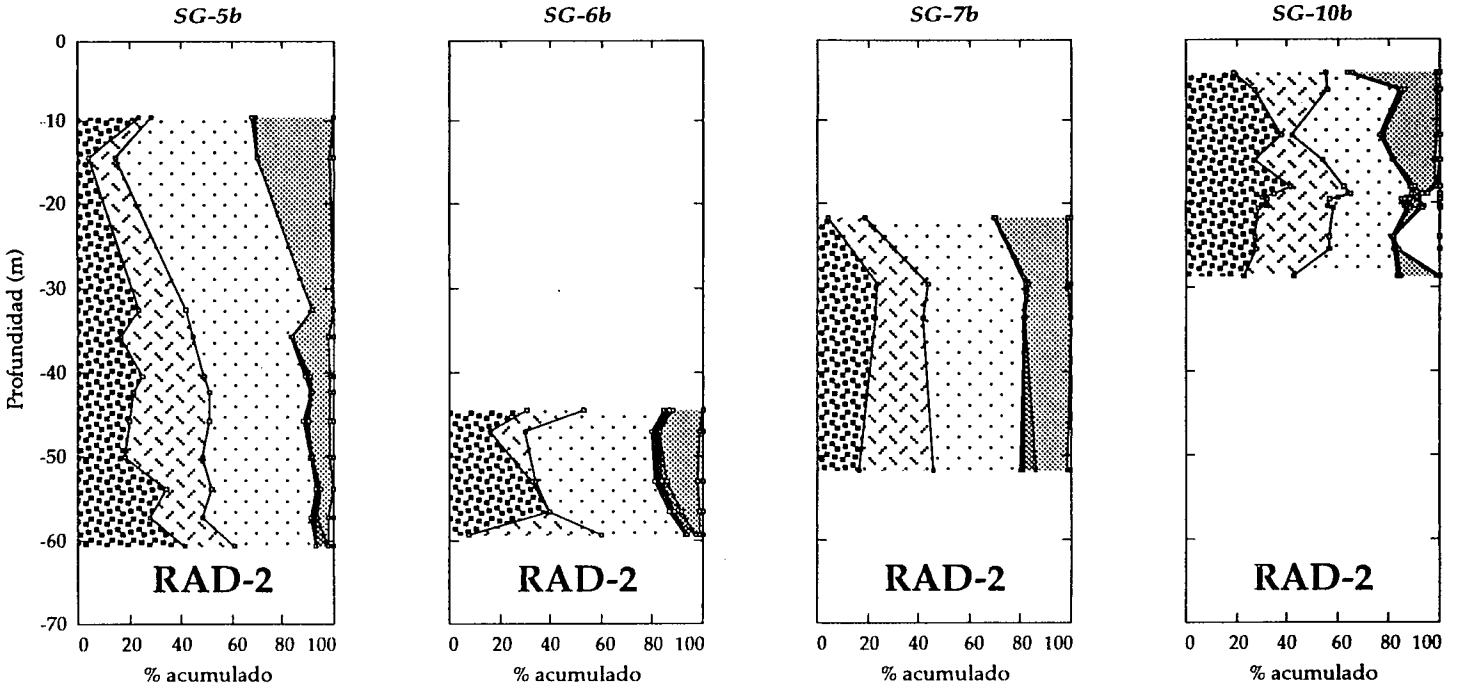


Fig. II.3. Variación con la profundidad de los minerales petrográficos más significativos en las muestras de los sondeos realizados en las facies Magnetita y Neises Radiactivos RAD-1.



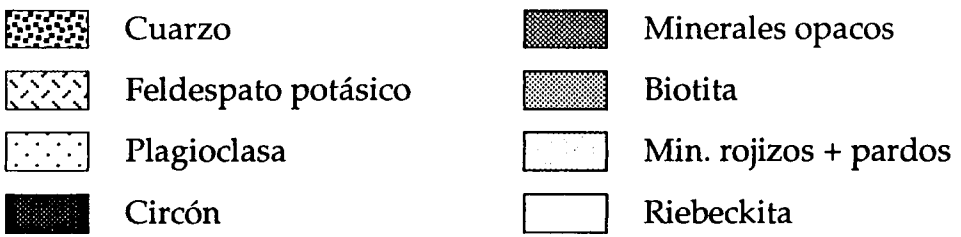


Fig. II.3 (cont.). Variación con la profundidad de los minerales petrográficos más significativos en las muestras de los sondeos realizados en las facies Neises Radiactivos RAD-2.

Feldespato Potásico

En la facies Galiñeiro prácticamente todas las muestras están comprendidas en el intervalo entre 20 y 40%; el máximo se situa en 25-30%, existe un pequeña cola hacia valores inferiores, pero con muy pocas muestras. La facies Zorro presenta un máximo en 25-35%. En la facies Magnetita el máximo está en 25-30%, existe también otra pequeña población en 5-10%, pero no es importante ya que incluye sólo un pequeño número de muestras. En los Neises Radiactivos hay una gran diferencia entre los dos subgrupos: las rocas pertenecientes a RAD-1 presentan un bajísimo contenido en feldespato potásico, con un máximo en el intervalo 0-5%, mientras que el rango de contenido de feldespato potásico en las muestras del subtipo RAD-2 es muy amplio (desde 0 a 55%), el máximo se situa en 25-30% que es un valor comparable al de las facies peralcalinas.

Plagioclasa

En la facies Galiñeiro el máximo se situa en 20-25% y existe una cola hacia valores superiores, de forma que, todas las muestras, excepto 3, tiene contenidos en plagioclasa >20%. En la facies Zorro todos los valores están comprendidos entre 22 y 27%. En la facies Magnetita la distribución de valores es prácticamente la misma que en la facies Galiñeiro. En el subtipo RAD-1 de los Neises Radiactivos, se observa una gran variación (entre 5 y 50%), aunque el máximo está en 30-35%. La distribución en el subtipo RAD-2 es incluso más amplia (desde 5 a 60%), presentando dos máximos: uno en el intervalo 25-30% y el otro en el intervalo 35-40%.

Riebeckita/Arfvedsonita

En la facies Galiñeiro la población es unimodal y el máximo se situa en 5-10%, existiendo una prolongación hacia valores más altos. En la facies Zorro el máximo se encuentra en 6-7%. En la facies Magnetita el máximo desciende hasta el intervalo 0-2%. Respecto a los Neises Radiactivos, hay dos casos: en las muestras RAD-1 el contenido en anfíbol es muy bajo (hay que recordar, además, que se trata de grunerita, no de anfíbol sódico), el máximo está en el intervalo 0-0,5%. Las rocas de tipo RAD-2 tienen un mayor contenido en ribeckita, aunque también bajo, (máximo 0-5%), aunque existen también muestras con contenidos superiores.

Aegirina

Unicamente las facies peralcalinas presentan aegirina. La facies Galiñeiro presenta una población bimodal, con un máximo en 0-2% y otro en torno a 10%. La facies Zorro tiene un máximo modal en el intervalo de 1,5-2%. En la facies Magnetita se observan también dos máximos, uno en 0-5% y un pequeño grupo de muestras cuyos contenidos están en torno a 9-10%.

Circón

La facies Galiñeiro presenta una distribución muy amplia, la mayor proporción de muestras tienen contenidos <0,6%, aunque existen valores hasta 2,4%. La facies Zorro tiene un máximo en 0-0,5%, existiendo una cola hacia valores superiores. La facies Magnetita presentan una distribución muy similar a la de la facies Galiñeiro. Los dos subtipos de los Ortoneises Radiactivos presentan distribuciones muy diferentes: las muestras RAD-1 dan una población bimodal, con un máximo en 0-2% y el otro en 6-8%, llegando hasta valores de 14%. Las muestras pertenecientes al subtipo RAD-2 tienen contenidos mucho más bajos, en este caso el máximo se situa en 0-0,5%, aunque hay numerosos casos por encima de este valor, que llegan hasta un 3%.

Minerales Opacos

El máximo en la distribución de valores de la facies Galiñeiro se situa en 0-0,5%, existiendo un pequeño número de muestras con valores excepcionalmente altos, en el intervalo 3,5-5%. En la facies Zorro el máximo está en 0,2-0,4%. En la facies Magnetita el contenido en minerales opacos es mucho mayor que en el resto de las facies; la distribución es bimodal, existiendo un máximo entre 1-2% y otro, no mucho más pequeño, en 3-4%. Los dos subtipos de los Neises Radiactivos son, como siempre, diferentes: en el subtipo RAD-1 la distribución es polimodal, con un primer máximo en el intervalo 0-0,5%, otro en el intervalo 1,5-2% y un grupo de muestras con contenidos entre 3 y 4%. El subtipo RAD-2 presenta un máximo en 0-0,5% con una cola hacia valores superiores, que se prolonga de forma discontinua hasta 5% en una de las muestras.

Biotita

En la facies Galiñeiro el contenido en biotita es muy bajo. Excepto dos muestras, todas las demás están comprendidas en el intervalo 0-1%. En la facies Zorro no se ha encontrado biotita. En la facies Magnetita el contenido es algo mayor que en la facies Galiñeiro. El máximo, que acumula casi la totalidad de las muestras, se situa en el intervalo 0-2%. Existe un caso particular en el que el contenido en biotita llega hasta 16%, sin embargo, esto es una excepción. Los dos subtipos de los Neises Radiactivos tienen contenidos de biotita similares entre si y mucho más elevados que las facies precedentes: el subtipo RAD-1 presenta un máximo en 0-5%, pero con prolongación de la curva hacia valores mucho más altos (hasta 35%). El subtipo RAD-2 la distribución es bastante similar a la anterior, el máximo está también en el intervalo de 0-5%, pero los valores más altos son aquí más frecuentes que en el subtipo anterior.

Fluorita

Se observa un máximo en 0-0,1% para la distribución de la facies Galiñeiro, existiendo una pequeña cola que se prolonga hasta valores de 1,2% aunque entre 0,6 y 1,2% no existe ningún caso. En la facies Zorro el máximo está en 0-0,5%, existiendo una muestra cuyo contenido llega hasta 1,5%. En la facies Magnetita la distribución es muy similar a la que se observa en la facies Galiñeiro, aunque con una mayor proporción de valores superiores al máximo. Estos valores llegan hasta 3%. Dentro de los Neises Radiactivos el subtipo RAD-1 presenta un máximo en 0-0,2% y otro, mucho más pequeño en torno a 1%. En el subtipo RAD-2 todas las muestras, excepto dos, están comprendidas en el intervalo 0-1%. De las otras dos, una presenta contenidos en fluorita superiores al 3%.

Minerales "Rojizos" + "Pardos"

En la facies Galiñeiro aproximadamente la mitad de las muestras están comprendidas en un máximo situado en el intervalo 0-0,2%. El resto de las muestras se distribuyen entre 0,2 y 0,6%, excepto tres, cuyos valores se prolongan de forma discontinua hasta 1,8%. En la facies Zorro el contenido en minerales "Rojizos" y "Pardos" es muy pequeño, el máximo está en el intervalo de 0-0,1%. La facies Magnetita muestran también un máximo en 0-1%, que contiene a la práctica totalidad de las muestras. El resto se prolonga de forma discontinua hasta valores de 5%. La proporción de minerales

"Rojizos" + "Pardos" aumenta drásticamente en los Neises Radiactivos, especialmente en el subtipo RAD-1 en el que existe un máximo en el intervalo de 0-2%, pero cuyos valores se prolongan hasta un 12%, siendo además muy frecuentes los valores entre 2 y 8%. En el subtipo RAD-2 la distribución es polimodal, abarcando desde 0 a 1,8%, y estando los valores más frecuentes comprendidos entre 0 y 0,0,4%.

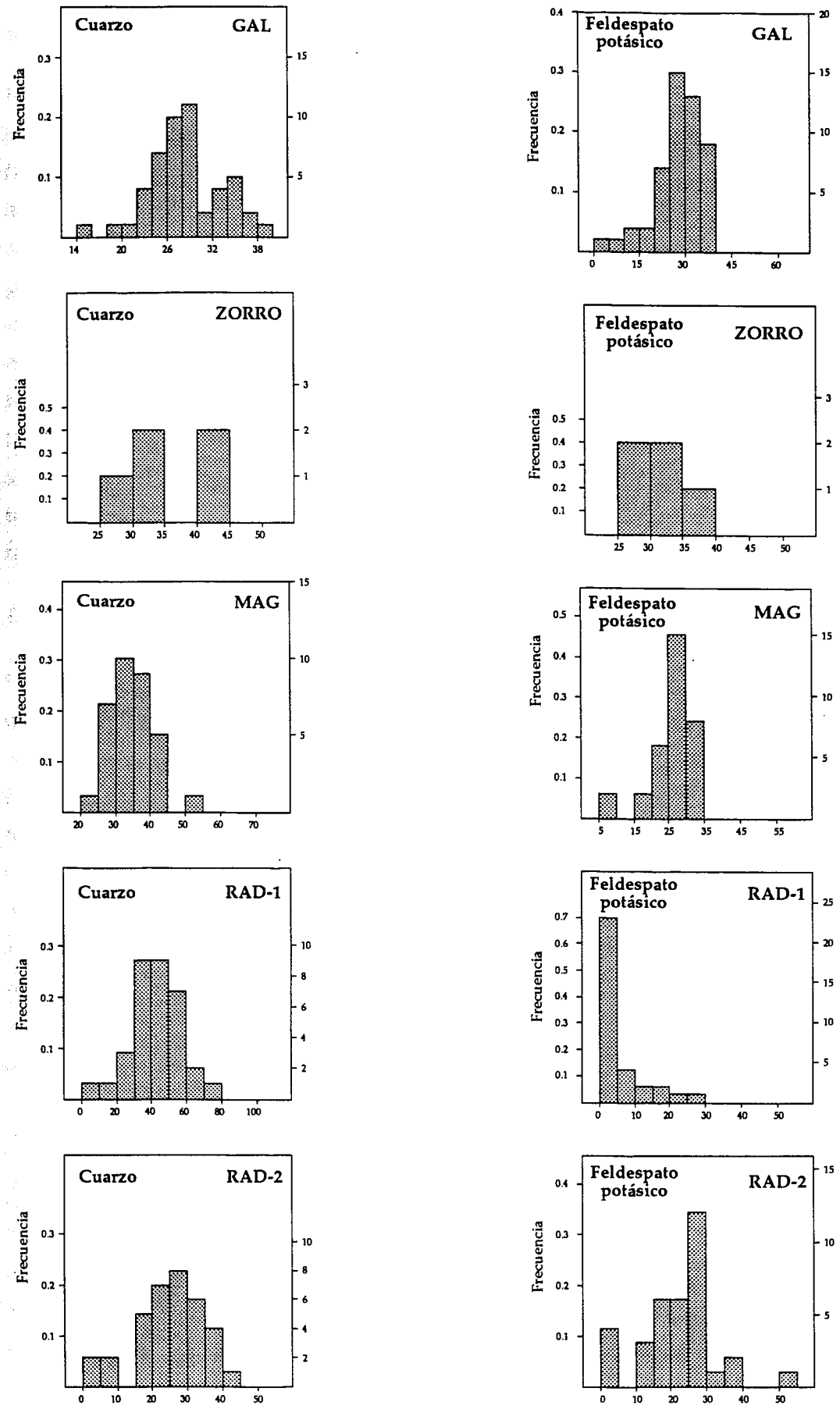


Fig. II.4. Histogramas de la distribución modal de los distintos minerales en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. A): Cuarzo y feldespato potásico.

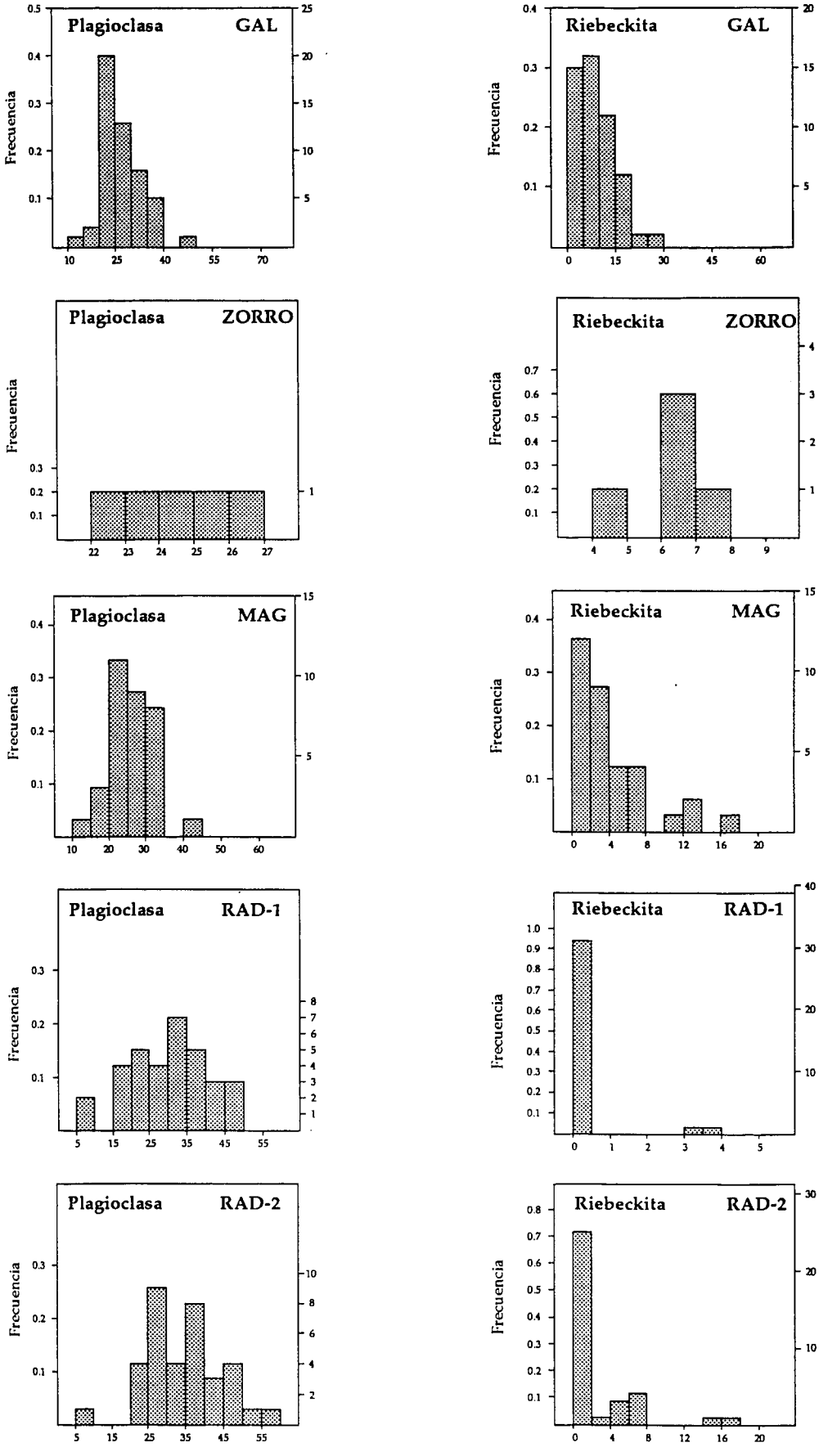
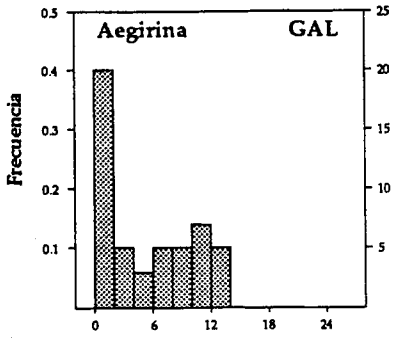
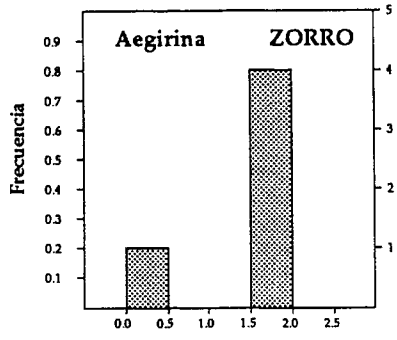
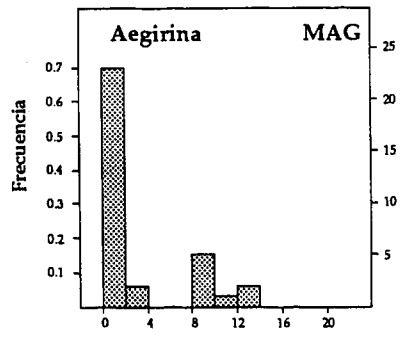
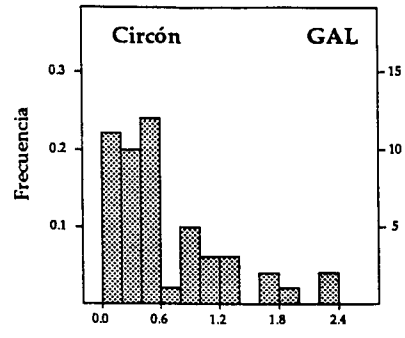


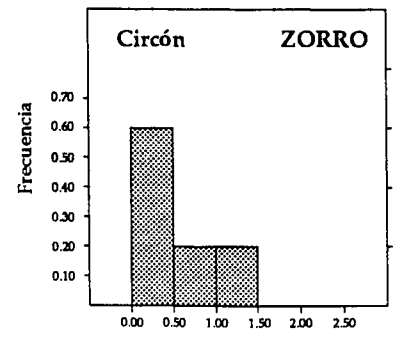
Fig. II.4 (cont.). Histogramas de la distribución modal de los distintos minerales en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. **B)**: Plagioclasa y riebeckita.

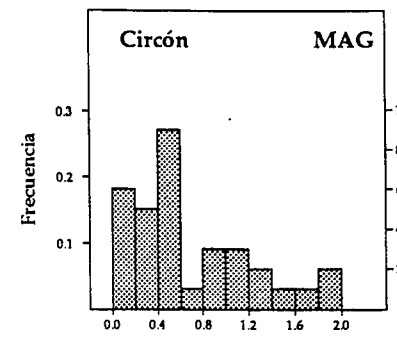


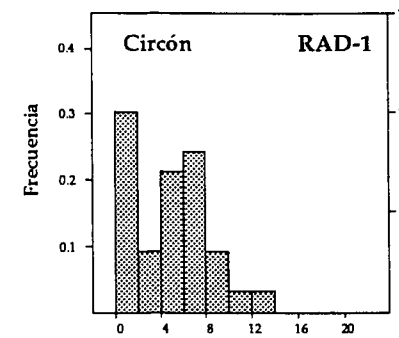












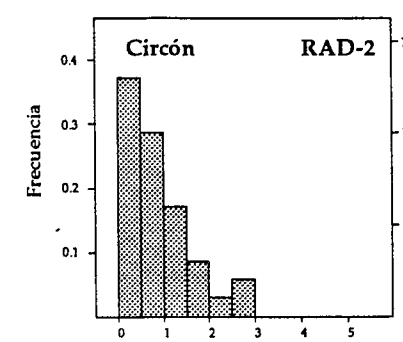


Fig. II.4 (cont.). Histogramas de la distribución modal de los distintos minerales en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. C): Aegirina y circón.

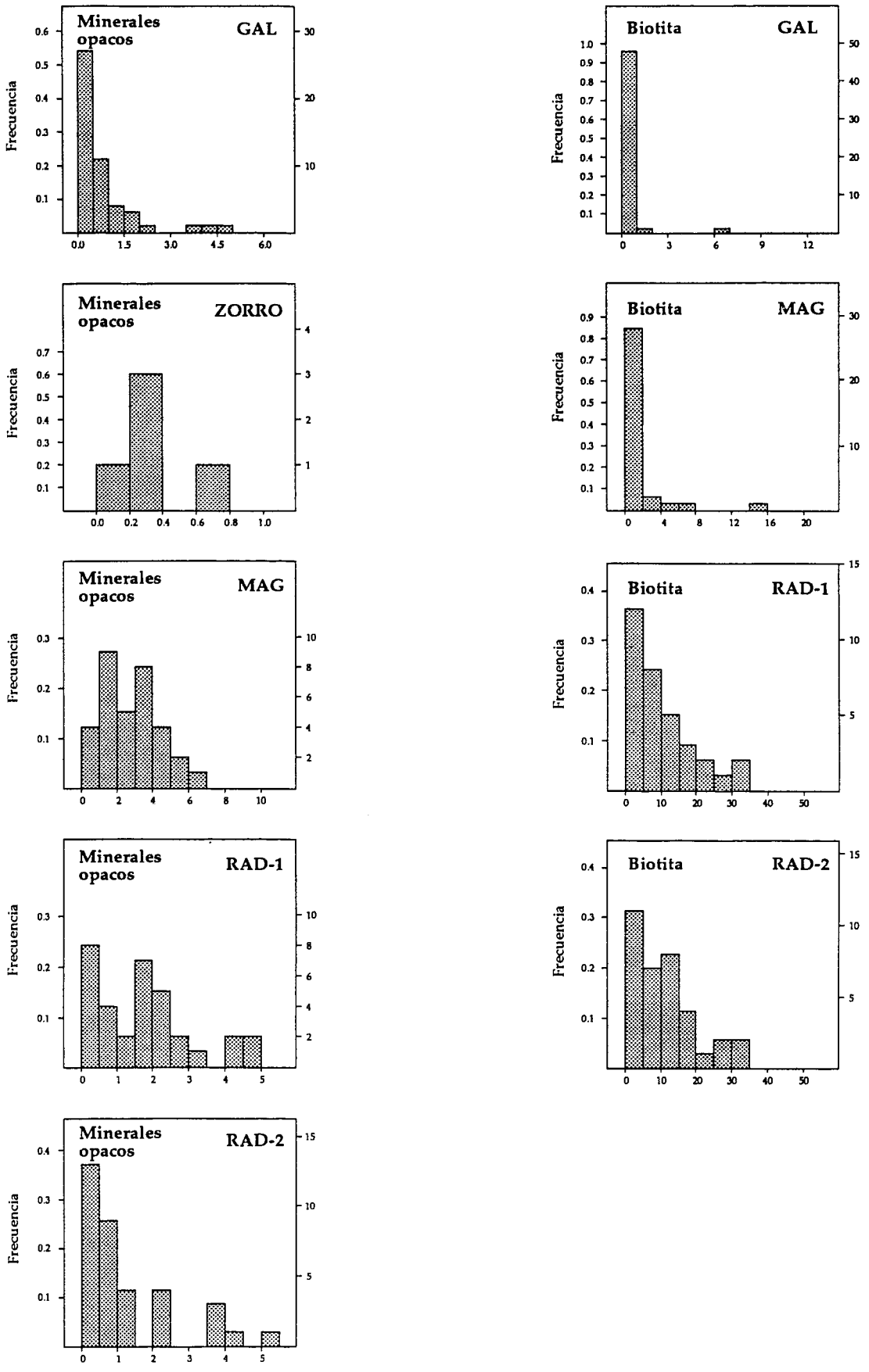
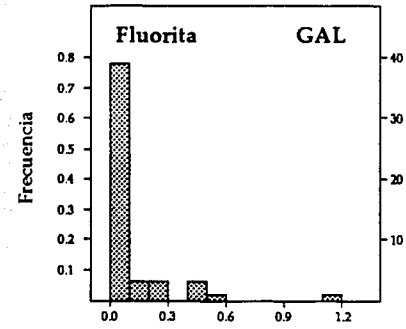
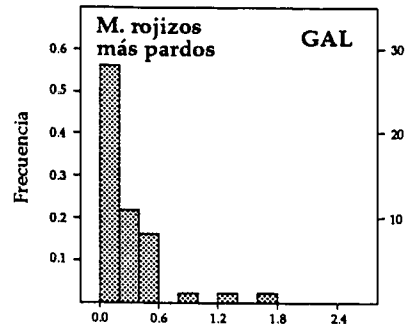
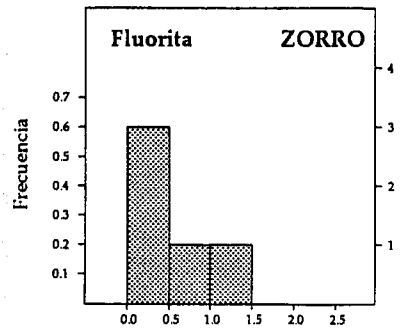
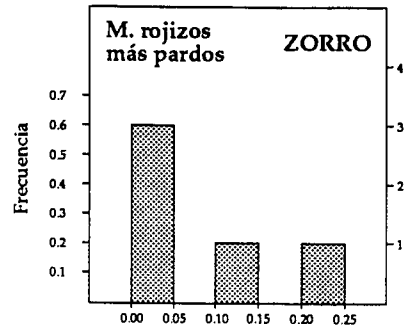


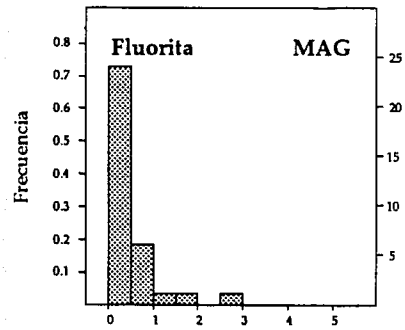
Fig. II.4 (cont.). Histogramas de la distribución modal de los distintos minerales en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. D): Minerales opacos y biotita.

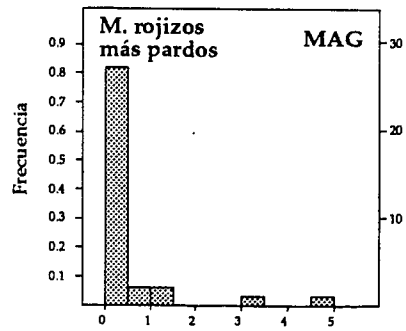


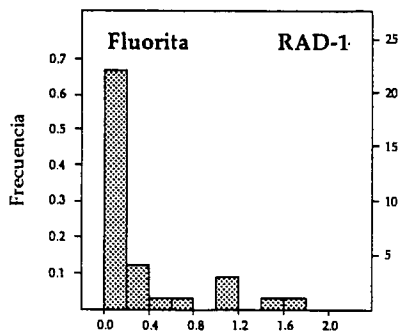


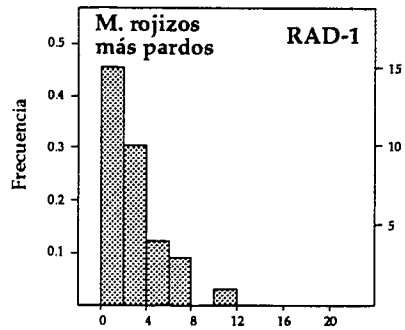


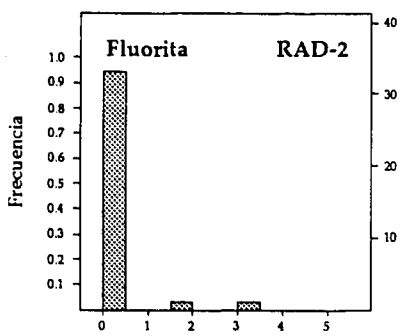












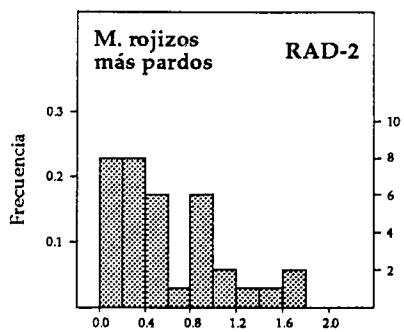


Fig. II.4 (cont.). Histogramas de la distribución modal de los distintos minerales en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. E): Fluorita y minerales rojizos más pardos.

II.3.1. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Para poner de manifiesto los posibles grupos composicionales naturales existentes dentro de las rocas del Complejo del Galiñeiro, así como las relaciones existentes entre ellas, hemos aplicado métodos estadísticos de multivariación, concretamente Análisis de Componentes Principales y Análisis de Cluster. Estas técnicas se caracterizan por la capacidad de revelar la estructura interna de los datos, sin necesidad de ningún conocimiento previo.

Análisis de Componentes Principales.

Los resultados de este análisis se exponen en la Tabla II.3. La proyección de las muestras sobre el plano de máxima varianza (Fig. II.5), definido por los componentes principales, permite efectuar las siguientes observaciones:

- En primer lugar se aprecia la existencia de un grupo compacto de puntos pertenecientes, en su mayoría, a las muestras de las facies Galiñeiro, Zorro y Magnetita. Sólo algunas muestras pertenecientes a dichas facies se proyectan fuera de esta nube, pero fundamentalemnte se trata de rocas meteorizadas.

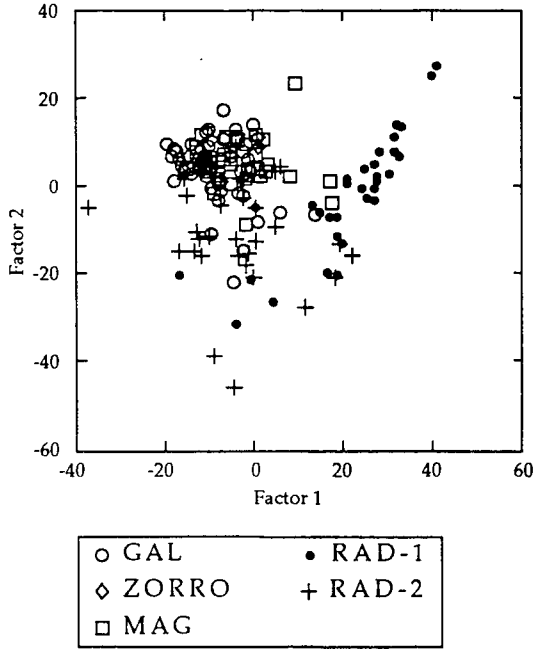


Fig. II.5. Representación en el plano de máxima varianza del análisis de los dos primeros componentes realizado sobre las composiciones modales.

- Un grupo aparte de puntos con distribución elongada cuya correlación interna aumente a medida que las muestras están más alejadas del valor central. Dicho grupo está formado por las muestras RAD-1, pertenecientes a los Neises Radiactivos de los sondeos SG1, SG2, SG3, SG4 y SG4B, caracterizados por valores extremos de radiactividad y acumulación de metales raros y que están claramente muy transformados.

MATRIZ DE COVARIANZA										
	Cuarzo	Feldespato K.	Plagioclasa	Riebeckita	Aegirina	Circón	M. opacos	Biotita	Fluorita	Min R+P.
Cuarzo	125,075									
Feldespato K.	-72,695	137,991								
Plagioclasa	-38,488	-34,632	73,254							
Riebeckita	-14,946	18,893	-5,519	29,010						
Aegirina	-8,645	17,847	-10,029	3,103	16,698					
Circón	14,690	-17,618	-0,647	-3,547	-2,349	5,355				
M. opacos	5,151	-2,060	-1,212	-2,204	-1,537	0,695	2,404			
Biotita	-15,160	-32,844	15,948	-19,541	-11,238	1,319	-2,071	60,385		
Fluorita	0,088	-0,812	0,555	-0,221	-0,225	0,072	0,097	0,251	0,226	
Min R+P.	8,045	-10,795	0,884	-2,583	-1,339	2,204	0,366	0,155	0,005	2,639
Valores propios	215,696	136,213	53,446	23,275	15,067	4,917	2,126	1,467	0,620	0,208

	Factor 1	Factor	Factor 3	Factor 4
Cuarzo	9,053	6,370	0,151	1,029
Feldespato K.	-10,919	3,682	-1,169	1,575
Plagioclasa	0,607	-7,449	3,665	1,767
Riebeckita	-2,119	1,059	2,661	-3,915
Aegirina	-1,571	1,195	0,321	-0,062
Circón	1,621	0,158	0,069	-0,020
M. opacos	0,343	0,301	0,081	0,515
Biotita	1,878	-4,891	-5,603	-0,996
Fluorita	0,053	-0,061	0,018	0,020
Min R+P.	0,952	0,002	0,179	0,147
% de varianza	47,611	30,067	11,797	5,138

Tabla. II.3. Análisis de Componentes Principales sobre las composiciones modales.

- Las muestras de los Neises Radiactivos menos transformados (RAD-2) se disponen según una nube de puntos mal estructurada, que puede descomponerse en dos partes: una nube definida por las muestras RAD-1 y la otra coincidiendo con la nube formada por las rocas de las facies peralcalinas.

A partir de aqui se pueden sacar ya las primeras conclusiones aproximadas:

(a) Los ortoneises peralcalinos (facies Galiñeiro, Zorro y Magnetita) son las rocas originales, sin transformación o poco transformadas.

(b) Existe un tipo de rocas extremadamente transformadas (Neises Radiactivos RAD-1).

(c) Existe también un tipo de roca con signos claros de transformación, pero el grado de la misma es mucho más pequeño que en el caso anterior, se trata de los Neises Radiactivos RAD-2. Las rocas pertenecientes a este último tipo no son homogéneas sino que se pueden reconocer en ellas dos litologías distintas: una con biotita dominante y otra con biotita y riebeckita que recuerda los tipos peralcalinos. El paso entre ambas litologías es gradual.

Análisis de Cluster.

Hemos realizado también un Análisis de Cluster sobre las muestras estudiadas modalmente. Dado el enorme requerimiento de memoria de dicha técnica para un conjunto de datos tan numerosos como el aquí estudiado, se ha dividido en dos subconjuntos formados cada uno por la mitad de las muestras seleccionadas al azar. De este Análisis de Cluster se han excluido los contajes de fluorita, minerales opacos, clorita y "otros". Como medida de similaridad se utilizó la distancia euclídea, y como método de unión entre los especímenes el del "vecino lejano" (ver WILKINSON, 1989). En la Fig. II.6. se muestra el dendrograma jerárquico construido, en el que se aprecia la existencia de dos grandes grupos de datos.

(1) Un grupo pequeño formado, casi exclusivamente, por muestras pertenecientes al subtipo RAD-1 y que corresponden a las rocas más transformadas.

(2) Un segundo grupo, mucho más grande, que incluye las demás muestras y que se puede descomponer a su vez en otros dos subgrupos:

- El primero está formado por el resto de las muestras RAD-1, muchas del tipo RAD-2 y algunas de la facies Galiñeiro.

- El segundo está formado mayoritariamente por las muestras pertenecientes a las facies peralcalinas, siempre con algunas de tipo RAD-2 incorporadas. Dentro de este grupo, las muestras de la facies Magnetita, a su vez, tienden a agruparse, presumiblemente por la diferencia de contenido en minerales opacos respecto al resto de las facies.

Los resultados obtenidos a partir del Análisis de Cluster ratifican tanto las observaciones microscópicas como los resultados del Análisis de Componentes Principales.

II.3.2. INTERPRETACIÓN

Las observaciones que se pueden extraer, a partir de los datos obtenidos mediante las técnicas arriba mencionadas, son las siguientes:

(1) Hay un grupo de rocas globalmente homogéneas. Se trata de las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro.

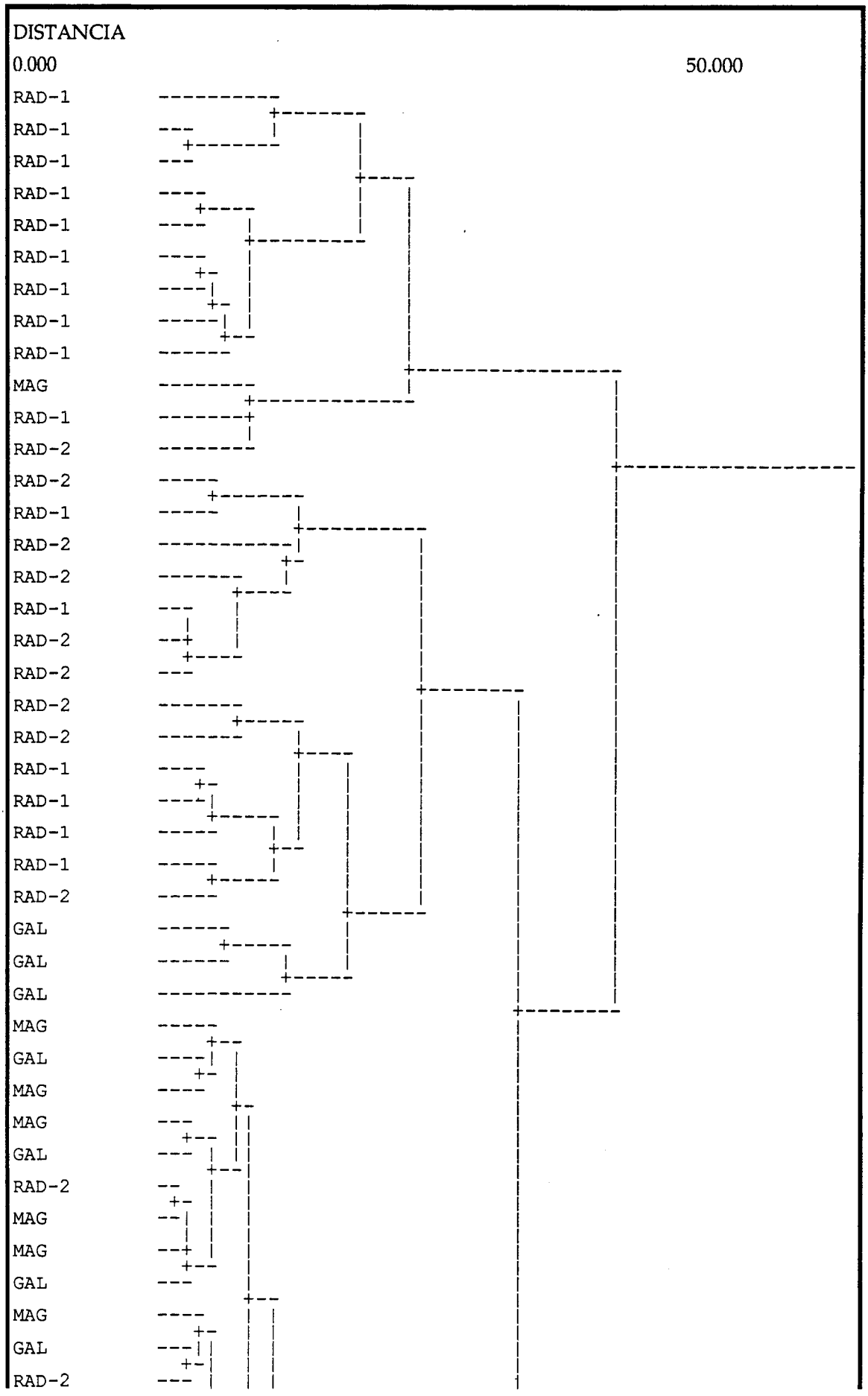
(2) Las rocas del subtipo RAD-1, pertenecientes a los Neises Radiactivos forman un grupo consistente que varía dentro de un margen composicional muy estrecho.

(3) Las rocas del subtipo RAD-2 son heterogéneas y no forman un grupo composicionalmente consistente. Se distinguen dos tipos:

- Rocas petrográficamente parecidas a las peralcalinas (tipos Galiñeiro, Zorro y Magnetita), con presencia de riebeckita y feldespato potásico.

- Rocas petrográficamente parecidas a los neises biotíticos, con presencia de biotita y feldespato potásico.

  Estos dos tipos convergen hacia el polo formado por las muestras RAD-1 (ver proyección de Componentes Principales, Fig. II.5).


DISTANCIA
0.000
50.000
RAD-1
RAD-1
RAD-1
RAD-1
RAD-1
RAD-1
RAD-1
RAD-1
RAD-1
MAG
RAD-1
RAD-2
RAD-2
RAD-1
RAD-2
RAD-2
RAD-1
RAD-2
RAD-2
RAD-2
RAD-1
RAD-1
RAD-1
RAD-1
RAD-2
GAL
GAL
GAL
MAG
GAL
MAG
MAG
GAL
RAD-2
MAG
MAG
GAL
MAG
GAL
RAD-2

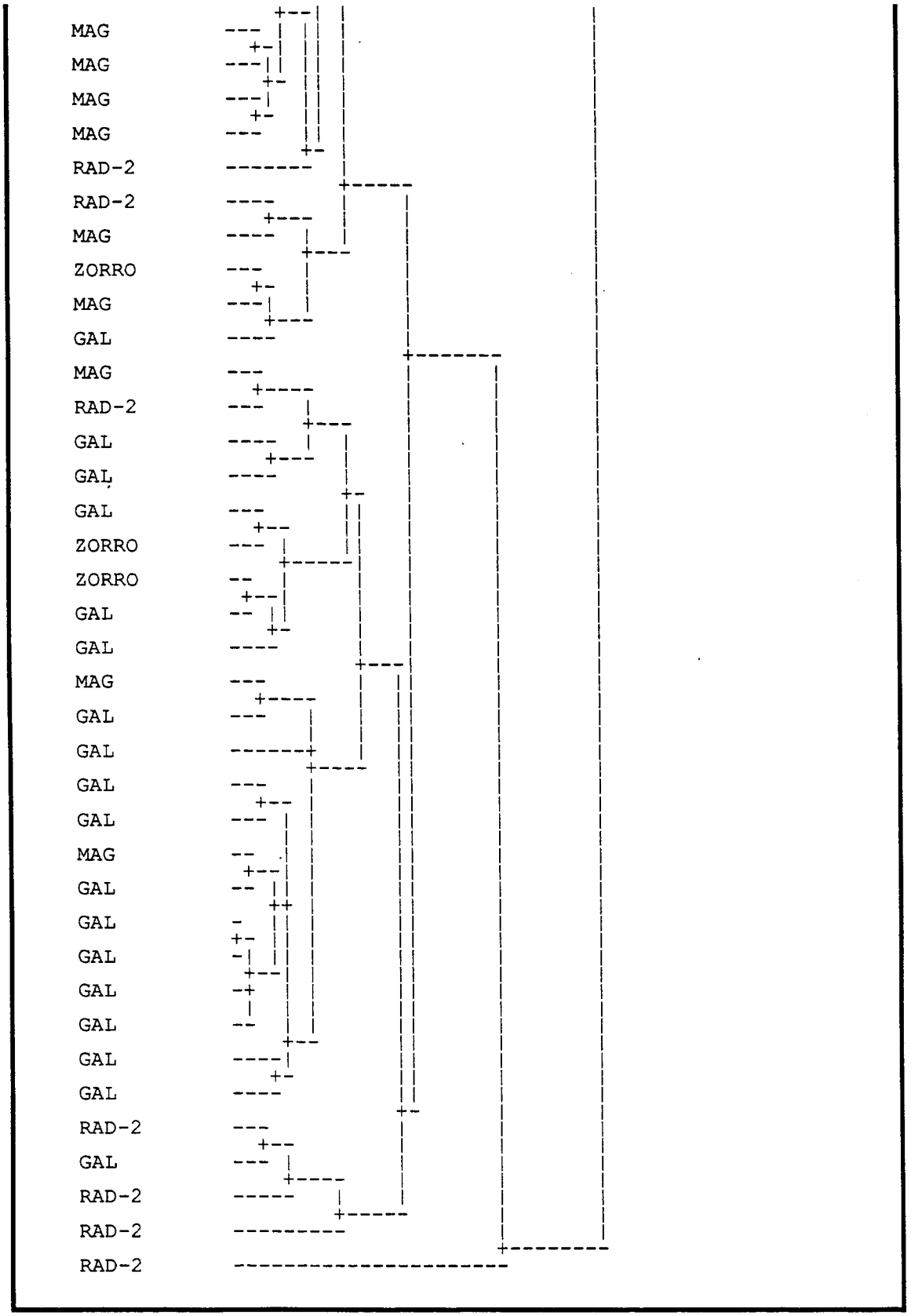
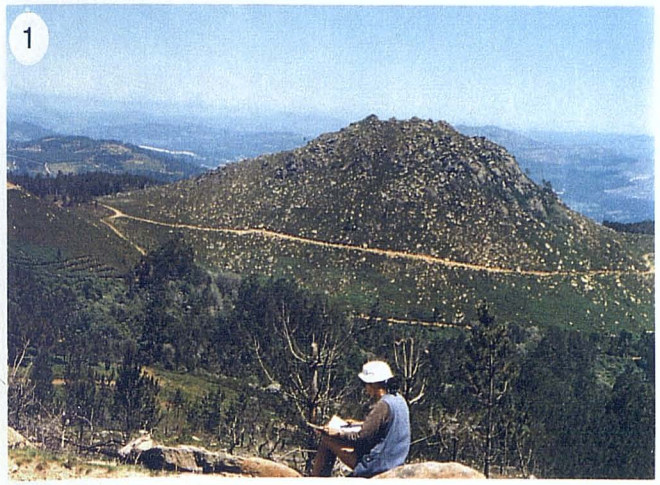


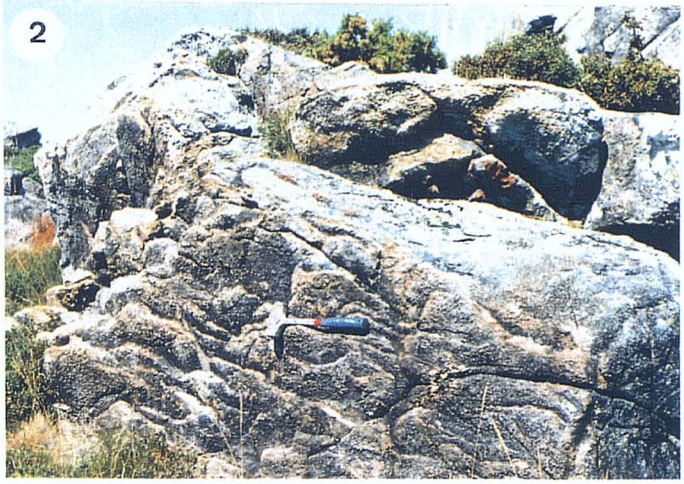
Fig. II.6. Análisis de Cluster de la composición modal de la mitad de las muestras analizadas en el Complejo del Galiñeiro.

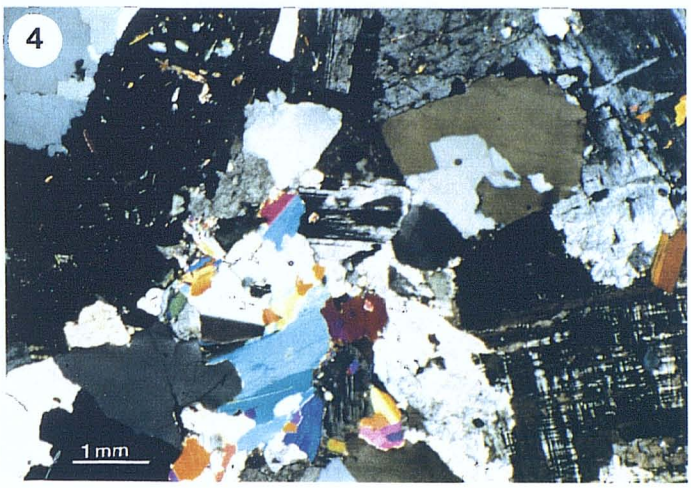
Todas estas observaciones son compatibles con un proceso de transformación metasomático generado por fluidos procedentes de las facies peralcalinas, que actuan sobre materiales de composición adecuada (rocas ricas en feldespato potásico). Dentro de estos materiales de composición adecuada puede haber, tanto los propios ortoneises peralcalinos, como ortoneises biotíticos.

Es importante destacar también que, a partir de las observaciones realizadas sobre los histogramas de frecuencia de los minerales para cada facies, parece que el vector de transformación de RAD-2 a RAD-1 es cualitativamente igual, aunque cuantitativamente no comparable al que se podría establecer entre las facies Galiñeiro y Magnetita, que consiste en lo siguiente: ligero aumento de cuarzo, ligera disminución de feldespato potásico, disminución del contenido en anfíbol y piroxeno, ligero aumento del contenido en circón y aumento drástico en el contenido en minerales opacos, aumento del contenido en biotita y fluorita y aumento, por último en el contenido en minerales "rojizos" y "pardos". Por tanto, parece razonable pensar en la existencia de un proceso de transformación, de baja intensidad, de la facies Magnetita, a partir de fluidos procedentes del mismo macizo. Hablaríamos por tanto de la existencia de un autometasomatismo débil para, al menos parte, de las rocas peralcalinas.

Todos estas observaciones necesitan ser apoyadas por los datos geoquímicos, por lo que serán tratadas con más rigor en capítulos posteriores.







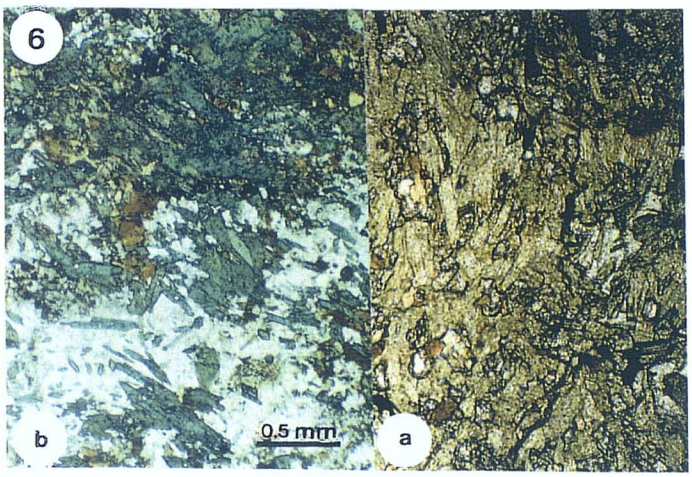


Foto 1. Vista parcial de la Sierra del Galiñeiro donde se aprecia que los afloramientos prácticamente se reducen a las cotas más elevadas.

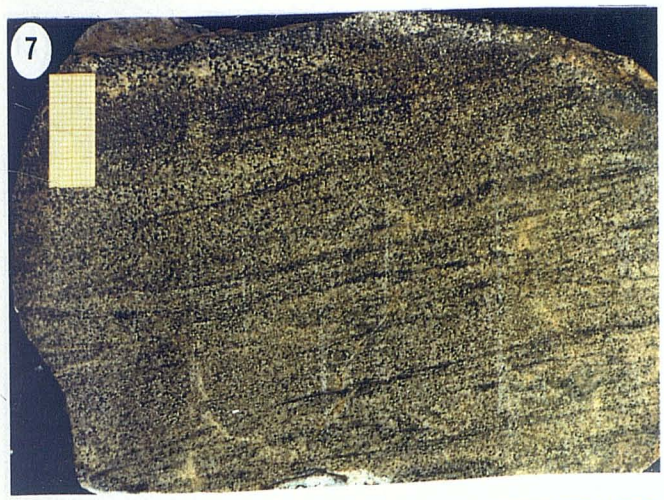
Foto 2. Vista de afloramiento de la facies Galiñeiro. Se observa la intensa oxidación superficial.

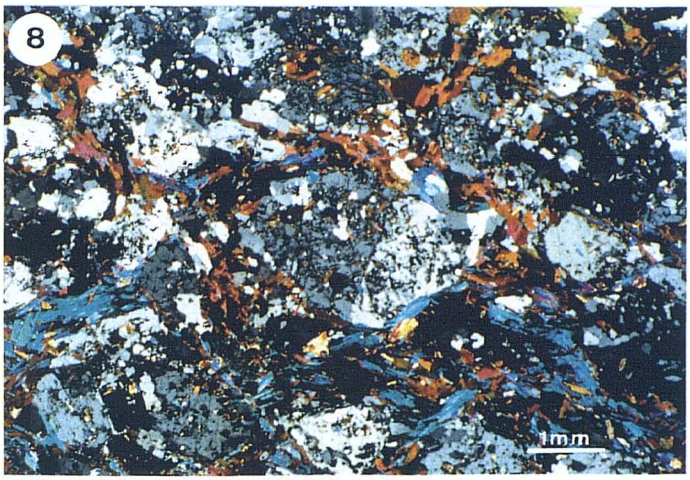
Foto 3. Aspecto en muestra de mano del granito de dos micas que aflora en el SO del Complejo del Galiñeiro.

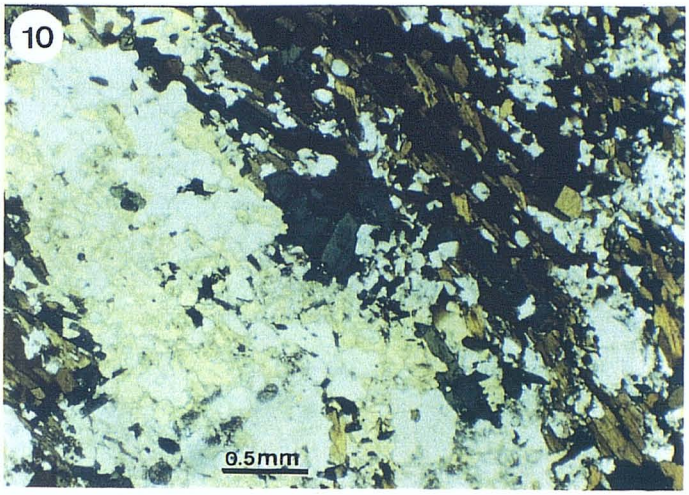
Foto 4. Aspecto microscópico del granito de dos micas en el que se aprecia una textura bastante equigranular.

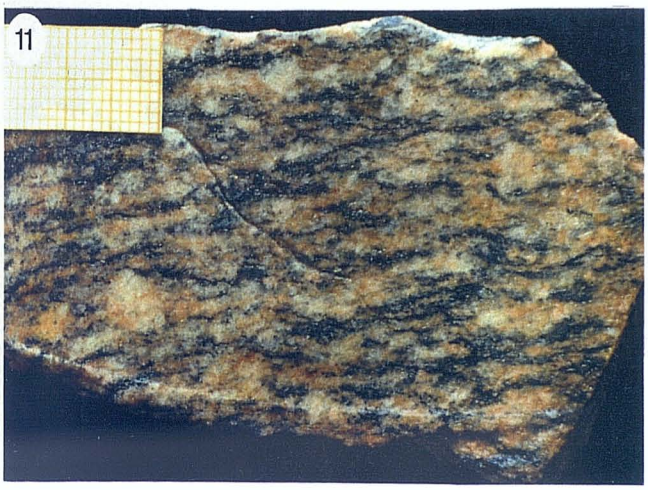
Foto 5. Aspecto en muestra de mano de una anfibolita de tipo I (ortoanfibolita). Se puede observar el pequeño tamaño de grano y el carácter isótropo de la roca (ausencia de foliación).

Foto 6. Aspecto microscópico de los dos tipos de anfibolitas: (a) tipo I, la roca está mayoritariamente formada por anfíbol. (b) tipo II, la proporción de feldespato es en este caso mucho mayor.









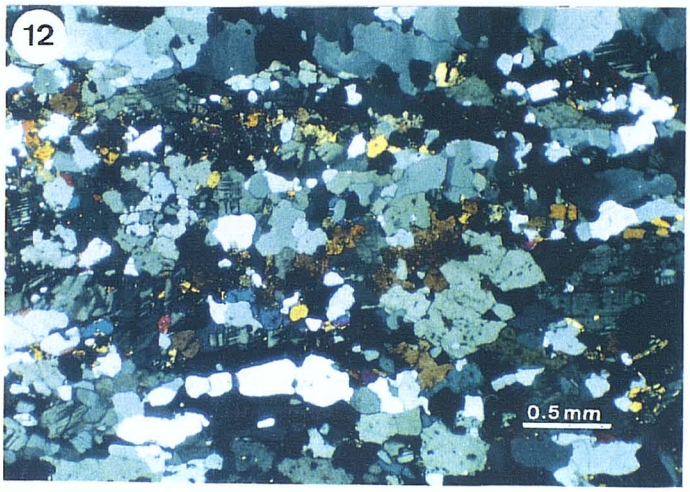


Foto 7. Aspecto en muestra de mano de uno de los tipos de paraneises. Se observa el fuerte bandeado composicional y el pequeño tamaño de grano.

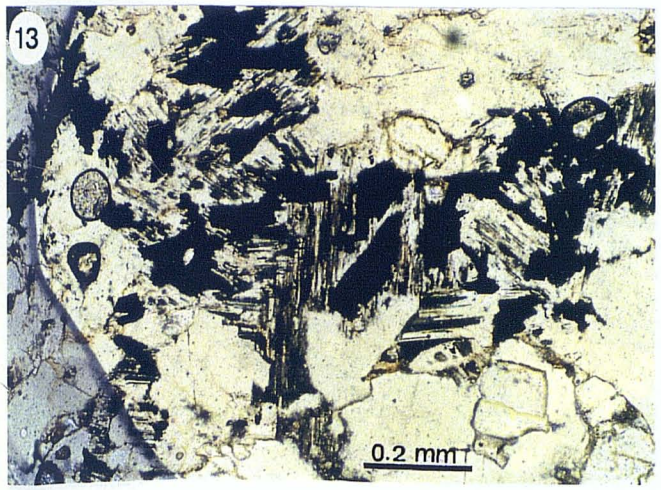
Foto 8. Aspecto microscópico del paraneis. Se observa perfectamente la textura granoblástica y los cristales de micas rodeando los blastos de albita.

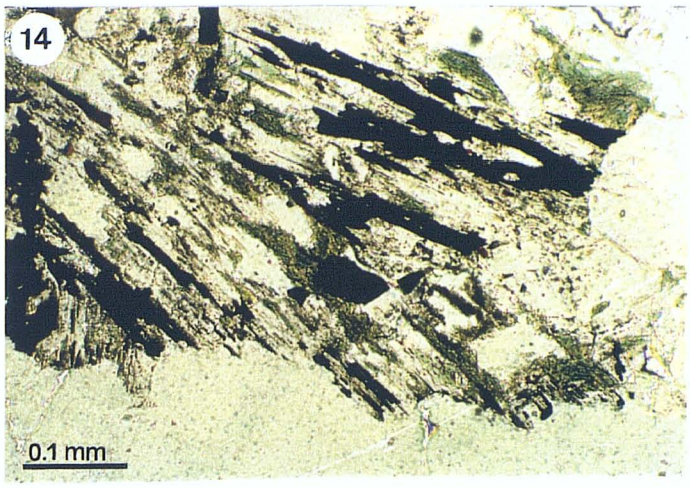
Foto 9. Aspecto en muestra de mano de uno de los tipos de rocas Anfibólico-biotíticas. Se observa una foliación bastante intensa, definida esencialmente por biotitas y blastos feldespáticos.

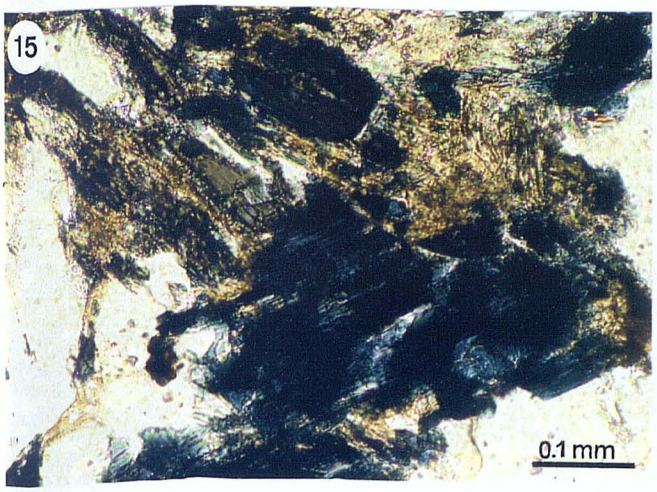
Foto 10. Aspecto microscópico de las rocas Anfibólico-biotíticas. Se aprecia en detalle la foliación. Cristales de biotita y anfíbol hastingsítico.

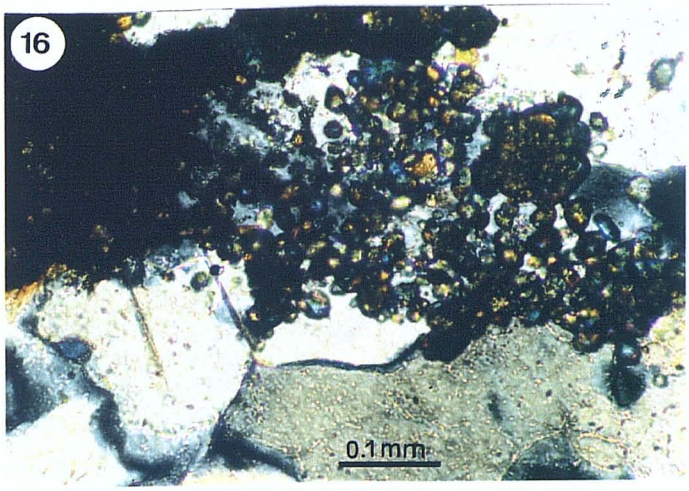
Foto 11. Aspecto en muestra de mano de una roca perteneciente a la facies Galiñeiro. Existe una foliación intensa definida por los blastos feldespáticos y cristales de riebeckita y aegirina (colores oscuros en la foto).

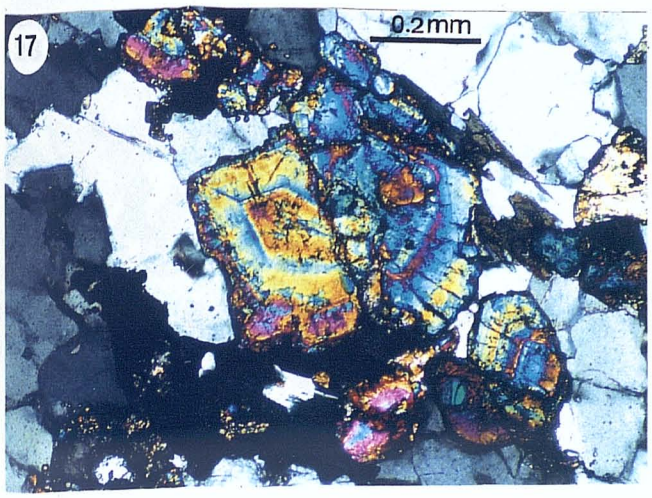
Foto 12. Aspecto microscópico de una roca de la facies Galiñeiro. La orientación de los minerales, especialmente los melanocráticos (en la foto, aegirina), definen los planos de foliación.











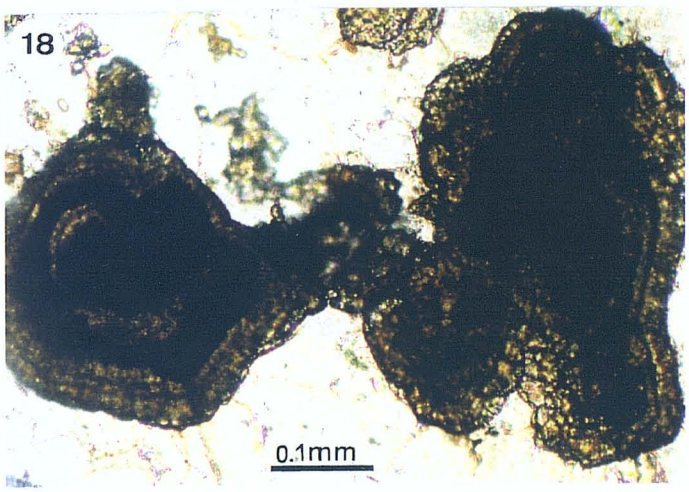


Foto 13. Detalle de un agregado de cristales de riebeckita en proceso de transformación a magnetita (negro) + cuarzo. En la foto se observan también restos de riebeckita no transformada (color verde).

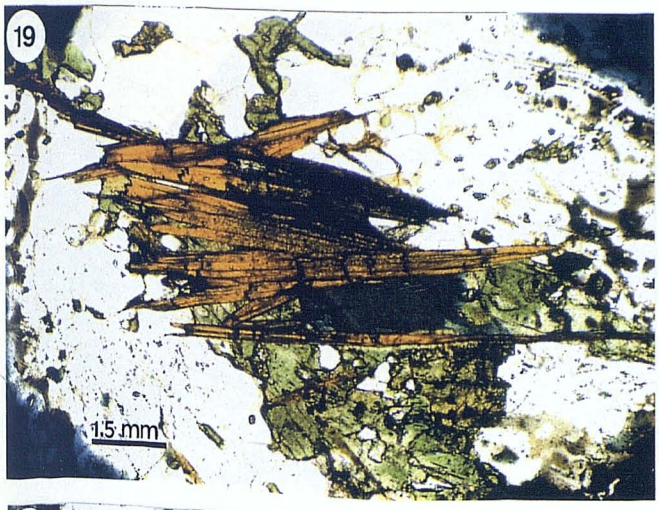
Foto 14. Detalle de otro tipo de transformación de la riebeckita. En este caso se forman magnetita (negro) + clorita (verde intenso) + cuarzo.

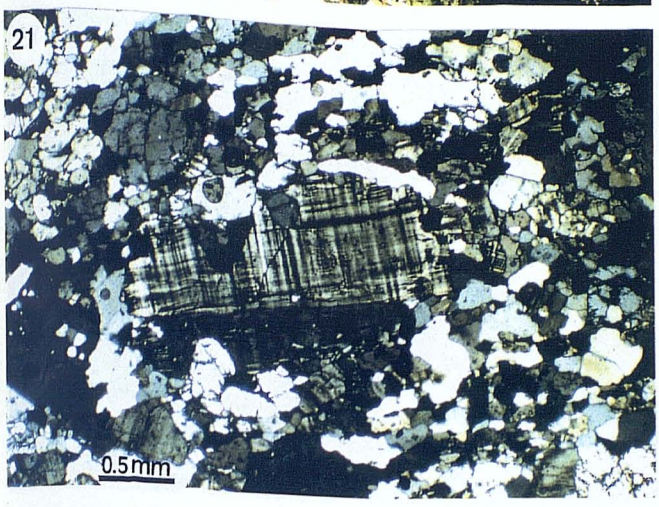
Foto 15. Detalle de otra forma de alteración de la riebeckita. Se forma un agregado de grano muy fino de minerales (posiblemente filosilicatos) de color amarillo.

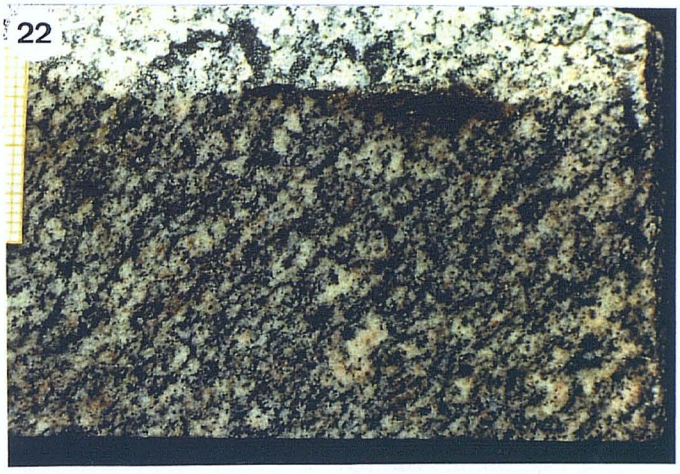
Foto 16. Aspecto microscópico de la forma más común de aparición del circón: agregados de cristales redondeados de tamaño muy pequeño.

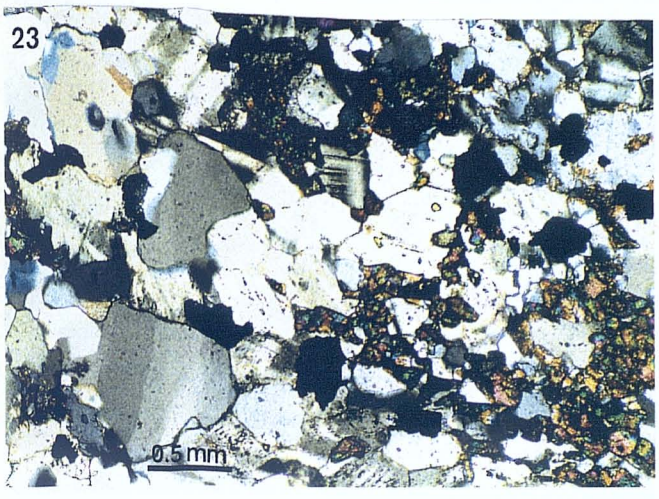
Foto 17. Agregados de circones vistos al microscopio. Este tipo de circón (idiomórfico y zonado) es muy poco frecuente en el Complejo del Galiñeiro.

Foto 18. Aspecto al microscopio de otro agregado de cristales de circón. Masas globulosas con estructuras concéntricas. Este tipo de circones son muy raros en el Complejo del Galiñeiro.









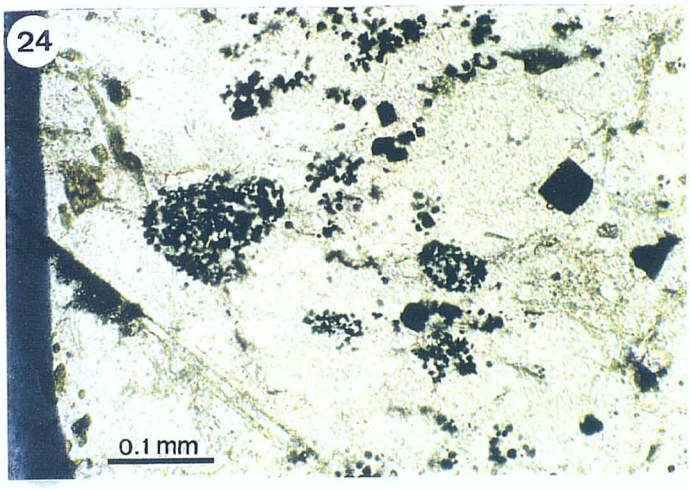


Foto 19. Aspecto al microscopio de cristales elongados de astrofilita (color anaranjado) creciendo en asociación con riebekita (verde oscuro) y aegirina (verde claro).

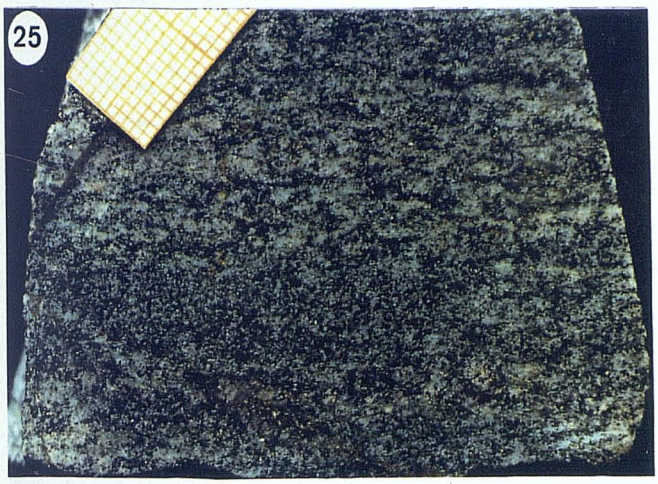
Foto 20. Aspecto en muestra de mano de una roca de la facies Zorro. Se observa una foliación grosera marcada por los blastos feldespáticos y los minerales melanocráticos.

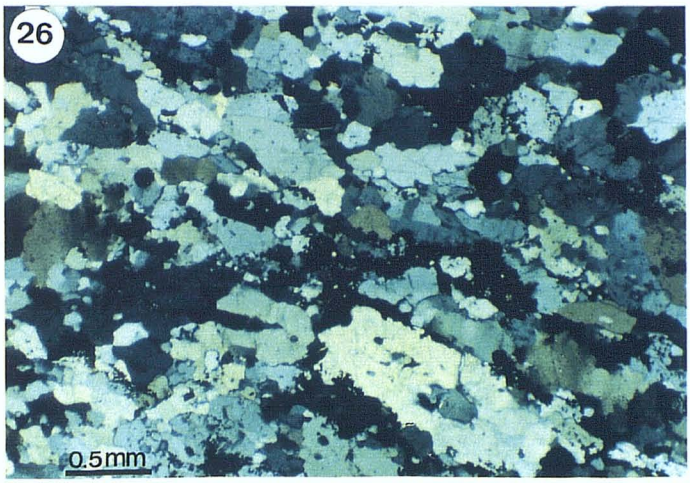
Foto 21. Aspecto típico al microscopio de la facies Zorro. En esta foto se observa un cristal de microclina de varios milímetros de tamaño.

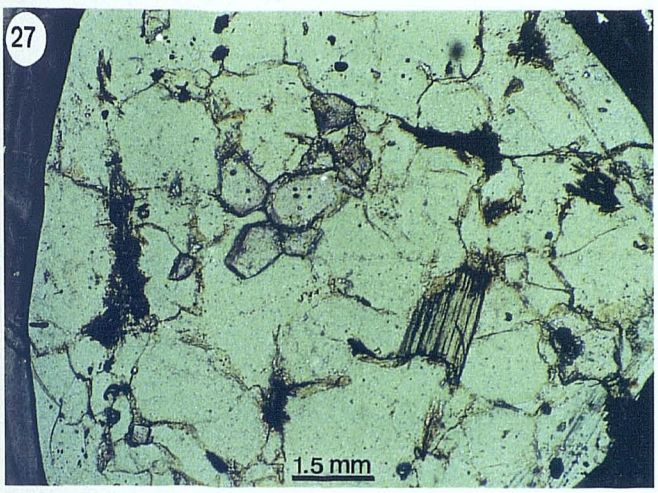
Foto 22. Aspecto en muestra de mano de una roca de la facies Magnetita. Se observa también una fuerte orientación de los minerales y la existencia de blastos de naturaleza feldespática.

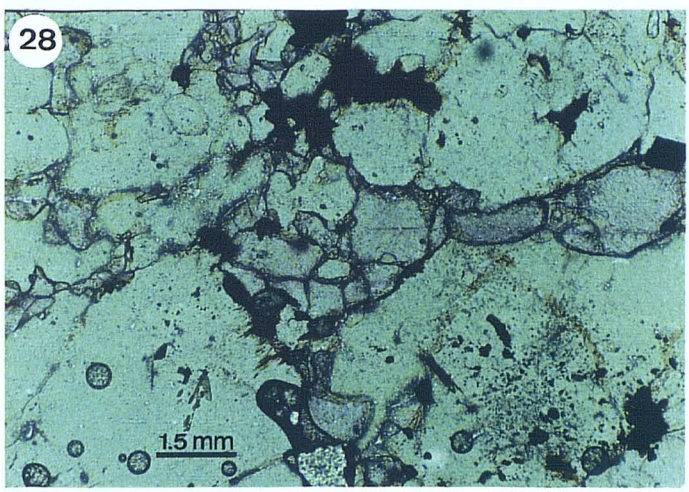
Foto 23. Textura microscópica de una roca de la facies Magnetita. Nótese la abundancia de cristales de magnetita (color negro). Los cristales de alta birrefringencia corresponden a aegirina.

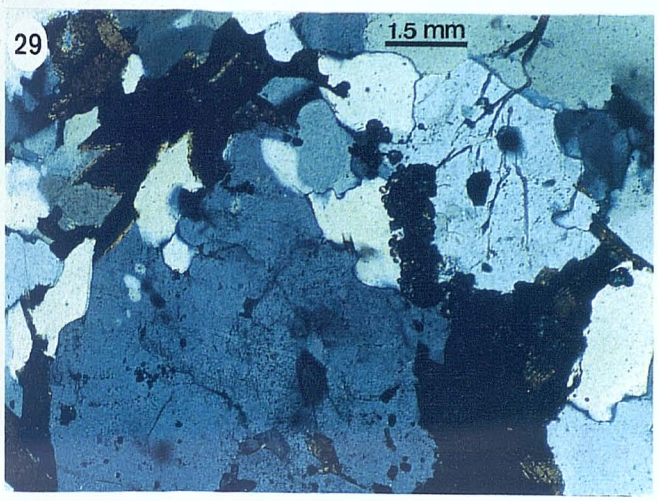
Foto 24. Detalle de cristales "fantasmas" formados por un agregado de magnetita y albita, seudomorfizando un mineral previo en la facies Magnetita e incluidos en un cristal de feldespato.











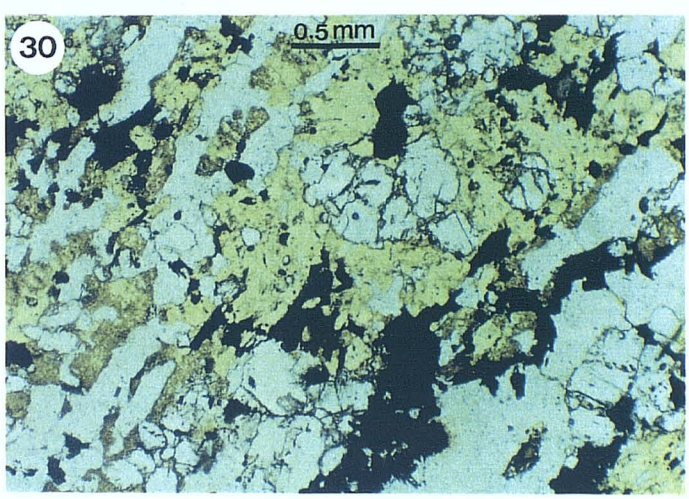


Foto 25. Aspecto en muestra de mano de una roca perteneciente a los Neises Radiactivos. Foliación menos marcada que en las rocas neísicas precedentes.

Foto 26. Aspecto al microscopio de un Neis Radiactivo. La foliación está marcada por la elongación de los cristales de cuarzo y, en este caso, la elongación de los agregados de circón (pequeñas bandas oscuras).

Foto 27. Anfíbol grunerítico en los Neises Radiactivos (mineral fibroso de color verde claro, a la derecha de la foto). En el centro de la foto, con color violeta, se puede apreciar un agregado de cristales de fluorita.

Foto 28. Detalle de un agregado de cristales de fluorita (color violeta) en los Neises Radiactivos RAD-1. Este mineral puede llegar a ser extraordinariamente abundante en estas rocas.

Foto 29. Detalle microscópico de las rocas RAD-1. En la foto se aprecia la ausencia de feldespato potásico. También cristales de biotita y agregados de circón.

Foto 30. Aspecto microscópico de las rocas RAD-2. Se observa la abundancia de feldespato potásico (color amarillo) y la orientación de la roca.

III. Mineralogía

III.1. ANFÍBOL

El principal mineral máfico en los materiales del Complejo del Galiñeiro *ss*, especialmente en los tipos peralcalinos, es el anfíbol. Además, el anfíbol también es un mineral esencial en algunas de las rocas circundantes al Complejo e íntimamente relacionadas con él, tal como son las rocas Anfibólico-biotíticas y, por supuesto, las Anfibolitas. Hemos estudiado por microsonda electrónica anfíboles pertenecientes a los siguientes litotipos:

- Facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro y Neises Radiactivos RAD-2, que presentan únicamente anfíboles sódicos.
- Neises Radiactivos RAD-1, que presentan únicamente anfíboles ferro-magnesianos.
- Rocas Anfibólico-biotíticas y anfibolitas, que presentan únicamente anfíboles cálcicos.

En la Tabla III.1 se da una relación de las muestras y número de puntos analizados para cada tipo de roca. En conjunto se han seleccionado 186 análisis sobre un total de 28 láminas delgadas. De estos análisis, 130 pertenecen al Complejo del Galiñeiro y 56 a Anfibolitas y rocas Anfibólico-biotíticas, (Tabla III.1). En las tablas de los Apéndices se da un listado completo de todos los análisis y fórmulas estructurales.

III.1.1. ANFÍBOLES SÓDICOS.

Como se ha mencionado anteriormente, los anfíboles sódicos son característicos de las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro (facies Galiñeiro, Zorro y Magnetita) y de los neises Radiactivos menos transformados (RAD-2). A continuación se describen sus aspectos composicionales más importantes.

ANFIBOLES									
GAL		MAG.		ZORRO		RAD-1		RAD-2	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
ER-24	4	ER-3	10	ER-70	13	ER-57	14	SG5B-11	5
ER-17	8	ER-88	12	ER-7	4			SG10B-16	10
ER-122	4	SG5-6	3	ER-37	3				
ER-141	2	ER-62	6						
ER-43	4	ER-117	2						
ER-75	3								
ER-77	3								
ER-127	3								
ER-137	1								
ER-5	9								
ER-66	7								
Total	48		33		20		14		15

ANF-BIOT		ANFIBOLITAS	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
SG8-1	15	ER-56	6
ER-14	10	ER-143	4
ER-25	9		
ER-55	12		
Total	46		10

Complejo del Galiñeiro=130 análisis
Otras rocas=56 análisis
Total anfíboles analizados 186

Tabla III.1. Relación de muestras y número de análisis químicos de anfíboles.

El cálculo de la fórmula estructural y de los contenidos en Fe^{3+} se han realizado sobre la base de 23 oxígenos, según el método propuesto por SPEAR & KIMBALL (1984). Entre las opciones de cálculo recomendadas por dichos autores se han elegido las siguientes:

- "Al+Si=8" para aquellos análisis con escasos contenidos de Al_2O_3. Este método proporciona un valor máximo de Fe^{3+} razonable para anfíboles muy pobres en Al (ROBINSON *et al.*, 1982).
- "Σcationes - K =15", para los pocos anfíboles de composición próxima al término final riebeckítico.
- "Σcationes - (Ca+K+ Na) = 13", para el resto de los anfíboles.

En 5 láminas delgadas (2 de la facies Galiñeiro, 2 de la facies Magnetita y 1 de la facies Zorro) se ha determinado también el contenido en F y Cl en los anfíboles, aunque no se ha considerado en el cálculo de la fórmula estructural.

La clasificación de estos anfíboles se ha realizado según las recomendaciones del "International Mineralogical Association Subcommittee on Amphiboles", recopiladas por LEAKE (1978), (Fig. III.1A y B).

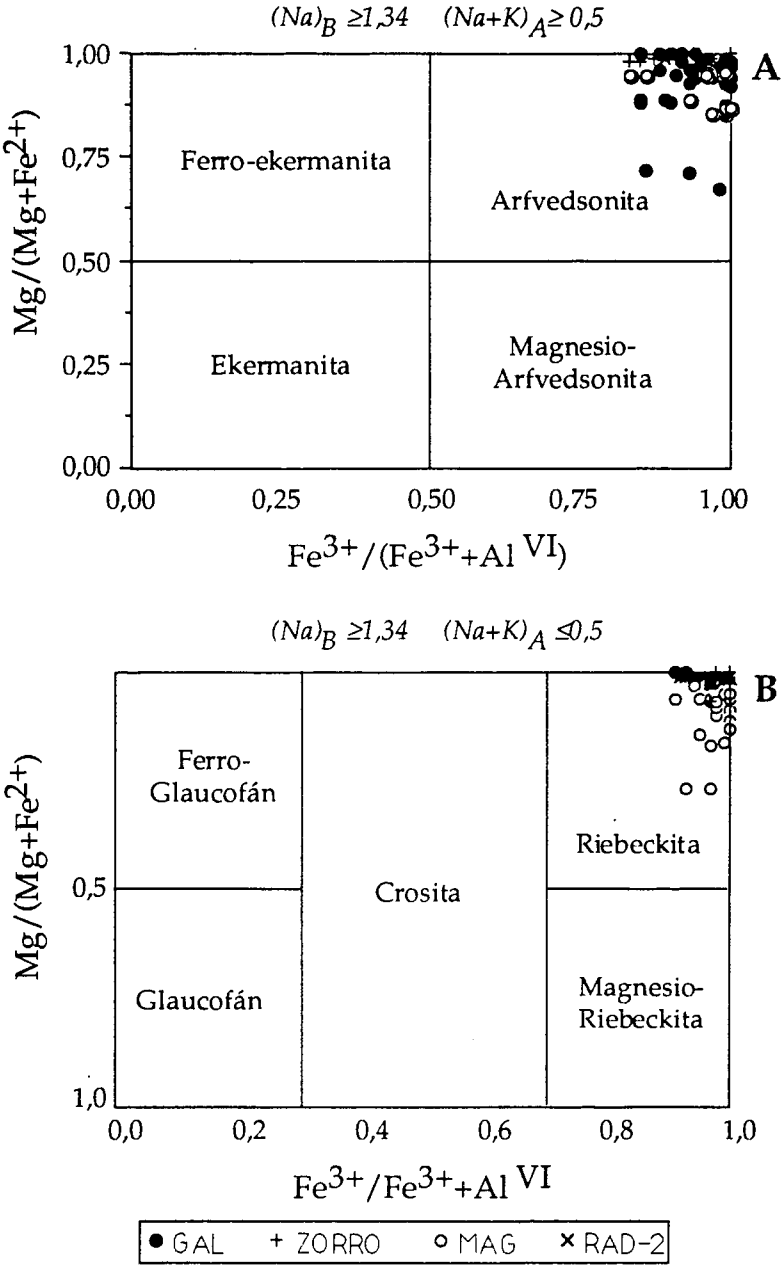


Fig. III.1. Clasificación de anfíboles en los diagramas "A" y "B" para anfíboles alcalinos de LEAKE (1978).

Todos los anfíboles sódicos del Complejo del Galiñeiro se clasifican como:

Riebeckitas ($(Na)_B \geq 1,34$, $(Na+K)_A < 0,50$, $Fe^2/(Fe^{2}+Mg) \geq 0,50$ y $Fe^3/(Fe^3+Al^{VI}) \geq 0,70$).

Arfvedsonitas ($(Na)_B \geq 1,34$, $(Na+K)_A \geq 0,50$, $Fe^2/(Fe^2+Mg) \geq 0,50$, $Fe^3/(F^3e+Al^{VI}) \geq 0,50$ y $Mn_C < 2,50$).

Composición

A partir de los diagramas $Si/(Na+K)_A$ (Fig. III.2) se observa que la composición corresponde básicamente a una solución sólida riebeckita-arfvedsonita y sólo en unos pocos casos las composiciones se acercan al término puro riebeckítico. Se aprecia lo mismo en el diagrama propuesto por GIRET et al (1980) (Fig. III.3) para anfíboles de complejos anorogénicos. Los anfíboles pertenecientes a la facies Zorro son, de todos ellos, los que más se aproximan hacia términos ligeramente cálcicos.

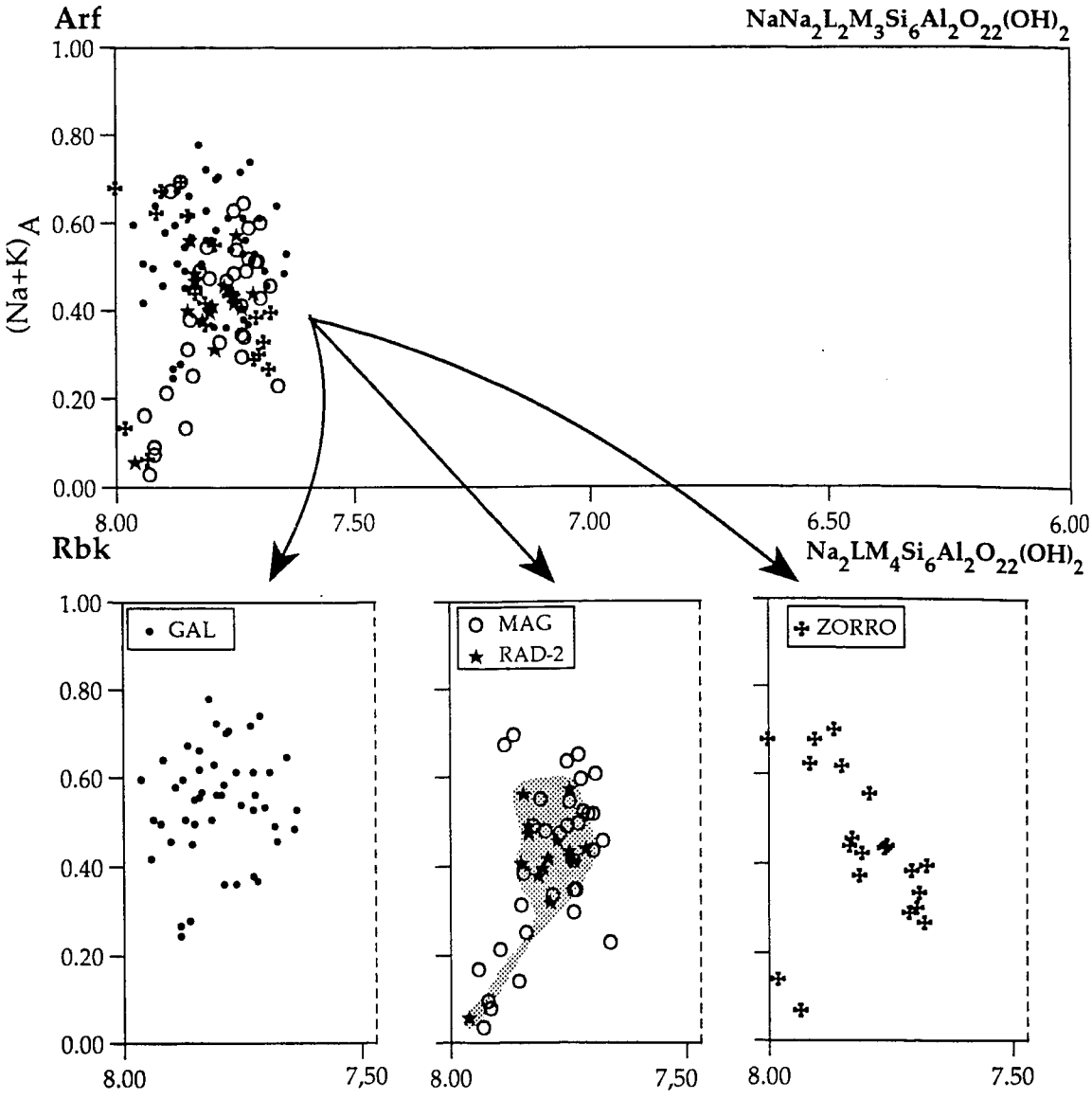


Fig. III.2. Anfíboles sódicos del Complejo del Galiñeiro representados entre los términos arfvedsonita y riebeckita. En el diagrama superior se representan todos los anfíboles. En los gráficos inferiores los anfíboles se separan por facies.

Merece la pena resaltar que en ningún caso se han observado zonaciones dentro de los cristales de anfíbol ni ningún tipo de reacción con otros minerales, lo que sugiere condiciones de equilibrio con la paragénesis actual.

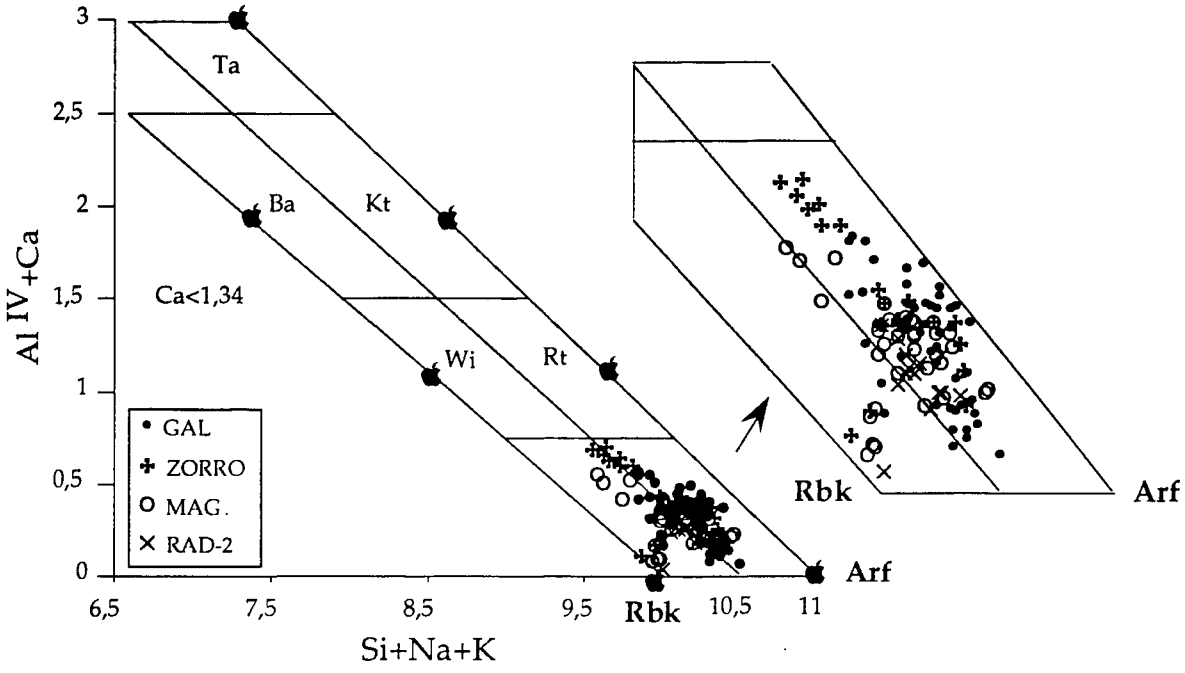


Fig. III. 3. Diagrama (Si+Na+K) *vs* (Al ^{IV}+Ca) de GIRET *et al.* (1980) para anfíboles de complejos anorogénicos. Se observa una solución sólida Arfvedsonita-Riebeckita en los anfíboles del Galiñeiro. Los anfíboles de la facies Zorro son los únicos que se aproximan hacia términos más cálcicos (winchita-richterita).
●= términos finales : **Ta**=taramita, **Kt**=katoforita, **Ba**=barroisita, **Wi**=winchita, **Rbk**= riebeckita, **Arf**=arfvedsonita.

El contenido en Cl está por debajo del límite de detección, en cambio el contenido en F es elevado, acercándose generalmente al 0,5% y excepcionalmente al 1%.

A pesar de que la proporción de F en el anfíbol no parece relacionada con la facies a la que éste pertenece, sí se observa que en la única muestra analizada de la facies Zorro, los anfíboles presentan un contenido en F ligeramente menor que en las muestras del resto de las facies peralcalinas.

Proyectados todos los anfíboles sódicos en el diagrama $Si/(Na+K)_A$ (Fig. III.2) se observa lo siguiente:

(1) Los anfíboles correspondientes a la facies Galiñeiro se distribuyen en una nube en la que no es posible apreciar ningún tipo de tendencia.

(2) Los anfíboles de la facies Magnetita muestran una clara correlación negativa, en la que se superponen los anfíboles alcalinos de los Neises Radiactivos poco transformados (RAD-2).

(3) Los anfíboles de la facies Zorro presentan una ligera correlación positiva y que corta la tendencia definida por los anfíboles de las facies Magnetita y RAD-2.

En el diagrama de Si/Ca_B (Fig. III.4) la distribución de los anfíboles ratifica la superposición de los anfíboles de la facies Magnetita y los de los neises RAD-2 y se distinguen además dos poblaciones de anfíboles de la facies Zorro y otras dos de la facies Galiñeiro, de estás últimas, una coincide con la nube formada por los anfíboles de la facies Magnetita y RAD-2.

En el diagrama (Si+Na+K) /(Al IV+Ca) de GIRET *et al.* (1980), (Fig. III.3) se observa también que una población de anfíboles de la facies Zorro se aproxima más que el resto hacia términos más cálcicos.

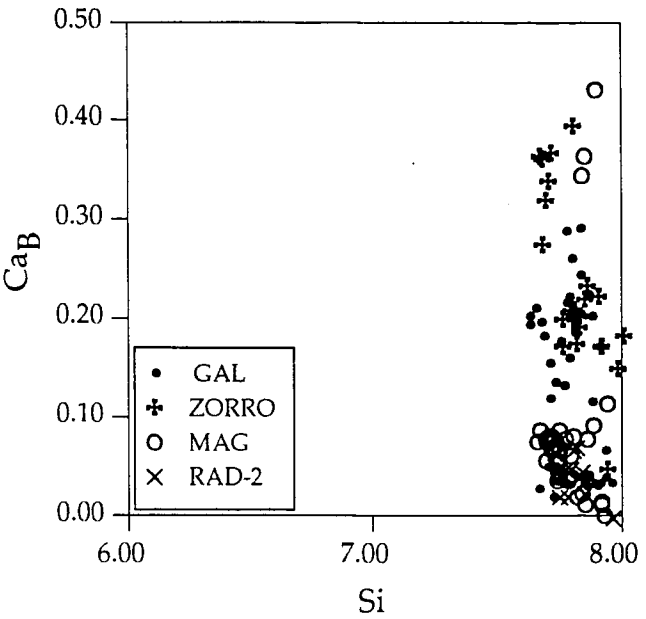


Fig. III.4. Diagrama Si/Ca_B para todos los anfíboles sódicos del Complejo del Galiñeiro.

En los diagramas de Si/Ti, propuestos por LEAKE (1965), (Fig. III.5) para distinguir entre anfíboles ígneos y metamórficos, se observa que los anfíboles de las facies Galiñeiro y Zorro se distribuyen en el campo ígneo y en el metamórfico, aunque la mayoría de los puntos pertenecientes a la facies Zorro están incluidos en el campo de los anfíboles metamórficos. La posición de los anfíboles de la facies Magnetita y los RAD-2 en este diagrama es la misma, y son los únicos que se proyectan casi íntegramente en el campo metamórfico.

A partir de estas observaciones, y teniendo en cuenta el origen matasomático de los neises Radiactivos RAD-2 y también, aunque en menor medida, de las rocas de la facies Magnetita, resulta lógico pensar que los anfíboles de ambos tipos de facies se hayan formado durante la etapa

metasomática que puede estar relacionada con los últimos episodios magmáticos. Los anfíboles de las facies Galiñeiro y Zorro presentan composiciones muy próximas, aunque como se ha visto en los mencionados diagramas, hay un gran número de puntos que difieren de los anteriores y que podrían corresponder a un episodio tardimagmático.

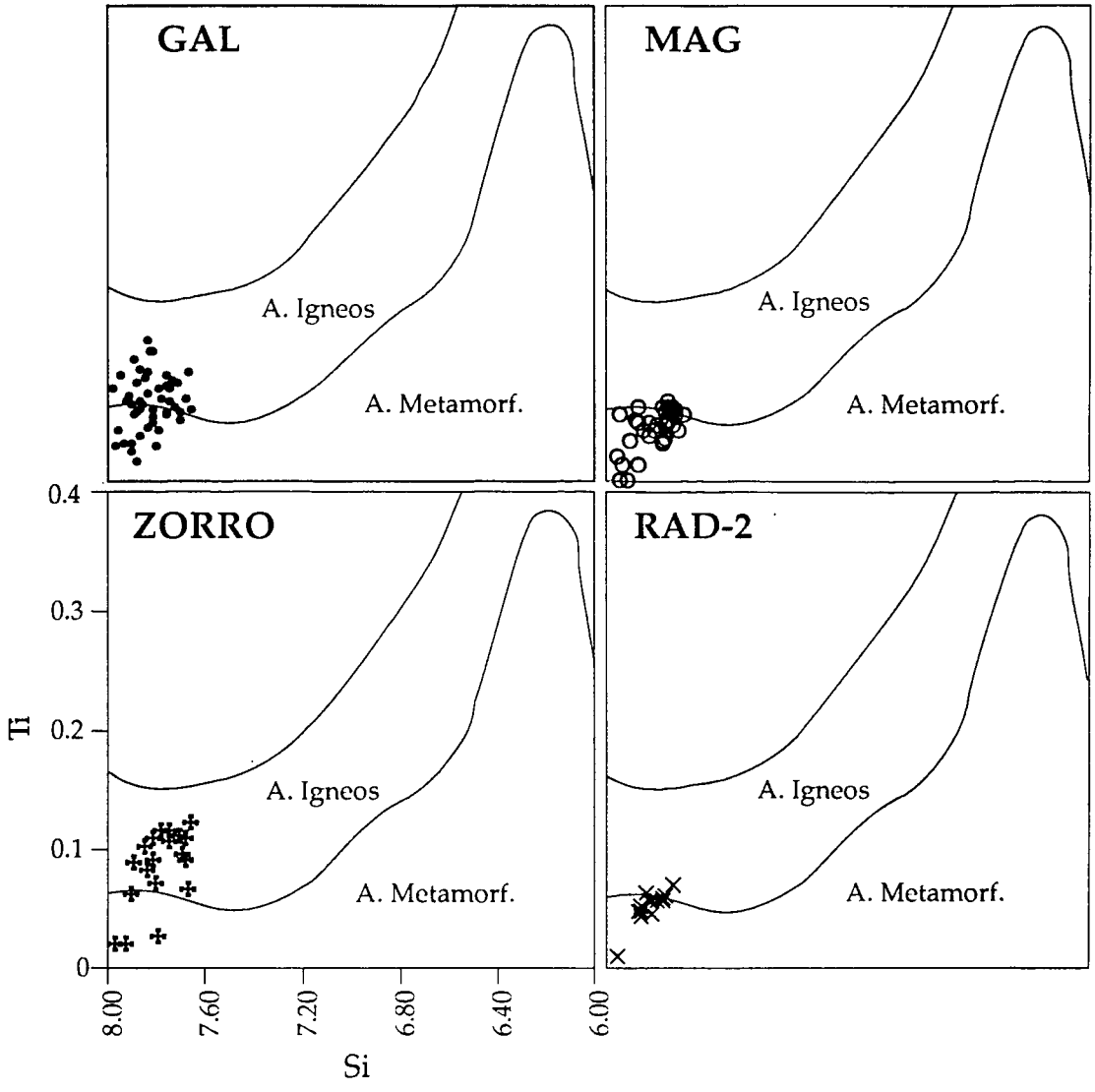


Fig. III.5. Distinción entre anfíboles ígneos y metamórficos (LEAKE, 1965).

Condiciones de estabilidad y recristalización durante el metamorfismo Hercínico

Los estudios experimentales de ERNST (1962) clarificaron en gran medida las relaciones entre riebeckita y arfvedsonita. Ambos minerales cristalizan generalmente en las últimas etapas de solidificación de granitos anorogénicos, siendo la fugacidad de oxígeno el factor que ejerce mayor

control sobre el carácter de esta solución sólida. ERNST (1962) demostró experimentalmente que la riebeckita no puede formarse en etapas magmáticas y se origina a partir de una fase fluida en episodios hidrotermales o subsólidus. La arfvedsonita, según se deduce de los mismos estudios experimentales, podría formarse bien sea en episodios tardimagmáticos de baja temperatura o bien en condiciones subsólidus. Los ambientes reductores son propicios a la formación de arfvedsonita, mientras que los ambientes oxidantes favorecen la formación de riebeckita. El paso de uno a otro anfíbol está, por tanto, controlado en gran medida por las fluctuaciones de las condiciones de oxidación.

Estos resultados experimentales son consistentes con las deducciones que pueden extraerse del quimismo de los anfíboles sódicos del Complejo del Galiñeiro.

Sin embargo, hay que considerar que posteriormente a lo ocurrido durante las etapas magmáticas o postmagmáticas todas estas rocas han estado afectadas por procesos metamórficos hercínicos. Este metamorfismo no parece haber modificado esencialmente la composición de estos anfíboles; no se ha observado en ninguna ocasión fenómenos reaccionales con la paragénesis presente en el Complejo del Galiñeiro. Las condiciones de dicho metamorfismo han debido ser las mismas que aquellas en que cristalizaron los anfíboles primarios y metasomáticos, por lo que únicamente se observan fenómenos de recristalización.

La neoformación de los anfíboles posteriormente a las etapas magmáticas queda clara en el diagrama de la Fig. III.6, en el que se ha representado la tendencia magmática normal (a mayor valor de SiO_2 mayor valor de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$) y en el que se observa que la distribución de los anfíboles de Complejo del Galiñeiro es independiente de tal tendencia.

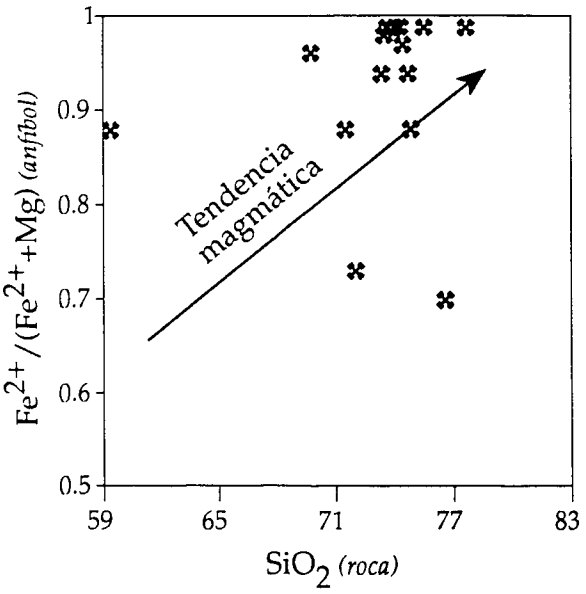


Fig. III.6. SiO_2 (en la roca) *vs* $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (en el anfíbol).

Las condiciones de estabilidad del anfíbol en función de la T y $fO2$

pueden extraerse de la información proporcionada en conjunto por los diagramas T/fO_2 a 2 Kb de presión de NICHOLLS & CARMICHAEL (1969) y ERNST (1962) a partir de los cuales se ha hecho una composición (Fig. III.7).

NICHOLLS & CARMICHAEL estudiaron especialmente el campo libre de óxidos de Fe y Ti. Como en el caso del Complejo del Galiñeiro sí hay óxidos de Fe y Ti (magnetita e ilmenita) se deduce que el campo de estabilidad de la paragénesis metamórfica del Complejo del Galiñeiro está por debajo de la temperatura a la que desaparecen los óxidos (< 550°C aproximadamente). Por otra parte, en el Complejo del Galiñeiro no aparece hematites, por lo que la paragénesis queda restringida al espacio Mt-Ac-Il por encima de la línea de estabilidad del anfíbol, por debajo de la cual el diagrama de NICHOLLS & CARMICHAEL no distingue más que una sóla fase de anfíbol sódico.

ERNST (1962) al estudiar la composición de la riebeckita en un diagrama similar (T/fO_2) separó dos fases: riebeckita y arfvedsonita, en función de la relación Si/(Si+Na+Fe) en fórmula estructural. Esto está representado en la parte inferior del diagrama de la Fig. III.7. La riebeckita pasa a composiciones arfvedsoníticas al descender la fO_2. La separación entre los campos de estabilidad de riebeckita y riebeckita-arfvedsonita se situa en una línea cuyo valor de la relación Si/(Si+Na+Fe)=0,530.

La zona sombreada de la Fig. III.7 representa el campo de estabilidad de la paragénesis metamórfica del Complejo del Galiñeiro, ya que coexisten Riebeck + Arfved + Magnet + Ilmen + Acmita + Q. Las relaciones Si/(Si+Na+Fe) de los anfíboles sódicos del Complejo del Galiñeiro están incluidas en esta zona. Estos datos permiten precisar unas condiciones de temperatura inferiores aproximadamente a 550°C y una fugacidad de oxígeno entre aproximadamente 10^{-19} y 10^{-23} para la formación del anfíbol y equilibrio de la paragénesis metamórfica actual.

Con respecto a la aparición de la riebeckita, la hipótesis que creemos más probable es que se haya formado por desestabilización de la arfvedsonita primaria tardimagmática por descenso de temperatura o por aumento en las condiciones de oxidación.

Esquemáticamente, la reacción de transformación podría haber sido:

$$Arfvedsonita = Riebeckita + Magnetita + Albita + Q.$$

Al aumentar la fO_2, se formaría, además de riebeckita, magnetita.

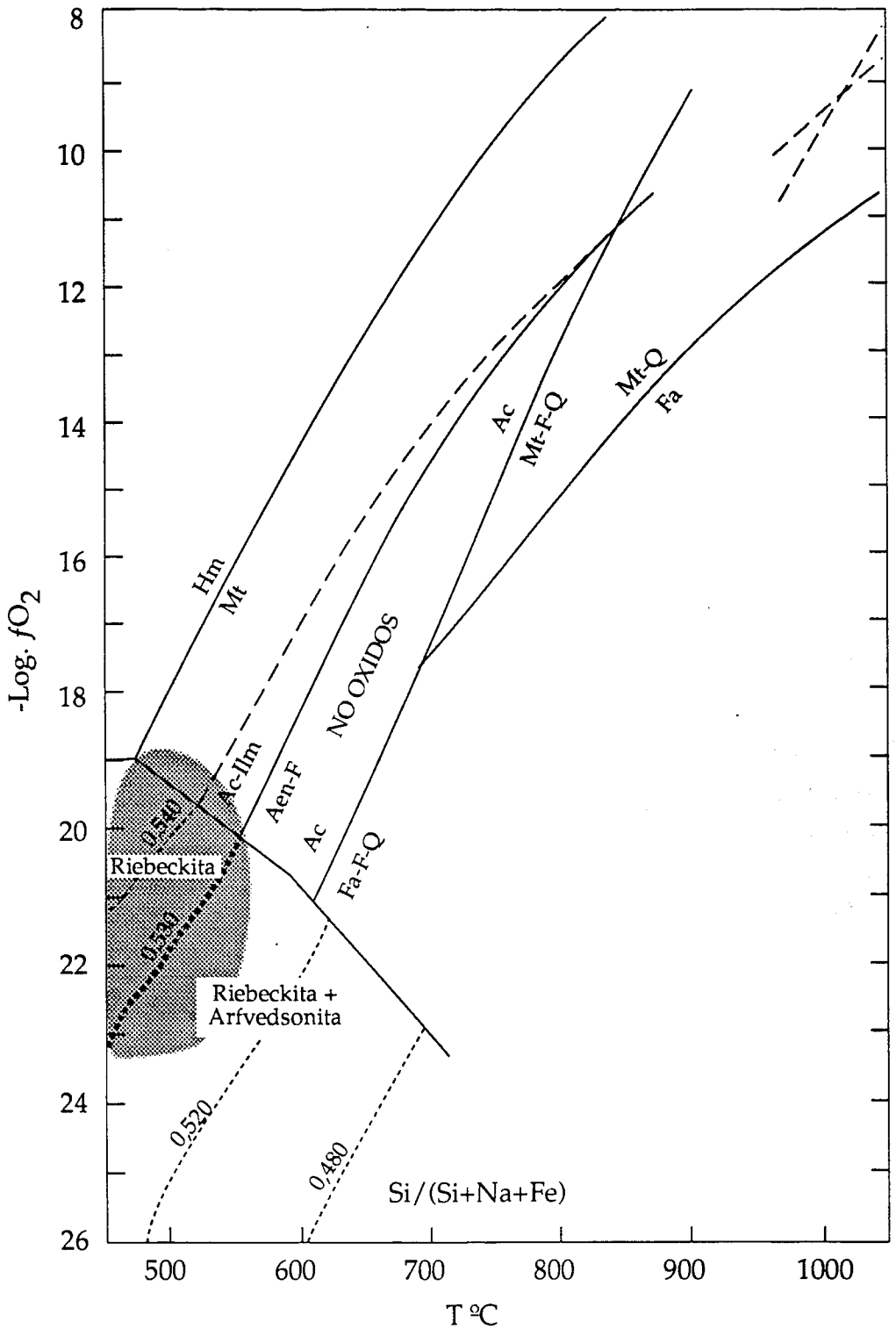


Fig. III.7. Composición a partir de los diagramas fO_2/T de NICHOLLS & CARMICHAEL (1969) y ERNST (1962). La zona sombreada corresponde aproximadamente al campo de estabilidad de la paragénesis metamórfica del Complejo del Galiñeiro. Los valores numéricos de líneas discontinuas en la parte inferior de la gráfica corresponden a valores de la relación Si/(Si+Na+Fe) en fórmula estructural. Todos los valores de esta relación en los anfíboles del Complejo del Galiñeiro están incluidos en la zona sombreada). Abreviaturas: **Hm**=hematites. **Mt**=magnetita. **Ac**=acmita. **Aen**=aenigmatita. **Fa**=fayalita. **Q**=cuarzo. **F**=fluido (sódico).

III.1.2. ANFÍBOLES FERRO-MAGNESIANOS

En los Neises Radiactivos muy transformados (RAD-1) el anfíbol es muy escaso y cuando aparece es siempre ferro-magnesiano ($(Ca+Na)_B < 1,34$), nunca sódico. Solamente se ha encontrado en 2 láminas delgadas, una de superficie y otra de un sondeo. Se trata de un anfíbol de color verde pálido o pardo claro, de aspecto bastante fibroso y alta birrefringencia que al microscopio aparece exento de zonaciones (Foto 27).

El cálculo de las fórmulas estructurales se ha realizado sobre 23 oxígenos, partiendo de que Σcationes - K=15. Una vez calculadas las fórmulas estructurales se ha visto que existía un pequeño deficit en la posición tetraédrica, lo que podría indicar la presencia de Fe^{3+} en esta posición. Los resultados completos y fórmulas estructurales se adjuntan en las tablas de los Apéndices, al final de esta memoria.

Composicionalmente se trata de anfíboles de la serie Cummingtonita - Grunerita, pero mucho más próximos al término férrico que al magnésico. Según las recomendaciones del "International Mineralogical Association Subcommittee on Amphiboles" (LEAKE, 1978) se clasificarían como **Gruneritas** ($Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+}) \geq 0,70$), (Fig. III.8).

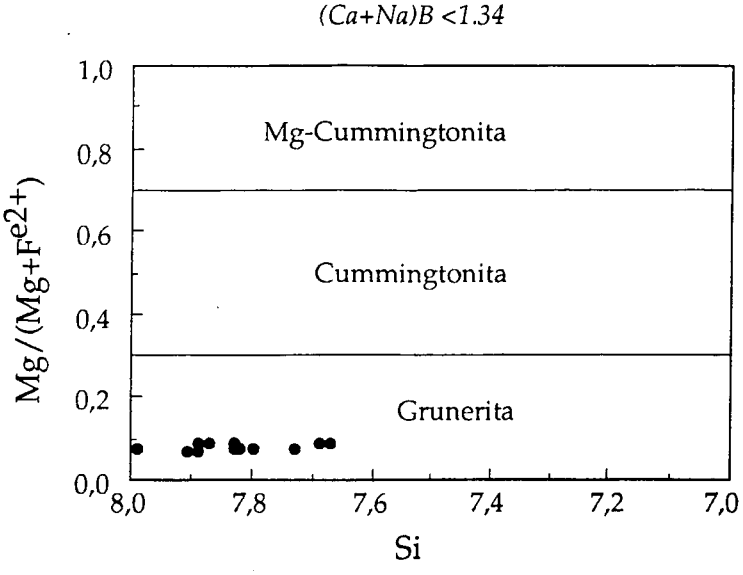


Fig. III.8. Representación de los anfíboles ferromagnesianos en el diagrama "B" de LEAKE (1978).

En algunos casos se han determinado también Cl y F; los contenidos en Cl son muy bajos (las cantidades están dentro del error analítico), y el valor medio de F es de 0,03%, mucho más bajo que el de los anfíboles sódicos. Los contenidos en estos elementos no se han tenido en cuenta a la hora de calcular las fórmulas estructurales.

Los anfíboles ferro-magnesianos del Complejo del Galiñeiro, tal como ocurre con los anfíboles sódicos, son texturalmente metamórficos. Por otra parte la grunerita es un mineral característico de metamorfismo regional, a veces con una paragénesis Magnetita + Grunerita + cuarzo (DEER *et al.*, 1992). Sin embargo la cummingtonita, también puede ser ígnea y, de hecho, es el único miembro de la serie con esa posibilidad (KUNO, 1938), aunque prácticamente siempre se ha citado en rocas volcánicas silícicas.

Esto, junto con el hecho de que el anfíbol grunerítico aparece sólo en los neises RAD-1, sugiere que se ha formado como consecuencia de las transformaciones metasomáticas y posterior recristalización durante el metamorfismo.

III.1.3. ANFÍBOLES CÁLCICOS

Aparecen restringidos a las rocas anfibólico-biotíticas y a los diques de anfibolitas, en las que no hay otros anfíboles que no sean cálcicos ($(Ca+Na)_B \geq 1,34$ y $Na_B < 0,67$). Puesto que se han observado importantes diferencias composicionales entre los anfíboles cálcicos de ambas litologías, se expondrán separadamente en los párrafos que siguen.

La fórmula estructural se ha calculado sobre 23 oxígenos y considerando que Σcationes - (Ca+Na+K) = 13. Los resultados analíticos y las fórmulas estructurales se adjuntan en los Apéndices.

A) Los anfíboles de las rocas Anfibólico-biotíticas:

Se han realizado 46 análisis en 4 láminas delgadas. La proyección de los puntos en los diagramas de casificación de LEAKE (1978), (Fig. 9) muestra que se trata de:

Hastingsita ($(Na+K)_A \geq 0,50$, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 0,30$, $Si < 6,25$, $Ti < 0,50$ y $Fe^{3+} > Al^{VI}$)

Hornblenda hastingsítica ($(Na+K)_A \geq 0,50$, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 0,30$, $Si = 6,25$-$6,49$, $Ti < 0,50$ y $Fe^{3+} > Al^{VI}$)

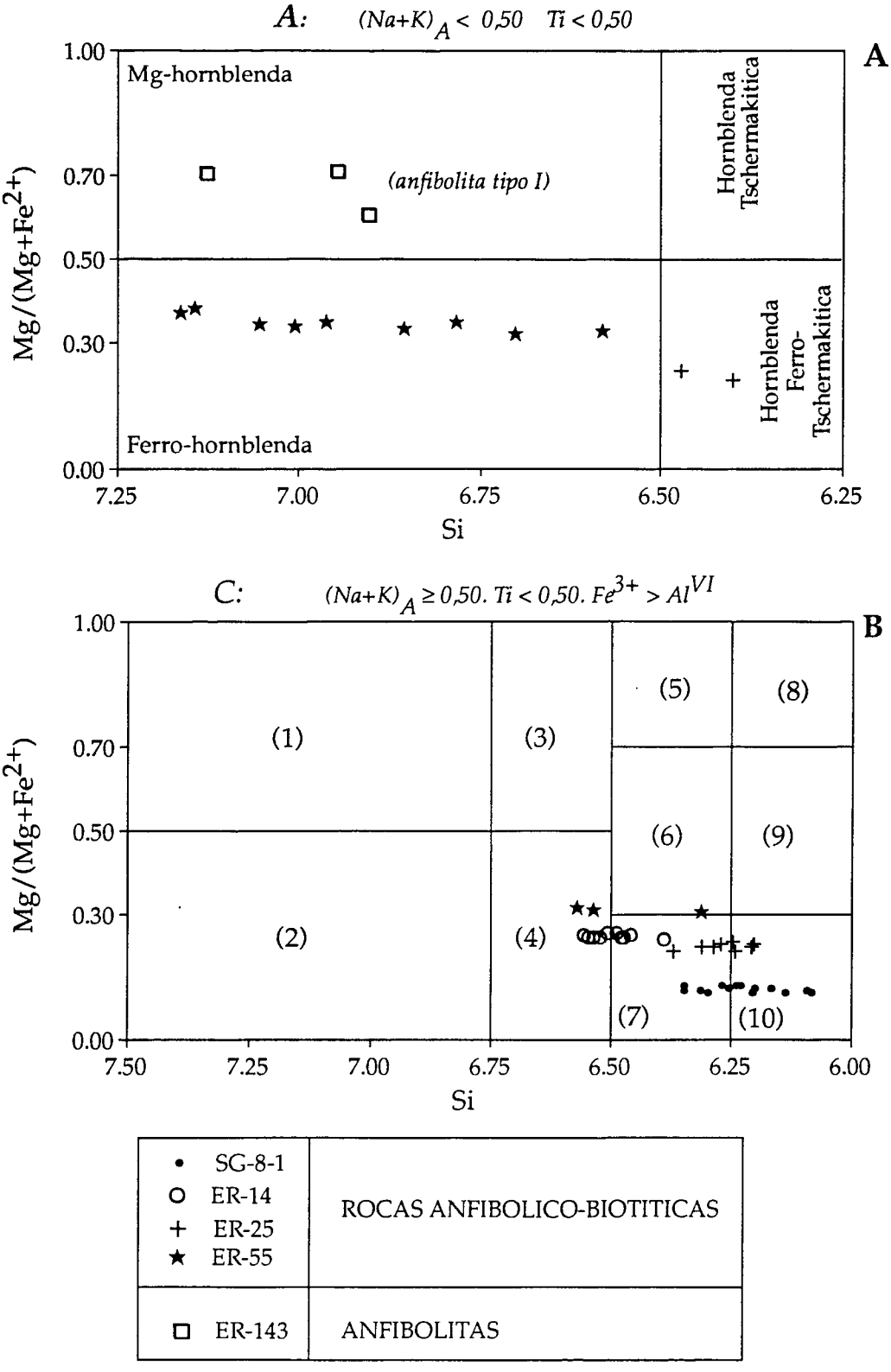


Fig. III.9. **A)** Representación de los anfíboles cálcicos de las Rocas Anfibólico-biotíticas y de las anfibolitas en el diagrama "A" de LEAKE (1978). **B)** Representación de los anfíboles cálcicos de las Rocas Anfibólico-biotíticas en el diagrama "C" de LEAKE (1978). **(1)** Edenita. **(2)** Ferro-edenita. **(3)** Hornblenda edenítica. **(4)** Hornblenda ferro-edenítica. **(5)** Hornblenda magnesio-hastingsítica. **(6)** Hornblenda hastingsítico magnesiana. **(7)** Hornblenda hastingsítica. **(8)** Magnesio-hastingsita. **(9)** Hastingsita magnesiana. **(10)** Hastingsita.

Hornblenda ferro-edeníticas ($(Na+K)_A \geq 0,50$, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 0,50$, Si = 6,50-6,7)
Ferro-hornblenda ($(Na+K)_A < 0,50$, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 0,50$, Si = 6,50-7,24)
Hornblenda ferro-tschermakítica ($(Na+K)_A < 0,50$, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 0,50$, Si = 6,25-6,49, Ti < 0,50). Esta fase se ha encontrado en un solo caso.

A pesar de la aparente diversidad de nombres, todos estos anfíboles presentan muy poca variación composicional.

B) Los anfíboles de las Anfibolitas:

Se han realizado 10 análisis en 2 láminas delgadas, una perteneciente al tipo I de anfibolitas y otra al tipo II (ver capítulo de petrografía). En las Fig. III.9A y III.10 se proyectan los resultados obtenidos. La composición de los anfíboles de las Anfibolitas corresponde a:

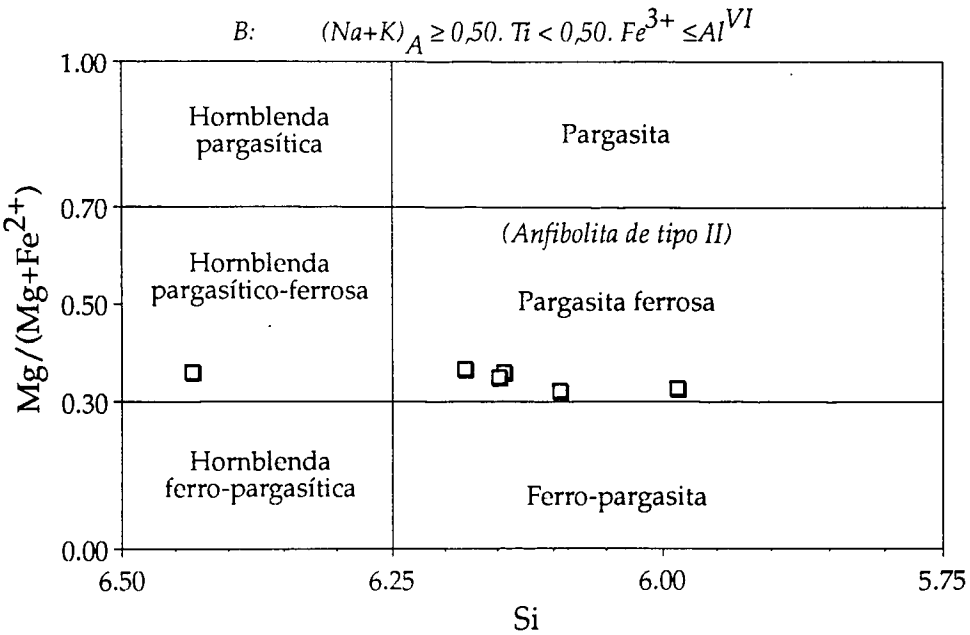


Fig. III.10. Representación de los anfíboles de las anfibolitas en el diagrama de clasificación "B" de LEAKE (1978).

Magnesio-hornblenda ($(Na+K)_A < 0,50$, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) \geq 0,50$, Si = 6,50-7,24), en las Anfibolitas de tipo I.
Pargasita ferrosa ($(Na+K)_A \geq 0,50$, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,30-0,69$, $Si < 6,25$, $Ti < 0,50$ y $Fe^{3+} \leq Al^{VI}$), en las Anfibolitas de tipo II.
Hornblenda pargasítico-ferrosa ($(Na+K)_A \geq 0,50$, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,30-0,69$, Si = 6,25-6,49, $Ti < 0,50$ y $Fe^{3+} \leq Al^{VI}$), también en las Anfibolitas de tipo II.

Se observa, por tanto, que existe un diferencia composicional cierta, entre los anfiboles de los tipos I y II de anfibolitas, aunque no demasiado grande.

Como en el caso de los anfíboles alcalinos y ferro-magnesianos del Complejo del Galiñeiro, los anfíboles cálcicos de las rocas circundantes y diques de anfibolitas han recristalizado durante el metamorfismo.

III.2. BIOTITAS

La distribución de la biotita en las rocas del Complejo del Galiñeiro y rocas circundantes es muy irregular: en las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro aparece sólo esporádicamente, e incluso puede faltar, tal como ocurre en la facies Zorro. Cuando está presente, es siempre en muy pequeñas cantidades.

En las rocas metasomatizadas del Complejo (Neises Radiactivos) la biotita puede llegar a aparecer en cantidades elevadas (el valor medio está en torno a 10% para los dos subtipos), (ver Tabla II.2). En las rocas circundantes al Complejo, la biotita es un mineral esencial de las rocas Anfibólico-biotíticas y está siempre presente en las anfibolitas, aunque en proporciones moderadas. En los paraneises biotita y moscovita son muy abundantes, aunque sus proporciones también experimentan considerables variaciones.

Se han analizado por microsonda electrónica biotitas pertenecientes a todas las rocas mencionadas. En total se han efectuado 144 análisis pertenecientes a 28 láminas delgadas, 106 análisis corresponden a las rocas peralcalinas y metasomaticas del Complejo del Galiñeiro y el resto pertenecen a las rocas Anfibólico-biotíticas, anfibolitas y paraneises (Tabla III.2).

Además de los óxidos de elementos mayores, en algunas de las biotitas también se ha determinado F y Cl.

El cálculo de la fórmula estructural se ha realizado sobre 22 oxígenos e incluyendo Fe^{3+} como catión. Puesto que los análisis se han realizado por microsonda electrónica, es obvio que el Fe^{3+} no se ha determinado analíticamente , sino que se ha realizado una estimación indirecta.

BIOTITAS

GAL		MAG.		RAD-1		RAD-2	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
ER-24	2	ER-3	3	ER-57	8	SG5B-2	10
ER-77	1	SG6-4	1	SG3-6	6	SG5B-7	7
ER-127	3			SG3-7	5	SG5B-1	5
SG12B-10	3			SG3-4	2	SG10B-24	9
SG12B-12	2					SG10B-18	12
SG12B-9	8					SG10B-16	2
SG14B-1	3					SG10B-24b	8
						SG10B-19	6
Total	22		4		21		59

Complejo del Galiñeiro=106 análisis
Otras rocas= 38 análisis
Total biotitas analizadas=144 análisis

ANF-BIOT		ANFIBOLITAS		PARANEIS	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
SG8-1	4	ER-56	4	ER-59	10
ER-14	8				
ER-25	4				
ER-55	8				
Total	24		4		10

Tabla III.2. Relación de muestras y número de análisis químicos en biotitas.

Partimos de que la paragénesis de minerales opacos asociados a la biotita permite estimar indirectamente los contenidos de Fe^{3+}. Según esto, GUIDOTTI (1984) diferencia los siguientes casos:

- Las rocas que contienen hematites o magnetita se han formado en condiciones de fO_2 relativamente elevadas. Por tanto, los valores de la relación Fe^{3+}/Fe^{2+} en las biotitas de dichas rocas tienen que ser elevados.

- Las rocas que contienen ilmenita sola o ilmenita + sulfuros de Fe tienen biotitas cuya relación Fe^{3+}/Fe^{2+} es baja a moderada, aunque todavía pueden tener contenidos significativos de Fe^{3+} .

- Por último, las rocas que contienen grafito + ilmenita + sulfuros de Fe se forman en muy bajas condiciones de fO_2, por lo que sus biotitas tienen muy poca cantidad de Fe^{3+}.

Las rocas del Complejo del Galiñeiro están en el primer caso, puesto que contienen magnetita. Por tanto, es lógico pensar que tengan contenidos elevados de Fe^{3+} y por tanto, que haya que incluir dicho catión en el cálculo de la fórmula estructural. Una vez aceptada esta idea, el problema es saber qué método hay que emplear para el cálculo del porcentaje de Fe^{3+} en los análisis por microsonda. Para ello se puede acudir a métodos de tres tipos:

1) Métodos iterativos, (ej. DYMECK, 1983): se basan en los ajustes de cargas, asumiendo la existencia de substituciones implicando vacantes y oxi-sustituciones.

2) Métodos estadísticos (ej. BRUIYN *et al.*, 1983):, Se basan en la aplicación de una función lineal calculada por regresión múltiple sobre análisis de biotitas que incluyen Fe^{3+} y Fe^{2+}, analizadas por vía húmeda y espectroscopía Mössbauer.

3) Métodos en los que se asume un valor fijo de la relación Fe^{3+}/Fe^{2+}, (ej. CZAMANSKE & WONES, 1973).

La aplicación de los métodos 1 y 2 a muestras reales cuya proporción de Fe^{3+}/Fe^{2+} haya sido determinada analíticamente ha mostrado que dan resultados muy alejados de la realidad (PEREIRA, 1992). Además, estos métodos tienen la desventaja de producir estimaciones distintas de Fe^{3+}/Fe^{2+} para cada análisis y por tanto, contribuir enormemente a la propagación de errores. Por esta razón no nos parecen aconsejables. Así pues, hemos elegido el método de asumir un valor fijo de la relación Fe^{3+}/Fe^{2+}, puesto que es el más simple y tiene la ventaja de introducir el mismo factor de error en todos los casos.

El factor Fe^{3+}/Fe^{2+} aplicado ha sido:

$$\frac{\textbf{Fe}^{3+}\ \textbf{expresado como FeO}}{\textbf{Fe}^{2+}\ \textbf{expresado como FeO}} = 0{,}1988$$

Este factor se determinó a partir de un análisis por vía húmeda realizado por FLOOR (1966, pag. 62) sobre una biotita perteneciente a la facies Galiñeiro. El algoritmo de cálculo ha sido el siguiente:

$$Fe_2O_3\ calculado = FeO\ analítico * 0{,}1988 / 0{,}8998$$

$$FeO\ calculado = FeO\ analítico - FeOtotal * 0{,}1988.$$

Los resultados analíticos completos y las fórmulas estructurales se incluyen en los Apéndices.

Tipificación y Composición

Todas las biotitas estudiadas se han proyectado en el cuadrilátero de composición de DEER *et al.* (1962) (Figs. III.11 y III.12A,B,C). A grandes rasgos, se pueden distinguir tres grupos composicionales diferentes que coinciden con los distintos tipos de rocas (peralcalinas, metasomáticas y rocas del entorno).

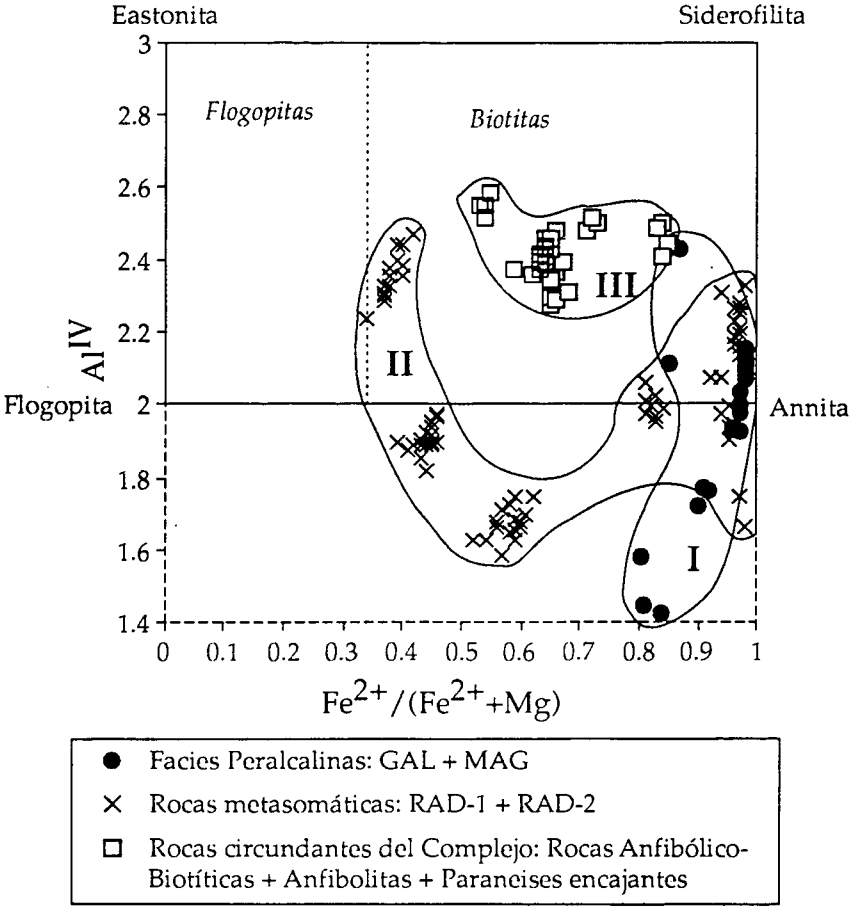


Fig. III.11. Representación de la composición de todas las biotitas estudiadas en términos de $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ y Al^{IV}. Términos extremos tomados de DEER *et al.* (1962):
$K_2Mg_5Al_4Si_5O_{20}(OH)_4$——$K_2Fe_5Al_4Si_5O_{20}(OH)_4$

$K_2Mg_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$——$K_2Fe_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$

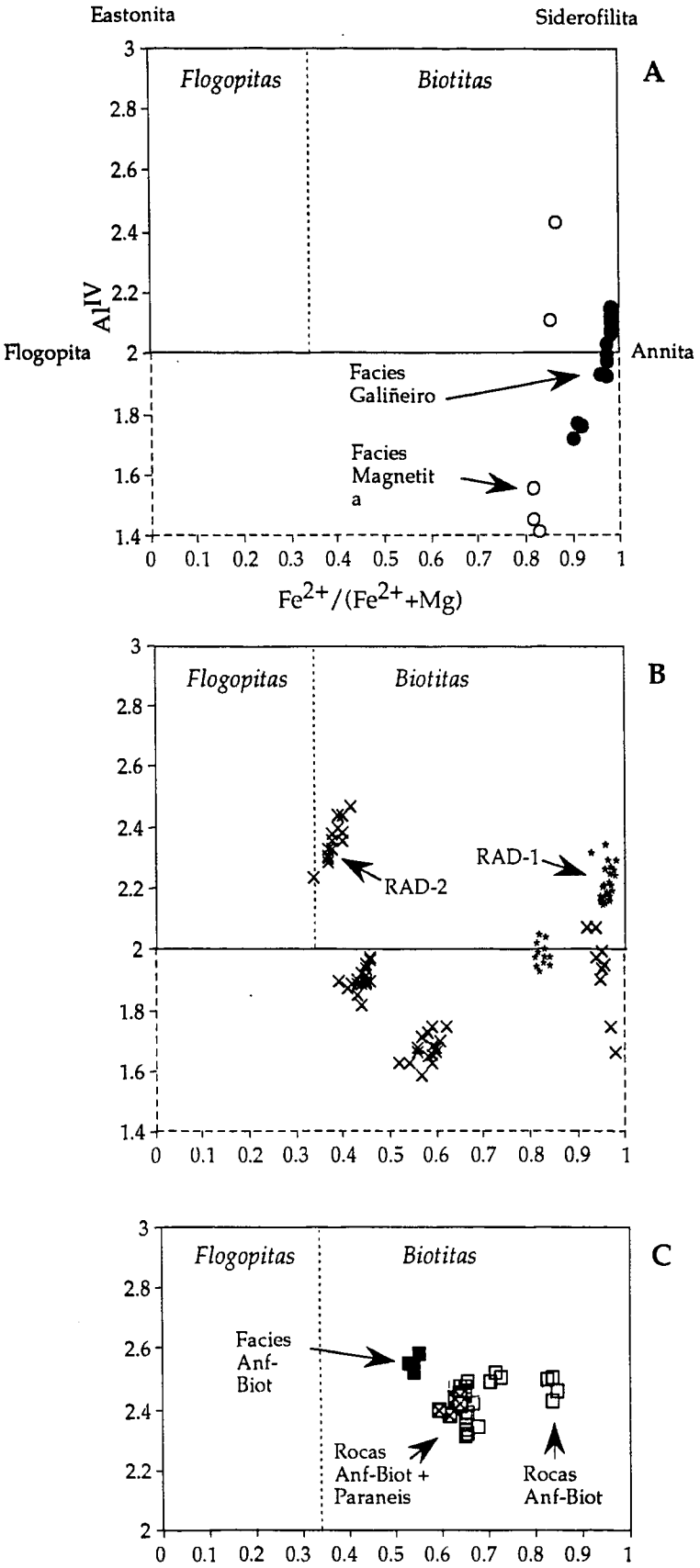


Fig. III.12. Representación de las biotitas en el diagrama de DEER *et al.* (1962). **A)** Facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro. **B)** Facies metasomáticas. **C)** Rocas del entorno (Anfibolitas, Rocas Anfibólico-Biotíticas y Paraneises encajantes).

I- Biotitas de las facies peralcalinas.

II- Biotitas de las facies metasomáticas del complejo.

III- Biotitas de las rocas del entorno, incuyendo rocas Anfibólico-biotíticas, anfibolitas y paraneises encajantes.

A partir de dicho diagrama se pueden establecer las siguientes observaciones:

(1) La característica principal de la mayoría de las biotitas de las facies peralcalinas y metasomáticas (grupo I y II) es su bajo contenido en Al^{IV}, por lo cual, aproximadamente la mitad de los puntos se proyectan fuera del mencionado cuadrilátero. En la mayoría de los casos el Al total no es suficiente para completar la capa tetraédrica de las biotitas, lo que fuerza la entrada de Fe^{3+} en dicha posición. La explicación a este hecho hay que buscarla en la composición química de la roca, peralcalina y, por tanto, pobre en Al_2O_3.

(2) Los valores de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ de las biotitas del **grupo I** son muy elevados y homogéneos. Se trata, pues, de annitas prácticamente puras, con un componente flogopítico casi inexistente. Habida cuenta, además, de que estas biotitas contienen una apreciable cantidad de Fe^{3+}, podrían clasificarse como *"lepidomelanas"*, tal como hizo FLOOR (1966).

Las biotitas de la facies Magnetita presentan una variabilidad en Al^{IV} mayor que las de la facies Galiñeiro y los valores de la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ son algo más pequeños. La principal diferencia entre las biotitas de ambas facies es, por tanto, que las de los ortoneises con Magnetita son ligeramente más magnesianas (Fig. III.12A).

(3) Las biotitas del **grupo II** (rocas metasomatizadas del Complejo) (Fig. III.12B), además de los bajos contenidos en Al^{IV} mencionados anteriormente, presentan composiciones muy variables en $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, oscilando entre composiciones annítica y composiciones próximas al campo de las flogopitas. Todos los puntos se concentran en 5 grupos, que representan 8 muestras distintas,

observándose variaciones composicionales incluso dentro de una misma muestra.

Las biotitas del subtipo RAD-1 (muestras muy transformadas) se concentran en dos grupos. El primero está formado por las muestras del sondeo SG3 con composiciones similares a las biotitas de la facies Galiñeiro, pero ligeramente más alumínicas. El otro grupo está formado por biotitas algo más pobres en $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, pero también de composición annítica.

Las biotitas del subtipo RAD-2 (muestras menos transformadas) presentan una mayor variabilidad composicional. En el caso del sondeo SG5B las muestras más superficiales presentan composiciones casi flogopíticas, mientras que las de mayor profundidad son annitas. En el caso de las muestras del sondeo SG10B, con biotitas que oscilan en composición desde casi flogopitas a annitas, no hay relación con la profundidad. Esto parece reflejar únicamente el hecho cierto de que el metasomatismo no es un fenómeno uniforme.

(4) Las biotitas del **grupo III**, (Fig. III.12C) forman un grupo bastante compacto y homogéneo con alto contenido en Al y contenido en Fe moderadamente alto. El contenido en Mg es más elevado que el de las biotitas del grupo I, aunque más bajo que las del grupo II.

Dentro de este grupo las biotitas del dique de anfibolitas analizado presentan contenidos en Mg lígeramente más altos que el resto, con un contenido similar en Al^{IV}. Las biotitas de los paraneises, sin embargo, se proyectan en el mismo grupo que la mayor parte de las biotitas de las rocas Anfibólico-biotíticas, de las que sólo unas pocas (las pertenecientes al sondeo SG8) se distancian ligeramente, por su mayor relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$.

Una visión general de las variaciones descritas puede observarse en el diagrama $(Al+Fe^{3+}+Ti)^{VI}$-(Mg)-$(Fe^{2+}+Mn)$, (Fig. III.13), donde se diferencia el grupo I (biotitas de las rocas peralcalinas) con composiciones annítica y el paso desde annitas a términos flogopíticos de las rocas metasomatizadas. Las biotitas de las rocas del entorno ocupan posiciones intermedias entre las anteriores.

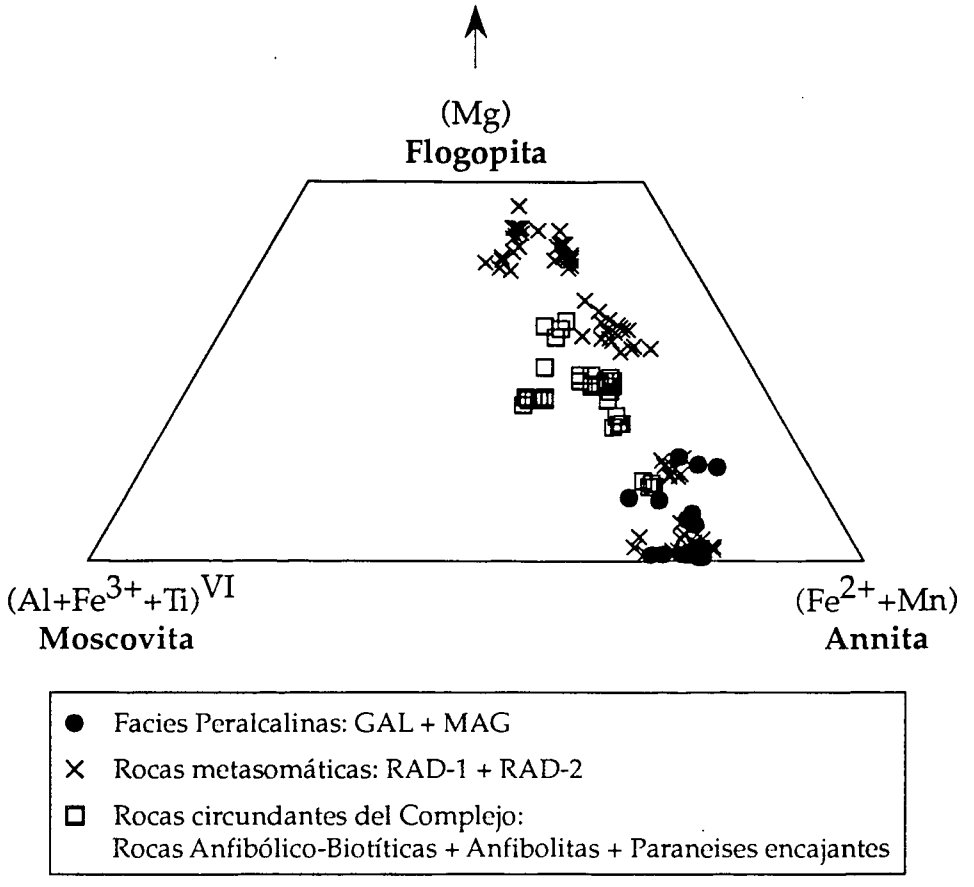


Fig. III.13. Composición de todas las biotitas estudiadas en el diagrama $(Al+Fe^{3+}+Ti)^{VI}$ - $(Fe^{2+}+Mn)$ - (Mg) de FOSTER (1960).

En el diagrama $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)_{Anfíbol}$ *vs.* $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)_{Biotita}$ (Fig. III.14) se han representado muestras con biotita y anfíbol de las facies peralcalinas, metasomáticas y de las rocas circundantes (excepto de los paraneises). Se ha representado también la zona definida por la proyección de numerosas muestras pertenecientes a series calcoalcalinas de diversas áreas del mundo y suministradas por varios autores (ver BAILEY, 1987, pag. 308). En este diagrama se observa que las rocas pertenecientes al Complejo del Galiñeiro y circundantes definen una tendencia típica alcalina, al otro lado de la diagonal y paralela a ella. Es importante resaltar el hecho de que también las rocas Anfibólico-biotítica y Anfibolitas estén incorporadas a la tendencia alcalina, esto indica que para todas las rocas, la paragénesis biotita-anfíbol refleja similares condiciones de P-T y condiciones de fluido y que presentan una cierta afinidad alcalina.

La correlación positiva entre $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ en biotita y en anfíbol que se observa en la misma Fig. significa que ambos minerales recristalizaron en equilibrio durante el metamorfismo. Esta observación es importante a la hora de considerar las condiciones de estabilidad de la biotita.

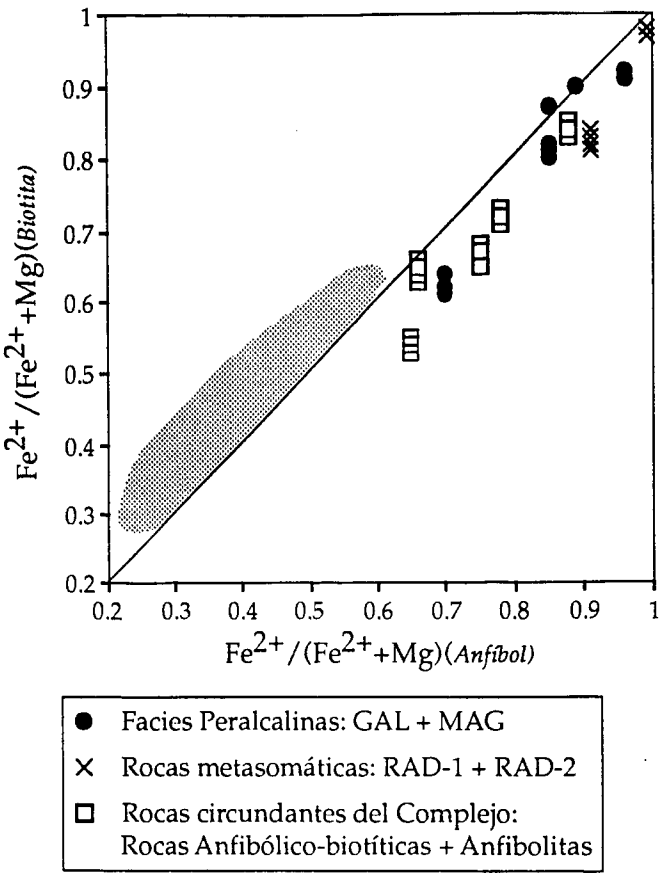


Fig. III.14. Diagrama mostrando la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ en cristales coexistentes de biotita y anfíbol.

Condiciones de estabilidad

Con el fin de establecer las condiciones de establilidad de las biotitas de las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro se ha utilizado el diagrama de FERSHTATER (1987), (Fig. III.15), basado en datos experimentales de EUGSTER & WONES (1962) y válido para la paragénesis biotita-anfíbol en presencia de magnetita. En este diagrama se han superpuesto las líneas de aparición del anfíbol sódico definidas experimentalmente en el diagrama T/fO_2 de NICHOLLS & CARMICHAEL (1969), (ver Fig.III.7) para comparar la posición de la paragénesis en aquel diagrama.

La zona de estabilidad de la biotita queda muy bien definida en el mencionado diagrama. Su límite inferior está determinado por la zona libre de magnetita, puesto que en las facies peralcalinas del Complejo del Galieñiro la magnetita está siempre presente. El límite superior de estabilidad está delimitado por la línea $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0,8$. Este valor de 0,8 es el mínimo que dicha relación presenta en las biotitas de las rocas peralcalinas

del Complejo, por encima del cual la biotita no es estable. El límite derecho de esta área de estabilidad viene definido por la línea de desaparición de la titanita, ya que en el Complejo del Galiñeiro dicho mineral está siempre presente.

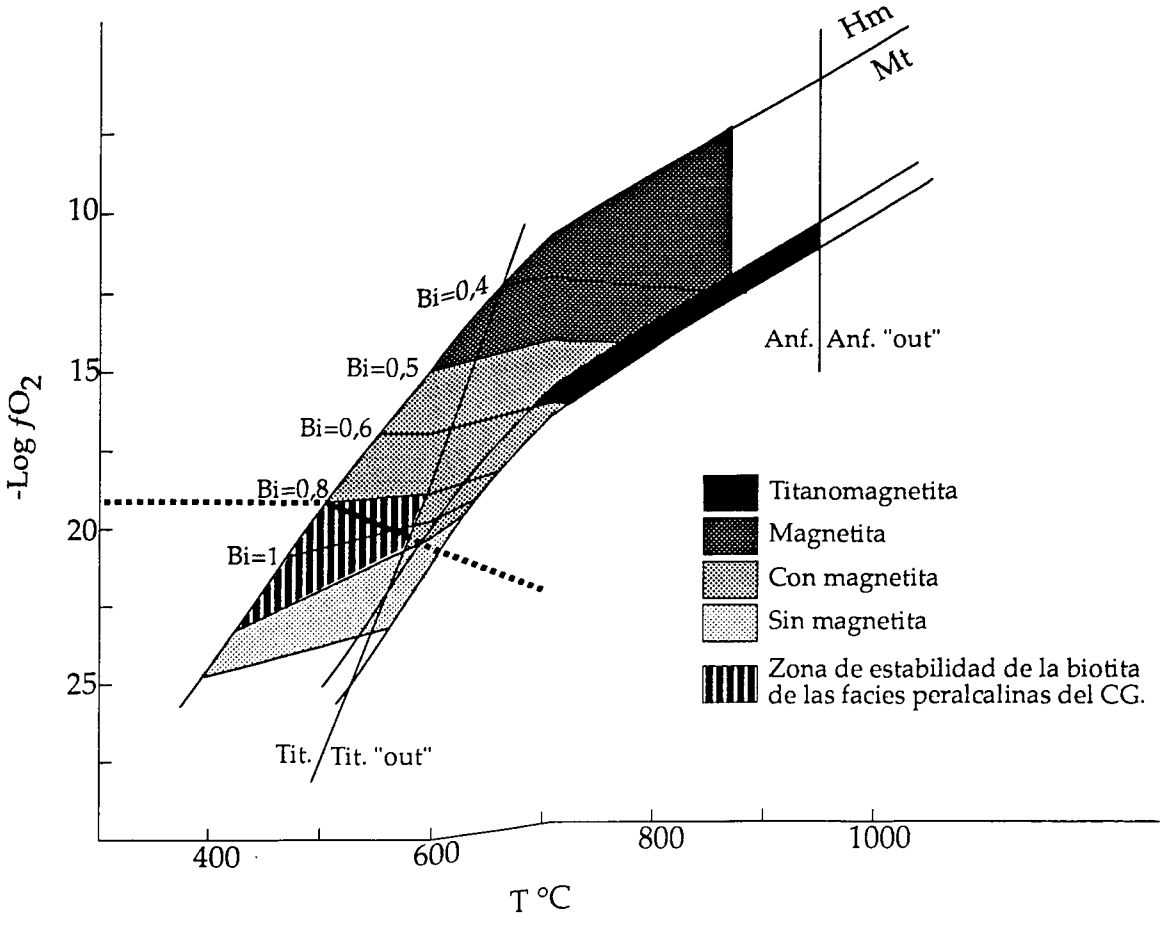


Fig. III.15. Diagrama de FERSHTATER (1987), basado en datos experimentales de EUGSTER & WONES (1962). La línea de puntos está tomada del diagrama de NICHOLLS & CARMICHAEL (1969). La zona rayada representa el campo de estabilidad de la biotita de las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro.

Las condiciones de Tª y fO_2 en la que se delimita esta área (Tª < 600°C y fO_2 entre 10^{-19} y 10^{-23}) a partir de los datos experimentales y la composición de la biotita, están de acuerdo con las condiciones de estabilidad deducidas para los anfíboles sódicos a partir del diagrama de la Fig. III.7 y corrobora el equilibrio entre ambos minerales y el caracter metamórfico de los mismos.

Las biotitas de las rocas del entorno del Complejo del Galiñeiro podrían ser estables en esas condiciones, ya que sus valores de $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, más bajos que los de las biotitas de las facies peralcalinas, lo permitirían.

III.3. PIROXENO

El piroxeno aparece únicamente en las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro (Galiñeiro, Magnetita y Zorro), mientras que está ausente en las rocas metasomáticas y rocas del entorno. Como ya se mencionó en el capítulo de petrografía, la distribución del piroxeno en las rocas peralcalinas es muy variable. Generalmente se presenta como cristales de pequeño tamaño, rara vez idiomórficos y nunca zonados.

Hemos realizado un total de 62 análisis sobre 9 muestras pertenecientes a las 3 mencionadas facies peralcalinas. La relación de muestras y número de puntos analizados en cada una se muestra en la Tabla III.3. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 4 cationes, según las recomendaciones de MORIMOTO (1988, 1989) para análisis obtenidos por microsonda. Las cantidades relativas de Fe^{2+} y Fe^{3+} se han calculado por diferencia de cargas.

PIROXENOS					
GAL		MAG.		ZORRO	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
ER-66	10	ER-3	4	ER-70	16
ER-75	6	ER-62	7	ER-37	11
ER-137	1				
ER-17	4				
ER-141	3				
Total	24		11		27

Tabla III.3. Relación de muestras y número de análisis químicos de piroxeno.

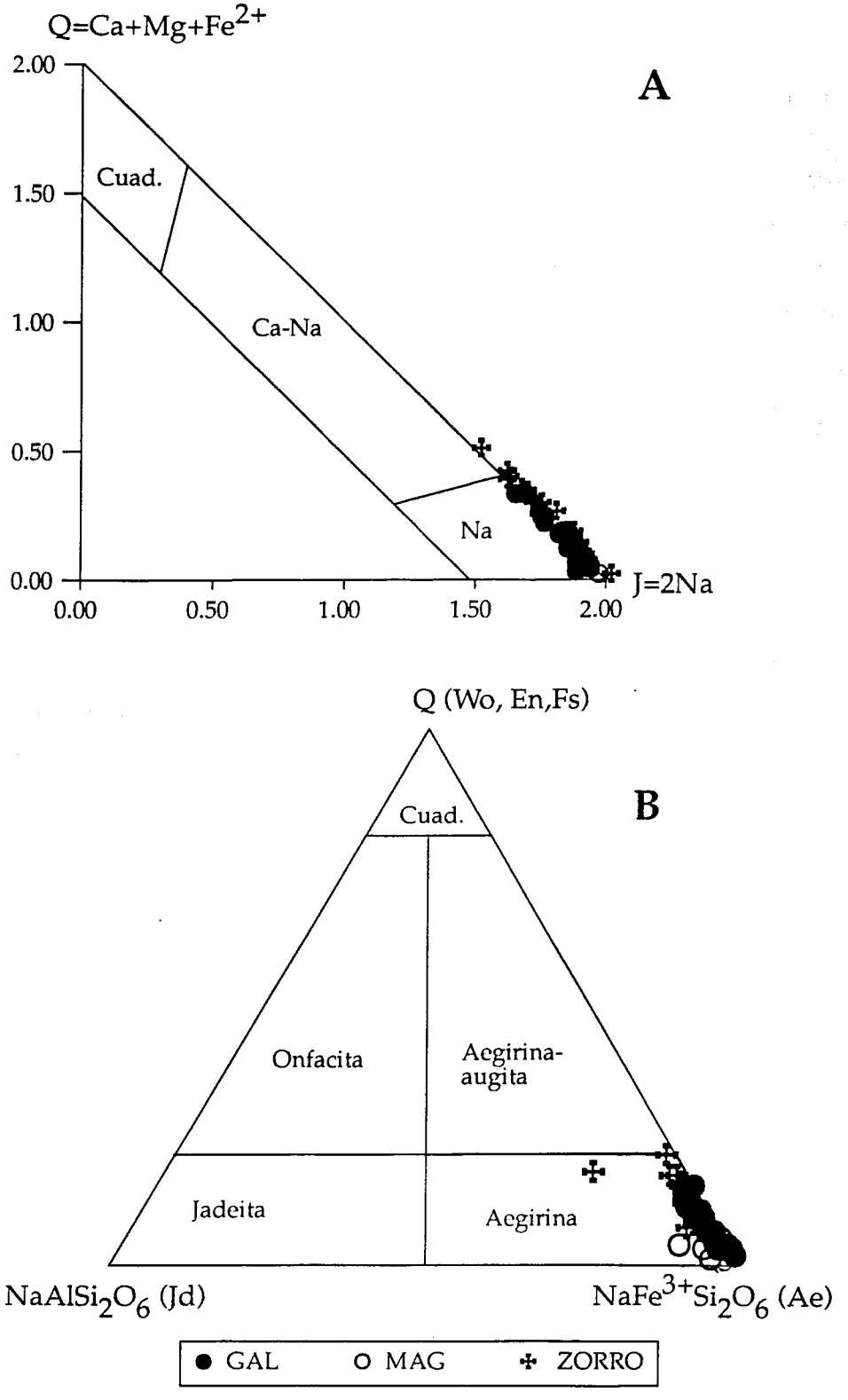


Fig. III.16. Representación de los piroxenos del Complejo del Galiñeiro en los diagramas de clasificación de MORIMOTO (1988).

Para clasificar los piroxenos en uno de los cuatro grupos químicos definidos por el MORIMOTO & KITAMURA (1983) (cuadrilaterales "Quad", sódico-cálcicos, sódicos y "otros"), se ha utilizado el diagrama Q-J (MORIMOTO, 1988). La Fig. III.16A ilustra la posición de los piroxenos del Complejo del Galiñeiro en dicho diagrama, observándose que todos ellos se proyectan en el campo de los piroxenos sódicos, salvo un caso (perteneciente a la facies Zorro) que presenta una composición ligeramente más cálcica, proyectándose en el campo de los piroxenos sódico-cálcicos.

La proyección de los piroxenos del Complejo del Galiñeiro en el diagrama Q-Jadeíta-Aegirina muestra que se trata de aegirinas en todos los casos excepto en uno que se clasificaría como aegirina-augita. (Fig. III.16B).

Composición

La posición de los puntos en el mencionado triángulo (Fig. III.16B) muestra la extrema pobreza en Al de estos piroxenos: todos ellos se proyectan en, o muy próximos, al vértice férrico, excepto uno (también perteneciente a la facies Zorro) cuyo contenido en Al es mayor que en el resto. Existe, sin embargo, una dispersión mucho mayor hacia los términos cuadrilaterales que, en gran medida, se debe al Ca.

En la Fig. III.17 se han separado los piroxenos de las distintas facies, observándose cómo los de la facies Magnetita presentan una variación muy pequeña, mientras que en la Galiñeiro es mayor y aun mayor en facies Zorro, donde los contenidos en CaO, dentro de una misma muestra, pueden variar entre 0,05 a 4,76%. La variación en el contenido de Ca no parece estar directamente relacionada con la composición de la roca. En la Fig. III.18 se ilustra la relación entre los contenidos de CaO% en roca total y en el piroxeno, observándose que, si bien existe una cierta correlación entre ambos valores, la variación en los contenidos de CaO en el piroxeno de una misma lámina delgada son tan grandes que forzosamente han de atribuirse a desequilibrios durante la recristalización metamórfica, producidos por la baja temperatura a que ésta ha ocurrido (ver apartado de Geotermometría). En efecto, a bajas temperaturas los coeficientes de difusión son muy bajos, por lo cual, el Ca movilizado pudo no haberse redistribuido homogéneamente en la roca.

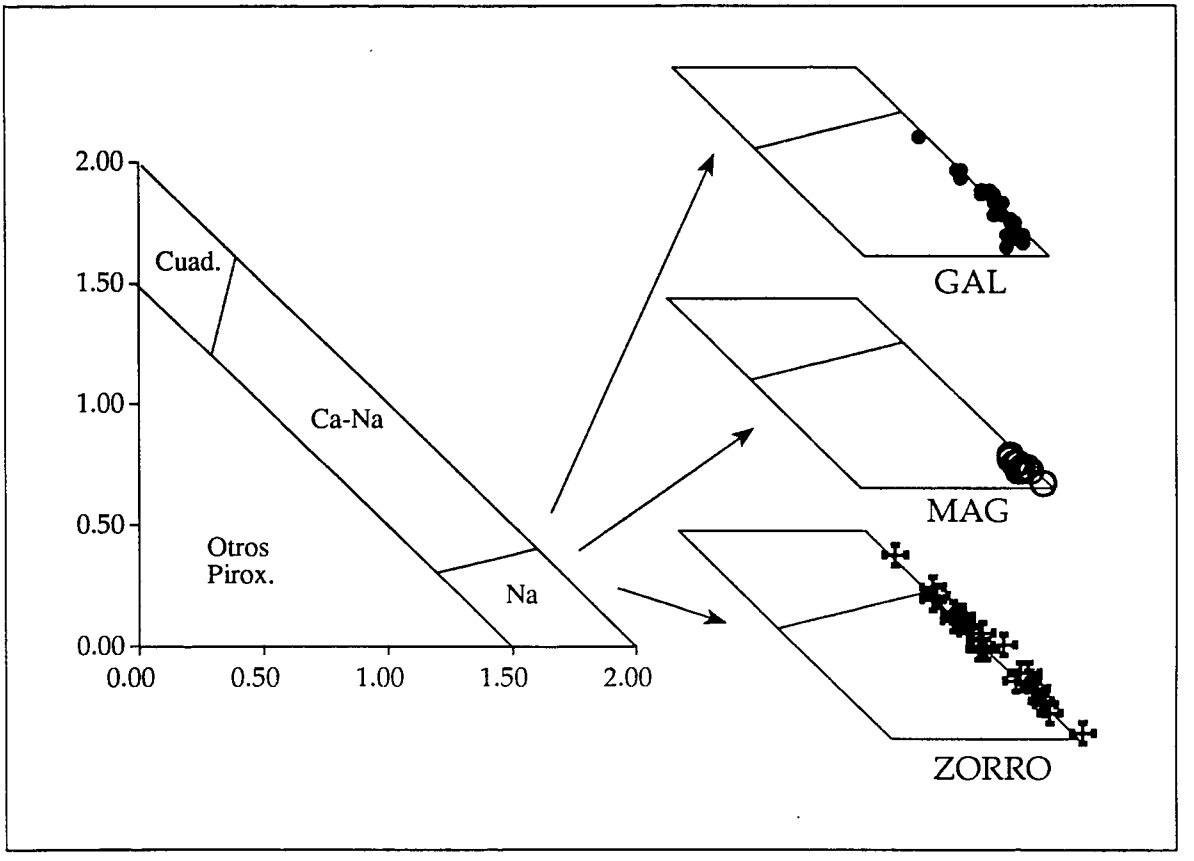


Fig. III.17. Representación por facies de los piroxenos del Complejo del Galiñeiro en el diagrama de clasificación de MORIMOTO & KITAMURA (1983).

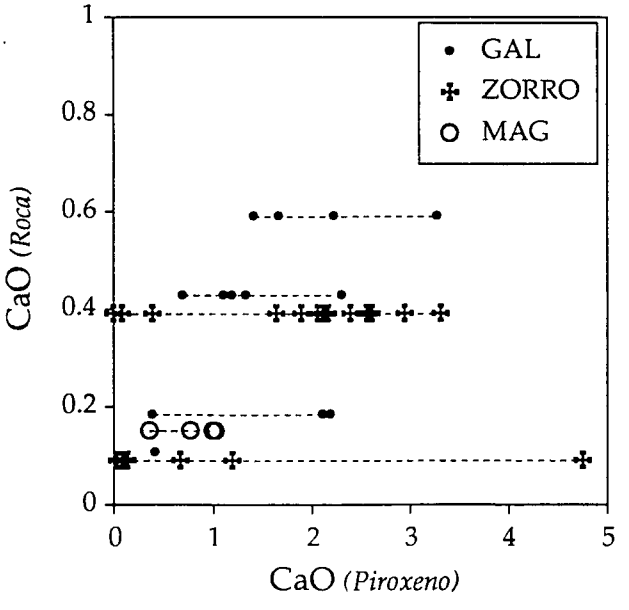


Fig. III.18. Relación CaO% en el piroxeno - CaO% en la roca. Obsérvese la gran variación del contenido en CaO de los piroxenos.

- Los piroxenos de la facies Magnetita son los más homogéneos, mostrando muy poca variación tanto en el componente alumínico como en el cuadrilateral. Puesto que el valor medio de este último componente es de 2,5%, se trata de aegirinas prácticamente puras.

- Los piroxenos de la facies Galiñeiro se mueven también dentro de un campo composicional restringido, oscilando el valor del componente cuadrilateral entre 0,98 y 13,9% (valor medio = 5,4%). Los piroxenos de esta facies son menos sódicos que los de la facies Magnetita.

- Los piroxenos de la facies Zorro son los más alumínicos y cálcicos de todo el Complejo y presentan una mayor variación, no sólo en componente cuadrilateral, sinó también en algún caso, en componente jadeítico. Los valores del primer componente oscilan entre 0,1 y 19,6%, con un valor medio de 10,5%, lo cual los define como los menos sódicos del Complejo del Galiñeiro. De la misma manera, los piroxenos de la facies Zorro son los que presentan un componente jadeítico medio más elevado (2,86%, en contraposición a las otras dos facies, que presentan valores medios en torno a 1,5%).

Condiciones de estabilidad

Puesto que, en nuestro conocimiento, no existen, trabajos recientes sobre las relaciones de estabilidad de la aegirina, nos hemos visto obligados a acudir de nuevo al diagrama de NICHOLLS & CARMICHAEL (1969), ya utilizado para determinar el campo de estabilidad de los anfíboles en la paragénesis metamórfica de las rocas del Complejo del Galiñeiro (Fig. III.7). En este diagrama el campo de estabilidad de la aegirina queda determinado por el tampón Mt-Hm y la zona libre de óxidos, lo cual acota la temperatura hasta un máximo de aproximadamente 550°C. Por otra parte, la fugacidad de oxígeno mínima teórica viene determinada aproximadamente por la línea de aparición del anfíbol, en torno a 10^{-19} o 10^{-20}, aunque es obvio que, a fO_2 algo inferiores, la aegirina es también estable, puesto que está en paragénesis con el anfíbol. El hecho de que el equilibrio en algunos casos no ha sido completo queda puesto de manifiesto, precisamente, por la variación en Ca en la composición de parte de los los piroxenos, así, mientras que existen aegirinas puras (como ocurre en la facies Magnetita), existen otras (facies Zorro y, en menor medida Galiñeiro) donde la variación composicional es amplia.

III.4. FELDESPATOS

Como ya se ha comentado en el capítulo de petrografía, los feldespatos de las rocas del Complejo del Galiñeiro no presentan nunca zonaciones ni pertitas, sinó que, son fases prácticamente puras y homogéneas.

Se han realizado un total de 236 análisis de feldespatos pertenecientes a las rocas peralcalinas, a las rocas metasomáticas y a las rocas del entorno. De estos análisis, 78 corresponden a feldespato potásico y 158 a plagioclasa. En la Tabla III.4 se da una relación de las muestras y número de puntos analizados en cada tipo de roca. Los resultados analíticos completos y fórmulas estructurales se muestran en los Apéndices, al final de esta memoria. El cálculo de la fórmula estructural se ha realizado sobre la base de 8 oxígenos.

En algunos feldespatos, especialmente en los pertenecientes a las rocas peralcalinas, el contenido en FeO es alto (hasta 0,8%). Esto, conjuntamente con el hecho de que los valores de Al en la celda unidad sean muchas veces < 1, sugiere que el Fe^{3+} ha coordinado en la capa tetraédrica, compensando así el déficit de Al. Por esta razón, en el cálculo de la fórmula estructural se ha considerado todo el Fe como Fe^{3+}, asumiendo que ocupa posiciones tetraédricas.

Feldespato potásico.

Las proporciones de Or-Ab-An se han representado en el triángulo de clasificación de PHILLIPS & GRIFFEN (1981), (Fig. III.19). Todos los feldespatos potásicos se sitúan en el campo de la ortosa, no sólo los pertenecientes a las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro, sinó también los de las rocas metasomáticas de tipo RAD-2 (recordemos que en el tipo RAD-1 este mineral

FELDESPATO POTASICO

GAL		MAG.		ZORRO		RAD-2		ANF-BIOT	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
ER-24	1	ER-3	1	ER-70	3	SG5B-11	3	SG8-1	1
ER-122	2	ER-88	1	ER-7	2	SG10B-16	1	ER-25	1
ER-123	3	SG5-4	1	ER-37	9	SG10B-24	1	ER-55	8
ER-43	2	SG5-6	3						
ER-75	1	ER-62	7						
ER-127	2	ER-117	3						
ER-137	3	SG5-3	2						
ER-73	5								
ER-5	8								
SG12B-7	1								
SG12B-10	2								
SG14B-1	1								
Total	31		18		14		5		10

PLAGIOCLASA

GAL		MAG.		ZORRO		RAD-1		RAD-2	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
ER-24	4	ER-3	4	ER-70	3	SG3-3	1	SG5B-3	10
ER-122	1	ER-88	3	ER-7	1	SG3-5	2	SG5B-11	3
ER-123	1	SG5-4	4	ER-37	4	SG3-6	2	SG5B-2	15
ER-43	1	SG5-6	1			SG3-1	1	SG5B-7	6
ER-75	1	ER-62	4			SG3-7	3	SG5B-1	2
ER-127	6	ER-117	2			SG3-2	2	SG10B-24	9
ER-137	1	SG5-3	3			ER-57	5	SG10B-16	2
ER-73	1							SG10B-18	5
ER-5	1							SG10B-19	6
SG12B-7	1								
SG12B-9	5								
SG12B-10	3								
SG12B-12	1								
SG14B-1	1								
ER-17	1								
ER-141	2								
ER-77	1								
Total	32		21		8		16		58

ANF-BIOT		ANFIBOLITAS		PARANEIS	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
SG8-1	2	ER-56	4	ER-59	3
ER-25	4	ER-143	1		
ER-55	2				
ER-14	7				
Total	15		5		3

78 análisis de Fto. K.
158 Plagioclasa
total=236 análisis

Tabla III.4. Relación de muestras y número de análisis de feldespato potásico y plagioclasa.

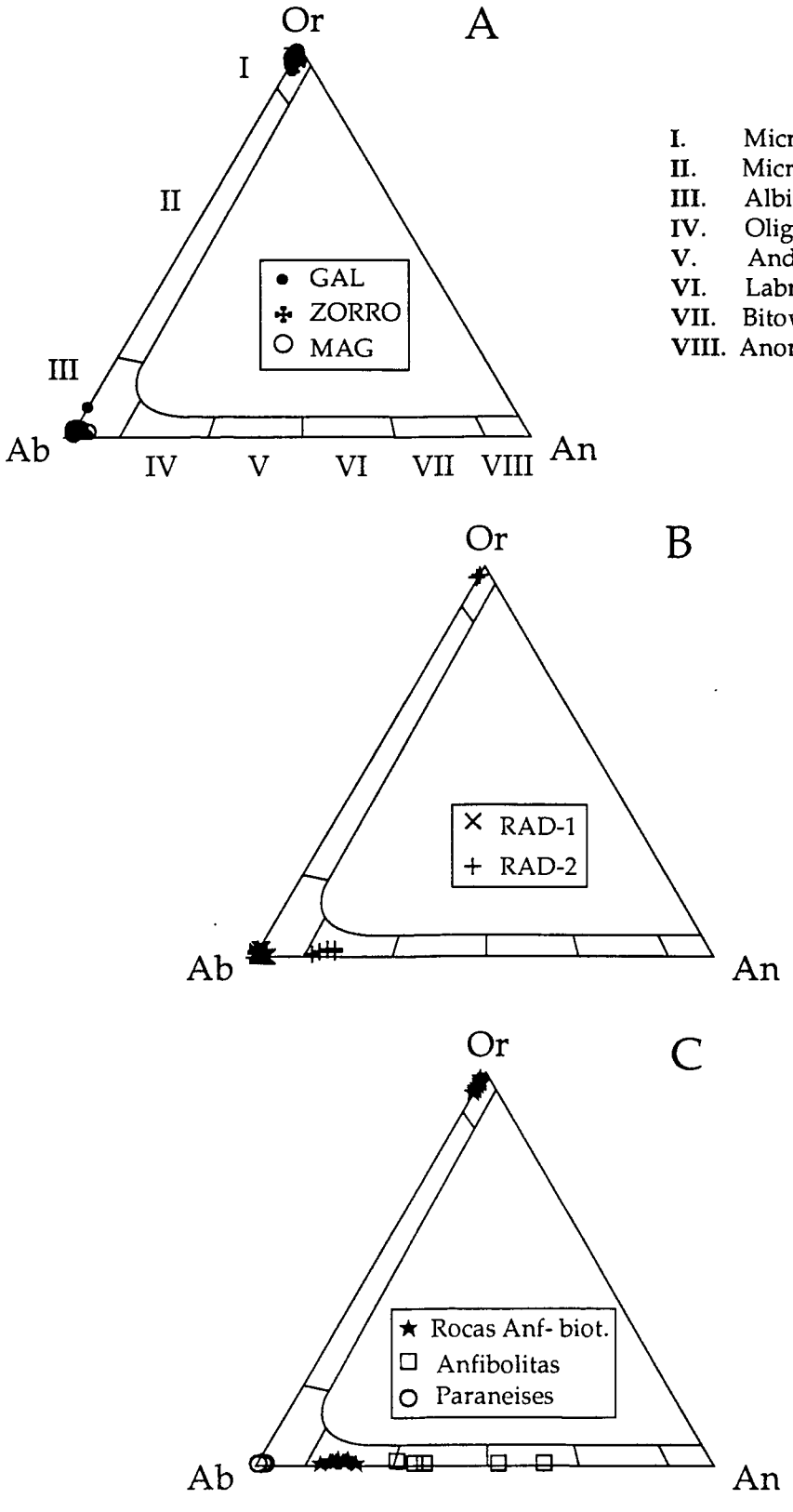


Fig. III.19-Clasificación de los feldespatos (PHILLIPS & GRIFFEN, 1981): **A)** Facies peralcalinas. **B)** Rocas metasomáticas. **C)** Rocas del entorno del Complejo del Galiñeiro.

era casi inexistente), ver Fig. III.19B. También los feldespatos potásicos de las rocas Anfibólico-biotíticas tienen un componente sódico mínimo: son ortosas prácticamente puras (Fig. III.19C).

Plagioclasa.

En este caso existe mayor variación de composición que en el caso de los feldespatos potásicos, en los diferentes tipos de rocas. En la Fig. III.19 se observa la diferente localización de los grupos. Destaca lo siguiente:

a) Todas las plagioclasas de las facies peralcalinas son, sin excepción, albitas prácticamente puras (Fig. III.19A).

b) En las rocas metasomáticas (Fig. III.19B) existe una cierta discrepancia composicional en los dos tipos, por un lado, todas las plagioclasas del tipo RAD-1 son albitas muy puras, mientras que en el tipo RAD-2, aunque la mayoría son también albitas, existe un pequeño número de muestras con oligoclasa. En algunas muestras del sondeo SG5B (RAD-2) se han encontrado en la misma lámina delgada dos tipos de plagioclasa, una albítica y otra más cálcica que aparece más alterada. Es probable que estas plagioclasas más cálcicas sean primarias, mientras que las de composición albítica son de origen netamente metasomático.

c) La composición de las plagioclasas de las Anfibolitas es mucho más cálcica (andesina-labrador) y más variable que las del resto de las rocas. Las plagioclasas de los paraneises muestran, en cambio, composiciones albíticas puras.

Condiciones de estabilidad

Teniendo en cuenta la composición química de las rocas del Complejo del Galiñeiro y de sus feldespatos, es lógico suponer que este Complejo estuvo formado originalmente por granitos hipersolvus.

La descomposición en los dos feldespatos actuales que prácticamente son $KAlSi_3O_8$ y $NaAlSi_3O_8$ puras, ha debido tener lugar a muy baja temperatura, como consecuencia de la recristalización durante el metamorfismo hercínico, puesto que las composiciones albita + ortosa muy puras sólo se producen a temperaturas muy bajas (BARTH, 1951, SMITH & BROWN, 1988).

III.5. MOSCOVITA Y CLORITA

La razón de considerar moscovita y clorita en el mismo apartado responde únicamente al hecho de que ambos minerales son muy poco abundantes y siempre aparecen como productos de alteración de otros minerales. La relación de muestras y número de análisis de ambos minerales se muestra en la Tabla III.5.

MOSCOVITA				CLORITA					
RAD-2		PARANEISES		GAL		MAG		RAD-2	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
SG5B-1	3	ER-59	7	ER-73	13	SG5-3	5	SG5B-3	4
SG5B-2	6			SG12B-10	2	ET-117	1		
Total	9		7	Total	15		6		4

Tabla III.5. Relación de muestras y análisis químicos de moscovita y clorita.

Moscovita

En las facies peralcalinas del Complejo sólo se ha encontrado moscovita en una muestra del sondeo SG12B, perteneciente a la facies Galiñeiro, y en otras 2 del sondeo SG5, perteneciente a las rocas metasomáticas de tipo RAD-2. De las rocas del entorno, los paraneises son las únicas que contienen altas proporciones de moscovita.

Se han analizado 3 muestras, de las cuales, 2 pertenecen a los neises RAD-2 y una a los paraneises. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 22 oxígenos. Los resultados analíticos completos y fórmulas estructurales se muestran en las tablas de los Apéndices.

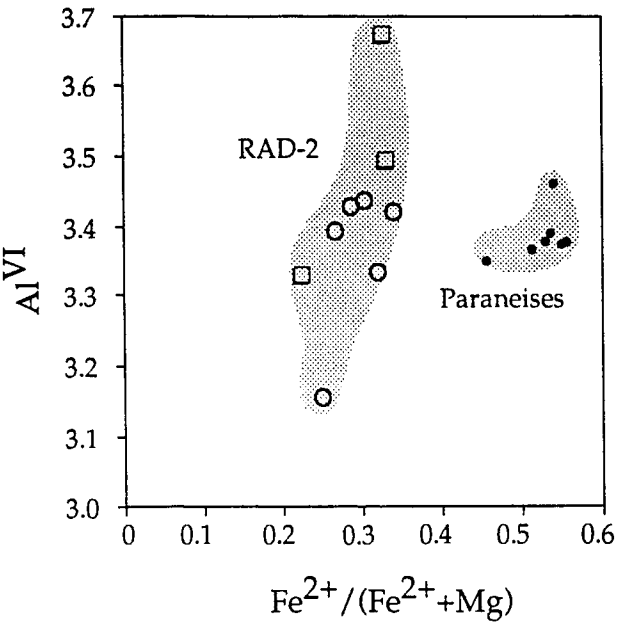


Fig. III.20. Diagrama $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ *vs* Al^{VI} para las moscovitas del Complejo del Galiñeiro y Paraneises encajantes.

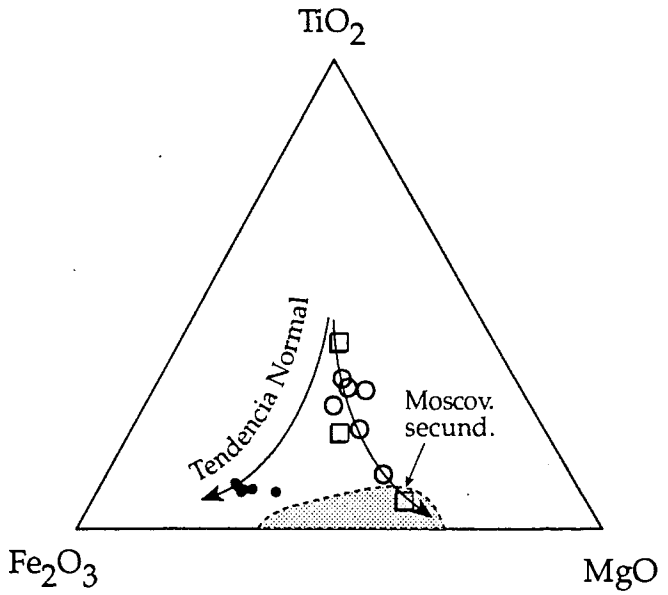


Fig. III.21. Diagrama de MONIER *et al.*, (1984) para la discriminación entre moscovitas magmáticas, postmagmáticas y secundarias.

Aunque todas estas moscovitas presentan composiciones bastante similares entre sí, es posible detectar algunas diferencias:

(1) Los contenidos de Ti son altos en las moscovitas de los paraneises (media de TiO_2= 0,48%) y especialmente en las de las rocas metasomáticas (media de TiO_2= 1,1%), en estas últimas la proporción de TiO_2 es además muy variable, oscilando entre 0,27 y 1,68% dentro de una misma muestra.

(2) Los contenidos de Fe dentro de las moscovitas de las rocas metasomáticas son bastante bajos, lo que las diferencia claramente de las de los paraneises (Fig. III.20).

(3) Los contenidos de Mg son variables y tienden a ser elevados, aunque con una fuerte dispersión dentro de la misma muestra. El contenido medio en MgO es de 1,7% en moscovitas de los paraneises y 1,9% en las de las rocas metasomáticas.

(4) Los contenidos en K de los dos grupos de moscovitas son comparables (valor medio de $K_2O \approx 10\%$), pero las de las rocas metasomáticas presentan una variación bastante grande (entre 8,73 y 10,94%), mientras que las moscovitas de los paraneises presentan contenidos muy constantes.

Las relaciones texturales muestran claramente que el origen de estas moscovitas es secundario. Sin embargo, en el diagrama de MONIER *et al,*. (1984), donde se han proyectado las moscovitas del Complejo del Galiñeiro (Fig. III.21) la posición de las moscovitas analizadas en las rocas metasomáticas no coincide con de las moscovitas secundarias y definen una tendencia evolutiva de Ti decreciente y aumento simultáneo de Mg, que es opuesta a la evolución normal de moscovitas en leucogranitos (MONIER *et al.*, 1984. Parece, pues, que el diagrama de MONIER *et al.* (1984), diseñado para moscovitas de granitos peraluminosos, no es aplicable en este caso.

Clorita

Como se indicó anteriormente, aparece sólo en contadas ocasiones, aunque puede llegar a tener una cierta importancia en algunos puntos.

Se trata de una clorita de color verde intenso que aparece en algunos casos formando agregados con texturas decusadas.

A través de observaciones de microscopio, se han podido identificar dos procedencias distintas para este mineral:

- Cloritas originadas por la desestabilización de la riebeckita. En la mayoría de los casos dicha desestabilización da "magnetita + cuarzo" como producto de alteración, pero en otras ocasiones la riebeckita se altera a "cuarzo + magnetita + clorita" (ver capítulo de petrografía y Foto 14), la reacción que habíamos propuesto para este caso era:

  [1] *Riebeckita + feldespato → Q + clorita + (magnetita)*

  Es necesario aclarar que existen seudomorfos de anfíbol compuestos exclusivamente por clorita. En este caso es posible que el anfíbol pase directamente a clorita a través de reacciones metasomáticas con aporte de Mg y Al y pérdida de Na que puedan justificar las marcadas diferencias químicas en estos elementos de los anfíboles y seudomorfos de clorita. También puede ocurrir que la reacción [1] no sea completa y se realice en dos etapas, en la primera de las cuales quedaría anfíbol no transformado y en la segunda este anfíbol pasaría a clorita.

- En otras ocasiones la clorita procede de la desestabilización de la biotita mediante la reacción:

  [2] *Biotita → feldespato potásico + clorita+ Q + (magnetita).*

Dado que en las facies peralcalinas la riebeckita es mucho más abundante que la biotita, la mayor parte de las cloritas de dichas rocas deben haberse originado mediante la reacción [1]. Por el contrario, las cloritas de los neises metasomáticos RAD-2 deben haberse originado a través de la reacción [2], dada la escasez de riebeckita y abundancia de biotita.

Se han analizado cristales de clorita de ambos tipos en 5 muestras pertenecientes a las facies Galiñeiro, Magnetita y rocas metasomáticas RAD-2. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 10 cationes. Los análisis completos se muestran en las tablas de los Apéndices.

Entre las cloritas que provienen de la riebeckita y las que provienen de la biotita se han detactado diferencias composicionales notables. Entre las cloritas de la facies Galiñeiro y Magnetita también hay diferencias, aunque de menor magnitud que en el caso anterior. Las características composicionales más destacables son las siguientes:

- En primer lugar, los contenidos en SiO_2 son mayores en las cloritas de las rocas metasomáticas que en el resto. Por el contrario, la proporción en Al es más pequeña, excepto en una muestra (ER-117).

- Los contenidos en Fe son muy variables. En las cloritas pertenecientes a la facies Magnetita son más bajos (valor medio < 35% de FeO) que en el resto de las cloritas, cuyo valor medio está en torno a 44% e incluso puede ser mayor de 50%.

- Los contenidos de Mn son muy altos, aunque extremadamente variables. Los valores más bajos corresponden a las cloritas de la facies Magnetita y las de las rocas RAD-2, mientras que los contenidos más altos corresponden a las cloritas de la facies Galieñiro, cuyo contenido medio de MnO está 1,5%.

- El Mg presenta una enorme variabilidad, sin que sea posible establecer puntos de variación sistemáticos.

- Los contenidos de K son muy bajos en todas las cloritas de las facies Galiñeiro y Magnetita, pero aumenta extraordinariamente en las cloritas de las rocas metasomáticas, reflejando su procedencia de la biotita.

Todas las cloritas analizadas se han proyectado en el diagrama de clasificación de FOSTER (1962) en la Fig. III.22. Se observa que las 2 cloritas de la facies Galiñeiro son chamositas (muy ricas en Fe). De las muestras pertenecientes a la facies Magnetita, una se proyecta en una posición intermedia intermedia entre los campos de la brunsvigita y diabantita, mientras la otra lo hace en el de las chamositas ricas en Si, exactamente en el mismo campo donde se proyectan las cloritas de las rocas metasomáticas RAD-2.

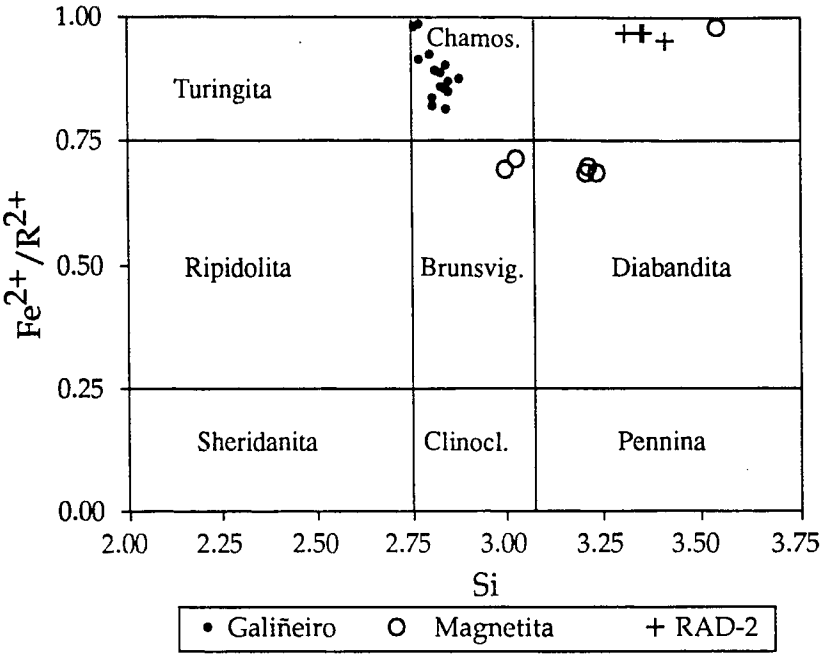


Fig. III.22. Diagrama de clasificación de cloritas (FOSTER, 1962)

III.6. MINERALES OPACOS

En el Complejo del Galiñeiro y, especialmente en las rocas de la facies Magnetita, los minerales opacos pueden llegar a ser muy abundantes (> 2,5%). El resto de las facies peralcalinas y rocas metasomáticas también presentan cantidades considerables de minerales opacos, especialmente las últimas, donde los contenidos medios son siempre superiores al 1% (Tabla II.2).

MAGNETITA					
GAL		MAG.		RAD-2	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An	Muestra	Nº An.
ER-122	3	SG5-4	14	SG5B-11	3
ER-123	1	SG5-3	3		
ER-137	2				
ER-73	2				
Total	8		17		3

ILMENITA									
GAL		ZORRO		RAD-2		ANF-BIO		ANFIBOLITA	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
ER-24	1	ER-7	1	SG10B-24	8	ER-14	3	ER-143	2
				SG10B-16	1				
Total	1		1		9		3		2

ESFALERITA				PIRITA	
RAD-1		Fac. MAG.		RAD-1	
Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.	Muestra	Nº An.
SG3-3	6	SG5-6	3	SG3-3	8
Total	6		3	Total	8

Tabla III.6. Relación de muestras y análisis químicos de minerales opacos.

Los minerales opacos más frecuentes son magnetita e ilmenita, los cuales están siempre presentes en todos los tipos de rocas aquí considerados. De manera esporádica aparecen pirita, galena, esfalerita y calcopirita.

En la Tabla III.6 se da una relación de muestras y número de análisis realizados en cada mineral.

Magnetita

Generalmente se presenta en cristales de tendencia cúbica, que aparecen bien sea diseminados en la roca, incluidos en otros minerales, o formando parte de los agregados policristalinos de minerales portadores de REE. Se han analizado cristales de magnetita en las facies Galiñeiro, Magnetita y rocas metasomáticas RAD-2. Los cristales de magnetita analizados en las rocas metasomáticas (Tabla III.6) son parte del producto de desestabilización del anfíbol (ver fotos 13 y 14). En la facies Magnetita los cristales de magnetita analizados son de 2 tipos: cristales aislados subidiomórficos, y agregados producidos, junto con albita, por seudomorfosis de un mineral anterior (ver foto. 24) El resto de los análisis de magnetita se han realizado sobre cristales aislados.

Los análisis y fórmulas estructurales, calculadas sobre la base de 4 oxígenos, se muestran en el Apéndice II.

El aspecto de todos los cristales estudiados con luz reflejada es perfectamente homogéneo, en ningún caso se han encontrado texturas simplectíticas, lamelas de ilmenita ni zonaciones. Por tanto, pensamos que los análisis presentados reflejan la verdadera composición de la magnetita en el Complejo del Galiñeiro.

Todas las magnetitas analizadas tienen composiciones muy puras, con una mínima proporción de sustituciones: el único elemento extraño que ha entrado en la estructura de la magnetita es el Ti. En la facies Galiñeiro el contenido en TiO_2 oscila entre 0 y 1,2%. En la facies Magnetita el máximo contenido es 0,5% y en las magnetitas de las rocas metasomáticas es siempre > 1%. Todas las magnetitas analizadas son muy poco titaníferas; también son muy pobres en Al y Si.

El bajo contenido en Ti de las magnetitas del Complejo del Galiñeiro es una prueba de su origen secundario. En principio, parece que la procedencia de este mineral podría deberse a 2 mecanismos diferentes:

- A partir de la descomposición de minerales máficos, como aegirina, arfvedsonita o biotita a través de una reacción tal como:

[1] *Min. máficos muy ricos en Fe = min. máficos con menor Fe + Magnetita*
(Aegirina, arfvedsonita, biotita) (riebeckita)

- A partir de la descomposición de titano-magnetita primaria, a través de la reacción esquemática:

[2] *Titanomagnetita = magnetita + ilmenita.*

La existencia de ambos tipos de magnetita queda reflejada en los contenidos muy variables de TiO_2, muy altos para aquellas magnetitas que se han formado a partir de la reacción II, mientras que las formadas a partir de la reacción I tienen contenidos de TiO_2 prácticamente iguales a cero.

Ilmenita

En el Complejo del Galiñeiro, la ilmenita aparece en cristales de formas redondeadas, diseminados en la roca o incluidos en otros minerales (anfíbol y biotita) y, menos frecuentemente, formando parte de los agregados de minerales de REE.

Se han analizado ilmenitas de las facies Galiñeiro, Zorro y rocas metasomáticas RAD-2. También se ha analizado una muestra perteneciente a las Rocas Anfibólico-biotíticas y otra a las Anfibolitas.

Los cristales de ilmenita analizados en la Anfibolita son de pequeño tamaño y están incluidos en anfíbol.

En las Rocas Anfibólico-biotíticas las ilmenitas analizadas aparecen como cristales con texturas internas complejas, visibles sólo con luz reflejada, y en asociación con titanita, calcita y biotita. La presencia de calcita explicaría el alto contenido en CaO en las ilmenitas de esta muestra.

En las muestras RAD-2, la ilmenita puede estar incluida en cristales de biotita.

Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 3 oxígenos y los resultados analíticos completos y formulas estructurales se muestran en los Apéncides.

En todos los casos estudiados, la composición de la ilmenita es mucho menos pura que la de magnetita. Los rasgos composicionales más importantes son:

- El contenido en MnO es muy variable y típico de este tipo de rocas (BELKOV *et al.*, 1988). En la facies Galiñeiro el análisis realizado da una proporción de MnO=0,3%. En la facies Zorro el contenido en MnO es próximo a 3%, similar al que presentan las ilmenitas de la Anfibolita. En las Rocas Anfibólico-biotíticas, sin embargo, estos valores son considerablemente más elevados (6,2-7%) y en las rocas metasomáticas RAD-2 el valor medio es también de este orden, pero la dispersión es muy grande, oscilando entre 4,5 y 11%.

- El contenido en CaO es también muy variable, pudiendo llegar a ser importante (0,8% en las ilmenitas de las Rocas Anfibólico-biotíticas), o insignificante en las ilmenitas de las rocas metasomáticas, facies peralcalinas y Anfibolitas.

Aunque parte de las ilmenitas deriven de la descomposición de titano-magnetita primaria (como se apuntaba para la magnetita), muchas otras parecen derivar de la descomposición de la biotita. No se excluye tampoco que algunos de los cristales sean primarios, afectados únicamente por la recristalización metamórfica.

Se han realizado también algunos análisis de pirita de las rocas metasomáticas RAD-1 y esfalerita de la facies Magnetita y RAD-1. Los análisis se muestran en las tablas del Apéndice II. Es de destacar la alta proporción de Fe en la esfalerita (6,6-7,9% en la facies Magnetita y 8,2-9,3% en la esfaleritas de las rocas RAD-1). Los análisis de pirita muestran composiciones muy puras y parecen indicar un origen netamente metasomático.

III.7. CIRCON

El circón es un mineral accesorio de especial interés en las rocas ígneas, debido a las siguientes razones:

- Su presencia en el magma tiene efectos muy importantes en la distribución de algunos elementos traza en los fundidos, cuyos valores de $KD^{cristal/fundido} >> 1$ (Y, tierras raras, U, Th, Hf...).

- Juega un papel primordial en la geocronología de U-Pb, ya que puede sobrevivir a procesos de meteorización, metamorfismo o anatexia (SPEER, 1980) y conservar su Pb radiogénico si es incorporado en rocas más jóvenes.

- Tanto el contenido absoluto de Zr en roca total (modelo de solubilidad de WATSON & HARRISON (1983), como la morfología de los cristales (PUPIN & TURCO, 1972) dan idea de la temperatura de fusión y evolución magmática.

- El quimismo de los circones puede dar una valiosa información sobre el protolito. En este sentido, la geoquímica de elementos traza en los circones es característica de cada suite ígnea, de forma que los circones cristalizados a partir de magmas de distintas composiciones heredarán caracteres geoquímicos distintos y diagnósticos (HEAMAN *et al.*, 1990). El circón puede ser, por tanto, utilizado como marcador geoquímico, muy útil para la identificación de la naturaleza de la roca fuente.

En el Complejo del Galiñeiro el circón presenta un interés especial, dado que los contenidos de Zr son en general muy altos. Los contenidos medios de

este elemento oscilan entre 670 ppm en la facies Zorro hasta 23000 ppm en las rocas RAD-1, donde frecuentemente se alcanzan concentraciones superiores al 3%. Correspondientemente, los contenidos modales de circón son también muy elevados, con valores medios que oscilan entre 0,5% en la facies Zorro hasta 4,67% en los Neises Radiactivos RAD-1. La correlación entre contenido de la roca en Zr y circón modal es muy alta, como lo demuestra el alto coeficiente de regresión entre ambos (Fig. III.23).

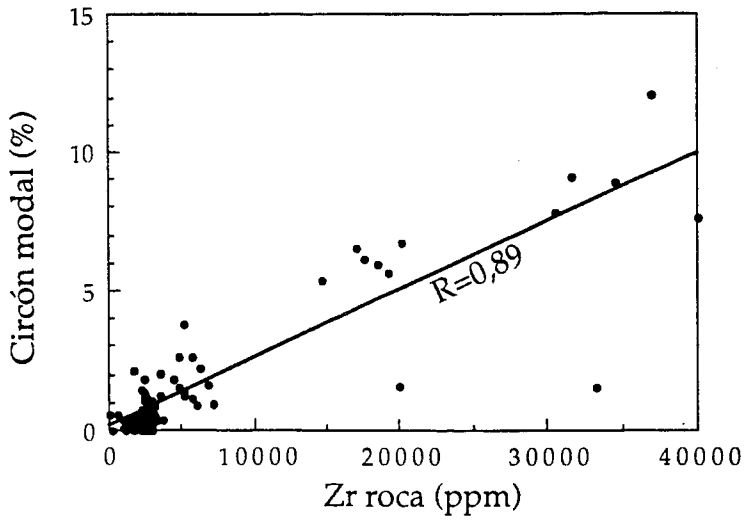


Fig. III.23. Correlación entre Zr en roca total y circón modal en el Complejo del Galiñeiro.

Para la caracterización de los circones y, a través de ellos obtener información sobre la evolución magmática de la roca se ha seguido la siguiente sistemática:

1) Estudio morfológico de los cristales.

2) Geoquímica de REE y otros elementos traza.

1) Caracterización morfológica: Tipología.

La morfología (junto a características como tamaño, color, zonado...) de los cristales se ha usado como indicador petrogenético (POLDERVAART, 1955, 1956; PUPIN & TURCO, 1972; KOSTOV, 1973 entre otros) puesto que refleja las condiciones fisico-químicas del medio donde se han formado.

Para las rocas del complejo del Galiñeiro se han realizado estudios de morfologías de circones en 4 muestras pertenecientes a las 4 facies principales (Galiñeiro, Magnetita, Zorro y rocas metasomáticas). Además se ha estudiado

la tipología en la Universidad de Oviedo sobre otras 14 muestras, siguiendo la metodología de PUPIN & TURCO (1972). La fracción granulométrica utilizada es 50-150 μm. Los cristales aislados de circón se han obtenido a partir de concentrados realizados por gravimetría y separación magnética, los cuales se han montado posteriormente en lámina delgada y estudiado al microscopio.

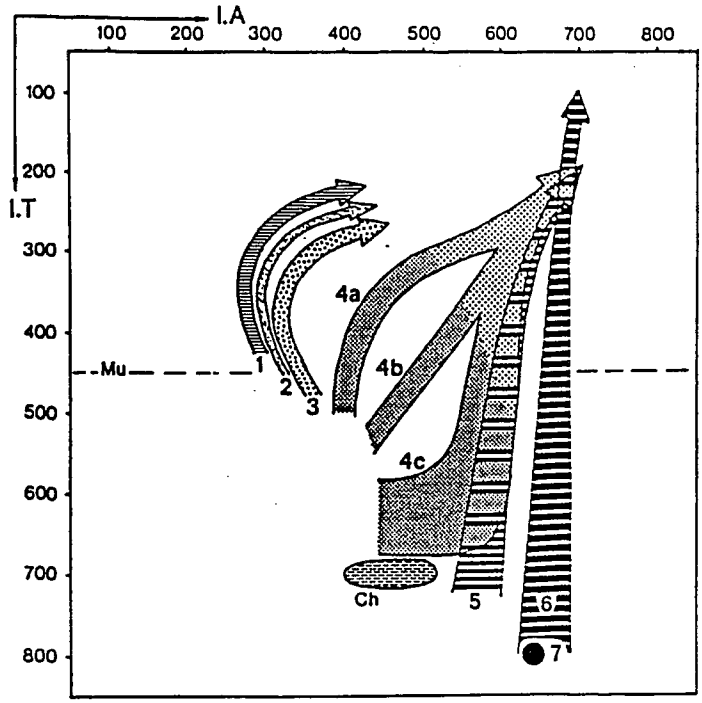
El método de PUPIN & TURCO (1972) para el estudio tipológico de los circones relaciona la morfología con la temperatura y la alcalinidad del medio de formación. Para estos autores temperatura y agpaicidad son los dos factores externos esenciales que gobiernan el desarrollo de prismas y pirámides en los cristales. Proponen un diagrama de clasificación tipológica en base al desarrollo relativo de prismas y pirámides, que hacen corresponder con una escala geotermométrica y con la relación Al/(Na+K) (Figs. III.24 y III.25).

En casi todas las muestras estudiadas se han encontrado dos poblaciones de circones en cuanto a tamaño y grado de transparencia:

(1) Circones con tamaño medio en torno a 100μm; la mayoría de ellos presentan un aspecto turbio, en ocasiones casi opaco.
(2) Circones muy pequeños (< 15-20 μm), con aspecto más límpio y asociados y/o incluidos en cuarzo y generalmente formando agregados (ver Foto 31). Debido a su pequeño tamaño, la tipología de estos circones es muy difícil de determinar, pero no parece ser significativamente distinta de la que presenta la población de circones más grandes.

Desde el punto de vista morfológico se han observado en las muestras estudiadas dos poblaciones de circones:

(a) ***Cristales bipiramidales*** (pirámide {101} sóla y que corresponden al tipo **A** de PUPIN & TURCO, (1972)
(b) ***Cristales prismáticos***, con desarrollo de prismas que corresponden a los tipos **G** ({101} + {110}), $\mathbf{P_1}$ ({101}+{100}<<{110}), $\mathbf{P_2}$ ({101} + {100} < {110}), y $\mathbf{P_3}$ ({101}+{100}={110}). En algunas muestras se ha observado también la presencia (escasísima) de circones con tipologías $\mathbf{S_{18\text{-}19}}$ (con desarrollo de la pirámide {211}).



1-Leucogranitos alumínicos
2-Monzogranitos y granodioritas
3-Monzogranitos y granodioritas alumínicos
4-Granitos calcoalcalinos
5-Granitos subalcalinos
6-Granitos alcalinos
7-Granitos de series toleíticas

Fig. III.24. Evolución de la morfología de los cristales de circón de los diferentes tipos de rocas. Tomada de PUPIN (1980)

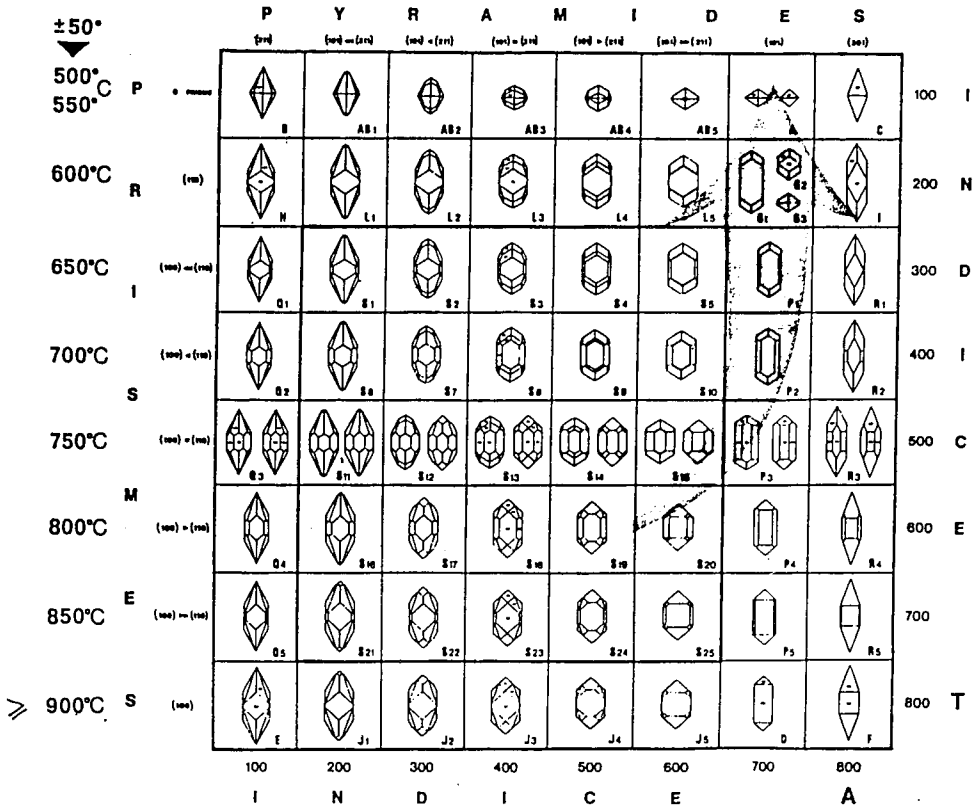


Fig. III.25. Evolución aproximada de la morfología de los circones del Complejo del Galiñeiro en el diagrama de clasificación de PUPIN & TURCO (1972), que relaciona la morfología de los cristales con la temperatura (Indice T) y la alcalinidad del medio de formación (Indice A).

En la Foto 31 se muestran diferentes tipos morfológicos de circones y agregados de cristales de cirón identificados en las distintas rocas que constituyen el Complejo del Galiñeiro.

En todas los casos el porcentaje de fragmentos es muy elevado, siendo estos fragmentos en su mayor parte alotriomorfos y por tanto, no determinables tipológicamente.

Facies Galiñeiro. Los cristales varían de amarillo transparente, semitransparentes turbio-lechosos a marrón translúcido y rojo-marrón, presentando microestructura interna.

En esta facies los cristales dominantes son los bipiramidales (tipo **A**) y prismáticos (tipos **G**) y en menor medida los cristales prismáticos de tipo **P**.

Facies Zorro. La mayor parte de los cristales son semitransparentes y/o translúcidos y sólo en algunas ocasiones llegan a ser transparentes.

Están representadas las dos poblaciones: Los cristales bipiramidales de tipo **A** y prismáticos que corresponden a los tipos **G**.

Facies Magnetita. Los cristales varían de amarillo a amarillo marrón, transparentes, raramente semitransparentes.

En este caso la población dominante es la de cristales bipiramidales (tipo **A**) y subordinadamente aparecen cristales prismáticos y prismáticos largos tipo **P**. Algunos cristales presentan la pirámide {211} y corresponden a los tipos $S_{18\text{-}19}$, sin embargo estos tipos son tan escasos que no permiten establecer conclusiones de tipo genético.

Neises Radiactivos. (Sólo se han estudiado circones de las rocas metasomáticas RAD-1). Hay una transición desde translúcido hasta opaco.

Únicamente se ha observado la población de circones bipiramidales (tipo **A**). La proporción de cristales fragmentados en este caso es más alta que en los anteriores.

De manera resumida, puede afirmarse que en las facies Magnetita y Neises Radiactivos predominan los cristales bipiramidales y en las facies

Galiñeiro y Zorro las poblaciones bipiramidales y prismáticas están representadas aproximadamente en igual medida.

Las conclusiones más importantes que pueden extraerse a partir de los estudios morfológicos precedentes son las siguientes:

- La práctica totalidad de los circones del complejo del Galiñeiro presentan morfologías típicas de circones de medios alcalinos (Fig. III.24), es decir, cristales con desarrollo de la pirámide {101} (tipos A, G y P). Entre estos tipos morfológicos, los A son exclusivos de series alcalinas. Los escasísimos cristales de tipo S encontrados también en el complejo del Galiñeiro, corresponden a medios menos alcalinos, pero dada su escasa abundancia no son en absoluto representativos.

- La mayor parte de los circones del Complejo del Galiñeiro no presenta prismas, y cuando lo hacen, en general, no están bien desarrollados; esta característica había sido ya apuntada por ALEINIKOFF & STOESER (1989), quienes señalan que los circones de complejos peralcalinos no presentan caras prismáticas bien desarrolladas.

- Los circones identificados en el Complejo del Galiñeiro corresponden mayoritariamente a tipos de baja temperatura. La cristalización masiva (tipos A y G) corresponde, según el diagrama de PUPIN & TURCO (1972), a temperaturas de cristalización inferiores a 650°C. No se han encontrado variedades morfológicas de alta temperatura, excepción hecha de los escasos tipos S, cuya temperatura de cristalización estaría en torno a 800°C.

En la Fig. III.25 se ha representado esquemáticamente la evolución de los circones del Complejo del Galiñeiro: desde los casi inexistentes cristales S, a través de los también escasos tipos P, hasta la aparición masiva de tipos G y A, formados en condiciones de baja temperatura y alta alcalinidad.

2) Tierras Raras en los Circones

A partir de numerosos análisis cualitativos realizados por EDAX, se ha podido comprobar la escasez (salvo excepciones) de REE, Y, Th y U en los circones del Complejo del Galiñeiro, lo cual ha sido corroborado posteriormente mediante análisis cuantitativos por microsonda electrónica.

Este hecho es importante y resulta, en principio, sorprendente, puesto que en un magma tan rico en REE como el del Complejo del Galiñeiro, los circones deberían contener concentraciones altas de los mencionados elementos, ya que sus $KD_{REE}^{circón\ /\ líquido}$ son muy elevados.

Las concentraciones de REE_2O_2 medidas en los circones analizados (Tabla III.7) oscilan entre 0,17 y 0,36%. Estos contenidos resultan insignificantes si se tiene en cuenta que "los circones de rocas ígneas diferenciadas suelen presentar concentraciones en REO superiores al 1%, pudiendo llegar incluso a un máximo de 10%" (SPEER, 1982).

	1	2	3	4
La^{3+}	**	**	**	**
Ce^{3+}	0,05	0,05	**	0,03
Pr^{3+}	0,02	**	**	0,03
Nd^{3+}	0,06	0,05	0,008	0,04
Sm^{3+}	0,02	0,01	0,01	0,008
Gd^{3+}	**	0,01	0,008	0,008
Dy^{3+}	**	**	0,02	**
Er^{3+}	0,06	**	0,08	0,05
Yb^{3+}	0,02	0,007	0,08	0,03
Y^{3+}	0,14	0,11	0,44	0,33
Th4+	0,05	0,03	0,06	0,06
U4+	0,33	0,24	0,33	0,04

Tabla III.7. Análisis de circones del Complejo del Galiñeiro.
Datos en %. (**): por debajo del límite de detección.

HARRIS (1980) apunta que la fraccionación de tierras raras pesadas (HREE) en granitos peralcalinos implica la cristalización tardía de fases que preferencialmente incorporan HREE en sus estructuras. En ausencia de xenotima las posiciones cristalinas adecuadas para estas HREE en rocas graníticas son proporcionadas por el circón (NAGASAWA, 1970).

Por consiguiente, la explicación más probable al hecho de que los circones del Complejo del Galiñeiro contengan menos cantidad de REE de la que cabría esperar, debe buscarse en los diferentes coeficientes de partición $KD_{REE}^{circón\ /\ líquido}$ y $KD_{REE}^{mineral\ REE\ /\ líquido}$. Sabemos de la presencia en el Complejo de minerales portadores de tierras raras ligeras (LREE) y HREE

(monacita, bastnaesita, xenotima, alanita, etc). Parte de estos minerales tienen una mayor afinidad por las REE que el circón, lo que significa que en presencia de cualquiera de estos minerales las REE no entrarían en la composición del circón más que en el caso de que fueran tan abundantes que estos minerales portadores no fuesen capaces de alojarlas.

Hemos calculado la relación de $KD_{REE}^{(Monacita\ /\ líquido)\ /\ (circón\ /\ líquido)}$ y $KD_{REE}^{(xenotima\ /\ líquido)\ /\ (circón\ /\ líquido)}$ como ejemplo de minerales con preferencia sobre el circón por las tierras raras, ligeras y pesadas, (ver Tabla III.8). Estos dos minerales junto con el resto de portadores serían capaces de agotar el líquido en REE. Por la misma razón, la presencia de torita en el complejo del Galiñeiro explicaría la baja concentración de Th y U en los circones.

$KD_{mon.}/KD_{cir.}$		$KD_{xen.}/KD_{cir*}$		$KD_{mon*.}/KD_{cir*.}$	
Ce	1490,3	La	0,41	La	292,9
Nd	1891,3	Ce	1,03	Ce	293,5
Sm	1108,1	Pr	3,44	Pr	224,0
Eu	213	Nd	9,16	Nd	246,7
Dy	37,8	Sm	33,11	Sm	95,15
Er	5	Eu	12,73	Eu	15,20
Yb	1,1	Gd	707,4	Gd	390,7
Lu	0,6	Dy	88,9	Dy	10,99
		Ho	64,2	Ho	4,65
		Er	47,33	Er	2,60
		Yb	18,72	Yb	0,34
		Lu	11,53	Lu	0,21

Tabla III.8. Relaciones entre los KD de monacita/circón y xenotima/circón calculadas en base a datos de:

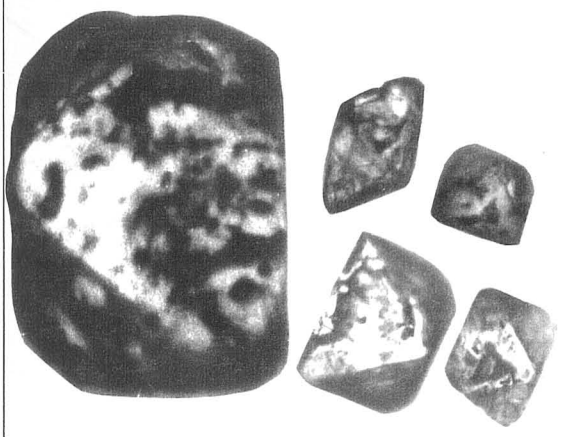
KDmonacita: YURIMOTO *et al.* (1990)

KDcircón NAGASAWA (1970)

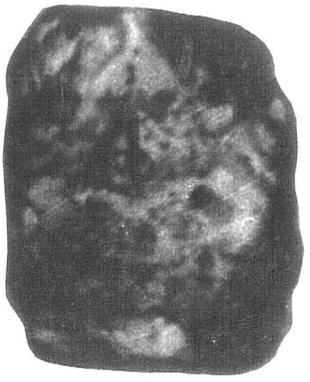
KDcircón*: WARD *et al.* (1992)

KDmonacita* WARD *et al.* (1992)

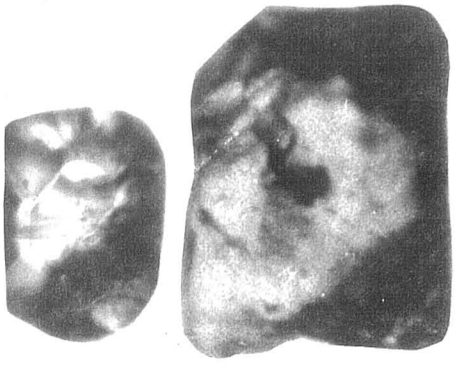
KDxenotima, calculado a partir de WARD *et al.* (1992)



Tipos "A"

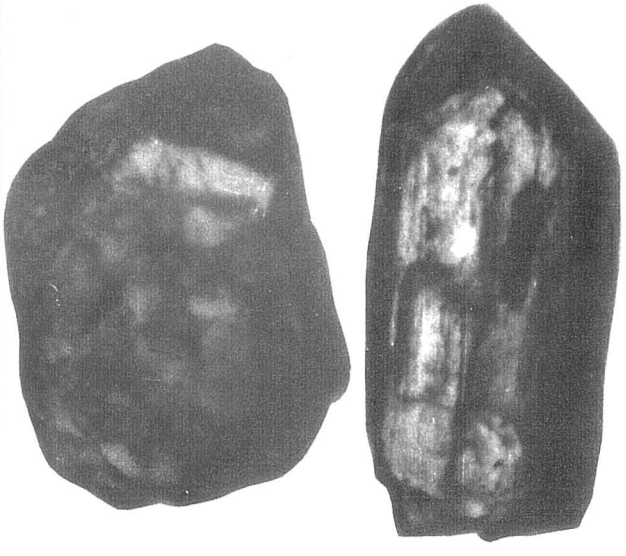


Tipo "G"

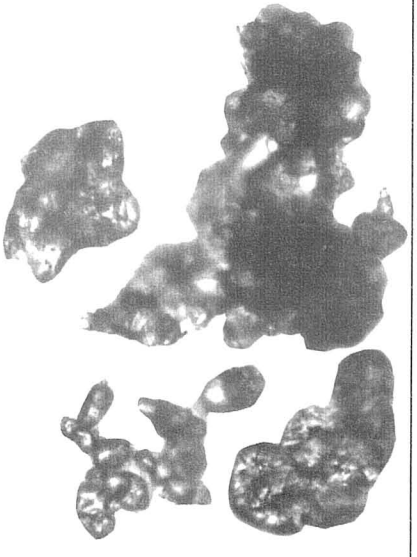


Tipos "S"

Tipo "G"



Tipos "P"



Agregados

Foto 31

III.8. MINERALES PORTADORES DE TIERRAS RARAS.

III.8.1. INTRODUCCIÓN

Como ya se mencionó anteriormente, en el Complejo del Galiñeiro existen cantidades anómalamente altas de minerales cuya composición incluye elementos de las Tierras Raras o cuya estructura permite su entrada en concentraciones elevadas. FLOOR (1966) ya identificó algunos de dichos minerales, pero ha sido la aplicación intensiva, a lo largo de este trabajo, de microsonda electrónica y SEM equipado con EDAX, lo que ha permitido la caracterización de la gran variedad de minerales portadores de tierras raras que se encuentran en el Complejo del Galiñeiro. Entre dichos minerales se han identificado con seguridad los siguientes: bastnaesita, allanita, xenotima, monacita, titanita, circón y torita. También parece probable la presencia de fergusonita, aeschinita, torianita y samarskita y/o pirocloro.

Al microscopio la identificación de los minerales portadores de Tierras Raras se encuentra dificultada por los siguientes factores:

- En primer lugar por el tamaño de grano, que generalmente es muy pequeño.

- En segundo lugar porque sus características ópticas son variables o imprecisas, apartándose mucho de las consideradas como standard. Por ejemplo, la esfena y la xenotima presentan, en ocasiones, un aspecto muy similar al del circón, y la allanita puede aparecer con colores amarillos, marrones o incluso ser prácticamente opaca. Además, el hábito con que aparecen rara vez es idiomórfico.

- Por último, es muy frecuente que se presenten formando pequeños agregados polifásicos. Dichos agregados están formados por dos, tres o más minerales, con intercrecimientos complejos y colores siempre muy oscuros.

Por todo ello, la identificación realizada en los agregados policristalinos debe considerarse, en ocasiones, como probable más que definitiva, y no se descarta que, además de los minerales mencionados, existan otros de características similares cuya presencia pueda determinarse en el futuro. Así, se dispone de criterios para afirmar la existencia de uno o más minerales de tierras raras que contienen Be en concentraciones relativamente importantes. Esto se deduce de los contenidos anómalamente elevados y generalizados de este elemento en los neises RAD-1 y en dos muestras aisladas de las facies Galiñeiro y Magnetita. Los minerales que creemos más probables para justificar estas altas concentraciones son, bien (Nd)-hidroxilbastnaesita [(Nd,Be,La)(CO_3) (OH,F)], o bien un mineral del grupo de la gadolinita [$(Y,REE)_2Fe^{2+}Be_2Si_2O_{10}$], (ITO & HAFNER, 1974). Dado que en todas las bastnaesitas que hemos analizado cuantitativa o cualitativamente nunca se ha detectado la presencia de Be, creemos más probable que se trate de un mineral del segundo tipo.

A continuación se describen, en primer lugar los agregados de minerales portadores de tierras raras y en segundo lugar, de forma individual los minerales que forman estos agregados, aportando datos de composición química en aquellos en los que ha sido posible realizar análisis cuantitivos o semicuantitativos.

III.8.2. AGREGADOS DE MINERALES PORTADORES DE TIERRAS RARAS

Como ya se ha indicado anteriormente, los minerales portadores de Tierras Raras tienden a formar agregados policristalinos de morfología y composiciones variables, que son la causa esencial de la anómala concentración de Tierras Raras en las rocas del Complejo del Galiñeiro.

Aparecen tanto en las facies peralcalinas como en las rocas metasomatizadas, aunque es en éstas últimas donde son significativamente más abundantes.

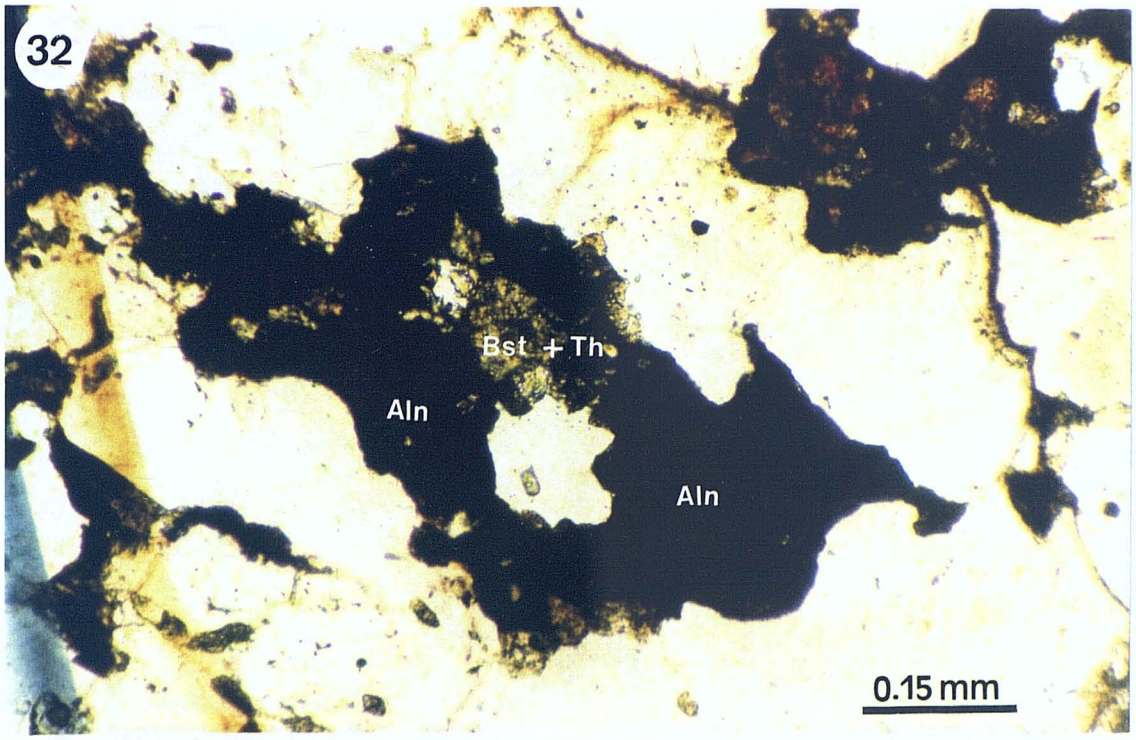
Morfológicamente los agregados no presentan un modelo definido, sino que tienen características muy variables; los únicos hechos comunes a todos ellos son: tener siempre un tamaño muy pequeño (rara vez superan el milímetro) y colores generalmente muy oscuros.

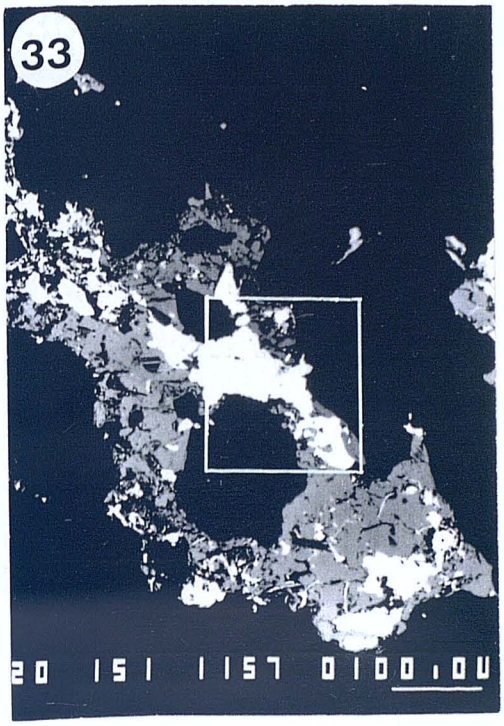
Sobre las fases que forman los agregados se han realizado gran cantidad de análisis cualitativos por EDAX y aproximadamente 25 análisis cuantitativos por microsonda electrónica, lo que ha permitido la identificación, a veces sólo aproximada, de las fases presentes y el estudio del quimismo de los minerales más importantes.

Los minerales más frecuentes en los agregados son circón y bastnaesita, con cantidades subordinadas de allanita, titanita, torita, monacita y xenotima, junto con, al menos, dos tipos de niobatos de Tierras Raras (fergusonita y aeschinita). Dichos niobatos no han sido identificados con total certeza, pero su existencia parece bastante probable. Existen también, probablemente, cantidades muy escasas de samarskita y florencita, que no han sido determinadas más que cualitativamente. Además de los mencionados minerales concentradores de tierras raras, los agregados suelen contener pequeñas proporciones de minerales opacos tal que ilmenita, magnetita, pirita y, en una ocasión se ha identificado también galena.

Este tipo de asociaciones de minerales portadores de Tierras Raras formando agregados similares a los aquí estudiados han sido descritos en otras partes del mundo. Así VOLOSHIM & PAKHOMOVSKI (1986) citan en las pegmatitas amazoníticas ligadas al granito peralcalino de Keivy (Kola) asociaciones de monacita, bastnaesita y torita.

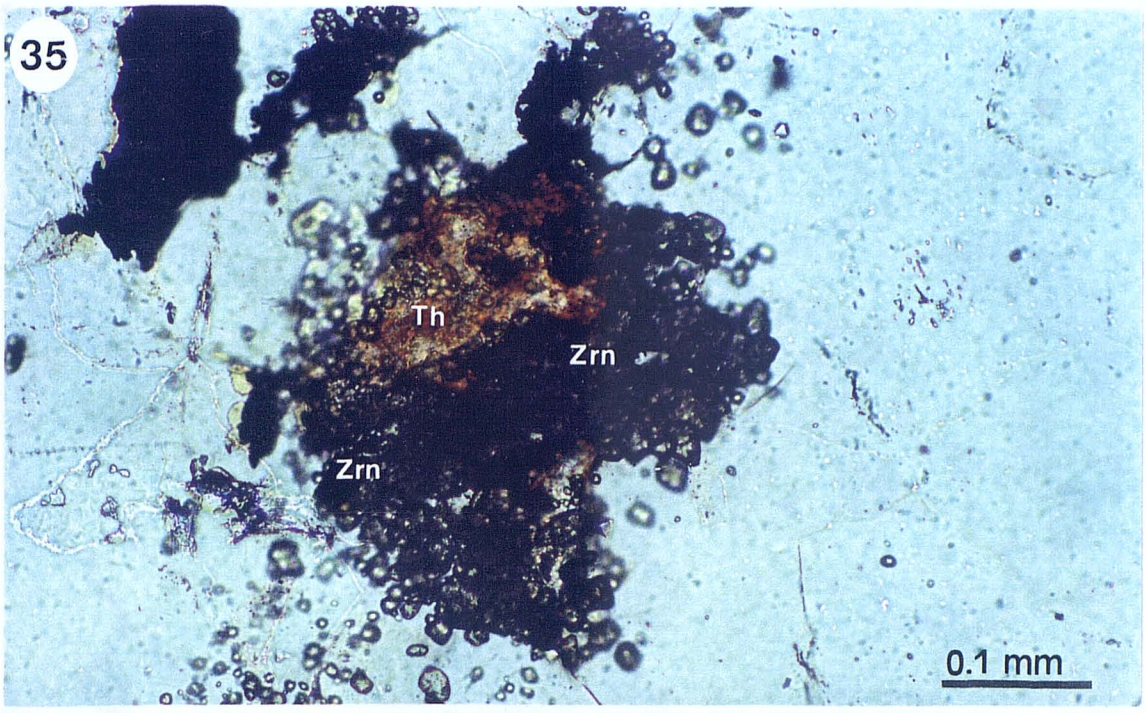
La descripción de los agregados se realizará sobre una base gráfica, apoyada, tanto en fotomicrografías como en imágenes de electrones retrodispersados (ERD). Dichas imágenes son especialmente útiles, puesto que permiten discriminar entre fases minerales, lo que ópticamente puede llegar a ser imposible debido a la complejas relaciones morfológicas que, existen entre ellas. A continuación se muestra una selección de microfototografías e imágenes de electrones retrodispersados, que hemos considerado ejemplos típicos del aspecto y composición de estos agregados.

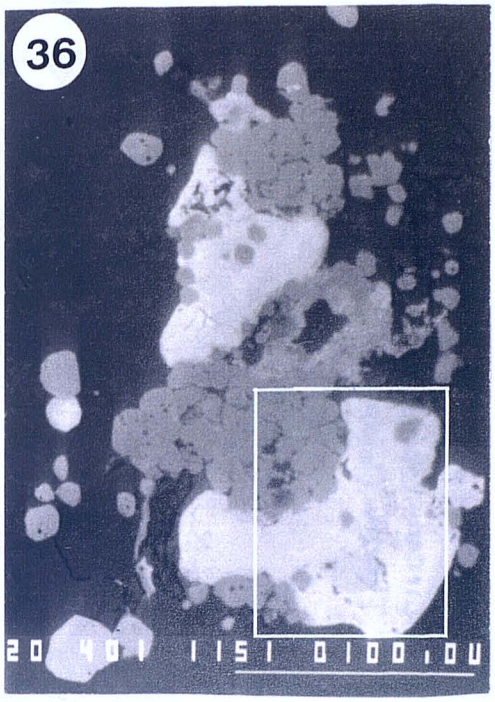


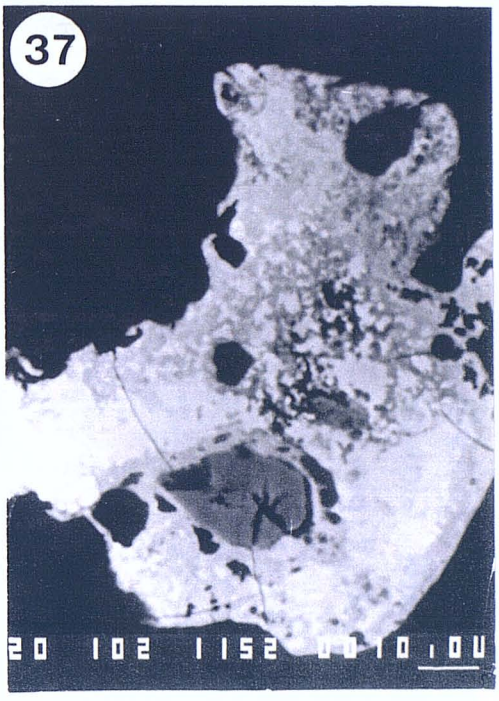


AGREGADO DE ALLANITA, TORITA Y BASTNAESITA.

En la **Foto 32** *el agregado aparece como una masa irregular de color pardo en el que no es posible identificar los minerales. Sin embargo, la imagen de electrones retrodispersados (ERD) (***Foto 33***) pone de manifiesto la existencia de, al menos dos fases, una gris y otra blanca. La fotografía de más detalle (***Foto 34***) ha mostrado que la fase blanca, a su vez, se puede descomponer en otras dos. Los análisis por EDAX han revelado que la fase gris de la Foto 33 es allanita (Aln), mientras que la gris y blanca de la Foto 34 son bastnaesita (Bst) y torita (Th) respectivamente.*



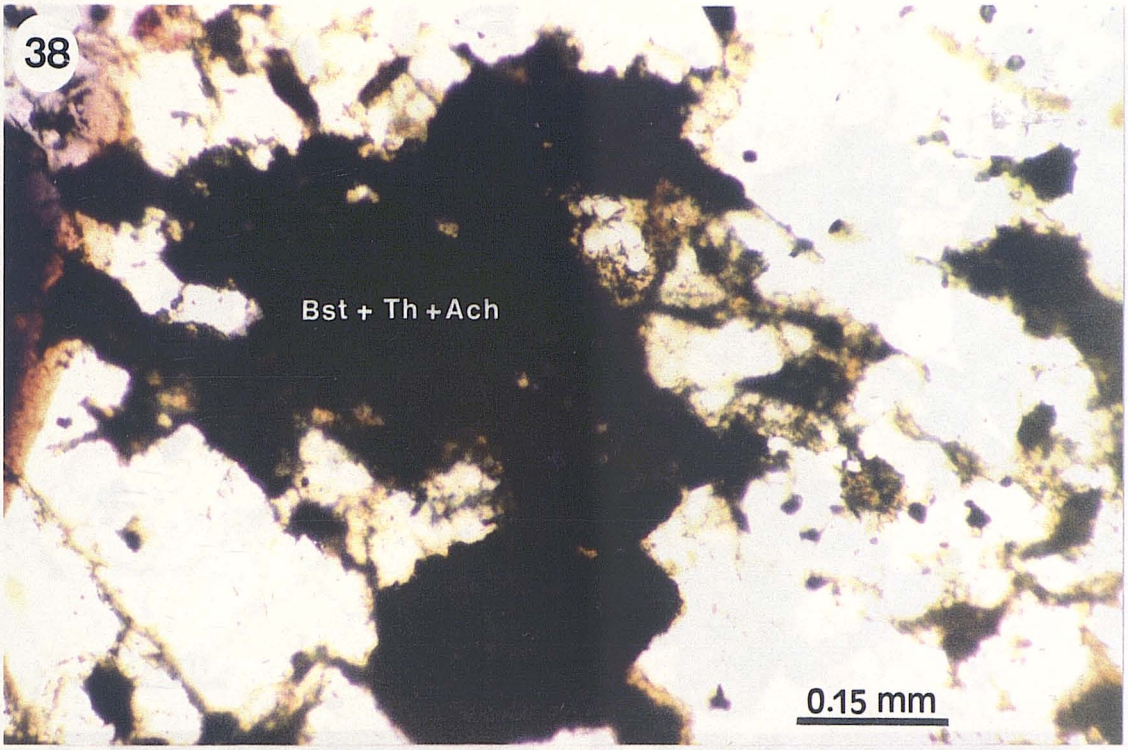


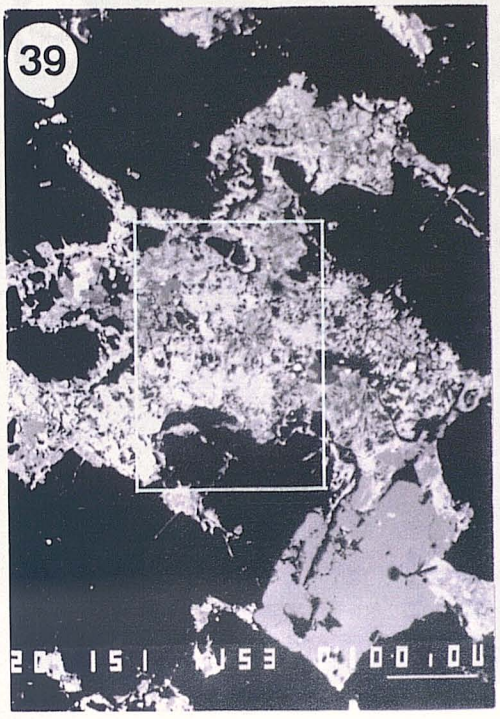


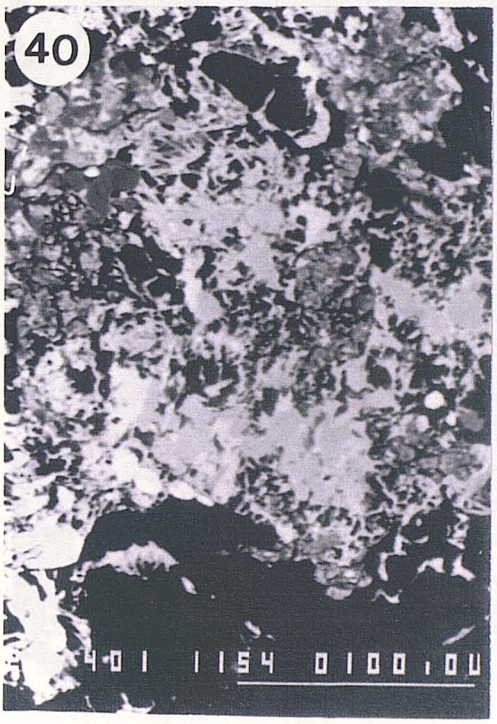
AGREGADO DE CIRCÓN Y TORITA.

En la **Foto 35** *se muestra el aspecto al microscopio del agregado: el circón (Zrn) es del tipo más común en el Complejo, apareciendo en concentraciones de pequeños cristales redondeados de color pardo oscuro. La torita (Th) aparece con colores rojizos.*

*En la imagen ERD del agregado completo (***Foto 36***) aparece en color gris el circón y en color más claro la torita, observándose inclusiones del primero en la segunda. La* **Foto 37** *es un detalle de la anterior donde se aprecia la existencia de dos tipos de torita, uno de color gris claro que abunda en los bordes del grano y otro tipo de color blanco que domina en el centro del cristal, por tanto, la concentración de Th debe ser aquí más alta que en los bordes. Las inclusiones de color gris oscuro corresponden a circón.*



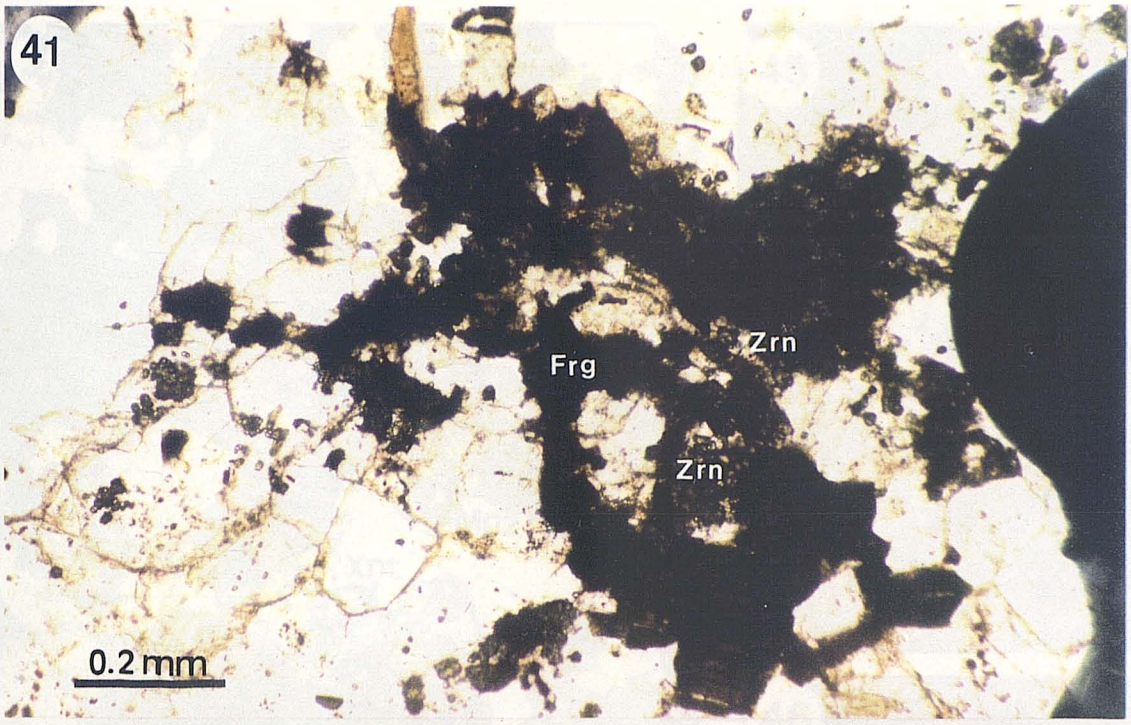


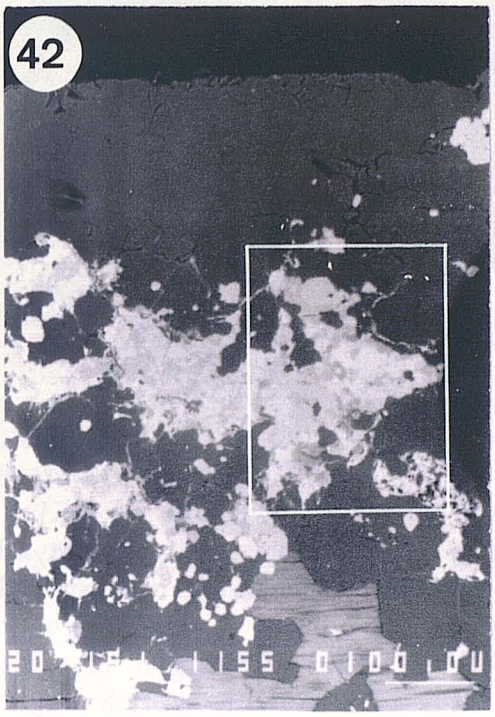


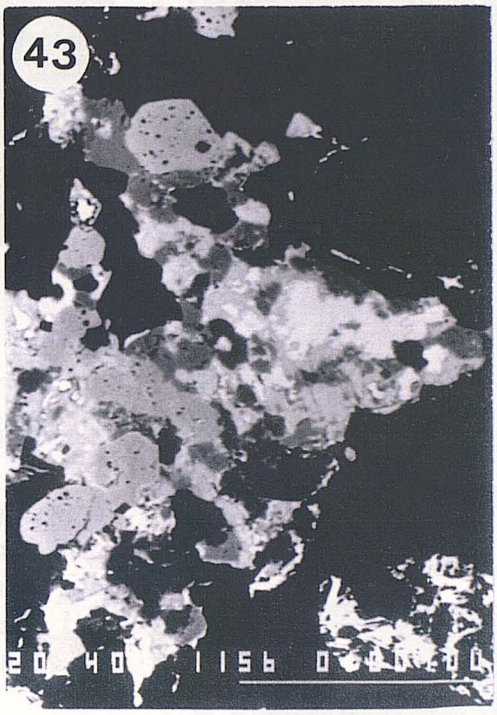
AGREGADO DE BASTNAESITA , TORITA Y AESCHINITA

En la **Foto** *38 se muestra el aspecto al microscopio de un agregado donde es prácticamente imposible distinguir las fases que lo forman.*

*En la imagen ERD de todo el agregado (***Foto 39***) se observa que está formado por una mezcla íntima de varios minerales: el color blanco corresponde a bastnaesita (Bst) y torita (Th) y el color gris claro a aeschinita (Ach). La* **Foto 40** *es un detalle de la anterior en la que se muestra el complejo intercrecimiento entre las tres fases mencionadas: en gris claro aeschinita, en blanco pálido bastnaesita y en blanco brillante torita.*



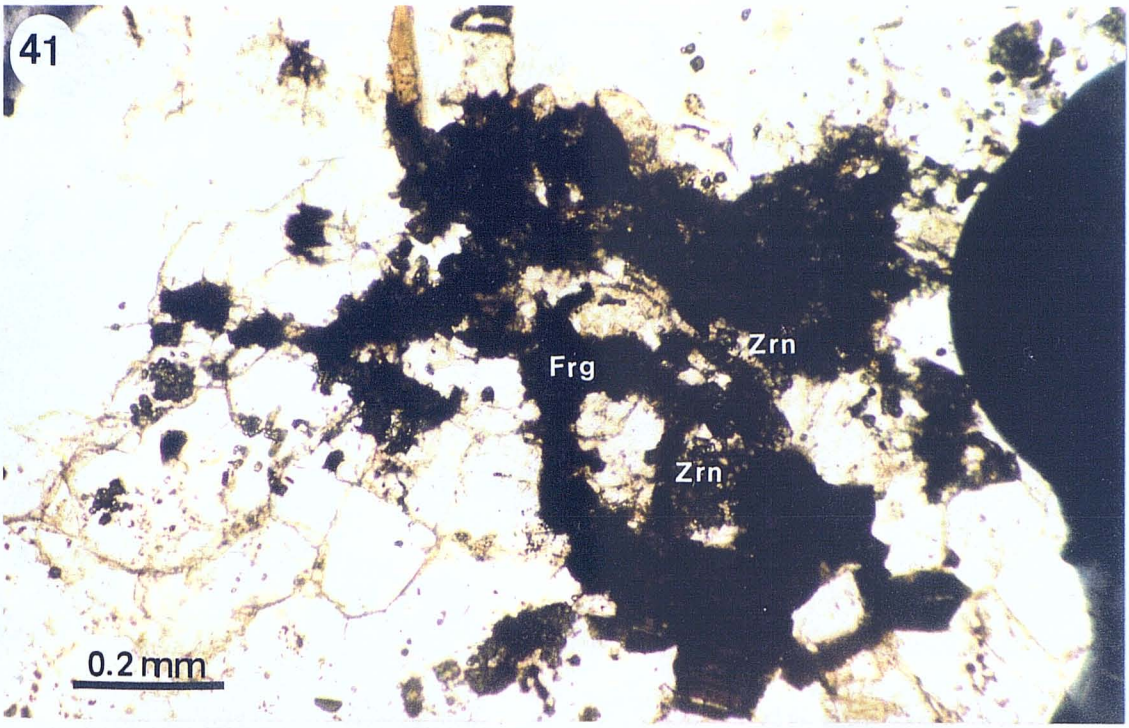


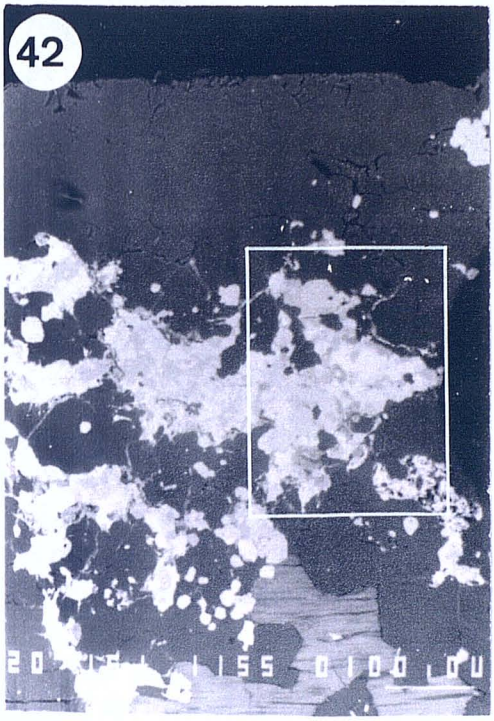


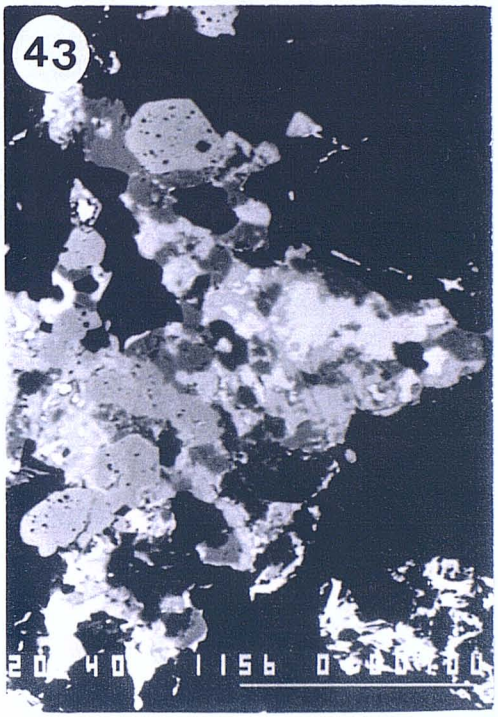
AGREGADO DE CIRCÓN Y FERGUSONITA

*La **Foto 41** muestra el aspecto al microscopio del agregado, constituido por un intercrecimiento complejo de dos minerales: circón (Zrn) (pardo verdoso) y un niobato con Y, que creemos que se trata de fergusonita (Frg).*

*En la imagen ERD (**Foto 42**) del agregado completo, el color blanco corresponde a fergusonita y el gris a circón, pudiéndose apreciar el intercrecimiento entre ambos minerales. La **Foto 43** muestra un detalle de la foto anterior, en la que parece que el circón haya crecido en torno a la fergusonita.*



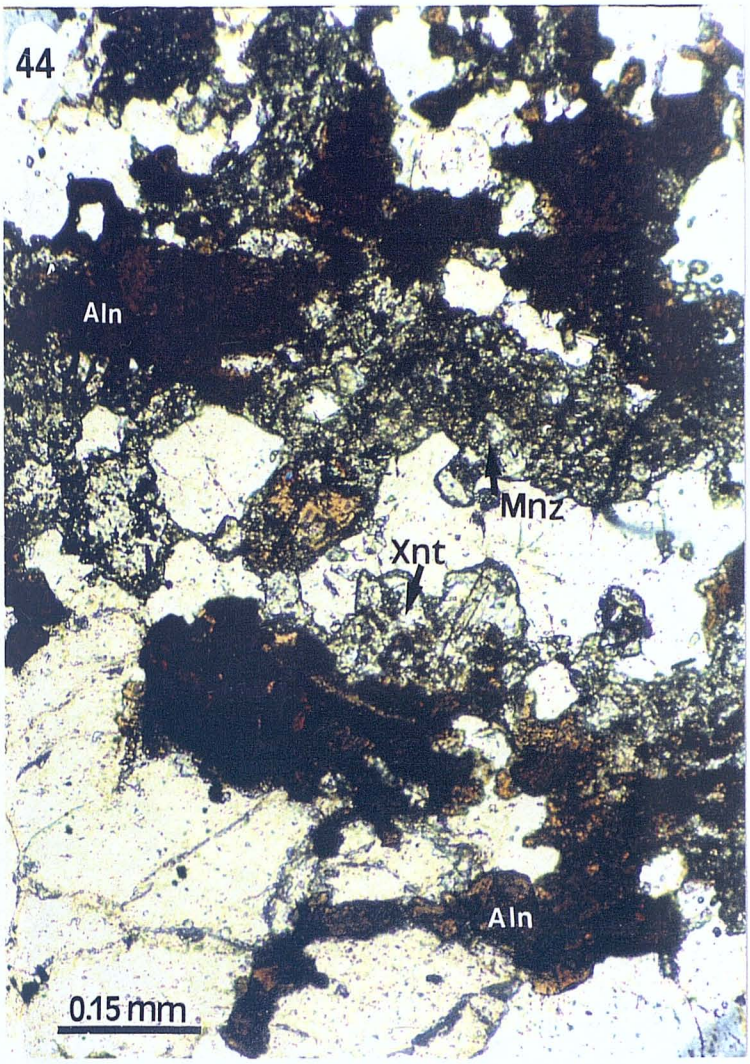


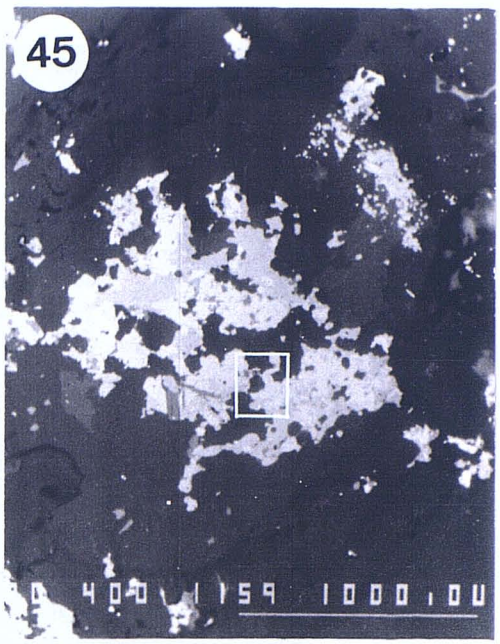


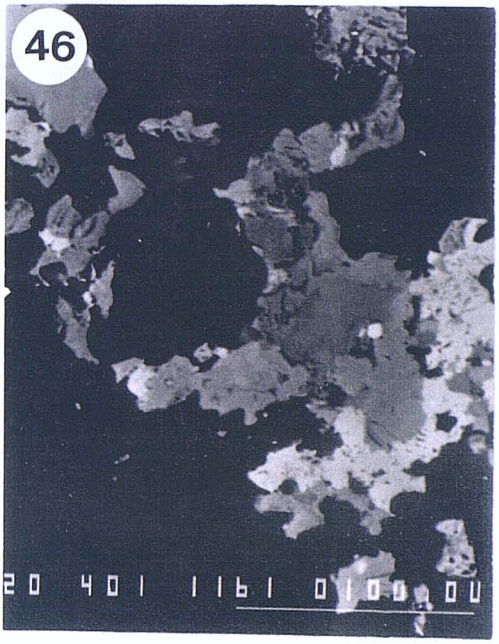
AGREGADO DE CIRCÓN Y FERGUSONITA

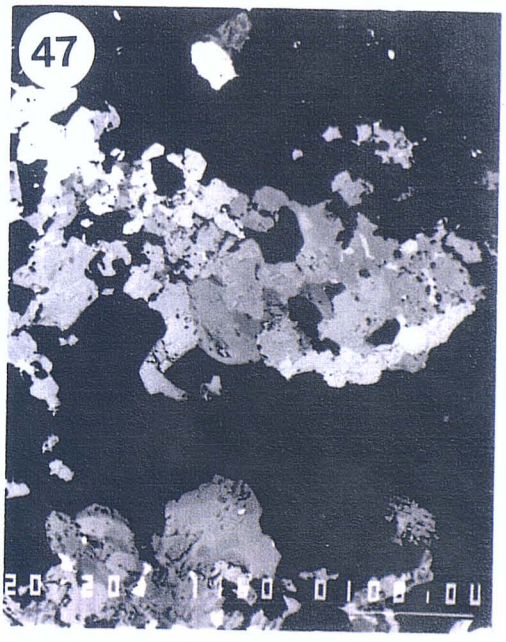
La **Foto 41** *muestra el aspecto al microscopio del agregado, constituido por un intercrecimiento complejo de dos minerales: circón (Zrn) (pardo verdoso) y un niobato con Y, que creemos que se trata de fergusonita (Frg).*

*En la imagen ERD (***Foto 42***) del agregado completo, el color blanco corresponde a fergusonita y el gris a circón, pudiéndose apreciar el intercrecimiento entre ambos minerales. La* **Foto 43** *muestra un detalle de la foto anterior, en la que parece que el circón haya crecido en torno a la fergusonita.*





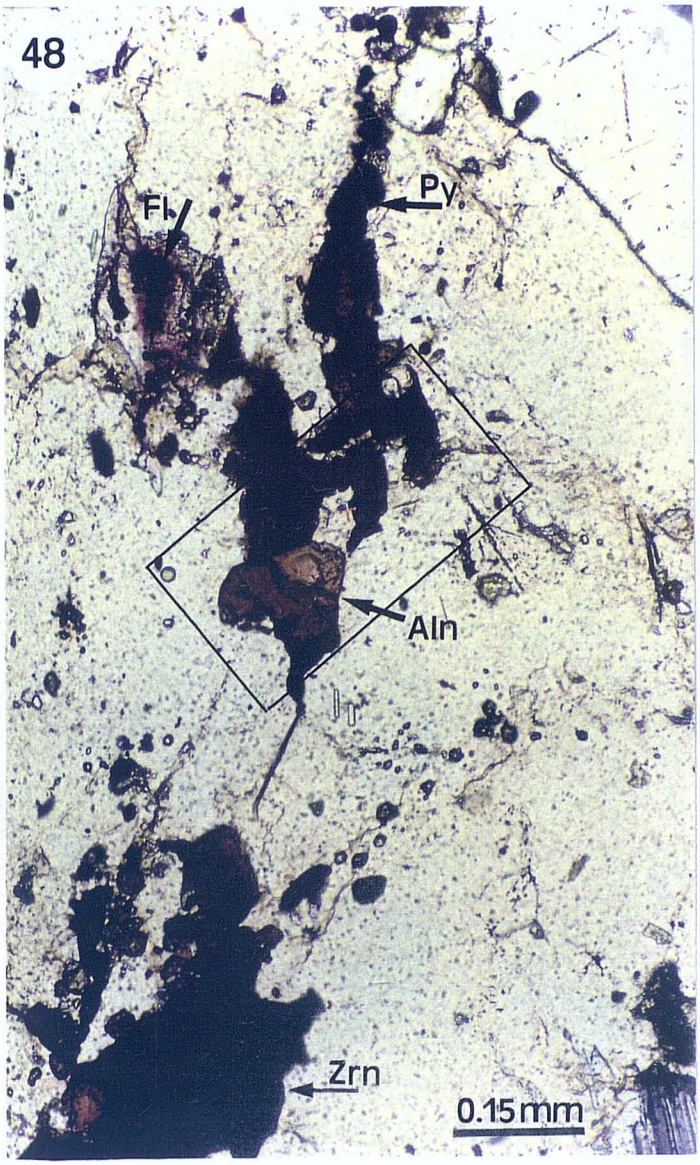




AGREGADO DE ALLANITA, MONACITA, XENOTIMA Y FERGUSONITA.

La **Foto 44** *muestra el aspecto al microscopio del agregado. La xenotima (Xnt) y la monacita (Mnz) aparecen con colores claros y alto relieve y la allanita (Aln) en colores rojizos muy intensos. Los cristales de fergusonita (Frg) son imposibles de identificar ópticamente.*

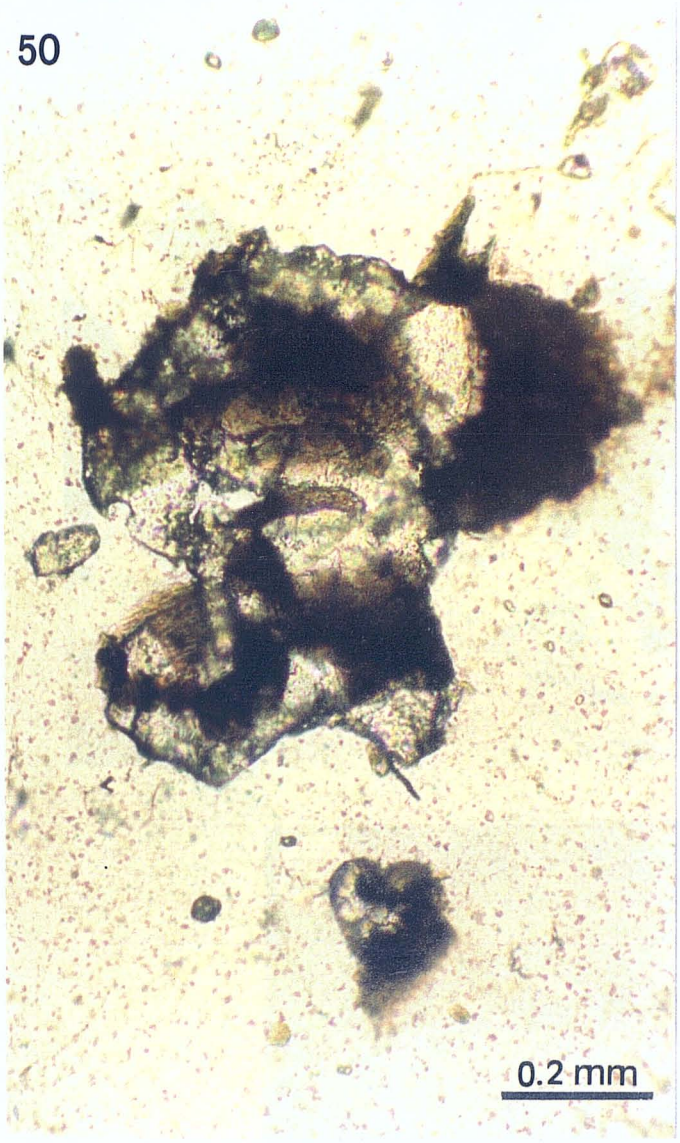
La **Foto 45** *es una imagen ERD de todo el agregado y la* **Foto 46** *muestra un detalle de la zona central del agregado. El análisis por EDAX ha permitido identificar xenotima, en color gris oscuro, allanita en color gris claro y monacita en color blanco. En el detalle de la* **Foto 47** *se observan cristales zonados de xenotima, color gris oscuro en la parte inferior de la foto, correspondiendo los tonos blancos a monacita y los cristales de blanco más brillante a fergusonita.*

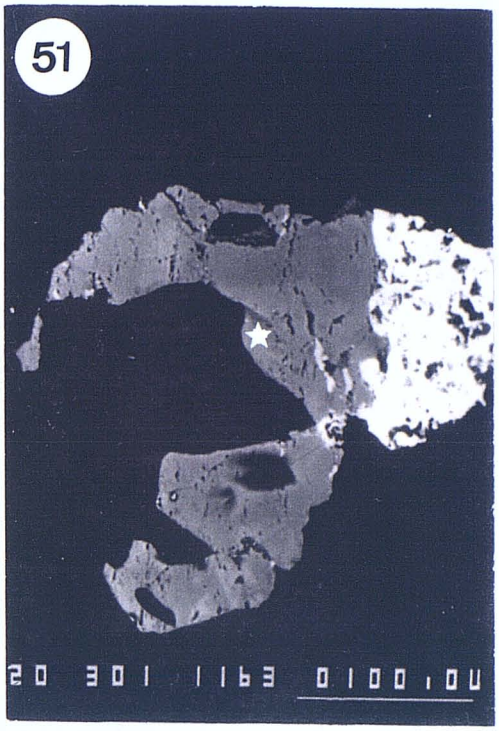


AGREGADO DE ALLANITA, FLUORITA Y PIRITA Y AGREGADO DE CIRCÓN Y ALLANITA.

*La **Foto** 48 muestra el aspecto al microscopio de los dos agregados. En el de la parte superior de la foto se ha identificado allanita (Aln) con colores pardos, pirita (Py) y fluorita (Fl) con colores blancos y violeta. El agregado de la parte inferior está formado por circón (Zrn) con colores casi negros y allanita con colores pardos.*

*La **Foto** 49 es una imagen ERD que muestra un detalle del cristal de allanita del agregado de la parte superior de la foto. Se pueden observar dos variedades de allanita, una de color gris claro y otra más oscura. En este cristal se han realizado 4 análisis cuantitativos. Los cristales de pirita corresponden a los colores más blancos en el extremo del grano de allanita y fuera del agregado.*

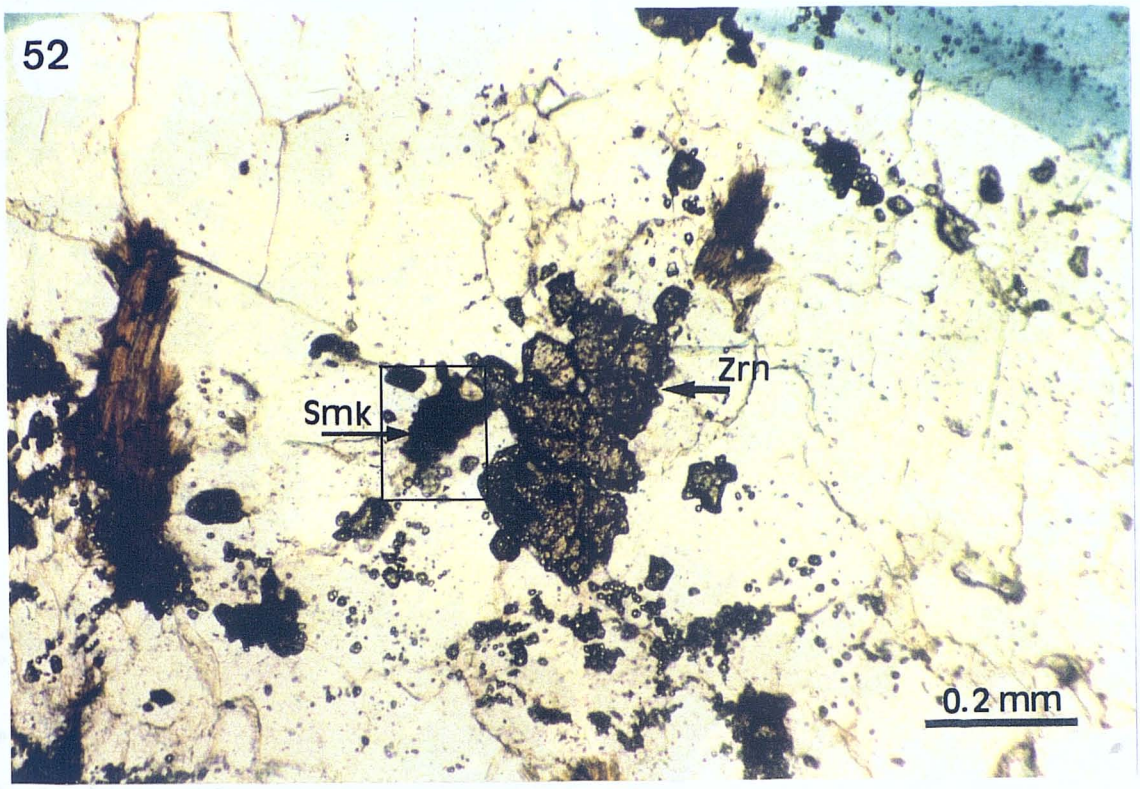


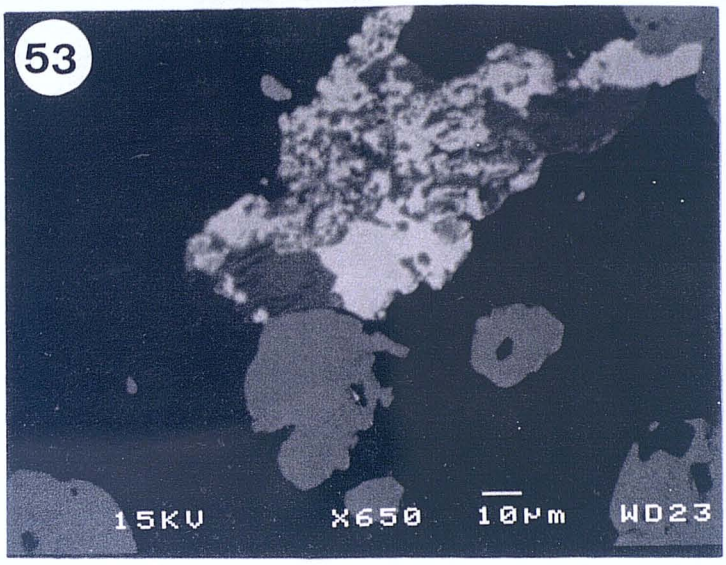


AGREGADO DE TITANITA Y ALLANITA.

La **Foto 50** *muestra una asociación de titanita + allanita. Los colores oscuro y claro no corresponden exactamente a la distribución de los minerales mencionados, tal como se aprecia en la foto siguiente.*

La **Foto 51** *muestra la imagen ERD de parte de la asociación anterior. El color gris corresponde a titanita y el color blanco a allanita. Se pone de manifiesto la dificultad que entraña la identificación de los minerales portadores de tierras raras por microscopía óptica. En el cristal de titanita (en el punto señalado con un asterisco) se ha realizado un análisis cuantitativo de tierras raras.*

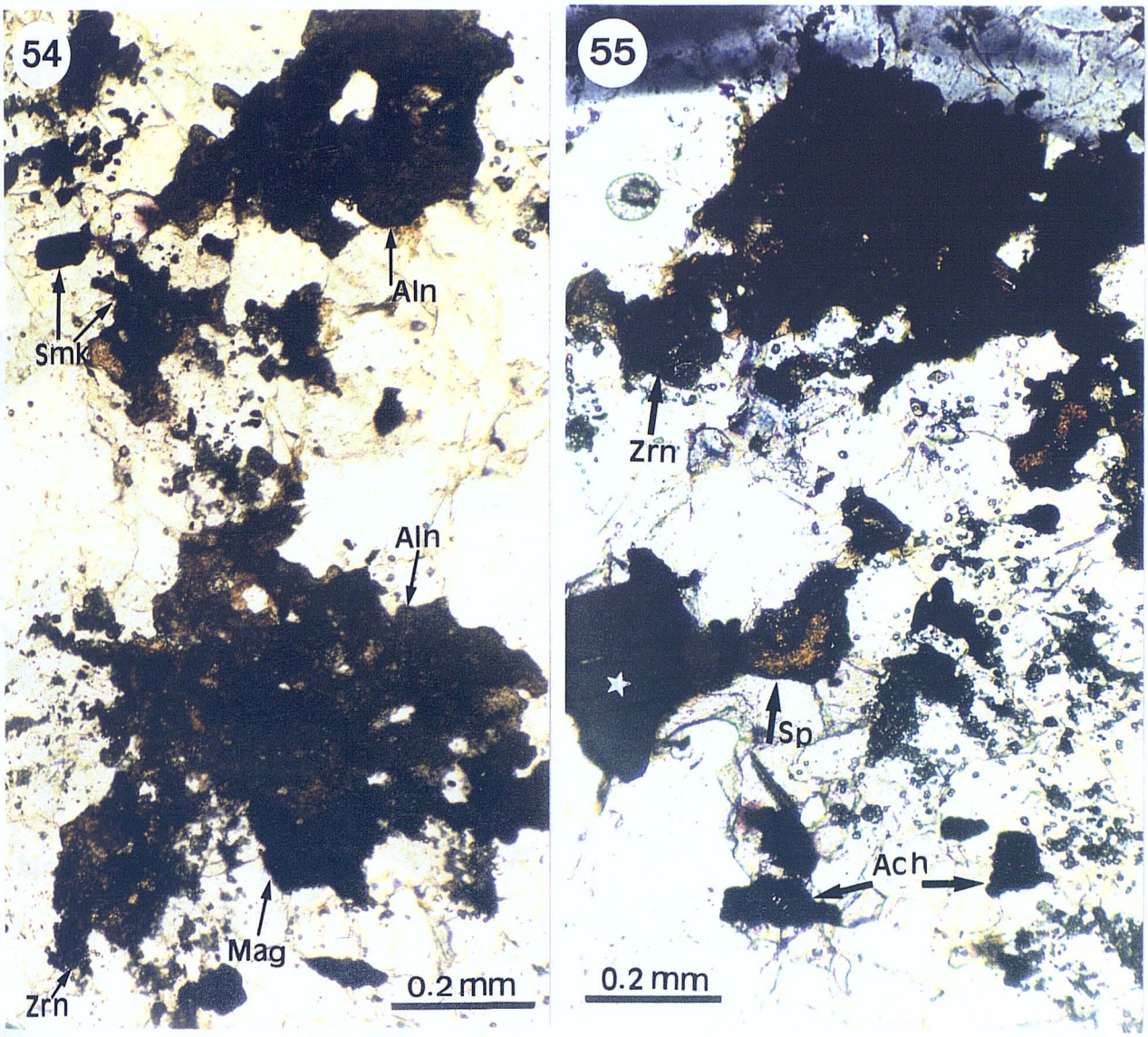




AGREGADO DE CIRCÓN Y SAMARSKITA

En la **Foto** *52 se observa un agregado de circón (Zrn) y un mineral de Nb, Ta, Ti, Y, Fe y MREE y algo de Th y Ca que probablemente se trate de samarskita (Smk). Los pequeños cristales negros, próximos al señalado, presentan la misma composición.*

La **Foto** *53 es un detalle y muestra la imagen ERD de este niobato (color blanco). Los colores grises corresponden a circón.*

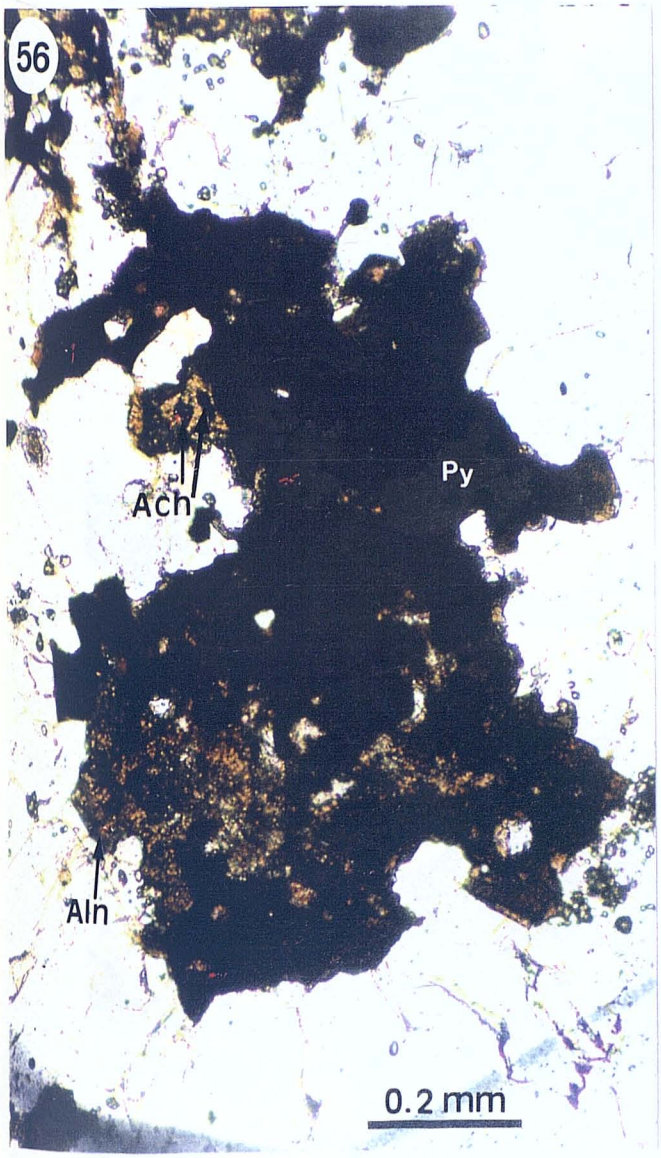


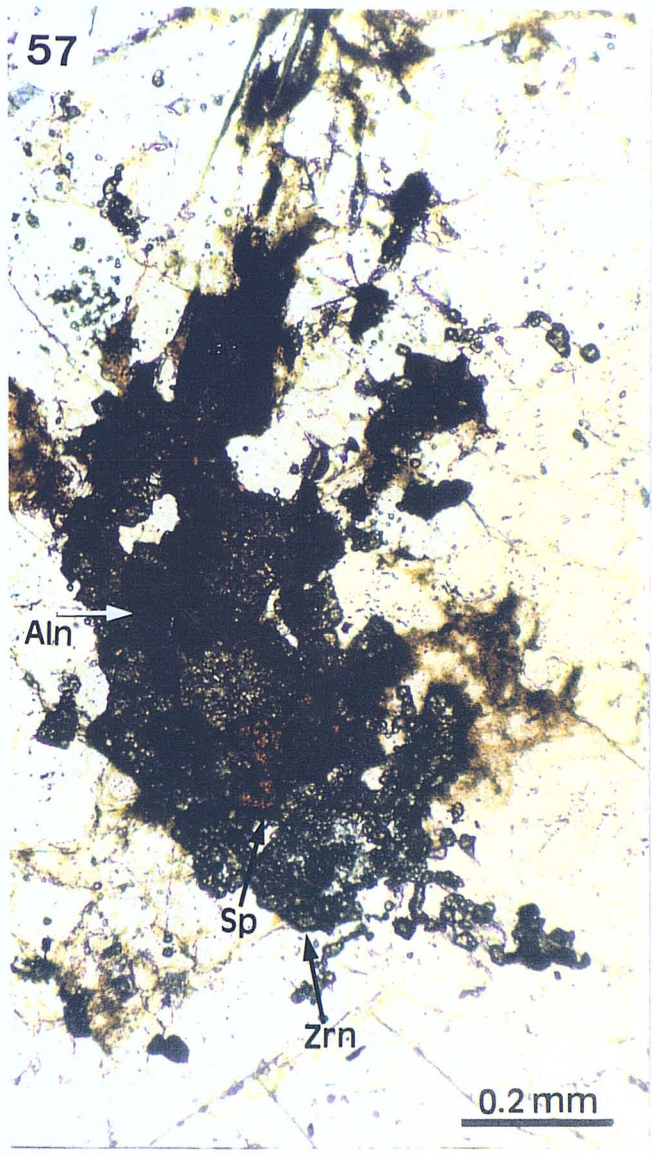
AGREGADO DE CIRCÓN, ALLANITA, MAGNETITA Y SAMARSKITA

En la **Foto 54** *se muestra el aspecto microscópico de este agregado y de un cristal próximo de allanita (Aln), (color pardo oscuro). En el agregado policristalino el circón (Zrn), (en agrupaciones de pequeños cristales redondeados) y la allanita (con color semejamte al del cristal aislado) muestran un estrecho intercrecimiento. La magnetita (Mag), (color negro) aparece también asociada a los minerales anteriores. También en color negro aparece la samarskita (Smk), dentro del agregado y fuera de él (cristales señalados con un punto blanco). Los espectros de RX obtenidos sobre estos tres puntos son similares a los del niobato del agregado anterior.*

AGREGADO DE ESFALERITA, CIRCÓN Y AESCHINITA

*En este agregado (***Foto 55***) la esfalerita (Sp) aparece con color pardo-anaranjado, el circón (Zrn) presenta un aspecto sucio, el mineral de Nb con Ti y tierras raras es muy oscuro y presenta un espectro parecido al de los niobatos anteriores pero aparentemente sin Ta y que podría tratarse de aeschinita (Ach). En el mineral opaco marcado con el número 4 se han identificado S y Pb.*



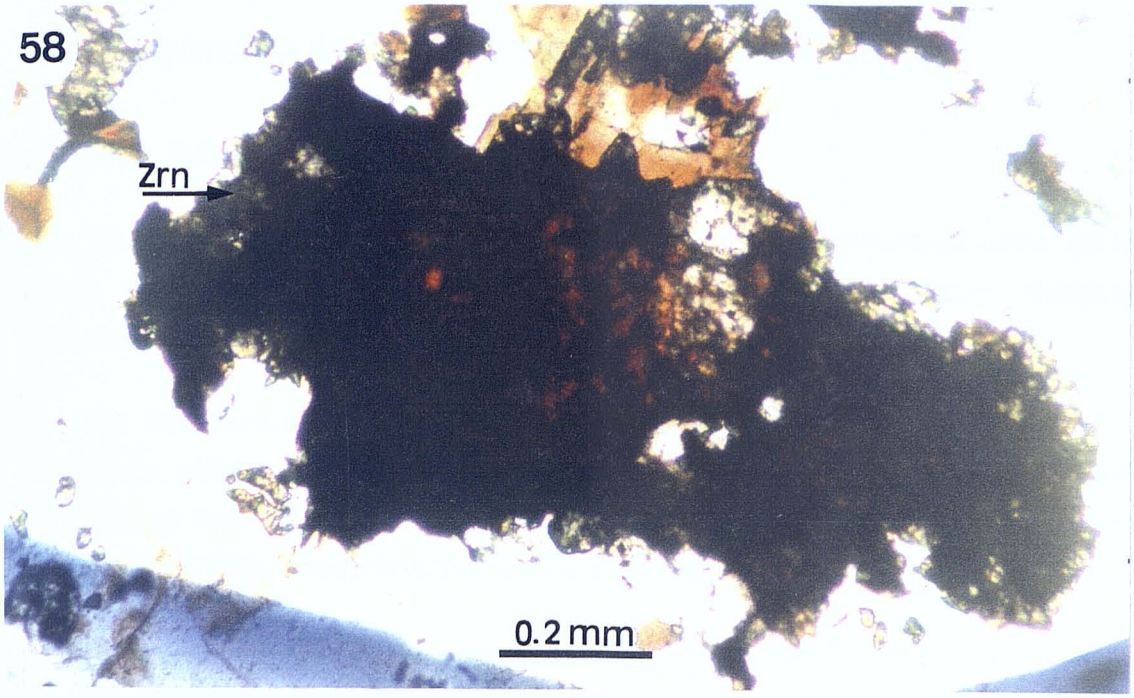


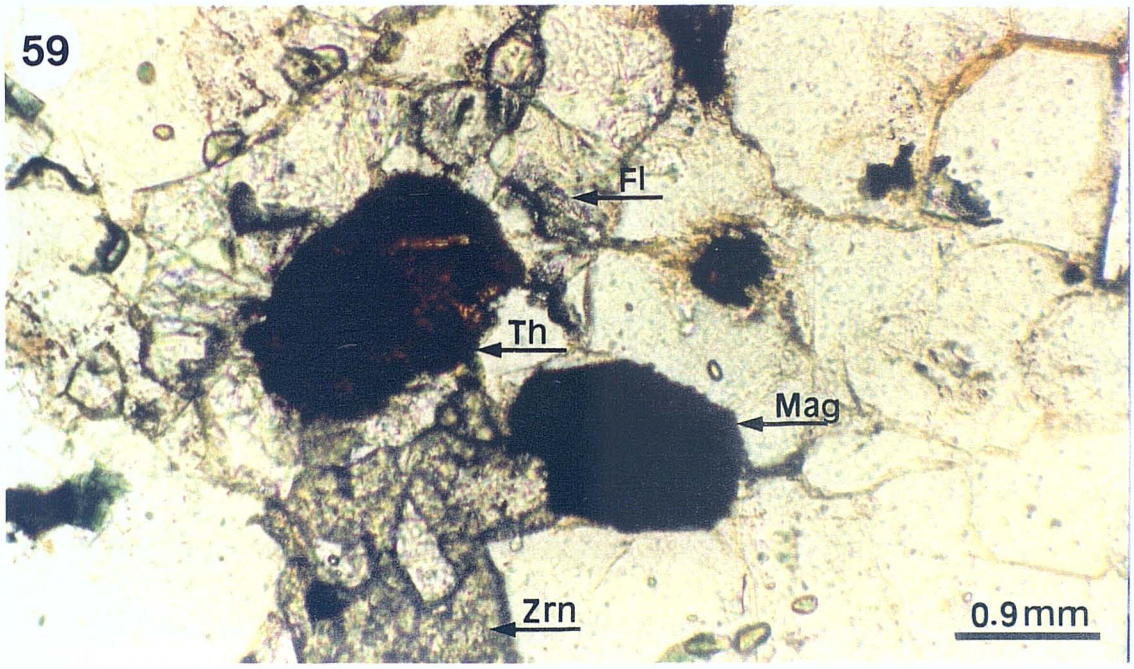
AGREGADO DE ALLANITA, AESCHINITA Y PIRITA.

La **Foto 56** *muestra el aspecto de un agregado, formado mayoritariamente por allanita (Aln), que se presenta con color pardo-amarillento. El mineral de Nb, Ti y tierras raras, que podría tratarse de aeschinita (Ach), corresponde a las zonas oscuras del agregado. La pirita (Py) es el mineral opaco de la parte superior derecha de la foto.*

AGREGADO DE CIRCÓN, ESFALERITA Y ALLANITA.

*Este agregado (***Foto 57***) está formado por una asociación de cristales de circón (Zrn), con color gris verdoso; esfalerita (Sp), con color rojizo muy oscuro e incluido en el agregado de circón y allanita (Aln), con color casi negro.*





AGREGADO DE CIRCÓN, NIOBATO DE TIERRAS RARAS, FOSFATO DE TIERRAS RARAS Y BIOTITA.

*En este caso (**Foto** 58) el circón (Zrn) aparece con colores más claros que el resto, en los bordes del agregado. El mineral rojo oscuro es una asociación de un niobato y un fosfato de tierras raras. El niobato de tierras raras no se ha podido identificar. El fosfato está enriquecido en HREE, probablemente se trate de xenotima.*

AGREGADO DE CIRCÓN, MAGNETITA, FLUORITA Y TORITA.

*En la **Foto** 59 se observa una asociación de circón (Zrn), (color pardo amarillento), magnetita (Mag), fluorita (Fl), (mineral blanco de alto relieve) y en el centro, con color rojo intenso, un cristal de torita (th).*

III.8.3. MINERALES PORTADORES DE TIERRAS RARAS

III.8.3.1. Bastnaesita

Se ha encontrado bastnaesita tanto en las facies peralcalinas como en las rocas metasomatizadas, siendo más abundante en estas últimas, especialmente en las de tipo RAD-1.

La bastnaesita es el principal portador de Tierras Raras ligeras en el Complejo, puesto que es relativamente abundante y puesto que el contenido en LREE es muy alto, del orden del 75% en cristales con valores de La/Ce ≈ 1 (MARIANO, 1989), (ver espectro de RX en la Fig. III.26).

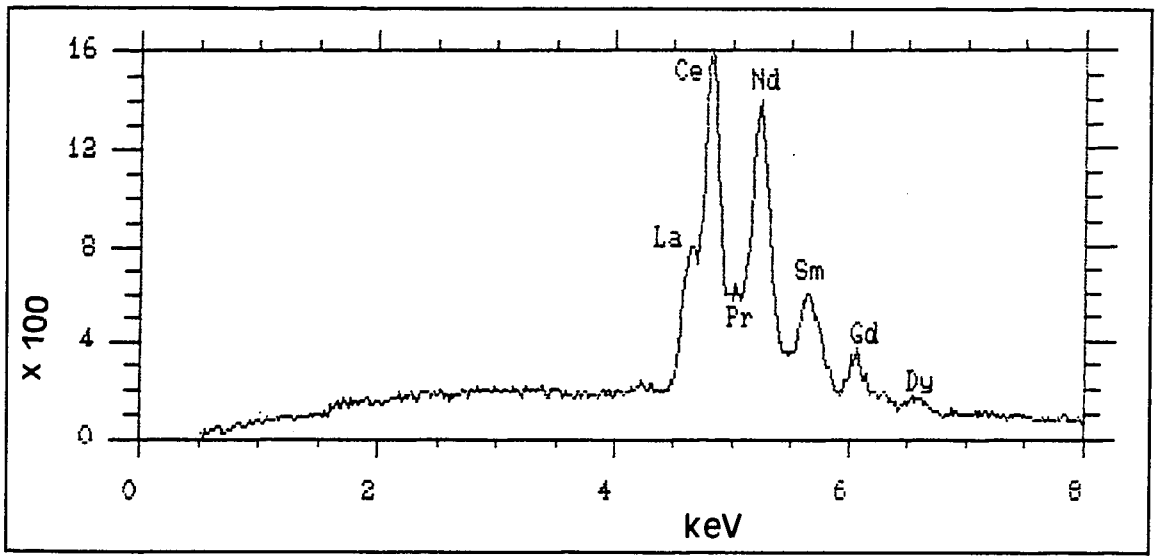


Fig. III.26. Espectro típico de RX de las bastnaesitas del Complejo del Galiñeiro.

Se han analizado 10 cristales de bastnaesita pertenecientes a tres muestras del Complejo del Galiñeiro (7 análisis en bastnaesitas de la facies Magnetita, uno perteneciente a los Neises Radiactivos y dos a la facies Galiñeiro). Los análisis se han realizado por microsonda electrónica en la Academia de Ciencias de Hungría (Budapest), según el método diseñado por NAGY (1993), que básicamente consiste en el cálculo de factores de corrección para minimizar el problema de las interferencias y la eliminación de las medidas de fondo, que se calculan por ajuste de mínimos cuadrados a una ecuación polinomial calculada a partir de 7 puntos medidos en zonas de espectro libres de interferencias. Los patrones utilizados han sido compuestos sintéticos de DRAKE & WEILL (1972). Las líneas analíticas medidas han sido

BASTNAESITA								
Muestra	ER-62	ER-62	ER-62	ER-62	ER-62	ER-62	ER-62	SG3-4
Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8
Y2O3	0,10	0,10	0,12	0,15	0,16	0,14	0,17	0,34
La2O3	25,21	24,93	22,61	22,84	20,00	19,28	24,33	21,22
Ce2O3	29,81	30,92	30,73	31,48	32,68	32,12	29,80	28,99
Pr2O3	2,89	2,94	3,16	2,92	3,70	3,59	2,97	3,17
Nd2O3	9,03	9,29	10,24	9,94	11,49	12,02	9,20	11,30
Sm2O3	1,10	1,10	1,30	1,22	1,35	1,40	1,14	2,34
Eu2O3	0,15	0,13	0,18	0,15	0,13	0,10	0,11	0,19
Gd2O3	0,48	0,40	0,62	0,48	0,50	0,46	0,43	1,03
Tb2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Ho2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Er2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ThO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	5,79	5,79	7,08	6,30	6,62	6,27	5,30	6,20
Total	74,56	75,6	76,04	75,48	76,63	75,42	73,45	74,78
O≈F	2,44	2,43	2,98	2,65	2,79	2,64	2,44	2,61
Fórmula Estructural sobre12 Oxígenos								
Y	0,005	0,005	0,005	0,007	0,007	0,007	0,009	0,016
La	0,857	0,840	0,702	0,746	0,635	0,632	0,862	0,702
Ce	1,004	1,032	0,945	1,019	1,028	1,043	1,046	0,950
Pr	0,097	0,098	0,097	0,094	0,116	0,116	0,104	0,104
Nd	0,297	0,303	0,308	0,314	0,353	0,381	0,316	0,362
Sm	0,035	0,035	0,038	0,037	0,040	0,043	0,038	0,072
Eu	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004	0,003	0,004	0,006
Gd	0,015	0,012	0,017	0,014	0,014	0,014	0,014	0,031
F	1,687	1,672	1,884	1,764	1,802	1,762	1,609	1,758
CO3	2,313	2,328	2,116	2,236	2,198	2,238	2,391	2,242

Muestra	ER-24	ER-24
Análisis	3	4
Y2O3	0,17	0,24
La2O3	18,36	18,38
Ce2O3	34,19	35,15
Pr2O3	3,77	3,84
Nd2O3	12,53	13,14
Sm2O3	1,51	1,17
Eu2O3	0,16	0,23
Gd2O3	0,43	0,67
Tb2O3	0,00	0,00
Dy2O3	0,00	0,01
Ho2O3	0,00	0,00
Er2O3	0,00	0,00
Yb2O3	0,00	0,00

Tabla III.9. Composición química (%) de bastnaesitas del Complejo del Galiñeiro.

Lα para todas las Tierras Raras, excepto para Pr, Ho y Tm que han sido Lβ, y se ha considerado que el estado de oxidación era 3^+ en todos los casos. La fórmula estructural se ha calculado sobre 12 oxígenos considerando a la bastnaesita como un fluorocarbonato de tierras raras cuya fórmula puede expresarse como $REE_2[(CO_3), F]_4$, y ajustando el CO_2 por estequiometría. Los resultados de los análisis se muestran en la Tabla III.9 Destacan las siguientes observaciones:

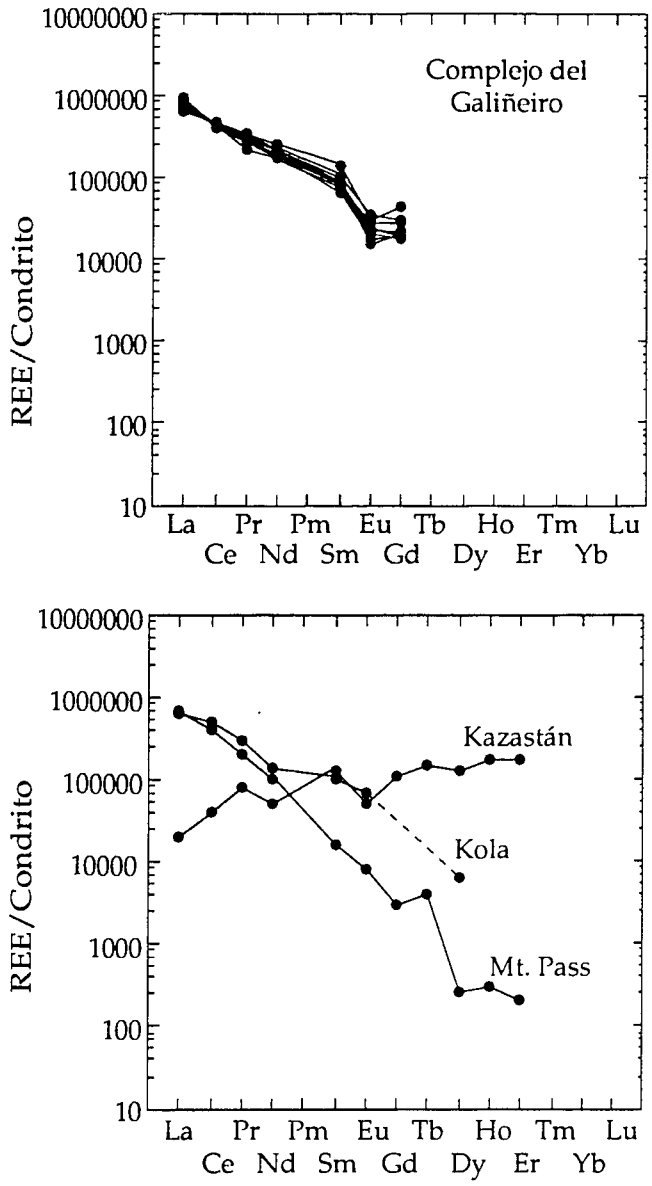


Fig. III.27. Espectros normalizados de bastnaesitas de **A)** Complejo del Galiñeiro. **B)** carbonatita de Mt. Pass (datos de MARIANO, 1989), pegmatita granítica de Kazastán (datos de MINEEV *et al.* , 1979) y Pegmatita amazonítica de Kola (datos de VOLOSHIM & PAKHOMOVSKI, 1986).

A Todas las bastnaesitas analizadas contienen únicamente Tierras Raras ligeras. Utilizando el sistema de nomenclatura propuesto por LEVINSON (1966) se trataría, por tanto, de **(Ce)-bastnaesitas**. A partir de datos de la literatura, se sabe que la distribución de Tierras Raras en bastnaesitas es muy variable, dependiendo de su medio de formación. Por ejemplo, FLEISCHER (1978) estudió bastnaesitas de distintos yacimientos cuyas composiciones oscilan entre 2% y > 35% de Y. En la gráfica de la Fig. III.27A se presentan los espectros normalizados de tierras raras de las bastnaesitas del Complejo del Galiñeiro y en la Fig. III.27B se representan los espectros de bastnaesitas de: (1) carbonatita de Mt. Pass (California), (2)

pegmatita amazonítica de la peninsula de Kola (Rusia) y (3) pegmatita granítica de Kazastán. Las observaciones que se pueden establecer a partir de estos espectros son las siguientes:

- Todas las muestras, tanto las tomadas de la literatura como las del Complejo del Galiñeiro se caracterizan por presentar una elevada fraccionación de LREE frente a HREE, con la excepción de la muestra de Kazastán, que se trata de (Y)-bastnaesita.

- Las bastnaesitas del Complejo del Galiñeiro presentan una composición muy similar entre sí, con fuerte selectividad de LREE, ligera anomalía de Eu y una caída drástica de las HREE de tal manera que los valores desde Tb a Yb analizados dan resultados por debajo del límite de detección (ver Tabla III.9).

- En la pegmatita de Kola no se ha analizado el Eu, pero el espectro de LREE es muy similar en forma y contenido al de las bastnaesitas del Complejo del Galiñeiro. Ambas bastnaesitas se han formado a partir de fluidos peralcalinos.

- En la bastnaesita de la pegmatita de Kazastán existe también una pequeña anomalía de Eu. La bastnaesita de Mt. Pass, por el contrario, no presenta anomalía negativa de Eu, pero sí de Gd. La fraccionación LREE/MREE es mucho mayor que en el resto. El valor de la relación $La_{(N)}/Sm_{(N)}$ = 43,7 para esta bastnaesita, mientras que es 0,1 en el caso de Kazastán, 6,4 en el de Kola y en las bastnaesitas del Complejo del Galiñeiro varía entre 5,6 y 14,3, siendo 8 el valor medio de esta relación.

Obviamente no se poseen datos suficientes para hacer un estudio exhaustivo del espectro característico de la bastnaesita, pero, de los diagramas de la Fig. III.27 se puede concluir, al menos de manera tentativa que: (1) Existe una gran fraccionación de LREE a HREE, (2) la fraccionación es más intensa en bastnaesitas de carbonatitas que en las de granitos o pegmatitas peralcalinas y (3) las bastnaesitas de granitos peralcalinos muestran anomalía negativa de Eu.

En el diagrama (La+Ce+Pr) *vs* (La/Nd), (FLEISCHER, 1965), (Fig. III.28) se han representado los datos de las bastnaesitas del Complejo del Galiñeiro, junto con las de la pegmatita amazonítica de la Península de Kola y de las

carbonatitas mineralizadas de Mt. Pass (California), Lincoln County (New Mexico), Wigu Hill (Tanzania), Karonge River (Burundi) y Bayan Obo (China). Se observa que en las bastnaesitas de las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro (Magnetita y Galiñeiro) existe una correlación muy alta entre ambos parámetros, mientras que la bastnaesita de los Neises Radiactivos se aparta del resto, lo que podría indicar la existencia de diferentes procesos genéticos. Dada la posición relativa de las muestras de la pegmatita de Kola y de los granitos del Galiñeiro en dicho diagrama, también podemos sugerir que la composición de la bastnaesita cambia progresivamente en los procesos de diferenciación magmática, volviéndose más rica en LREE y aumentando simultáneamente los valores de La/Nd.

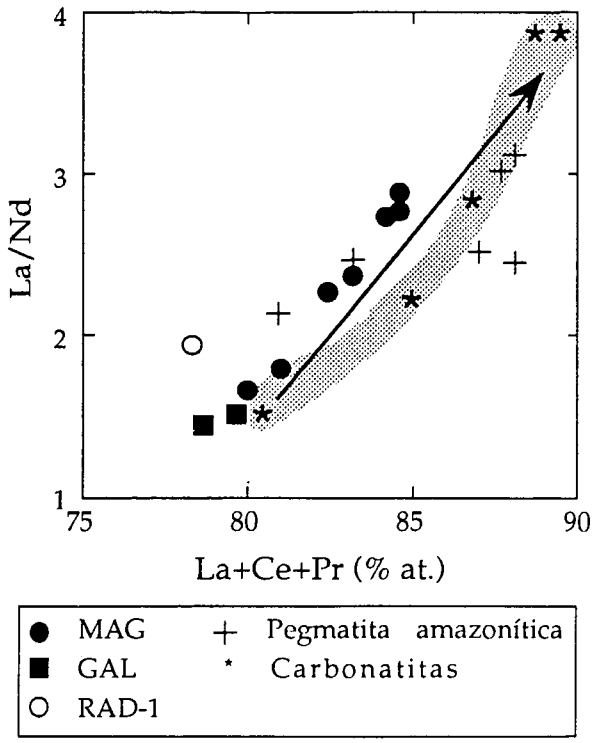


Fig. III.28. Representación en el diagrama (La+Ce+Pr) *vs* (La/Nd) (FLEISCHER, 1965) de bastnaesitas de: Complejo del Galiñeiro, bastnaesitas de pegmatitas amazoníticas de Kola, (datos de VOLOSHIM & PAKHOMOVSKI, 1986) y bastnaesitas de diferentes carbonatitas (Mt. Pass, California; Lincoln County, N. Mexico; Wigu Hill, Tanzania; Karonge River, Burundi y Bayan Obo, China; datos de MARIANO, 1989). La flecha indica la posible tendencia evolutiva de la bastnaesita en procesos de diferenciación magmática.

La bastnaesita se forma comúnmente en sistemas hidrotermales (MARIANO, 1989), aunque también se han citado algunos casos en que parecen tener origen ígneo (ej.: la carbonatita de Mt. Pass o la de Karonge River, Burundi). Hasta el momento, para discriminar entre cristales de origen ígneo y cristales de origen hidrotermal los únicos criterios disponibles, en conocimiento de la autora, son los texturales:

Así, se supone que los cristales aislados y bien formados son de origen primario. Por el contrario, cuando los cristales de bastnaesita presentan un hábito fibroso o aparecen en masas irregulares, rellenando fracturas o venillas en asociación paragenética con cuarzo, fluorita, etc, se interpretan como de origen

secundario (MARIANO, (1989).

En el Complejo del Galiñeiro la bastnaesita puede aparecer como: (1) inclusiones en otros minerales, especialmente feldespatos (Foto 60); (2) cristales individuales diseminados en la roca (Foto 61); (3) formando parte de los agregados policristalinos de minerales portadores (Fotos en el apartado III.8.2) o (4) rellenando parcialmente pequeñas fracturas o cavidades (Foto 62).

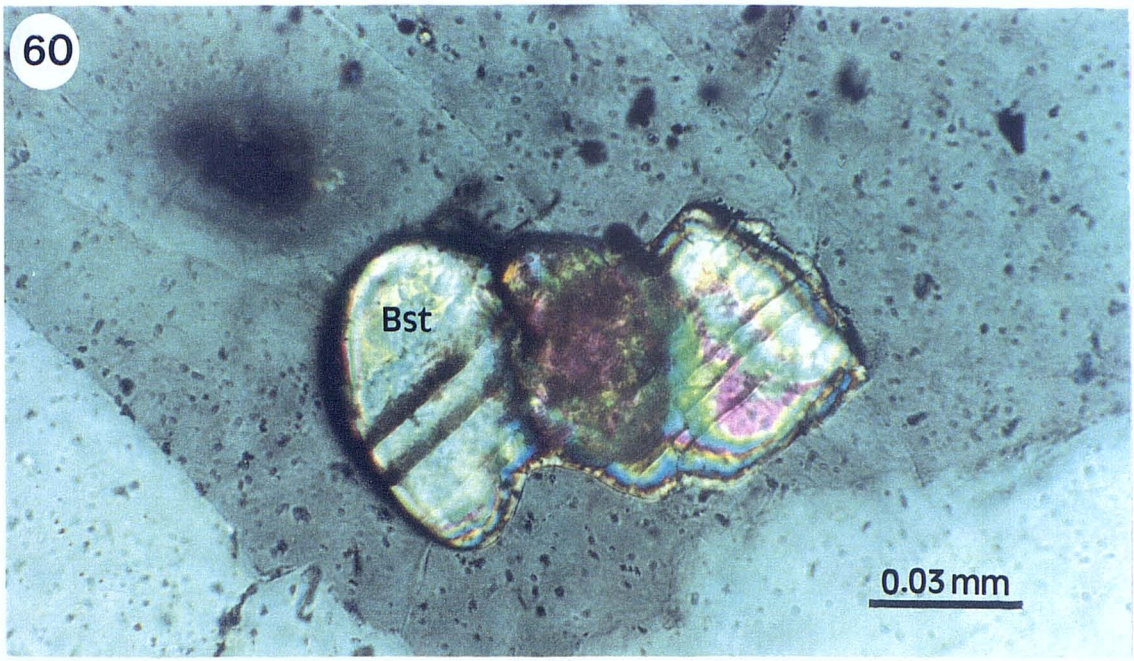
Por tanto, y a partir de las características texturales, podemos concluir que en el Complejo del Galiñeiro podría existir una bastnaesita "primaria" formada coetáneamente con el resto de minerales portadores de tierras raras, y otra, secundaria o más tardía, que pueda proceder de la alteración de alguno de los otros minerales.

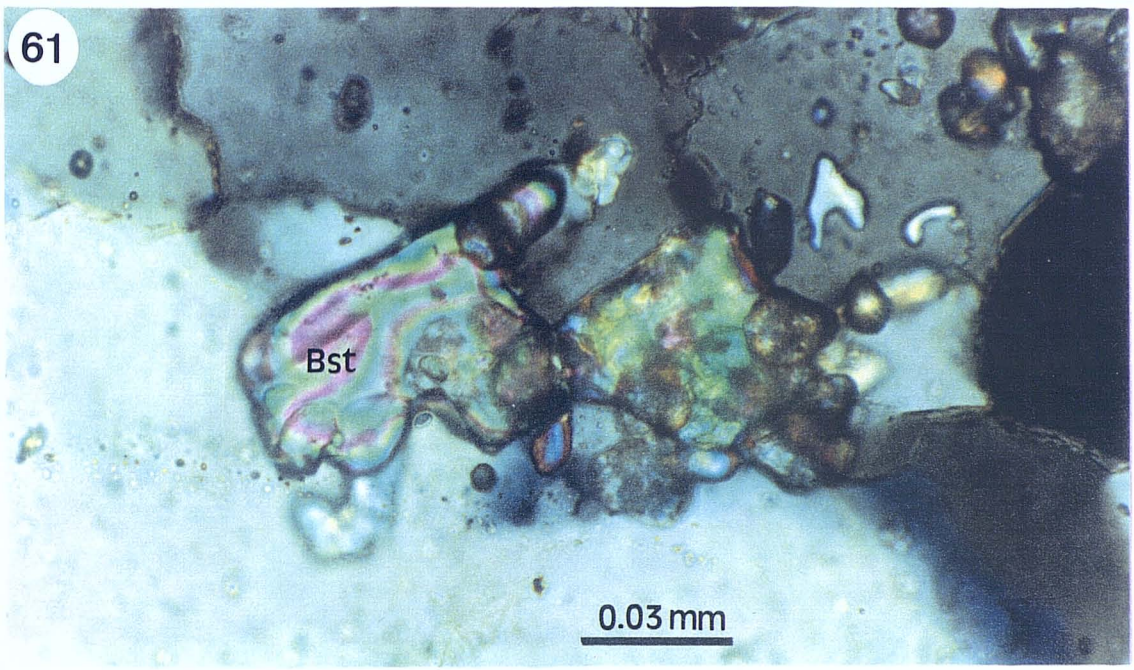
Debe considerarse que la formación de bastnaesita secundaria es muy frecuente incluso en condiciones supergénicas, donde las tierras raras liberadas durante la alteración de minerales tales como allanitas, ceritas o parisitas (entre otros) pueden precipitar como minerales secundarios (CESBRON, 1986). La coexistencia en la misma roca de cristales de bastnaesita primarios y secundarios no es un caso raro, existen en la literatura menciones a casos similares. Así por ejemplo, en la pegmatita amazonítica ligada al granito peralcalino de Keivy (Kola) aparece un tipo de bastnaesita, de color rojizo, tardimagmática y otro tipo de bastnaesita rellenando fracturas y que es considerada por los autores (VOLOSHIM & PAKHOMOVSKI, 1986) claramente hidrotermal.

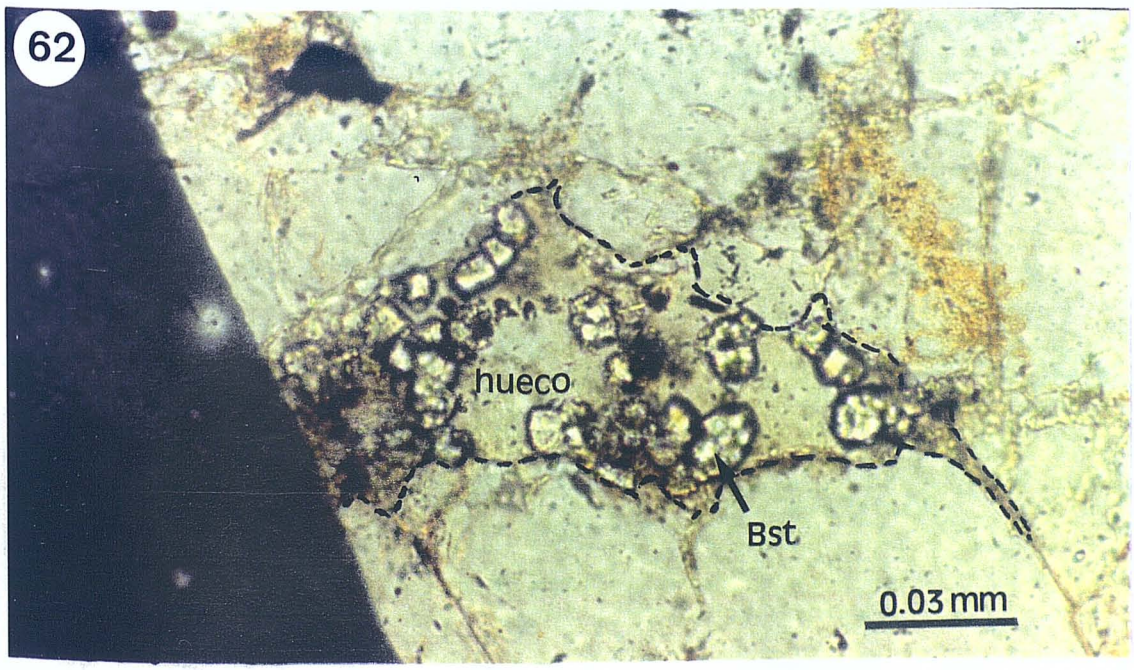
III.8.3.2. Monacita

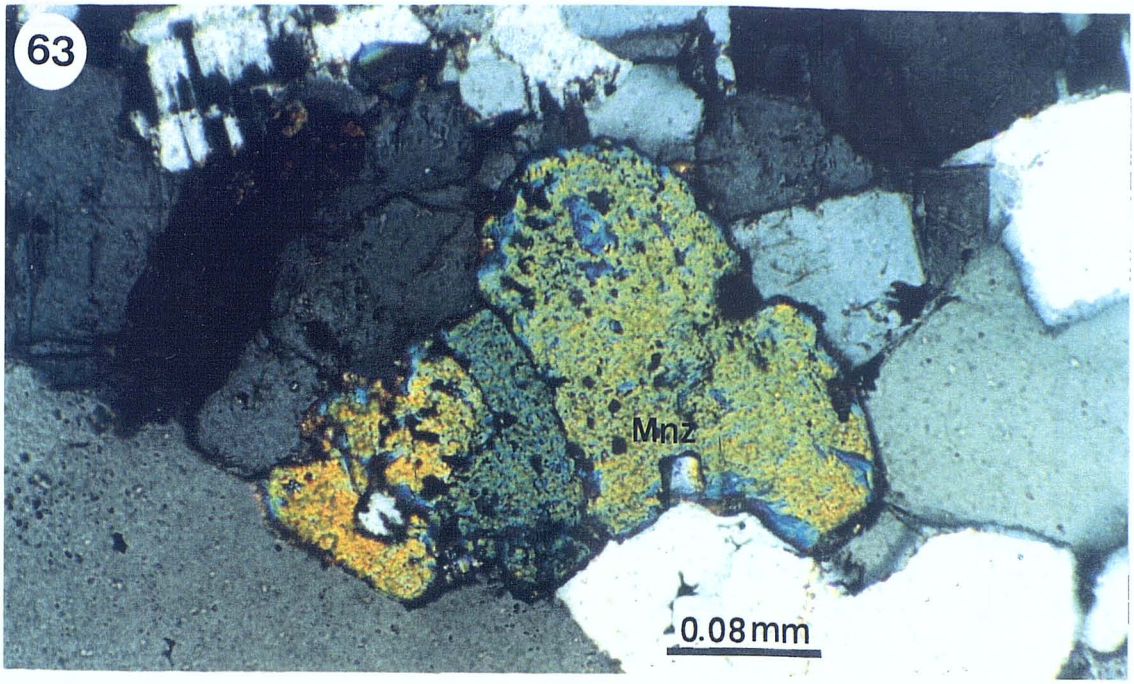
En el complejo del Galiñeiro se han encontrado cristales de monacita tanto en las facies peralcalinas como en las rocas metasomatizadas, donde es un mineral accesorio relativamente importante, aunque menos que el circón o la bastnaesita.

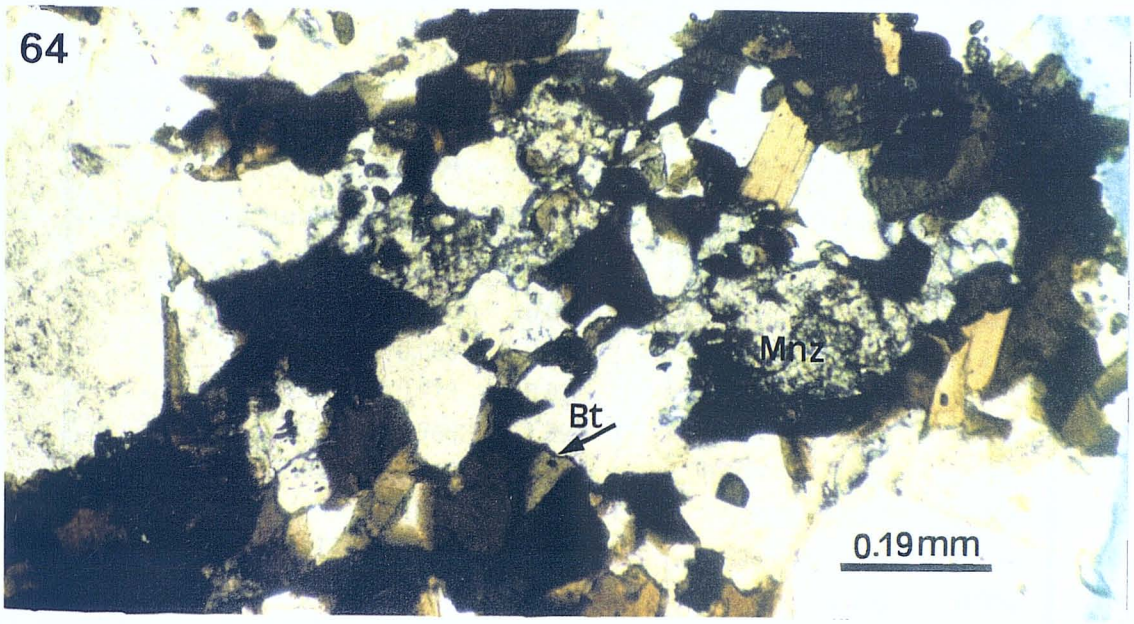
Al microscopio, los cristales de monacita siempre son alotriomórficos y presentan colores claros, elevada birrefringencia y relieve alto. Su aparición se produce casi siempre en los agregados de minerales portadores de tierras raras. Menos frecuentemente la monacita aparece en cristales aislados (Foto 63) o asociados a biotita (Foto 64). Excepcionalmente la monacita se presenta rellenando fracturas o venas (Foto 65).

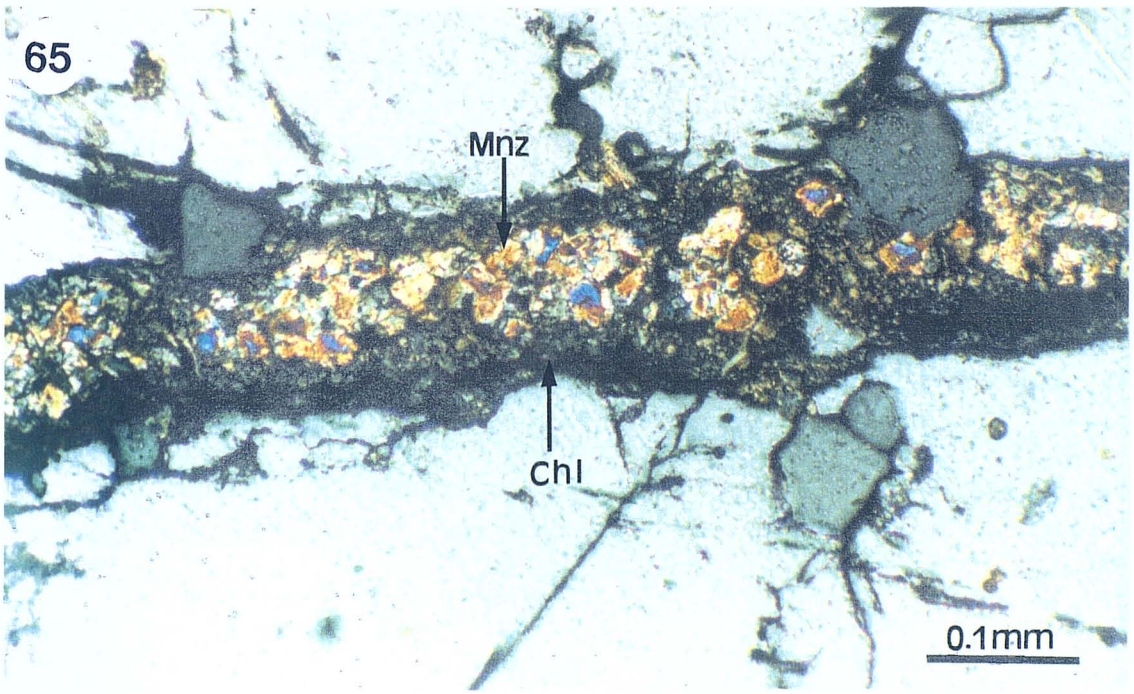

60
Bst
0.03 mm


61
Bst
0.03 mm


62
hueco
Bst
0.03 mm


63
Mnz
0.08mm


64
Mnz
Bt
0.19mm


65
Mnz
Chl
0.1mm

MONACITA				XENOTIMA		
Muestra	SG4B-6	SG4B-6	SG4B-6	SG4B-6	SG4B-6	SG4B-6
Análisis	1	4	6	2	3	7
P2O5	28,80	28,62	28,90	35,30	34,85	33,89
ThO2	0,42	0,44	1,29	0,03	0,00	0,02
Y2O3	0,84	1,02	0,80	42,96	45,12	43,39
La2O3	17,53	16,37	15,67	0,12	0,07	0,06
Ce2O3	34,33	33,12	33,71	0,10	0,08	0,12
Pr2O3	3,37	3,43	3,55	0,00	0,03	0,00
Nd2O3	10,88	12,51	12,07	0,01	0,10	0,08
Sm2O3	1,46	1,67	1,56	0,01	0,23	0,06
Eu2O3	0,22	0,23	0,20	0,00	0,00	0,00
Gd2O3	0,41	0,55	0,42	0,70	1,43	0,62
Tb2O3	0,00	0,00	0,00	0,26	0,50	0,25
Dy2O3	0,12	0,08	0,03	5,63	7,00	5,41
Ho2O3	0,01	0,00	0,00	1,59	1,60	1,61
Er2O3	0,00	0,00	0,00	7,55	5,70	7,54
Yb2O3	0,00	0,00	0,00	5,32	3,00	5,47
Total	98,39	98,04	98,2	99,58	99,71	98,52
Fórmula Estructural sobre 16 Oxígenos				F. E. sobre 16 Oxígenos		
P	3,933	3,927	3,950	4,015	3,960	3,943
Th	0,016	0,016	0,048	0,001	0,000	0,001
Y	0,072	0,088	0,069	3,071	3,223	3,174
La	1,043	0,979	0,933	0,006	0,003	0,003
Ce	2,028	1,966	1,993	0,005	0,004	0,006
Pr	0,198	0,202	0,209	0,000	0,001	0,000
Nd	0,627	0,724	0,696	0,000	0,005	0,004
Sm	0,081	0,094	0,087	0,000	0,011	0,003
Eu	0,012	0,013	0,011	0,000	0,000	0,000
Gd	0,022	0,030	0,022	0,031	0,064	0,028
Tb	0,000	0,000	0,000	0,011	0,022	0,011
Dy	0,006	0,004	0,001	0,244	0,303	0,240
Ho	0,000	0,000	0,000	0,068	0,068	0,070
Er	0,000	0,000	0,000	0,319	0,241	0,326
Yb	0,000	0,000	0,000	0,218	0,123	0,229

Tabla III.10. Composición química (%) de Monacitas y Xenotimas del Complejo del Galiñeiro.

Se han realizado 3 análisis cuantitativos de monacita de una muestra correspondiente a los neises Radiactivos de tipo RAD-1. El método de análisis es similar al descrito para la bastnaesita, con la excepción del diámetro del haz de electrones, que en este caso ha sido de 5 μm. Los análisis se muestran en la Tabla III.10. La fórmula estructural se ha calculado sobre 16 oxígenos.

A partir de estos análisis se observa que la monacita del Complejo del Galiñeiro presenta una gran selectividad de LREE y una relación Ce/La=2/1. La distribución de Tierras Raras es: Ce > La > Nd > Pr > Sm. Por ello, utilizando el sistema de nomenclatura de LEVINSON (1966) se trataría de (Ce)-monacitas. La concentración de REE_2O_3 está en torno a 68%, contenido muy similar al dado por MARIANO (1989) como valor teórico, aunque en monacitas con Ce:La=1/1.

El factor Σ fue introducido por MURATA *et al.* (1953) para designar la suma de porcentajes atómicos de La+Ce+Pr y se utiliza como índice de distribución de tierras raras en minerales. Ha habido muchos intentos de relacionar el contenido de las tierras raras de las monacitas con su ambiente de generación. Así, VON KNORRING & CLIFFORD (1960) encontraron que el factor Σ en monacitas de pegmatitas de SW de Africa variaba entre 50 y 80%, mientras que el mismo factor en monacitas de rocas alcalinas excedía el 80%. De la misma manera, FLEISCHER & ALTSCHULER (1969) concluyeron que las monacitas de rocas alcalinas y carbonatitas tenían un valor de Σ mayor que las de rocas graníticas y pegmatitas graníticas. El valor de este factor en las monacitas del Complejo del Galiñeiro está en torno a 80% . En la Fig. III.29 se ha representado los factores Σ de las monacitas del Complejo del Galiñeiro junto a los de una monacita de la pegmatita amazonítica de Kola (VOLOSHIM & PAKHOMOVSKI, 1986) y otra correspondiente al granito peralumínico de Pedrobernardo (BEA, com. pers.), frente a los correspondientes valores de la relación La/Nd. Se observa que para el granito peralumínico el factor Σ está en torno a 70%, mientras que las monacitas del Complejo del Galiñeiro están ya en el campo correspondiente a las monacitas de rocas alcalinas. La pegmatitas amazoníticas presentan un valor superior, pero hay que tener en cuenta que se trata de rocas también derivadas de fluidos alcalinos.

La monacita [LaCe (PO_4)] es isoestructural con la cheralita [Th,Ca,La,Ce (PO_4)] y hutonita [Th(SiO_4)], mediante las sustituciones de Ce por Ca y La por Th. Las monacitas del Complejo del Galiñeiro tienen bajas concentraciones de Th, el Ca no se ha determinado, pero a la vista de los análisis, no puede ser

muy abundante, (ver Tabla III.10) y, por tanto, podemos suponer que dichas sustituciones son poco importantes.

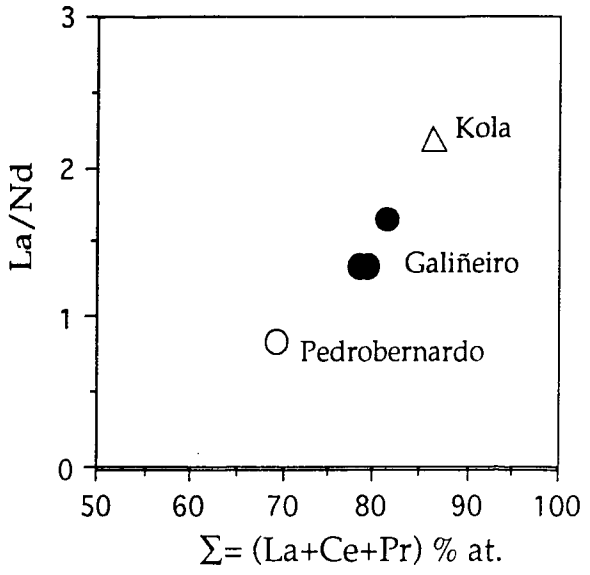


Fig.III.29. Representación en el diagrama de FLEISCHER (1965) de las monacitas del Complejo del Galiñeiro, pegmatita amazonítica de Kola (datos de VOLOSHIM & PAKHOMOVSKI, 1986) y granito de Pedrobernardo (datos de BEA, com. pers.).

En la Fig. III.30A se han representado los espectros normalizados de las monacitas estudiadas en el Complejo del Galiñeiro y en la Fig. III.30.B, los espectros de dos monacitas de granitos hercínicos españoles (BEA, com. pers.): el granito de Pedropernardo y un leucogranito cordierítico de Gredos. Las observaciones que se pueden extraer de estos diagramas son las siguientes:

- Todas las monacitas del Complejo del Galiñeiro presentan espectros muy similares entre sí. Sin embargo este espectro no es el típico, ya que, al contrario de lo que cabría esperar, tienen una ligera anomalía positiva de Eu. Este hecho no es común, máxime teniendo en cuenta que las rocas a las que pertenecen estas monacitas sí presentan una fuerte anomalía negativa de este elemento.

- Existe una fraccionación de LREE frente a HREE mucho mayor que la que existe en las monacitas del referido granito hercínico. Así los valores de la relación La_N/Sm_N de las monacitas del Galiñeiro varían entre 14,7 y 23, mientras que en el granito de Pedrobernardo el valor de esta relación es de 2,2.

- Los espectros de las monacitas del granito hercínico citado presentan una pequeña anomalía positiva de Pr, lo cual tampoco es habitual.

Merece la pena señalar el hecho de que las monacitas del Complejo del Galiñeiro presentan un enriquecimiento significativamente mayor que la mayoría de las monacitas de otros tipos de rocas. Valga como ejemplo las

monacitas del granito peralumínico de Dartmoor (datos de WARD *et al.*, 1992), cuyos contenidos en tierras raras son de un 15 a un 20% más pequeños que los de las monacitas aquí estudiadas.

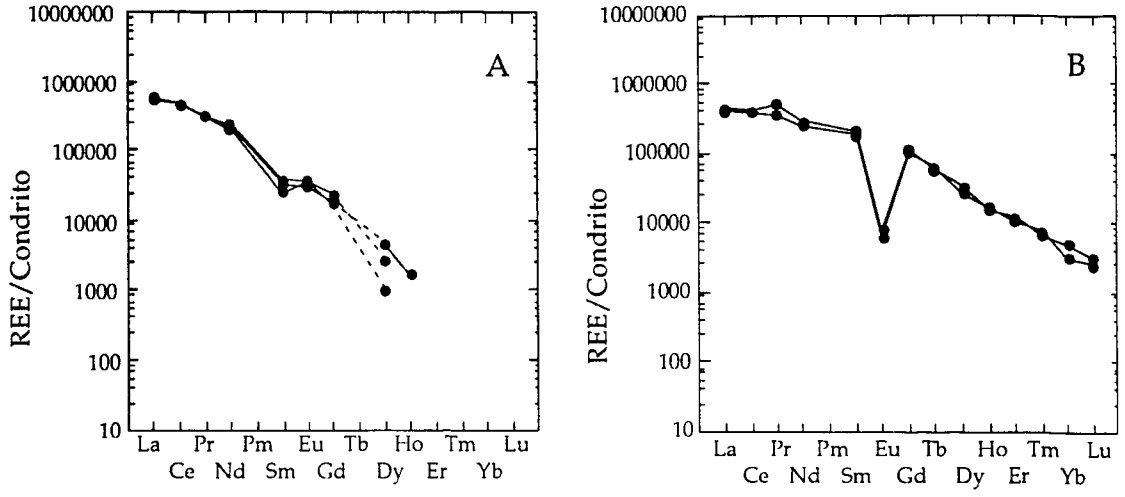


Fig.III.30. Espectros normalizados de monacitas de **A)** Complejo del Galiñeiro. **B)** granito de Pedrobernardo y leucogranitos cordieríticos de Gredos (datos de BEA, com. pers.).

La existencia de cristales de monacita secundaria es clara en algunas ocasiones (relleno de venas). Sin embargo, las evidencias texturales observadas en el Complejo del Galiñeiro y su asociación paragenética habitual, apuntan hacia un origen ígneo para la mayor parte de los casos.

III.8.3.3. Xenotima

La xenotima es un mineral habitual en los agregados de minerales portadores, pero rara vez se ha encontrado aislado. Su aspecto microscópico es muy variable, pudiendo aparecer como cristales de color pardo-rojizo muy oscuro o como cristales muy claros, de color amarillo. Unos y otros son siempre alotriomórficos. En muchas ocasiones los cristales de color claro son confundibles con los de la monacita (Foto 44).

La xenotima (YPO_4) es el principal mineral concentrador de HREE en el Complejo del Galiñeiro, ya que en su composición incorpora específicamente Tierras Raras pesadas, que entran siempre en sustitución del Y. Las HREE entran preferentemente en la estructura de la xenotima porque su número de coordinación (NC=8) es más apropiado para las tierras raras de menor radio iónico. Las LREE, más grandes, entrarían en la monacita, ya que su número de coordinación (NC=9) es más adecuado. La xenotima es isoestructural con el circón, tiene además el mismo número de coordinación, pero los

coeficientes de partición $KD_{REE}^{xenotima\ /\ líquido}$ son muy superiores a los $KD_{REE}^{circón\ /\ líquido}$. Por esta razón la xenotima es un concentrador de HREE mucho más efectivo que el circón.

Los mayores contenidos registrados de Y_2O_3 en xenotimas puras son 61,4% y los máximos valores de Y_2O_3+REE_2O_3 llegan al 68% (PALACHE *et al.*, 1951). Las Tierras Raras dominantes más comunes son Yb y Dy (MARIANO, 1989). Puesto que las sustituciones de Y por tierras raras se producen siempre y dado que la entrada de Th y U es también muy frecuente, la composición de la xenotima es muy variable y su espectro de tierras raras depende en gran medida del tipo de rocas en que se presenten. En este sentido, LYAKHOVICH, (1962) encontró que las xenotimas graníticas tenían Dy como tierra rara dominante, mientras que en las pegmatíticas la dominante era el Yb. Sin embargo, esto no es aplicable en todos los casos, así, en algunas xenotimas de la pegmatita de Gloserheia, Noruega, el lantánido dominante es el Dy, mientras que se encontraron xenotimas con máximo enriquecimiento en Yb en los granitos biotíticos de Nigeria (JEFFORD, 1962), y xenotimas enriquecidas en Gd en pegmatitas de Mozambique (SAHAMA *et al.*, 1973).

Se han realizado 3 análisis de xenotima de los cuales, los dos primeros se han hecho sobre el mismo cristal. Las condiciones analíticas fueron las mismas que las especificadas para la monacita y la fórmula estructural se ha calculado también sobre 16 oxígenos. Los resultados se muestran en la Tabla III.10.

Los análisis Nº 2 y 3 se han realizado sobre un cristal zonado: el Nº 2 en el borde y el Nº 3 en el interior (Foto 47). El análisis Nº 7 se realizó en un cristal diferente (Foto 46).

Las observaciones que pueden realizarse a partir de estos 3 análisis son las siguientes:

1) El contenido en Y_2O_3 de estas xenotimas varía entre 45,12 y 42,96% y el ΣREE_2O_3 varía entre 21,22 y 19,74%. Los contenidos de Y_2O_3+REE_2O_3 son muy constantes y muy elevados en los 3 casos, en torno a 64% (recordemos que la concentración máxima en la literatura hasta 1989 era de 68%). En los 3 casos, el contenido de ThO es muy bajo y el de Eu está por debajo del límite de detección.

2) En dos de los puntos analizados la tierra rara dominante es el Er y sólo en el tercero lo es el Dy.

3) Existe una apreciable diferencia de distribución de tierras raras en el cristal zonado analizado: en el centro (análisis Nº 3) la tierra rara dominante es el Dy, mientras que en el borde (análisis Nº 2) la dominante es el Er. Por otra parte, se observa un enriquecimiemto relativo de tierras raras ligeras en el centro, contrariamente a lo que ocurre en otros casos (ej.: xenotimas de la pegmatita granítica de Gloserheia, Noruega). El contenido de Y_2O_3 es un 2% más alto en el centro del cristal, mientras que el ΣREE_2O_3 es 1,5% más alto en el borde. Un modelo de zonación semejante se observa en las xenotimas de la pegmatita amazonítica de Kola (datos de VOLOSHIM & PAKHOMOVSKI, 1986), donde existe también un mayor contenido de Y_2O_3 en el centro del cristal y un ΣREE_2O_3 mayor en el borde.

Con objeto de comparar los modelos de distribución de las tierras raras, se han representado en la Fig. III.31 los espectros normalizados en las xenotimas del Complejo del Galiñeiro y en la Fig. III.32 los espectros normalizados de varias xenotimas de la pegmatita amazonítica de Kola y de la pegmatítica granítica de Gloserheia (ÅMLI, 1975). En todos ellos se observa un gran enriquecimiento de HREE frente a LREE. Los espectros de las xenotimas del Complejo del Galiñeiro son muy semejantes en HREE, pero muestran diferencias en las LREE y MREE, donde existe un empobrecimiento relativo desde Ce a Sm en el análisis 2 (borde del cristal). Es también de destacar en el análisis 3 (centro) la existencia de una pequeña anomalía positiva de Pr, mientras que este elemento en los otros dos análisis no es detectable. El análisis 7 se ha realizado aproximadamente en el centro de un cristal diferente y muestra en el diagrama normalizado una posición intermedia entre los otros dos, pero más proxima al espectro del análisis

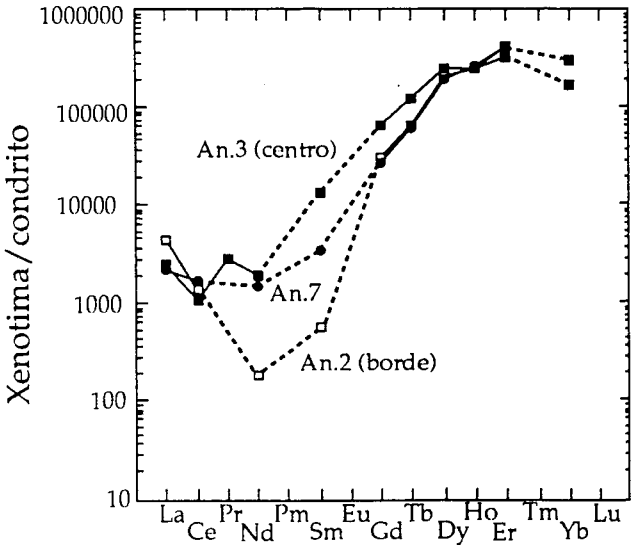


Fig. III.31. Espectros normalizados de xenotimas del Complejo del Galiñeiro.
Las líneas discontinuas unen puntos del espectro entre los que existe uno o más elementos no analizados.

realizado en el centro. Aunque estos datos no son suficientes para hacer una generalización sobre el conjunto de las xenotimas del Complejo del Galiñeiro, parece probable que la relación LREE/HREE disminuye del centro al borde de los cristales, indicando que las LREE se empobrecieron en el medio de formación en el lapso de tiempo de la cristalización de la xenotima. Hay que mencionar que el Eu está por debajo del límite de detección, por lo tanto, estas xenotimas mostrarían una pronunciada anomalía de Eu.

De las xenotimas de la pegmatita de Kola se han representado dos análisis, centro y borde, de un cristal zonado y otros dos realizados sobre cristales no zonados (Fig. III.32A). Todos los espectros son muy similares entre si, la zonación no llega a apreciarse en el diagrama normalizado. En la zona de HREE los perfiles son muy parecidos a los del Complejo del Galiñeiro, con la diferencia de una pequeña anomalía negativa de Tb que no se aprecia en este caso. En las xenotimas de Keivy el lantánido dominante es el Yb, tal como LYAKHOVICH (1962) apuntaba como norma.

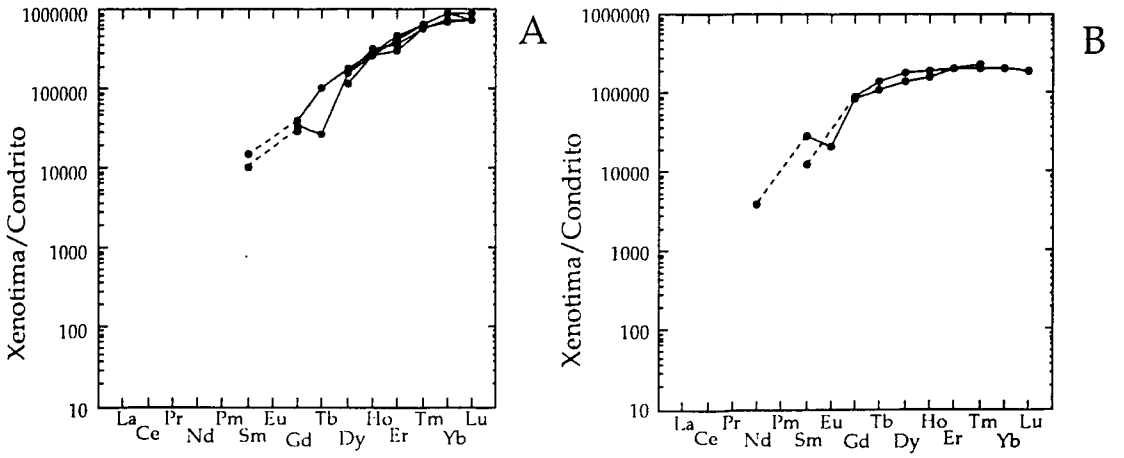


Fig. III.32. Espectros normalizados de xenotimas de A) Pegmatita amazonítica de Kola (VOLOSHIM & PAKHOMOVSKI, 1986). B) Pegmatita granítica de Gloserheia, Noruega (ÅMLI, 1975).

En los dos perfiles normalizados de las xenotimas de Gloserheia (Fig. III.32B) la principal diferencia respecto a los estudiados en esta memoria es la existencia de una anomalía negativa no muy pronunciada de Eu (recordemos que en el Complejo del Galiñeiro este elemento no era detectable) y una pendiente del espectro en la zona de HREE mucho menos pronunciada. Respecto al grado de enriquecimiento, es de destacar que, al igual que ocurría con las monacitas, las xenotimas del Complejo del Galiñeiro contienen una proporción de tierras raras significativamente superior a las de la mencionada pegmatita.

III.8.3.4. Allanita

La allanita, al igual que el resto de los minerales concentradores de Tierras Raras en el Complejo del Galiñeiro, aparece generalmente en agregados, y menos frecuentemente lo hace en cristales aislados. El color de este mineral es variable, desde amarillo a pardo oscuro, y los cristales casi nunca son idiomórficos. En la Foto 44 pueden observarse cristales de allanita de color amarillo uno y pardos otros, y en la Foto 48 se muestra un cristal subidiomórfico de color pardo que ha sido analizado. El espectro de RX típico de estas allanitas se muestra en la Fig. 33.

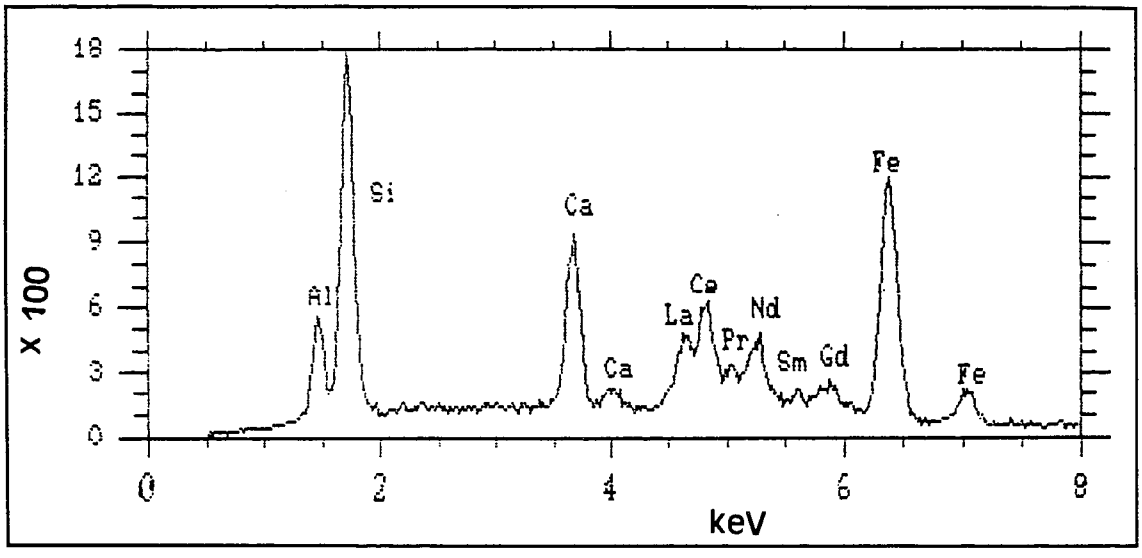


Fig. III.33. Espectro típico de RX de las allanitas del Complejo del Galiñeiro.

Se han realizado 6 análisis de allanita en una muestra del Complejo del Galiñeiro. Los elementos: Si, Al, Fe, Ti, Mg, Mn y Ca se han analizado en un programa independiente a 20 kV y 30 nA y las tierras raras y el Y en el mismo punto y utilizando un segundo programa, bajo las condiciones especificadas para la monacita y xenotima. Las composiciones y fórmulas estructurales, calculadas sobre 25 oxígenos, se muestran en la Tabla III.11. Los 4 primeros análisis se han hecho en un único cristal que presenta una zonación irregular, que, en imágenes de electrones retrodispersados aparece como zonas claras y oscuras. De estos 4 análisis, dos se han hecho sobre las zonas claras (análisis Nº 2 y 4) y otros dos sobre las oscuras (análisis Nº 1 y 3), (Foto 49). Los restantes análisis se han realizado en un cristal diferente.

ALLANITA						
Muestra	SG4B-7	SG4B-6	SG4B-6	SG4B-6	SG4B-6	SG4B-6
Análisis	1	2	3	4	5	6
SiO2	31,03	31,06	31,29	31,14	31,63	30,55
Al2O3	11,25	11,17	10,75	10,15	10,26	11,08
FeO	18,68	17,98	18,61	18,12	18,23	18,32
MgO	0,10	0,10	0,08	0,08	0,11	0,10
CaO	9,27	8,81	9,10	8,52	8,77	8,71
MnO	1,48	1,59	1,60	1,57	1,45	1,35
TiO2	2,62	2,75	2,48	3,09	2,75	1,03
Y2O3	0,57	0,55	0,64	0,34	0,30	0,30
La2O3	5,73	4,93	5,36	4,92	6,33	7,05
Ce2O3	11,25	11,77	11,26	12,34	12,61	12,94
Pr2O3	1,02	1,30	1,23	1,45	1,21	1,14
Nd2O3	4,00	5,08	4,06	4,91	4,13	4,16
Sm2O3	0,74	0,80	0,73	0,74	0,55	0,48
Eu2O3	0,10	0,07	0,07	0,10	0,06	0,05
Gd2O3	0,39	0,36	0,29	0,21	0,27	0,21
Dy2O3	0,22	0,13	0,26	0,12	0,13	0,15
Total	98,45	98,45	97,81	97,8	98,79	97,62
Fórmula Estructural sobre 25 Oxígenos						
Si	6,154	6,176	6,242	6,258	6,295	6,222
Al	2,629	2,618	2,529	2,404	2,406	2,662
Fe	3,098	2,991	3,105	3,046	3,034	3,121
Mg	0,028	0,028	0,024	0,025	0,033	0,030
Ca	1,969	1,878	1,946	1,835	1,870	1,901
Mn	0,249	0,268	0,271	0,267	0,245	0,233
Ti	0,390	0,411	0,372	0,467	0,412	0,157
Y	0,060	0,058	0,068	0,037	0,032	0,033
La	0,419	0,361	0,394	0,365	0,465	0,530
Ce	0,817	0,857	0,823	0,908	0,919	0,965
Pr	0,074	0,094	0,090	0,106	0,088	0,085
Nd	0,283	0,361	0,289	0,352	0,293	0,303
Sm	0,051	0,055	0,050	0,051	0,037	0,034
Eu	0,007	0,005	0,005	0,007	0,004	0,003
Gd	0,026	0,024	0,019	0,014	0,018	0,014
Dy	0,014	0,008	0,017	0,008	0,008	0,01

Tabla III.11. Composición química (%) de allanitas del Complejo del Galiñeiro

Todos los análisis presentan gran selectividad de LREE y bajos contenidos en Y. El Th no se ha analizado, pero los totales de los análisis están en torno a 98% que, junto a un contenido en H_2O mínimo de 1,08% (DEER *et al.*, 1962), sólo permiten un contenido en Th bajo.

Se observa también que todos los puntos presentan composiciones muy semejantes, incluso las zonas claras y oscuras mencionadas, no muestran diferencias composicionales apreciables, salvo una concentración algo mayor de tierras raras en las primeras. Los análisis Nº 5 y 6, realizados sobre un cristal diferente, son los que presentan unos contenidos mayores en tierras raras. En general la concentración en REE_2O_3 para estas allanitas es alta, oscilando entre 23,26 y 26,28%. Contenidos similares a estos los presentan las allanitas del granito peralcalino mineralizado de Keivy (Península de Kola) y las allanitas de una pegmatita ligada a este granito según datos de BELKOV *et al.* (1988).

Los perfiles normalizados de los 6 puntos analizados se presentan en la Fig. III.34. La característica más notables es la similitud de todos ellos, salvo un punto que muestra una anomalía negativa de Eu mucho más pequeña que el resto.

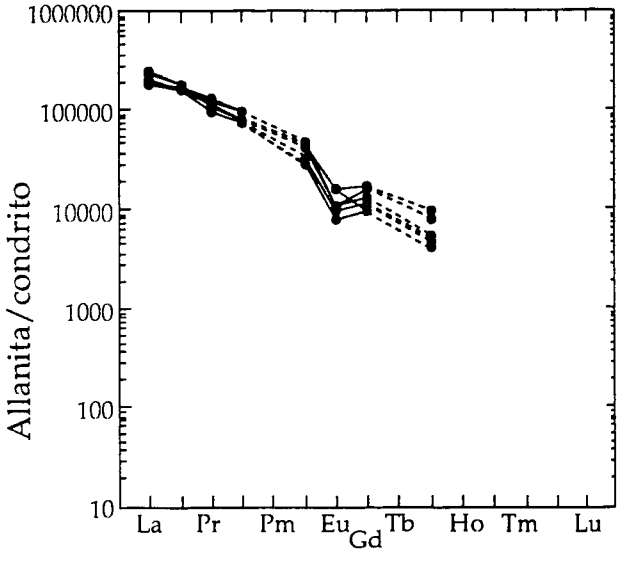


Fig. III.34. Espectros normalizados de las allanitas del Complejo del Galiñeiro.

A instancias de comparación, se han proyectado los espectros normalizados de allanitas de diferentes tipos de rocas (Fig. III.35), entre las que se incluye una allanita del granito de Skye, otra de las rocas metamórficas encajantes del mismo y otra hidrotermal en una vena de la misma área. Se incluye también un análisis de una allanita volcánica de los Toba Tuffs (Sumatra) y un análisis de allanita de una granodiorita del batolito Eastern Peninsular Ranges (California). Todos estos perfiles son, en general comparables al que muestran las allanitas del Complejo del Galiñeiro, aunque en general, todos ellos muestran contenidos en tierras

raras bastante más bajos que éste, especialmente la allanita hidrotermal de Skye, la cual muestra además una fraccionación LREE a MREE mucho más pequeña que el resto.

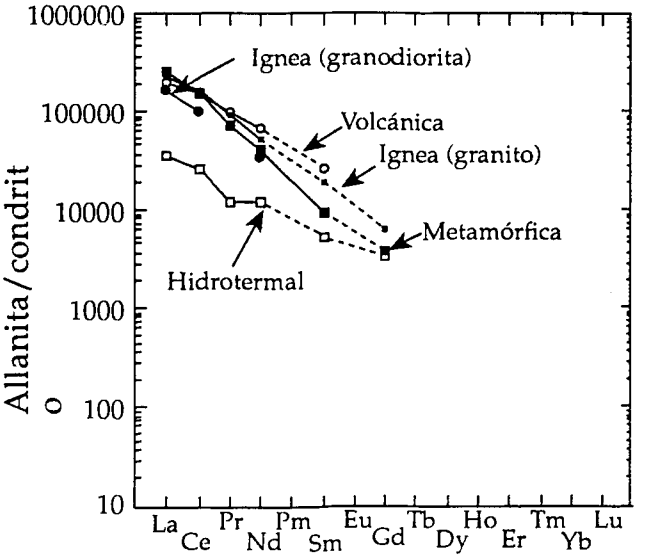


Fig. III.35. Espectros normalizados de allanitas de diferentes tipos de rocas:

a) Granito de Skye
b) Roca metamórfica } (EXLEY, 1980)
c) Vena hidrotermal

d) Rocas volcánicas (CHESNER & ETTINGLER, 1989)
e) Granodiorita (GROMET & SILVER, 1983)

Los análisis completos de allanitas del granito peralcalino de Keivy y de la granodiorita del batolito Eastern Peninsular Ranges se han proyectado junto con los de las allanitas del Complejo del Galiñeiro en porcentaje en óxido de cada elemento (Fig. III.36). Las conclusiones que se pueden extraer de este diagrama resultan muy interesantes:

- La composición de las allanitas del Complejo del Galiñeiro es idéntica, no solo en tierras raras sinó también en elementos mayores, a las allanitas del granito peralcalino de Keivy. Esta similitud no puede ser explicada más que por la semejanza que existe entre ambos tipos de magmas.

- La allanita de la granodiorita del batolito Eastern Peninsular Ranges presenta apreciables diferencias respecto a las otras dos. Estas diferencias no son sólo apreciables en su menor contenido en tierras raras, sinó, y esto es lo más importante, en los elementos mayores.

Así, esta allanita es mucho más alumínica, cálcica y magnésica y mucho menos titanífera y férrica que las allanitas de las dos rocas peralcalinas consideradas.

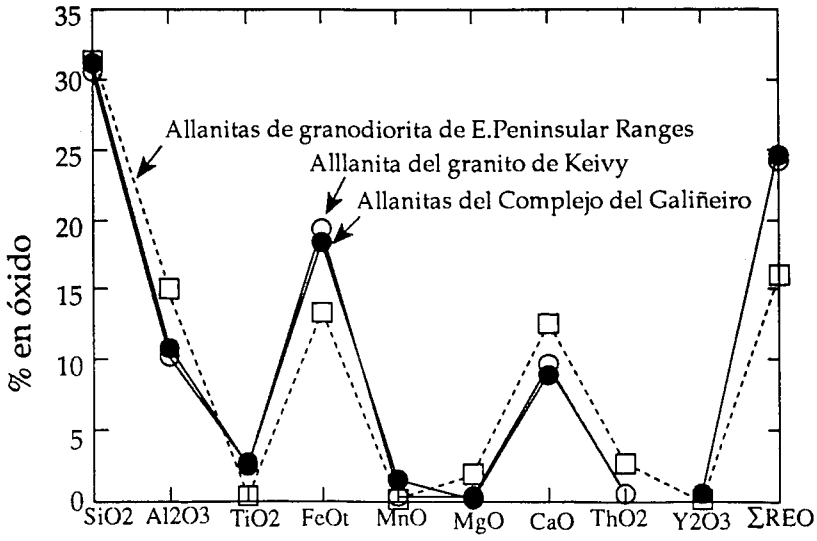


Fig. III.36. Espectros de las allanitas del Complejo del Galiñeiro (media de 6 análisis); allanita del granito peralcalino mineralizado de Keivy (datos de BELKOV *et al.*, 1988) y una allanita zonada de una granodiorita del batolito de E. Peninsular Ranges, California, (media de dos análisis: borde y centro; GROMET & SILVER, 1983)

A falta de más datos, la conclusión a que se puede llegar es que la composición de estas allanitas está muy controlada por la composición de la roca, reflejando, no solo las tierras raras, sinó los elementos mayores, las características geoquímicas del magma a partir del cual se formaron. Este hecho ha sido ya utilizado por autores como CHESNER & ETTINGLER (1989), los cuales afirman que la composición de las allanitas depende esencialmente de la composición del magma y la temperatura, utilizando la variación composicional de este mineral como representativa de la variación composicional de los tuffs que lo contienen.

III.8.3.5. Titanita

El aspecto de este mineral es variable, aunque generalmente de color pardo oscuro, en ocasiones muy semejante al circón. Como el resto de los minerales portadores de tierras raras, suele aparecer formando parte de los agregados y menos frecuentemente como cristales independientes. Las Fotos

50 y 51 muestran el aspecto microscópico e imagen ERD, respectivamente, de un agregado formado por titanita y allanita.

En este mineral se ha realizado un análisis cuantitativo de tierras raras, Y y Fe y varios más en los que se han determinado únicamente los elementos mayores. El resultado del primer análisis se muestra en la Tabla III.12. El contenido en $REE_2O_3+Y_2O_3$ (en óxidos) es bastante alto (3,63%). Hay además que hacer notar que las HREE entre Dy y Lu no se han analizado, por lo tanto, y teniendo en cuenta que el espectro normalizado de tierras raras presenta enriquecimiento de HREE frente a LREE (Fig. III.37), el contenido real de ΣREE_2O_3 debe ser superior. Este hecho se ve corroborado también por la alta concentración de Y en esta titanita.

	TITANITA	TORITA	FERGUS.
Muestra	SG4B-7	SG3-4	SG4B-6
Y2O3	2,60	0,91	31,41
La2O3	0,00	0,05	0,05
Ce2O3	0,16	0,44	0,42
Pr2O3	0,02	0,18	0,06
Nd2O3	0,14	0,41	1,16
Sm2O3	0,10	0,08	1,47
Eu2O3	0,00	nd	0,07
Gd2O3	0,15	0,06	3,13
Tb2O3	0,02	nd	0,55
Dy2O3	0,44	0,54	5,50
Ho2O3	nd	nd	1,11
Er2O3	nd	0,00	4,02
Yb2O3	nd	0,00	2,10
ThO2	nd	64,90	0,86
UO2	nd	2,33	nd
FeO	2,73	0,91	nd
Σ REO+Y2O3	3,63	2,67	51,05

Muestra	ER-55	ER-14	SG10B-24
	media=4	media=3	media=6
Litotipo	Anf-Biot	Anf-Biot	RAD-2
SiO2	30,76	30,54	30,52
TiO2	39,07	35,03	33,23
Al2O3	2,07	2,96	3,57
Cr2O3	0,05	0,02	0,02
FeO	0,44	0,97	0,84
MnO	0,07	0,23	0,16
MgO	0,01	0,03	0,05
CaO	28,75	28,60	26,82
Na2O	0,07	0,03	0,35
K2O	0,00	0,00	0,01
NiO	0,00	0,04	0,01
TOTAL	101,29	98,46	95,57

Tabla III.13.Composición química de elementos mayores (%) en titanitas del Complejo del Galiñeiro, (valores medios).

Tabla III.12. Composición química de tierras raras (%) en titanita, torita y probable fergusonita del Complejo del Galiñeiro (nd=no determinado).

En la Tabla III.13 se muestran los valores medios de elementos mayores en las tres muestras analizadas. Si observamos los totales de estos análisis vemos que en las dos muestras de las Rocas Anfibólico-biotíticas son más elevados que en el de la muestra RAD-2, en la que este total (próximo a 96%) es coherente con el contenido en tierras raras determinado (3,6%). A falta de un número mayor de datos, parece lógico deducir que las titanitas de las

rocas metasomáticas contienen una mayor proporción de tierras raras que las titanitas pertenecientes a las Rocas Anfibólico-biotíticas. El hecho de que un mineral accesorio refleje la composición de la roca, en lo que a disponibilidad de tierras raras se refiere, no es infrecuente y ha sido ya descrito en este capítulo (apartado III.8.3.4: allanita).

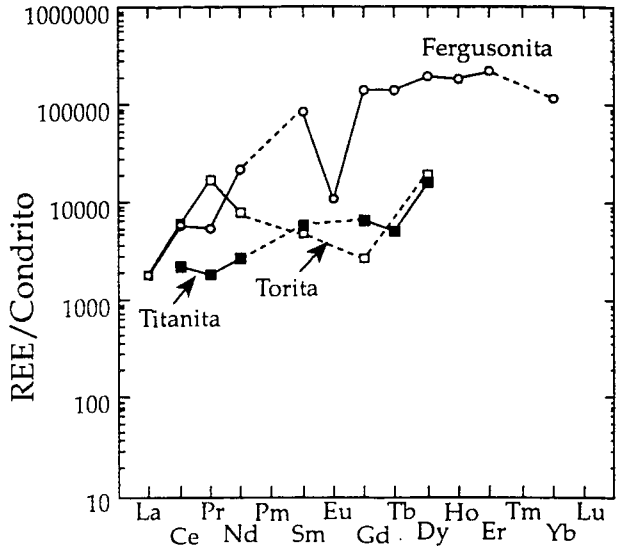


Fig. III.37. Espectros normalizados de titanita, torita y probable fergusonita del Complejo del Galiñeiro.

La característica más importante de la titanita analizada en las rocas metasomatizadas es su enriquecimiento en HREE y su alto contenido en Y. En la gráfica de la Fig. III.38 se representan los espectros normalizados de titanitas de diferentes tipos de rocas graníticas: una titanita procedente de un plutón del batolito de Sierra Nevada, otra de una granodiorita del batolito de Eastern Peninsular Ranges, otra del granito peralcalino de Keivy, y la titanita analizada en el Complejo del Galiñeiro.

Se observan unos modelos de distribución bastante similares para la titanita del granito de Sierra Nevada y de la granodiorita, ambos perfiles muestran un apreciable empobrecimiento en HREE y la correspondiente al plutón de Sierra Nevada muestra también una pronunciada anomalía negativa de Eu. Por el contrario, los perfiles de la titanita del Complejo del Galiñeiro y granito peralcalino de Keivy presentan perfiles que difieren considerablemente de los anteriores. Aunque la morfología de estos dos espectros hace dudar de la calidad de los análisis, es evidente que ambos presentan un enriquecimiento en HREE, en contraposición a los de las otras rocas.

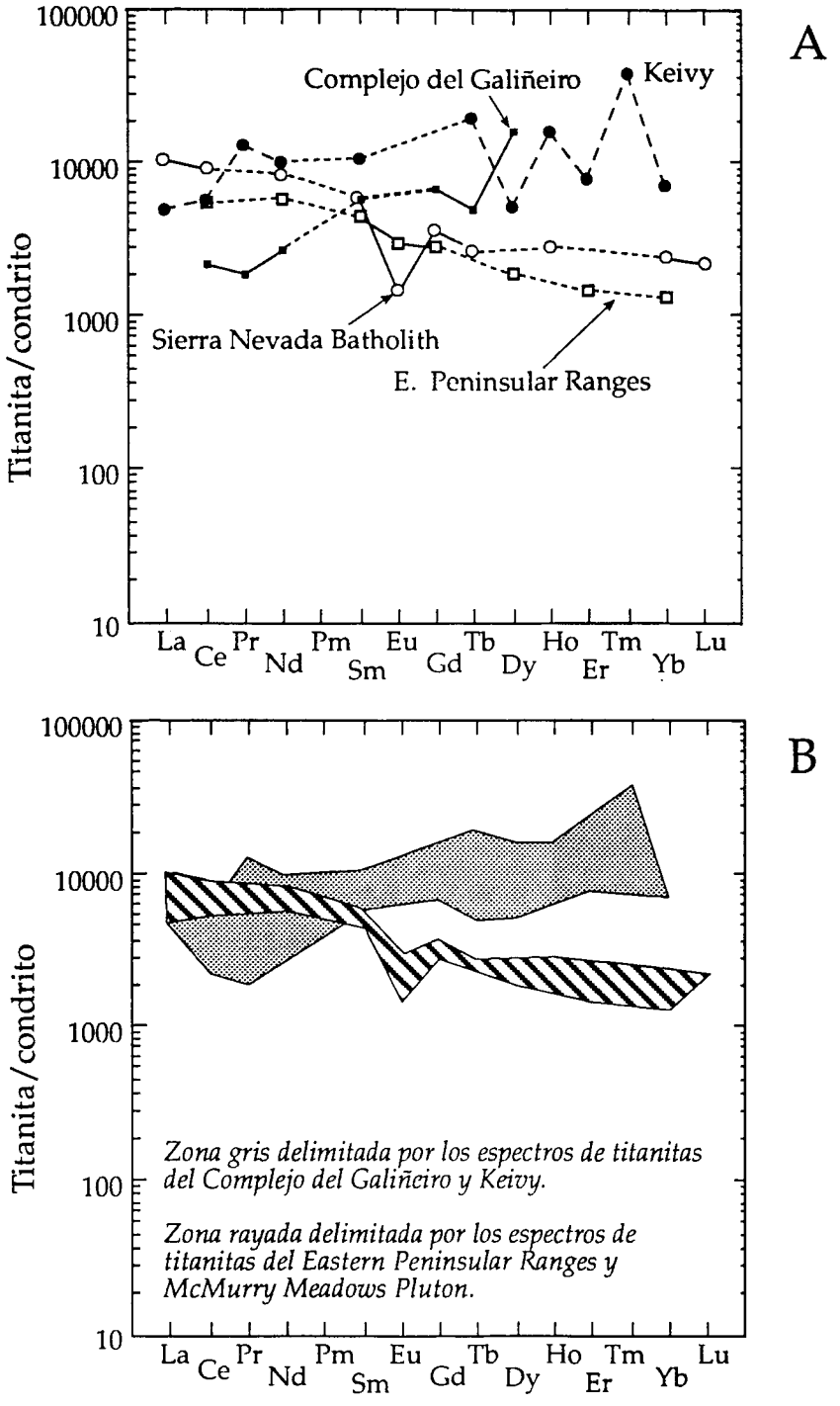


Fig. III.38. **A)** Espectros normalizados de las titanitas de las siguientes rocas: Complejo del Galiñeiro, granito peralcalino de Keivy (datos de BELKOV *et al.*, 1988), McMurry Meadows Pluton (Sierra Nevada, datos de SAWKA, 1988) y granodiorita del Eastern Peninsular Ranges (California, datos de GROMET & SILVER, 1983). **B)** Areas delimitadas por estos espectros.

El hecho de que los perfiles de tierras raras de las dos titanitas de rocas peralcalinas presenten una pendiente positiva, mientras que esta péndiente es negativa para los perfiles de las dos rocas graníticas no peralcalinas, podría indicar que la composición de estas titanitas refleja la diferencia de composición de ambos tipos de rocas. Sin embargo, FLEISCHER (1978) afirma que en la secuencia: *pegmatita alcalina - roca alcalina - gabro y piroxenita - granodiorita - granito - pegmatita granítica*, el contenido medio de LREE decrece, mientras que el contenido medio en HREE aumenta. Esto es lo contrario de lo que se observa en la Fig. III.38, aunque hay que tener en cuenta que hemos considerado un número insuficiente de datos para que sea representativo.

III.8.3.6. Torita

La torita se ha encontrado en Galiñeiro formando parte de los agregados de minerales portadores de tierras raras, aislada o, menos frecuentemente, incluida en otros minerales (riebeckita). Un ejemplo típico de asociación con otros minerales es el presentado en la Foto 35 donde se muestra el aspecto típico al microscopio y en las Fotos 36 y 37 se muestran las correspondientes imágenes ERD de esta asociación; en la última se aprecian además dos tipos de torita en intercrecimiento irregular. Otro ejempo de asociación con otros minerales puede verse en la Foto 59, en la que la torita aparece con fluorita, circón y magnetita asociada.

La apariencia de la torita en estas rocas es en todos los casos bastante similar: colores rojizos de intensidad variable y nunca con hábito idiomórfico. Las diferencias en las propiedades ópticas son debidas, para BELKOV *et al.* (1988) al grado de hidratación.

En la Fig. III.39 se muestra el espectro de RX de una torita del Complejo del Galiñeiro en el que puede observarse la escasez de tierras raras.

Se ha realizado un análisis cuantitativo de un cristal de torita, bajo las condiciones especificadas para los anteriores minerales portadores. Se han determinado únicamente parte de las tierras raras, Y, Th, U y Fe. Los resultados se muestran en la Tabla III.12.

El mencionado análisis pone de manifiesto la concentración relativamente baja de tierras raras en la torita, hecho que había sido previamente observado en numerosas ocasiones mediante análisis

cualitativos: en ningún caso se han encontrado cantidades apreciables de tierras raras en las toritas del Complejo del Galiñeiro. El análisis cuantitativo arroja un contenido en $\Sigma REE_2O_3+Y_2O_3 = 2{,}67\%$, de los cuales sólo 1,7% corresponde a ΣREE_2O_3. Estas concentraciones son inferiores a las que cabría esperar en toritas formadas en un magma rico en tierras raras.

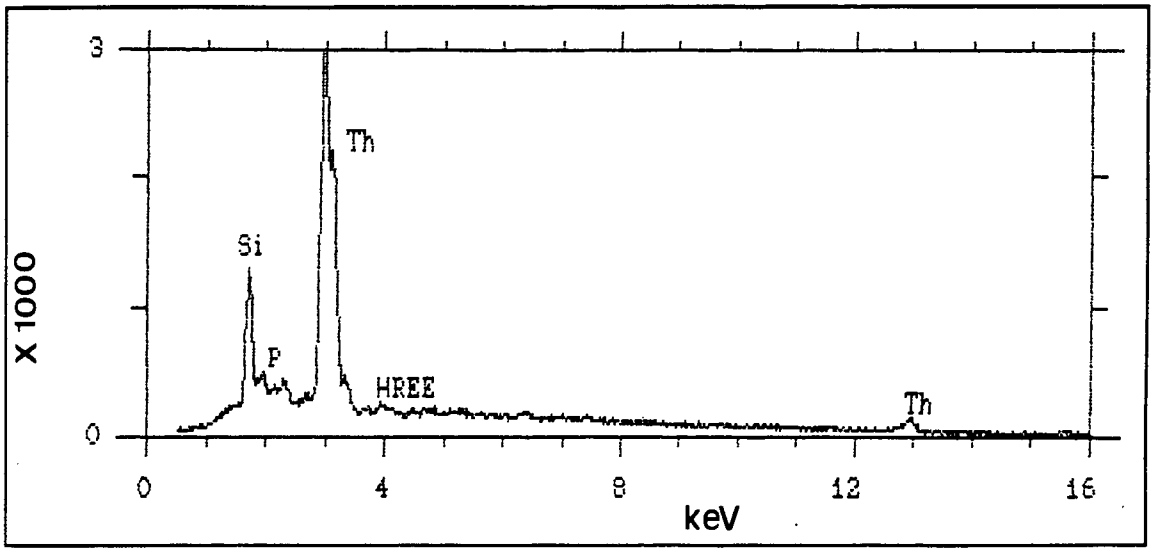


Fig. III.39. Espectro de RX de una torita del Complejo del Galiñeiro.

Mediante los análisis cualitativos se ha observado también que el contenido en Fe es muy variable llegando, en algunos casos a ser bastante abundante, se deduce de ello que existe además de torita, la variedad ferrotorita. Ambos tipos se han encontrado juntos en otras localidades (ej.: granito peralcalino de Keivy, Kola (BELKOV *et al.*, 1988).

El espectro normalizado de las tierras raras de este mineral se ha representado en la Fig. III.37 y en la Fig. III.40 se muestra el mismo espectro junto con otros 2 espectros de toritas pertenecientes al granito peralcalino de Keivy (Kola) y a una pegmatita amazonítica, también de Kola.

A partir de los mencionados espectros de puede observar que todos ellos presentan una morfología muy irregular, debido en parte a que no se han analizado todas las tierras raras y en parte a la propia distribución de tierras raras en el mineral. La principal causa de esta irregularidad la atribuimos, quizás, a la deficiente calidad de los análisis, de manera que lo único que se puede decir con seguridad es que existe un enriquecimiento en HREE para las toritas de la Península de Kola. En el caso del Complejo del Galiñeiro resulta difícil establecer una verdadera tendencia en la zona de las

HREE porque algunas de ellas no se han determinado, y otras (Er e Yb) están por debajo del límite de detección; parece, pues, que la pendiente se hace negativa hacia el final del espectro.

Respecto al contenido total de tierras raras, se observa que las toritas del Complejo del Galiñeiro presentan unos contenidos de tierras raras inferiores a las del granito de Keivy y las de la pegmatita asociada, al contrario de lo que ocurre con la distribucuón de Th. Para BELKOV *et al.* (1988), la baja concentración de Th y alto contenido en H_2O y Fe es debida al metamorfismo, que modifica la composición teórica.

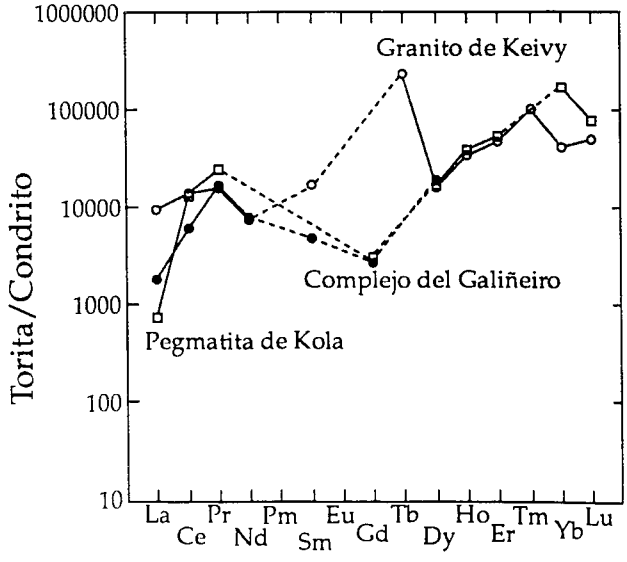


Fig. III.40. Espectros normalizados de toritas de: Complejo del Galiñeiro, granito peralcalino de Keivy, Kola (BELKOV *et al.*, 1988) y pegmatita amazonítica de Kola (VOLOSHIM & PAKHOMOVSKI, 1986).

El hecho de que exista un contenido en tierras raras menor de lo previsto puede ser debido a que, en presencia de minerales más selectivos como monacita o xenotima, las tierras raras entrarían preferentemente en estos minerales, tal como habíamos propuesto para explicar la baja proporción de tierras raras en los circones.

III.8.3.7. Niobatos de tierras raras.

A partir de análisis cualitativos realizados por EDAX sobre un gran número de minerales del Complejo del Galiñeiro, se ha podido determinar la presencia en estas rocas de minerales con alto contenido en Nb, en ocasiones también Ta (siempre Nb>>Ta) y tierras raras. Rara vez estos análisis han arrojado composiciones idénticas en estos minerales, sinó que, por el contrario, las proporciones de Nb, Ta y tierras raras son muy variables. Por esta razón, resulta muy difícil precisar exactamente de que fases se trata, teniendo en cuenta, además, que este tipo de minerales presentan una gran variedad composicional donde pueden existir un gran número de sustituciones, además de los cambios producidos por metamictización y alteración.

Por comparación con minerales semejantes en la literatura y, a falta de un mayor número de análisis cuantitativos o medios más precisos de identificación nos hemos inclinado a pensar que probablemente, los niobatos de tierras raras presentes en el Complejo del Galiñeiro son fergusonita, aeschinita y quizá también samarskita. Es muy probable que además de estos minerales existan otros del mismo tipo, especialmente del grupo del pirocloro, que no han podido ser identificados. El pequeño tamaño y el color, siempre muy oscuro u opaco, de estos minerales, junto con el hecho de aparecer casi siempre en egregados compartidos por otros minerales, dificulta todavía más la identificación.

La presencia de al menos dos tipos de niobatos es clara: uno con Nb+Ti y el otro con Nb+Y.

- El primer tipo contiene apreciables cantidades de Nb, Ti y LREE, aunque existen también HREE. La proporción Y es generalmente pequeña y la de Ta es siempre pequeña o nula. Creemos que este tipo podría ser *aeschinita* [$(Ce,Ca)(Ti,Nb)_2O_6$, CESBRON, 1986]. En la Foto 38 se muestra el aspecto microscópico de un agregado que contiene aeschinita en intercrecimiento complejo con bastnaesita y torita, aunque resulta muy dificil diferenciar las distintas fases. Las Fotos 39 y 40 son las imágenes de ERD de este agregado. El espectro de RX de este mineral se muestra en la Fig. III.41 y en él se observa la alta proporción de Ce y Ti, el Nb no es demasiado abundante y el Ta es apenas visible, asímismo aparece el pico del Ca, siempre presente en todos los análisis cualitativos realizados sobre este tipo de mineral.

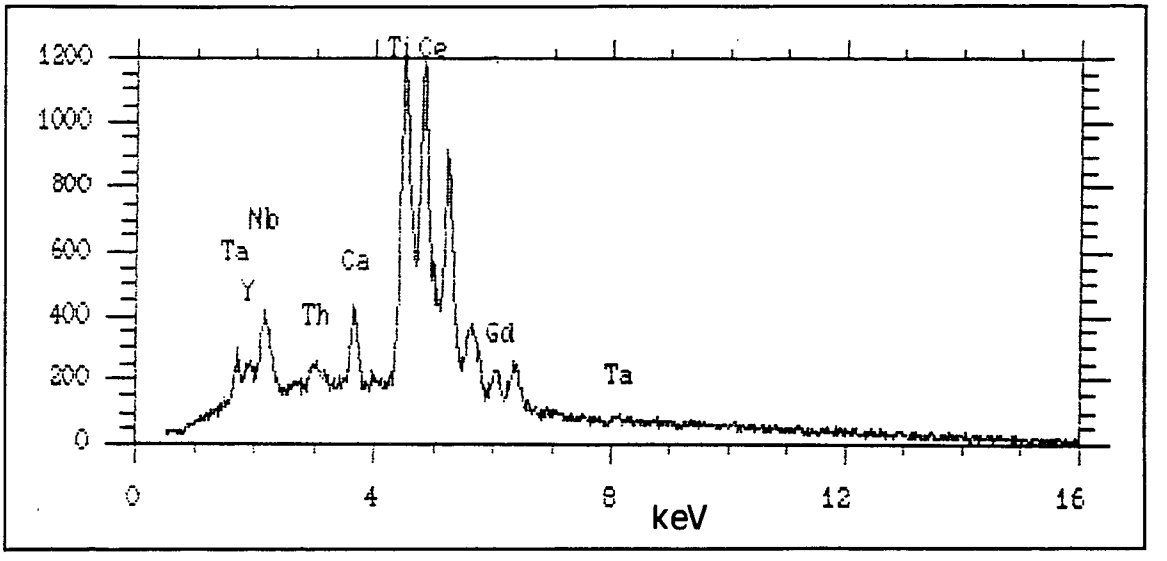


Fig. III.41. Espectro de RX de probable aeschinita del Complejo del Galiñeiro.

- El otro tipo, con Nb+Y contiene elementos de las tierras raras, especialmente HREE, creemos que se trata de *fergusonita* [(Y,REE)NbO_4, CERNY & ERCIT, 1986] aunque, como habíamos mencionado es muy difícil precisarlo, puesto que la estructura de este mineral puede acomodar, según CERNY & ERCIT (1986) el rango completo de cationes de tierras raras y, en este sentido, la composición es función de la geoquímica del entorno más que de las limitaciones cristaloquímicas del cristal. En la Foto 41 se muestra un agregado que contiene fergusonita y circón, la fergusonita presenta colores muy oscuros, prácticamente negros, las Fotos 42 y 43 corresponden a imágenes ERD del agregado. La presencia de este mineral ha sido mencionada por RAMBAUD *et al.* (1992) en estas rocas.

Se ha realizado sobre este último mineral un análisis cuantitativo, en el que se han determinado las tierras raras, Y y Th (Tabla III.12). Se observa que el Y es, después del Nb, el elemento más abundante, el contenido de $\Sigma REO+Y_2O_3$=51% y las tierras raras más abundantes son las pesadas. En la Fig. III.42 se muestra el espectro de RX de uno de estos minerales en el Complejo del Galiñeiro.

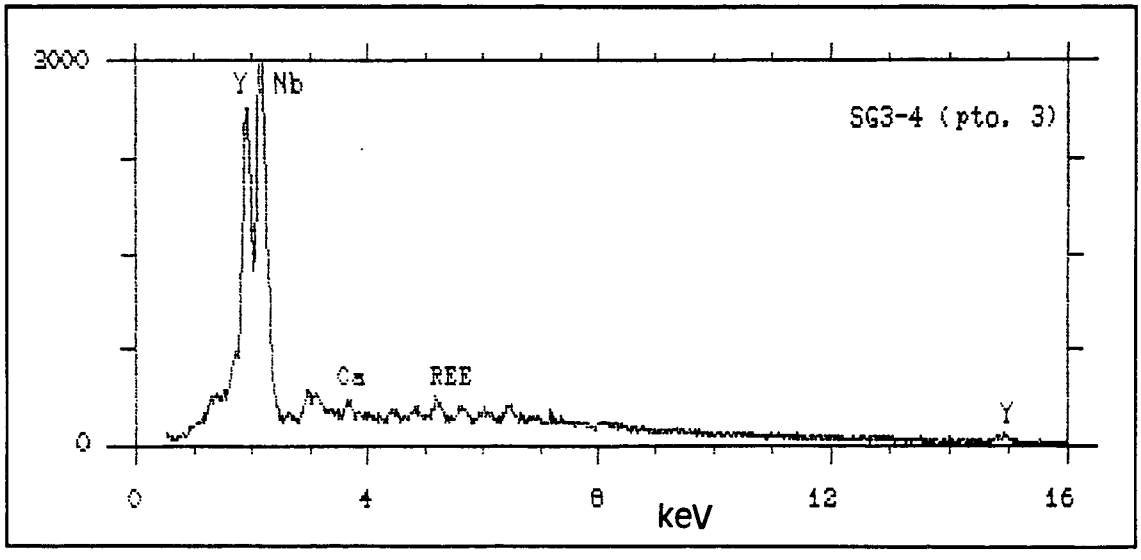


Fig. III.42. Espectro de RX de probable fergusonita del Complejo del Galiñeiro.

En la Fig. III.43 se han representado los espectros normalizados de tierras raras de esta fergusonita, junto a otros dos: uno perteneciente a una fergusonita del granito peralcalino de Keivy y el otro a una fergusonita de la pegmatita amazonítica asociada al granito de Keivy. En todos ellos se observa una fuerte selectividad de HREE y una anomalía negativa de Eu que es más pronunciada en la fergusonita del Complejo del Galiñeiro. Aparte de esto, los

3 espectros son bastante similares y esta similitud puede ser tomada como corroboración de que el mineral aquí estudiado es fergusonita.

Además de estos dos tipos de niobatos, se ha comprobado también la presencia de otros minerales de composición muy parecida a la fergusonita, pero que, generalmente contienen también Fe en cantidades variables. Por comparación de la morfología de los espectros de RX obtenidos, con análisis cuantitativos y semicuantitativos tomados de la literatura (SUGITANI *et al.*, 1985; FARIA, 1964, etc.), creemos probable que se trate de algún mineral del grupo de la *samarskita* [(Y,Fe,U,REE)(Nb,Ta,Ti)O_4], aunque, para una identificación precisa serían necesarias técnicas más específicas. Así pues, la presencia de este mineral en el Complejo del Galiñeiro se señala como posible.

La Foto 52 muestra un cristal de este mineral en contacto con un agregado de circón, el aspecto es el de un mineral opaco, se presenta siempre en cristales de pequeño tamaño, generalmente relacionados con otros minerales de tierras raras.

Se han descrito los minerales concentradores de tierras raras que se identificado en el complejo del Galiñeiro, sin embargo, tenemos criterios para pensar que existen otros, cuya determinación resulta más problemética. Creemos que todos estos minerales son, en conjunto, responsables de la anómala concentración de Tierras Raras y algunos elementos traza, especialmente los "High Field Strength" (HFS), en el Complejo del Galiñeiro. Los minerales mayoritarios pueden contener también tierras raras, pero son los accesorios los que concentran, con toda seguridad, la práctica totalidad de las tierras raras.

IV. GEOQUÍMICA

IV.1. INTRODUCCION

Para el estudio geoquímico del Complejo del Galiñeiro y rocas asociadas del entorno se han analizado un total de 157 muestras, pertenecientes a todos los tipos de rocas consideradas: 65 de la facies Galiñeiro, 23 de la facies Magnetita, 4 de la facies Zorro, 27 de los Neises Radiactivos RAD-1, y 22 de los del tipo RAD-2. También se han analizado 9 muestras de las Rocas Anfibólico-biotíticas, 1 de un dique de anfibolita, 1 del granito que aflora al SO del Complejo del Galiñeiro, 3 de los paraneises encajantes, y 2 de sendos diques de pegmatitas.

En cada muestra se han determinado los siguientes elementos: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, MnO, CaO, Na_2O, K_2O y P_2O_5, Li, Rb, Be, Sr, Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Y, Zr, Nb, Mo, Ta, S, Ga, Sn. La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Tm, Yb y Lu.

Además de estos 156 análisis, realizados en el Servicio General de Análisis Químico de la Universidad de Salamanca, se dispone también de otros suministrados por la Empresa ERCROS SA, de los cuales se utilizarán las determinaciones de F, el Th, el U y el Hf en algunas de las muestras. Todo este conjunto de datos se encuentra expuesto en los Apéndices.

Como ya se ha mencionado en la introducción, y se discutirá en detalle más adelante, las rocas del Complejo del Galiñeiro se clasifican tipológicamente como granitos de tipo A. Por tanto, en la geoquímica descriptiva que sigue, se hará una comparación con datos de otros granitos A de todo el mundo. Para ello se dispone de la base de datos de N. EBY (*com. pers.*), que consta de casi 200 análisis de elementos mayores, traza y REE

pertenecientes a diversos complejos de granitos A de diferentes partes del mundo.

En la descripción que sigue se efectuará, en primer lugar, una Geoquímica descriptiva en tres apartados: elementos mayores, elementos traza y, por último, las tierras raras.

IV.2. GEOQUÍMICA DESCRIPTIVA.

IV.2.1. ELEMENTOS MAYORES.

IV.2.1.1. Estadística descriptiva

Se ha realizado una estadística descriptiva de los elementos mayores, cuyos resultados están expuestos en la Tabla IV.1. Para este estudio nos hemos apoyado también en los histogramas realizados para cada elemento en cada tipo de roca (Fig. IV.1). Los resultados de dicho análisis se comentan a continuación:

SiO_2

En la facies Galiñeiro, el SiO_2 presenta una fuerte dispersión de valores, que van desde ≈ 60% hasta ≈ 77%. El valor medio está en torno a 74% y los valores más frecuentes se situan entre 74% y 76%, existiendo una cola hacia valores inferiores.

Sólo se han analizado cuatro muestras de la facies Zorro, con resultados que van desde 73,5% a 78,6%, estando la media en torno a 75%.

En la facies Magnetita, la dispersión de SiO_2 es todavía mayor que en la facies Galiñeiro, desde 43,9% a 80,36%. El valor medio está en 72,68%, aunque los valores más frecuentes se situan por encima del 70%.

En los Neises Radiactivos de tipo RAD-1 la dispersión es menor que en la facies Magnetita, (SiO_2 ≈ 55,5%-79,45%) y la media (70,6%) es más baja que en los casos anteriores. Los valores más frecuentes se situan entre 70% y aproximadamente 76%, habiendo una cola hacia valores más bajos.

En los Neises Radiactivos RAD-2, la distribución de SiO_2 es bimodal, con un máximo situado entre 60% y 65% y el otro, con mayor acumulación de valores, entre 75% a 80%. El valor mínimo es de 60,47% y el máximo es de 80,31%, la media se situa en 72%.

En las rocas Anfibólico-biotíticas la distribución es también bimodal, presentando una moda entre 45% y 50% y otra, con mayor número de valores, entre 60% y 65%. La media está en 60%.

Tomando la media como índice, se puede concluir que la facies Zorro es la que presenta un mayor contenido en SiO_2, seguida en orden decreciente por las facies Galiñeiro, Magnetita, RAD-2 y RAD-1. Las rocas anfibólico-biotíticas obviamente tienen un contenido mucho más bajo, ya que tienen composición tonalítica, no granítica.

TiO_2

En la facies Galiñeiro el TiO_2 presenta una gran dispersión, desde 0,11% a valores superiores al 2%, aunque todos los valores, excepto dos, están comprendidos entre 0,1% y 0,5%. La media se situa en 0,23%.

La facies Zorro presenta una dispersión desde 0,16% a 0,19% y la media para esta facies está en torno a 0,18%.

En la facies Magnetita la dispersión es más pequeña que en la facies Galiñeiro (los valores oscilan entre 0,15% y 0,56%), la media, sin embargo, tiene el mismo valor que en aquella (0,23%), y los valores más frecuentes se encuentran en el intervalo entre 0,2% y 0,3%.

Los valores de TiO_2 en los neises RAD-1 oscilan entre 0,27% y 0,91%, y su distribución es bimodal, presentando una moda en el intervalo entre 0,4% y 0,5% y otra entre 0,8% y 0,9%. La media se situa en 0,6%.

En los neises de tipo RAD-2 los valores de TiO_2 van de 0,15% a 0,79% y la distribución es también bimodal, con los máximos modales situados, uno entre 0,2% y 0,3% y el otro entre 0,6% y 0,7%. Los valores más frecuentes se situan por debajo de 0,3%.

Las rocas Anfibólico-biotíticas presentan la mayor dispersión de contenidos de TiO_2 entre todas estas rocas y con valores mucho más elevados, entre 0,72% y 5,53%. La media se situa en 1,67%. La mitad de los valores

entán comprendidos entre 0% y 1%, y la otra mitad entre 1% y 6%, aunque entre 3% y 6% no existen valores.

Se puede concluir, por tanto, que de todos los tipos de rocas considerados, las rocas Anfibólico-biotíticas son, con gran diferencia, las más enriquecidas en Ti. Las facies peralcalinas presentan contenidos bajos y unas medias parecidas entre sí, mientas que en las metasomáticas se observa un enriquecimiento respecto a las peralcalinas. Este enriquecimiento es mucho más marcado en las de tipo RAD-1, lo que nos lleva a considerar que el Ti se ha comportado como un elemento de elevada movilidad en los procesos metasomáticos. Esto será, no obstante, discutido más adelante.

Al_2O_3

El Al_2O_3 presenta una dispersión entre 8,3% y 17% en la facies Galiñeiro, la media se situa en 10,65%. Aunque los valores más frecuentes están comprendidos en el intervalo entre 10% y 11%, existe una larga cola de valores, no demasiado frecuentes, que se prolonga hasta el 17%.

La facies Zorro presenta valores desde 11,26% hasta 11,93%, estando la media en 11,56%. La dispersión, por tanto es muy pequeña.

En la facies Magnetita se observa una mayor dispersión, desde 8,39% a 25,12%. Sin embargo, la mayor parte de los valores están comprendidos entre 10% y 12%. La media se situa en torno al 11% y no existen valores entre 16% y 24%.

En los Neises Radiactivos RAD-1 existe una acumulación de valores entre el 8% y el 10% y una cola hacia valores superiores que se prolonga hasta 20,7%. No existen valores inferiores al 8%, y la media se situa en 11,27%.

En el tipo RAD-2 los valores oscilan entre 9,08% y 18,79%, la media es algo más alta que en las facies anteriores y la mayor acumulación de valores se produce entre 12% y 14%, no existiendo ningún valor entre 14% y 16%.

En las rocas Anfibólico-biotíticas los valores de Al_2O_3 están comprendidos entre 11,03% y 20,75%, aunque los más frecuentes se encuentran en el intervalo entre 14% y 16%. La media está en 15,86% y existe una cola hacia valores superiores a éste.

De todas estas rocas, las Anfibólico-biotíticas son las más fuertemente alumínicas. Las facies peralcalinas presentan contenidos de Al_2O_3 similares entre si, aunque la media de la facies Galiñeiro es ligeramente más pequeña. Las rocas metasomáticas de tipo RAD-1 tienen contenidos similares a los de las facies peralcalinas, mientras que los RAD-2 presentan un contenido medio significativamente superior, próximo al de las rocas Anfibólico-biotíticas.

FeO

El contenido en FeO de la facies Galiñeiro es muy variable (entre 2,66% y 10,62%). Los valores más frecuentes están comprendidos entre 5% y 6% y hay una mayor acumulación de valores por debajo del 5%. La media se situa en torno al 5%.

La facies Zorro presenta una dispersión pequeña, con valores entre 2,41% y 3,35%. La media se situa en 2,82%.

El rango de variación en la facies Magnetita va desde 2,28% a 10,75%, con la media en 5,56%. Los valores más frecuentes están comprendidos entre 5% y 6%, habiendo acumulación de valores a ambos lados y no existiendo ninguno entre 7% y 10%.

En los neises RAD-1 la dispersión abarca desde 2,79% hasta 11,17%. La media es de 4,41% y todos los valores, excepto dos, están comprendidos en los intervalos entre 2% y 6%, no habiendo ninguno inferior a 2%.

En los neises RAD-2 el contenido en FeO oscila entre 0,89% y 6,46% y la media se situa en torno a 3,5%. La mayor parte de los valores, como ocurría en el tipo RAD-1, están comprendidos entre 2% y 4%, pero en este caso los valores superiores a 4% son bastante frecuentes.

Las rocas Anfibólico-biotíticas presentan una dispersión enre 5,27% y 16,5%. La media se situa en 8,5%. Los valores más frecuentes están comprendidos en el intervalo de 5% a 10%, existiendo una cola hacia valores superiores. No hay ningún valor inferior a 5%.

De todas las rocas consideradas, las Anfibólico-biotíticas son en general, las más ricas en FeO. Las facies peralcalinas Galiñeiro y Magnetita presentan contenidos más bajos y muy similares entre sí, mientras que la facies Zorro está, comparativamente, empobrecida. Los contenidos en las rocas metasomáticas ocupan una posición

intermedia entre los de las facies peralcalinas más enriquecidas y la facies Zorro; el tipo RAD-2 está más empobrecido que el RAD-1.

MgO

En la facies Galiñeiro el MgO presenta una dispersión grande, desde 0% a 1,66%, aunque prácticamente todos los valores están comprendidos en el intervalo entre 0% y 0,5%. La media se situa en 0,12%.

La facies Zorro presenta unos valores de MgO extremadamente bajos, comprendidos entre 0% y 0,01%.

En la facies Magnetita los valores oscilan entre 0% y 1,2% y la media está situada en 0,14%. Al igual que en la facies Galiñeiro, casi todos los valores están comprendidos en el intervalo entre 0% y 0,5%.

En los neises RAD-1 la dispersión abarca desde 0,02% a 2,9%, aunque la mayor parte de los valores están comprendidos entre 0% y 1%. La media se situa en torno a 0,3%.

En los neises de tipo RAD-2 la dispersión es menor, pero los contenidos son más elevados. Los valores oscilan entre 0,02% y 2,54% y la media está en torno a 0,9%. La distribución en estas rocas es ligeramente bimodal, existiendo un máximo situado en el intervalo entre 0% y 1% que comprende la mayoría de los valores y otro, más pequeño, en el intervalo entre 2% y 3%.

La dispersión en las rocas Anfibólico-biotíticas es muy grande, existiendo valores desde 0,93% a 7,87%. La mitad de estos valores están comprendidos en el intervalo entre 0% y 2%, mientras que la mayor parte de los valores restantes están comprendidos entre 2% y 4% y los demás entre 4% y 8%.

Se observa, por tanto, que las rocas Anfibólico-biotíticas presentan un contenido en MgO muy superior al resto. Las facies peralcalinas presentan contenidos muy bajos, especialmente la facies Zorro. Las rocas metasomáticas están enriquecidas en relación a las peralcalinas y, de ellas, el mayor contenido medio corresponde al tipo RAD-2.

MnO

En la facies Galiñeiro el MnO presenta una distribución log-normal, con un máximo modal en el intervalo de 0,06% a 0,08% y valores a ambos lados,

que oscilan entre 0,01% y 1,18%. Los valores más frecuentes, sin embargo, se situan por debajo de este intervalo. La media es de 0,07%.

En la facies Zorro el contenido en MnO oscila entre 0,02% y 0,05% y la media está situada en 0,04%.

En la facies Magnetita la distribución es bimodal, presentando un máximo entre 0% y 0,02% y otro, con mayor número de valores, entre 0,08% y 0,10%. La media es de 0,07%, ligeramente inferior a la de la facies Galiñeiro.

Los neises RAD-1 presentan una dispersión mayor, entre 0,02% y 0,71% y los valores más frecuentes están comprendidos en el intervalo entre 0,1% y 0,2%, existiendo una cola hacia valores más altos. La media se situa en 0,2%, valor considerablemente superior al de las facies anteriores.

Los neises RAD-2 presentan una dispersión mucho más pequeña, con valores que oscilan entre 0% y 0,09%. La distribución es bimodal, con un máximo modal entre 0% y 0,02% y otro, más pequeño, en el intervalo entre 0,04% y 0,06%. Existe una pequeña cola hacia valores superiores. La media está situada en 0,03%.

Las rocas Anfibólico-biotíticas presentan también una distribución bimodal. Todos los valores están comprendidos entre 0,05% y 0,15% y entre 0,2% y 0,3%, no existiendo ningun valor entre 0,15% y 0,2%. La media está en 0,16%.

Se ve, por tanto, que la distribución del MnO es muy irregular: Las rocas metasomáticas presentan simultaneamente los valores más altos y los más bajos. Las rocas Anfibólico-biotíticas tienen contenidos más altos que las facies peralcalinas, en las que los contenidos son bastante similares, variando desde 0,4% en la facies Zorro hasta 0,07% en la facies Galiñeiro. Las rocas significativamente más enriquecidas son los neises RAD-1, mientras que las más empobrecidas son los RAD-2. Como en el caso del Ti, la distribución del Mn indica que se trata de un elemento muy movil en los procesos metasomáticos.

CaO

En la facies Galiñeiro, el CaO presenta una dispersión de valores que va desde 0% y 2,61%, aunque prácticamente todos ellos están comprendidos en el intervalo de 0% a 0,5%, existiendo una pequeñísima cola hacia valores más altos. La media está en 0,2%.

En la facies Zorro la dispersión abarca desde 0,08% a 0,38%, no habiendo valores entre 0,1% y 0,2%. La media está situada en 0,19%.

En la facies Magnetita, los valores de CaO oscilan entre 0% y 0,77%. La mayor parte de estos valores están contenidos en el intervalo de 0% a 0,2%, la cola del histograma hacia valores más altos es, por tanto, muy pequeña. La media es ligeramente más baja que en la facies Galiñeiro y está situada en 0,16%.

Los neises radiactivos RAD-1 presentan valores desde 0% a 2,05%, pero la mayor parte de ellos están comprendidos en el intervalo de 0% a 0,5%, con una pequeña cola hacia valores más altos. La media es bastante superior a las facies anteriores y se situa en torno a 0,4%.

En los neises RAD-2 la dispersión abarca desde 0% a 2,86, los valores más abundantes están comprendidos entre 0% y 0,5% y no existen entre 1% y 2%. La media está situada en 0,55%.

Las rocas Anfibólico-biotíticas presentan una gran dispersión de los valores de CaO, los cuales oscilan entre 0,85% y 10,61%, sin embargo, los valores más frecuentes están incluidos en el intervalo de 2% a 4%, otros tres están comprendidos entre 0 y 2% y el resto se prolonga en una cola hacia valores superiores. La media se situa en 3,86%.

De todas las rocas consideradas, las Anfibólico-biotíticas son las que presentan contenidos en CaO más elevados, seguidas por las rocas metasomáticas RAD-2 y luego RAD-1. En las facies peralcalinas el contenido en CaO es todavía más bajo, y las medias van desde 0,24% en la facies Galiñeiro hasta un 0,16% en la Magnetita.

Na_2O

En la facies Galiñeiro, el Na_2O presenta valores desde 0,25% a 8,7%, aunque los más frecuentes se encuentran en el intervalo de 3% a 4%. La media está en torno a 4%.

En la facies Zorro los valores de Na_2O oscilan entre 3,55% y 5,92% y la media se situa en 4,46%.

La facies Magnetita presenta valores de Na_2O comprendidos entre 1,2% y 7,81%. La media es algo inferior a la de la facies Galiñeiro, y está situada en

3,63%. Los valores más frecuentes están, como en el caso anterior, situados entre 3% y 4%.

Los neises de tipo RAD-1 presentan una dispersión desde 1,64% a 7,71% y la media es de 4,8%, muy similar a la de las facies anteriores. Los valores más frecuentes se encuentran en el intervalo de 4% a 5%, existiendo valores a ambos lados del máximo modal.

En los neises de tipo RAD-2 los valores oscilan entre 0,65% y 7,9% y la mayor acumulación se produce, como en los RAD-1, en el intervalo entre 4% y 5%, pero aquí existen bastantes valores que se situan por debajo de este máximo modal. La media es algo más baja que en los RAD-1, estando situada en 4,22%.

En las rocas Anfibólico-biotíticas la dispersión abarca desde 1,57% hasta 6,44%, siendo los valores más frecuentes los comprendidos entre 3% y 5%. La media está situada en 4,06%.

El contenido medio en Na_2O de todas las rocas consideradas es bastante constante. Las rocas más sódicas son las metasomáticas, de las cuales las RAD-1 presentan contenidos ligeramente mayores que las RAD-2. Las facies peralcalinas muestran contenidos muy próximos, variando entre 3,63% en la facies Magnetita y 4,46% en la facies Zorro. Las rocas Anfibólico-biotíticas presentan contenidos similares a estos.

K_2O

El K_2O en la facies Galiñeiro presenta una variación muy similar a la del Na_2O, con una distribución de valores entre 0,36% y 8,73%. Los más frecuentes se encuentran en el intervalo de 4% a 5% y el resto se acumulan principalmente hacia valores más bajos. La media está en 4,06%.

En la facies Zorro el contenido en Na_2O varía entre 4,86% y 5,92% y la media está en torno a 5,2%, que es superior a la del Na_2O en la misma facies.

En la facies Magnetita los valores oscilan entre 1,43% y 5,71%, con una media de 3,89%. Los valores más frecuentes se encuentran en el intervalo entre 4% y 5% y con una cola hacia valores más bajos, en la que está incluido prácticamente el resto de los valores.

En los neises RAD-1 existe una gran dispersión de los valores, desde 0,16% a 5,7%, pero es de destacar que casi todos los valores se agrupan en el intervalo entre 0% y 1%. La media se situa en 1,45%.

En los RAD-2 los valores oscilan entre 0,38% y 6,83%. En este caso los valores más frecuentes se encuentran en el intervalo entre 4% y 5% y la media está en torno al 4%.

Las rocas Anfibólico-biotíticas presentan una dispersión de valores de K_2O entre 0,43% y 7,61%. Los valores más frecuentes se encuentran en el intervalo entre 2% y 4% y casi la totalidad de los valores restantes se acumulan a la derecha del máximo modal, hacia valores más altos. La media está en 3,84%.

La distribución de el K_2O en todas estas rocas varía mucho de unos tipos a otros: así, las facies peralcalinas presentan una variación de los contenidos medios que van desde 3,89% en la facies Magnetita, hasta 5,22% en la facies Zorro. En las rocas metasomáticas se produce un fenómeno significativo: mientras que los neises RAD-2 presentan un contenido medio similar al de las facies Magnetita o Galiñeiro, los neises RAD-1 se encuentran muy empobrecidos, lo que sugiere que el K fue lixiviado de las facies más transformadas durante el metasomatismo.

P_2O_5

En la facies Galiñeiro, el P_2O_5 presenta unos contenidos que van desde 0% a 0,44%, pero, prácticamente todos los valores están comprendidos entre 0% y 0,05%. El resto se prolonga en una pequeña cola hacia valores más altos. La media se situa en 0,03%.

En la facies Zorro la dispersión abarca desde 0% a 0,03% y la media se situa en 0,02%. Los valores más frecuentes están comprendidos en el intervalo entre 0,02% y 0,03%.

La facies Magnetita presenta valores que oscilan entre 0% y 0,21%. Los valores más frecuentes están contenidos en el intervalo entre 0% y 0,05% y existe también con una pequeña cola hacia la derecha del máximo modal. La media es sólo ligeramente superior a la de la facies Galiñeiro y está situada en 0,04%.

Los neises de tipo RAD-1 presentan contenidos más elevados y la dispersión es también mayor, abarcando desde 0,01% a 1%. La media está en 0,22% y los valores más frecuentes se acumulan en el intervalo de 0% a 0,2%.

En los neises de tipo RAD-2 la dispersión es mucho más pequeña, con valores que van de 0% a 0,19%. La distribución es bimodal, existiendo un máximo modal entre 0% y 0,05% y otro, más pequeño, entre 0,1% y 0,15%. La media está situada en 0,07%.

En las rocas Anfibólico-biotíticas la distribución es también bimodal, todos los valores se acumulan en dos intervalos: el primero entre 0% y 0,5%, en el que se incluye la mayor parte de los valores, y el segundo entre 1% y 1,5%. La media está situada en 0,45%.

El contenido de P_2O_5 en todas estas rocas es, en general, muy bajo. Los valores medios más altos corresponden a las Rocas Anfibólico-biotíticas. Las rocas metasomatizadas presentan contenidos más bajos, pero superiores a los de las facies peralcalinas, especialmente los neises de tipo RAD-1 que presentan un enriquecimiento relativo considerable. El tipo RAD-2 está también comparativamente enriquecido, aunque con valores mucho más bajos que los de RAD-1. Parece lógico pensar, por tanto, que el P fue acumulado en los procesos metasomáticos que condujeron a la formación de los neises RAD-1.

CALIÑEIRO	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Valor mínimo	59,46	0,11	8,34	2,66	0	0,01	0	0,25	0,36	0
Valor máximo	77,72	2,07	17,02	10,62	1,66	1,18	2,61	8,7	9,1	0,44
Rango	18,26	1,96	8,68	7,96	1,66	0,17	2,61	8,44	8,73	0,44
Media	73,99	0,23	10,65	5,01	0,12	0,07	0,24	4,07	4,06	0,03
Desv. Standard	3,41	0,24	1,42	1,54	0,25	0,03	0,37	1,12	1,22	0,05
ZORRO	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Valor mínimo	73,53	0,16	11,26	2,41	0	0,02	0,08	3,55	4,86	0
Valor máximo	76,85	0,19	11,93	3,35	0,01	0,05	0,38	5,4	5,92	0,03
Rango	3,31	0,03	0,66	0,93	0,01	0,02	0,3	1,84	1,06	0,02
Media	74,91	0,18	11,56	2,82	0	0,04	0,19	4,46	5,22	0,02
Desv. Standard	1,47	0,01	0,28	0,4	0	0,01	0,14	0,79	0,47	0,01
MAGNETITA	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Valor mínimo	43,9	0,15	8,39	2,28	0	0	0	1,2	1,43	0
Valor máximo	80,36	0,56	25,12	10,75	1,2	0,1	0,77	7,81	5,71	0,21
Rango	36,46	0,41	16,72	8,46	1,19	0,1	0,76	6,6	4,27	0,21
Media	72,68	0,23	11,14	5,56	0,14	0,05	0,16	3,63	3,89	0,04
Desv. Standard	6,93	0,08	3,38	1,53	0,24	0,03	0,19	1,46	1,05	0,04
RAD-1	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Valor mínimo	55,53	0,27	8,1	2,79	0,02	0,02	0	1,64	0,16	0,01
Valor máximo	79,45	0,91	20,75	11,17	2,9	0,71	2,05	7,71	5,7	1
Rango	23,91	0,63	12,65	8,38	2,87	0,68	2,05	6,06	5,54	0,98
Media	70,6	0,6	11,27	4,41	0,31	0,2	0,47	4,8	1,45	0,22
Desv. Standard	5,39	0,19	3,09	1,66	0,65	0,15	0,52	1,37	1,54	0,2
RAD-2	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Valor mínimo	60,47	0,15	9,08	0,89	0,02	0	0	0,65	0,38	0
Valor máximo	80,31	0,79	18,79	6,46	2,54	0,09	2,86	7,9	6,83	0,19
Rango	19,84	0,63	9,7	5,56	2,51	0,09	2,86	7,25	6,45	0,18
Media	72,05	0,39	12,96	3,52	0,95	0,03	0,55	4,22	3,99	0,07
Desv. Standard	6,34	0,21	2,78,	1,43	1,02	0,02	0,82	1,71	1,77	0,05
R. ANF-BIOT.	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Valor mínimo	47,29	0,72	11,03	5,27	0,93	0,05	0,85	1,57	0,43	0,1
Valor máximo	65,14	5,53	20,75	16,5	7,87	0,29	10,61	6,44	7,61	1,24
Rango	17,84	4,81	9,72	11,22	6,94	0,23	9,76	4,87	7,18	1,14
Media	57,94	1,67	15,86	8,48	2,75	0,16	3,86	4,06	3,84	0,45
Desv. Standard	7,03	1,51	2,59	3,95	2,25	0,09	3,14	1,52	1,87	0,4

Tabla IV.1. Análisis estadístico de elementos mayores

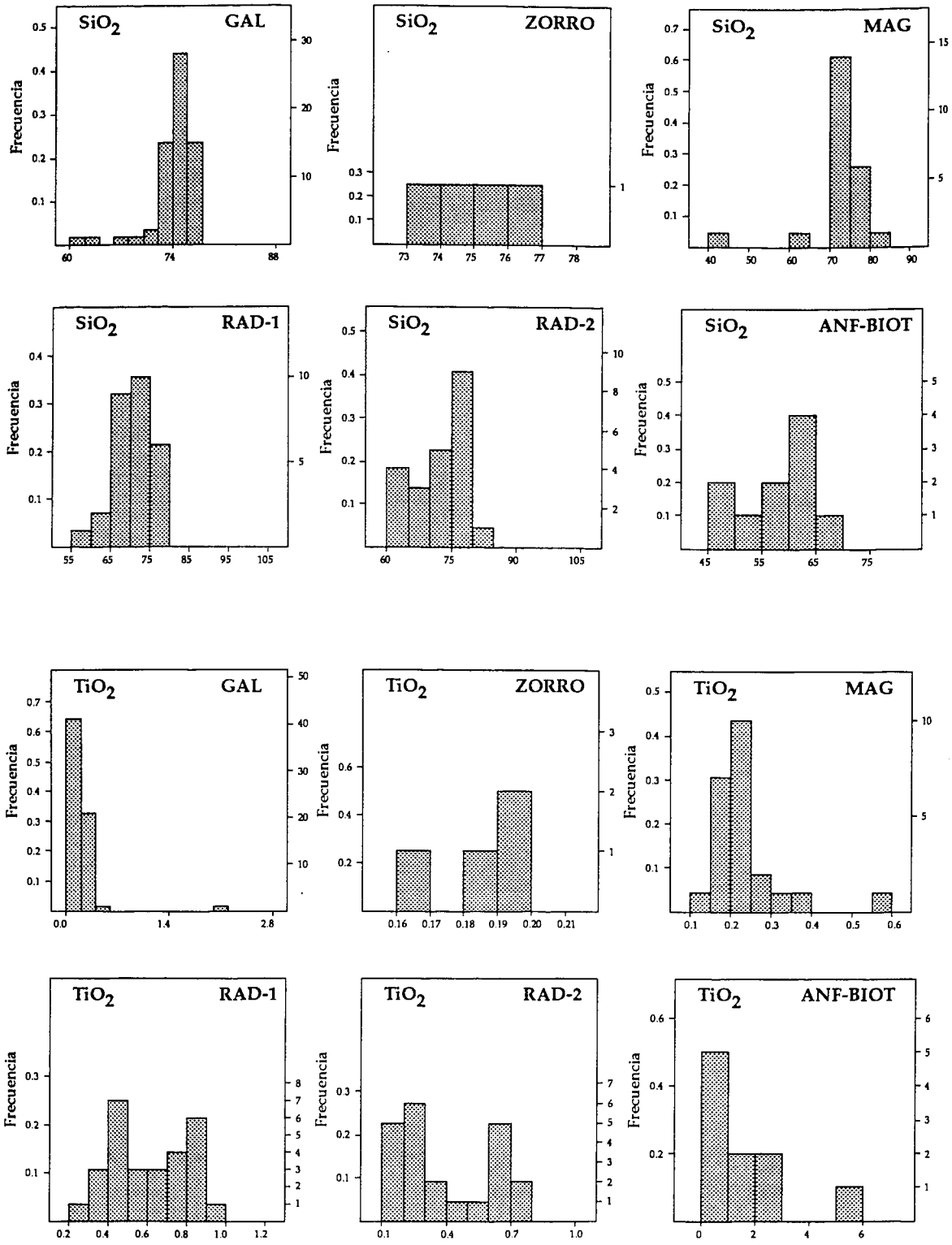


Fig. IV.1. Histogramas de los contenidos de elementos mayores en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. A): SiO_2 y TiO_2.

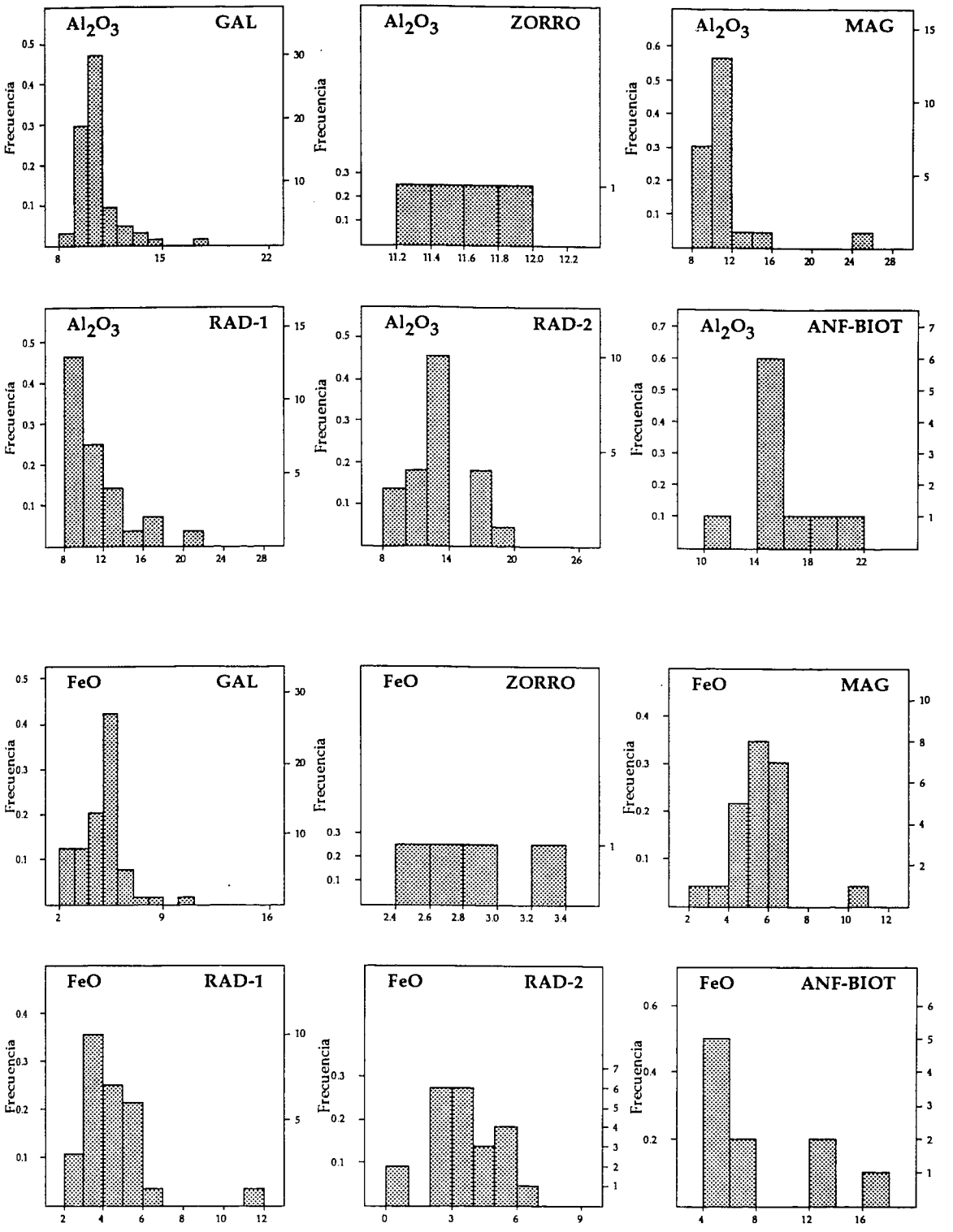


Fig. IV.1 (cont.). Histogramas de los contenidos de elementos mayores en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. **B)**: Al_2O_3 y FeO.

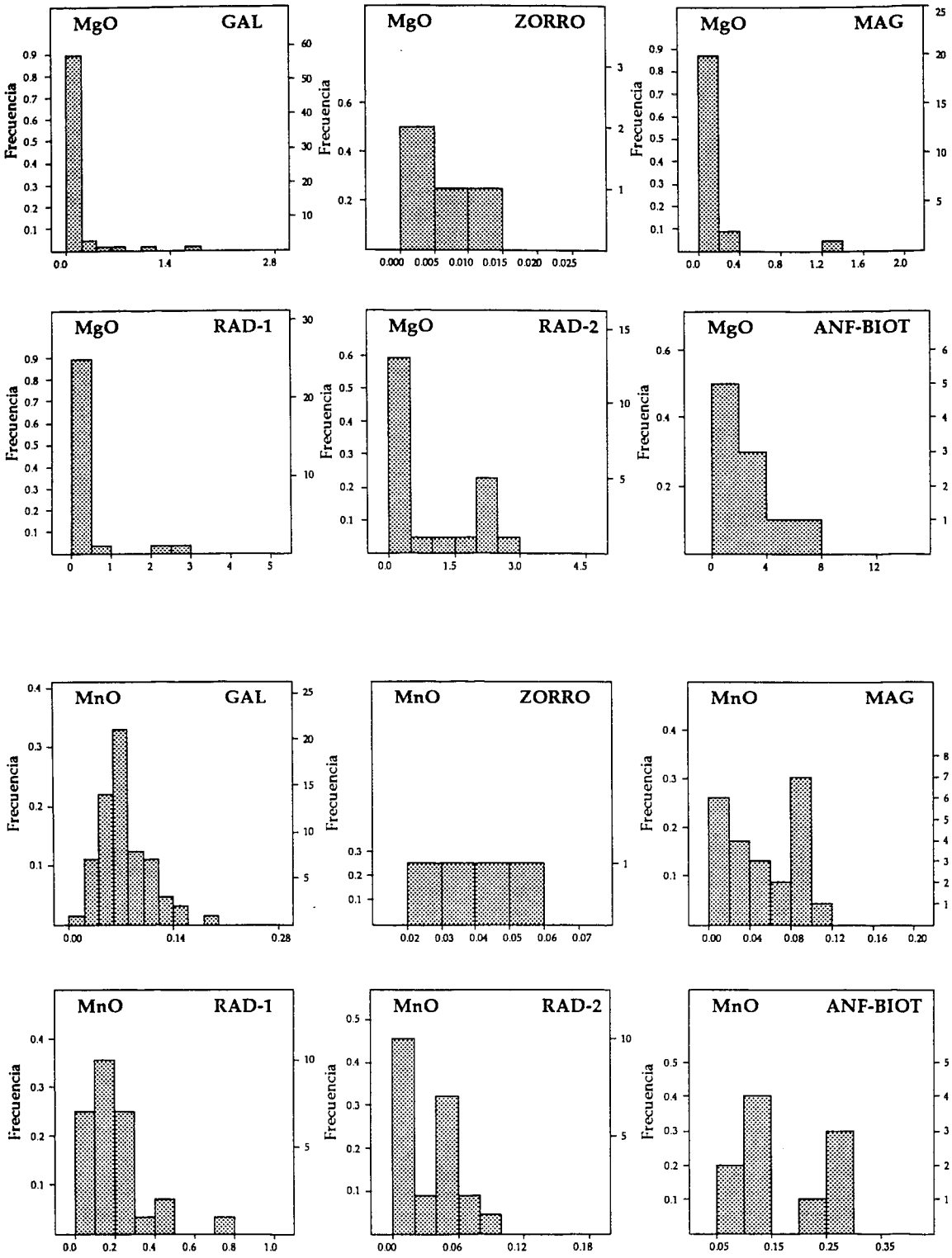


Fig. IV.1 (cont.). Histogramas de los contenidos de elementos mayores en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. C): MnO y MgO.

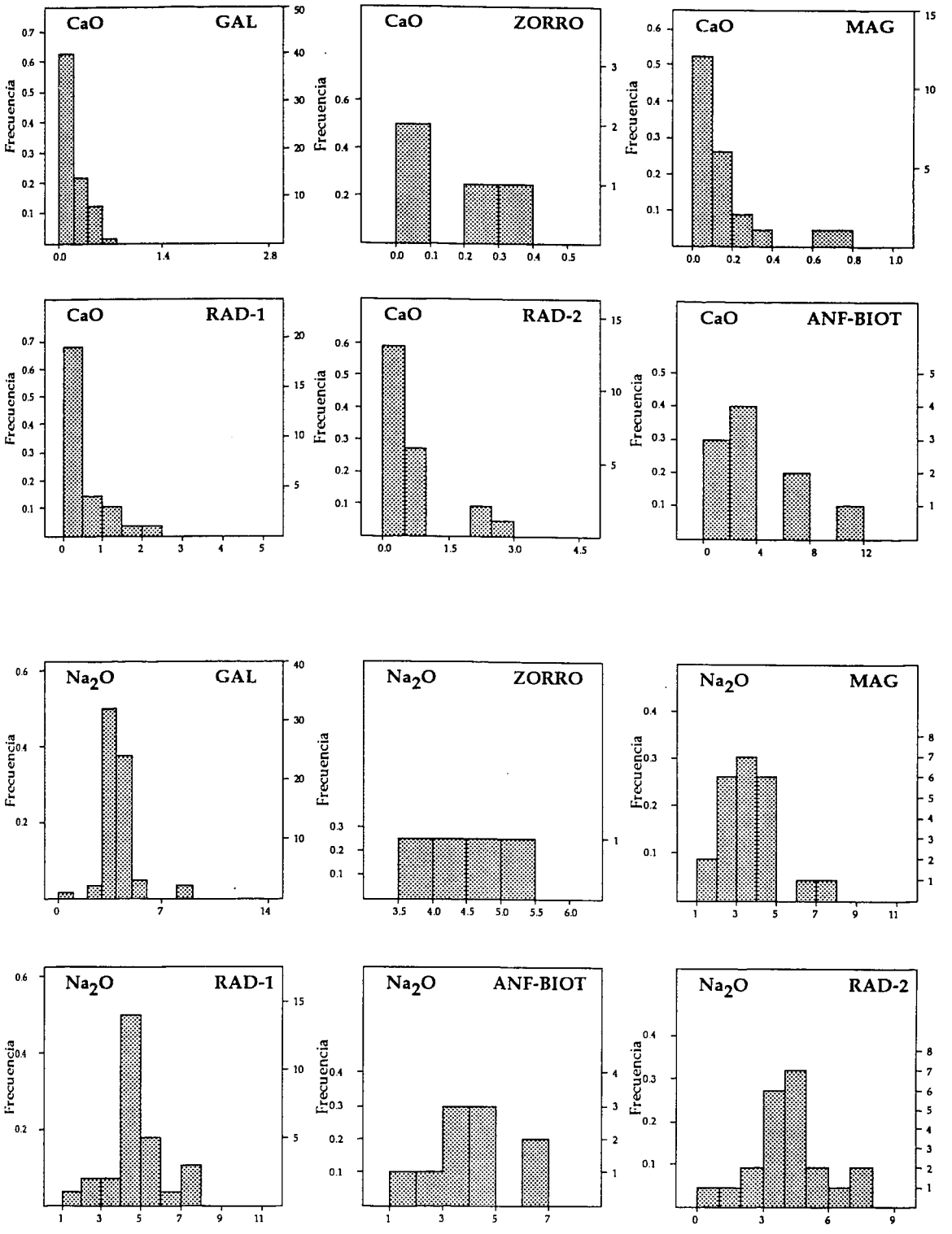


Fig. IV.1 (cont.). Histogramas de los contenidos de elementos mayores en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. D): CaO y Na_2O.

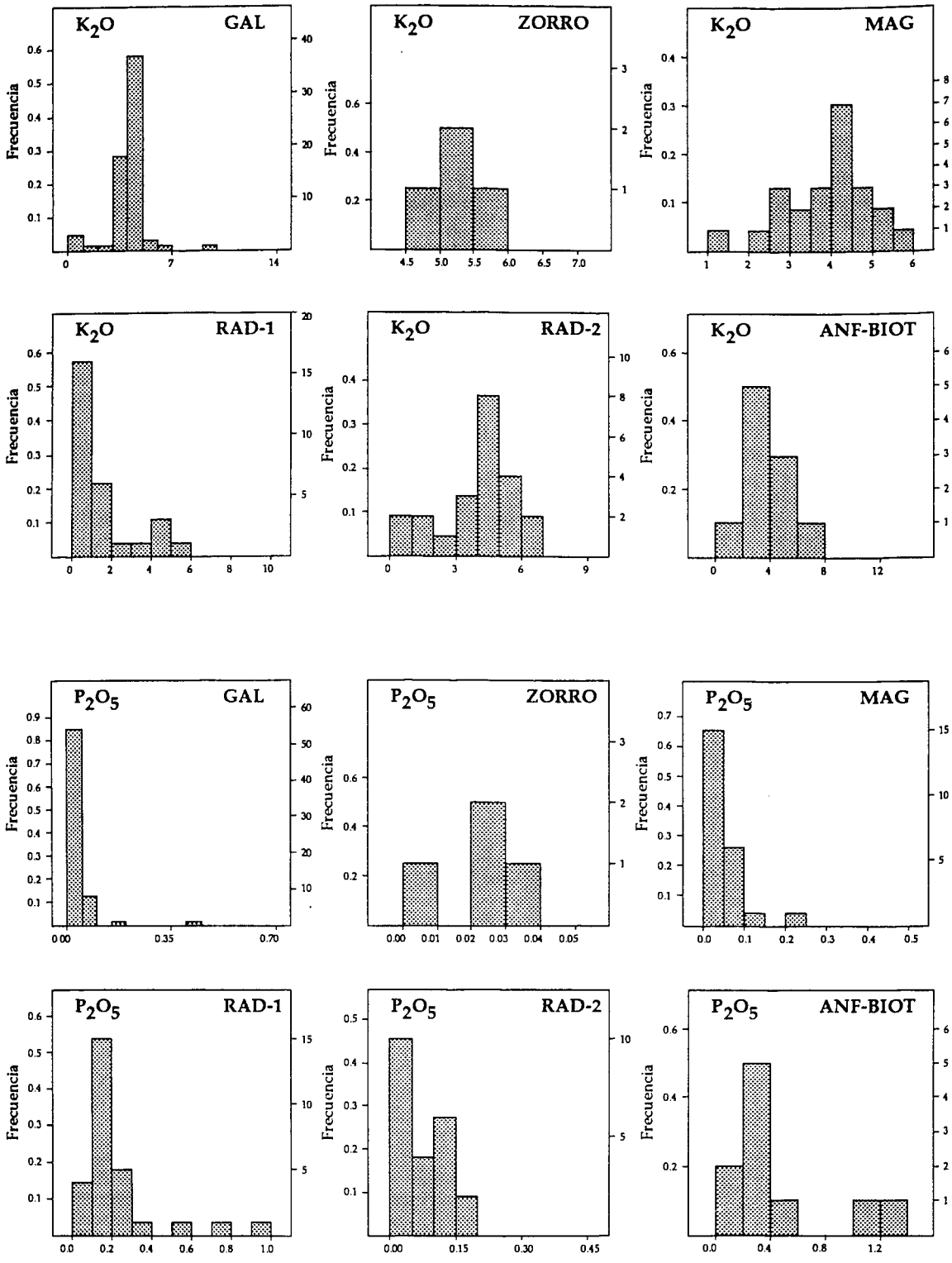


Fig. IV.1 (cont.). Histogramas de los contenidos de elementos mayores en cada uno de los litotipos del Complejo del Galiñeiro. E): K_2O y P_2O_5.

IV.2.1.2. Diagramas de Variación

En los diagramas de variación de elementos mayores que se expresan en la Fig. IV.2 se han proyectado los mismos grupos de rocas y las mismas muestras que en los histogramas de la Fig. IV.1. Como referencia de comparación, en cada diagrama se ha superpuesto la tendencia general de granitos A obtenida a partir de la anteriormente mencionada base de datos de N. EBY (*Com. pers.*).

SiO_2-TiO_2

En el diagrama de la Fig. IV.2A se observa que la tendencia general de disminución de TiO_2 al aumentar la SiO_2 es muy similar a la que define una asociación magmática, en la que las rocas Anfibólico-biotíticas representan los términos más básicos y las rocas peralcalinas los más ácidos. Esta tendencia es, además, consistente con la definida por asociaciones de granitos A. Las únicas rocas del Complejo del Galiñeiro que se apartan de ella son los neises RAD-1, que a igualdad de valores de SiO_2 se encuentran claramente enriquecidos en TiO_2 respecto a las demás rocas. Esto apoya de nuevo la idea de un comportamiento móvil del Ti en el proceso metasomático.

SiO_2-Al_2O_3.

En este diagrama de variación (Fig. IV.2B) todo el conjunto de rocas del Complejo del Galiñeiro se adapta a la tendencia normal de rocas ígneas peralcalinas, con un aumento progresivo del contenido de Al_2O_3 hasta un valor de SiO_2 intermedio (en torno a 60%) y posterior descenso para valores superiores de SiO_2. Las rocas Anfibólico-biotíticas se situan al principio de la tendencia y al comienzo del descenso de la misma, mientras que las rocas metasomáticas RAD-1 se situan al final del tramo ascendente y se prolongan a lo largo del descendente. La nube de puntos formada por las facies peralcalinas presenta una mayor dispersión y, con alguna excepción, se sitúan en el extremo final de la tendencia. Parece, pues, que el Al_2O_3 ha sido bastante estable durante los procesos metasomáticos. El que los neises RAD-2 sean las rocas más ricas en Al_2O_3 para un mismo valor de SiO_2 hace pensar, en principio, en la posible existencia de acumulación por lixiviación de otros elementos.

SiO_2-FeO^{total}

Las rocas Anfibólico-biotíticas definen una tendencia que coincide, casi exactamente con la de granitos A. Sin embargo las facies peralcalinas presentan concentraciones de FeO^{total} superiores a las que cabría esperar según dicha tendencia. Respecto a las rocas metasomáticas, cabe destacar que los dos grupos, RAD-1 y RAD-2, se apartan netamente de la tendencia general y que la mayor parte de los neises RAD-2 tienen valores inferiores a los que correspondería, mientras que los neises RAD-1 los tienen superiores (Figs. IV.2C y D).

SiO_2-MgO

Las rocas Anfibólico-biotíticas y las peralcalinas se adaptan bien a la tendencia general de granitos A. Sin embargo, los neises metasomáticos RAD-2 están claramente enriquecidos, mientras que los RAD-1 están empobrecidos (Fig. IV.2E). En el diagrama de la Fig. IV.2F esto se observa más claramente: existe una tendencia magmática y por encima y debajo de ella dos tendencias metasomáticas, de enriquecimiento y empobrecimiento, respectivamente, que podrían representar los efectos conjugados de lixiviación y acúmulo metasomático.

SiO_2-MnO

Las Rocas Anfibólico-biotíticas son las únicas que definen una tendencia magmática. El resto muestra un fuerte enriquecimiento, que es máximo en los neises RAD-1 y, por tanto, puede ser atribuido al proceso metasomático. Es importante mencionar que un enriquecimiento de este tipo se observa en algunas de las muestras de los granitos anorogénicos utilizados como comparación, y también aquí la inflexión se produce para valores de SiO_2 en torno al 65%, (Fig. IV.2G).

SiO_2-CaO

Una vez más, las Rocas Anfibólico-biotíticas y las facies peralcalinas definen una tendencia mágmática que coincide también con la tendencia general de granitos A. Por debajo de esta tendencia se observa una serie de puntos correspondientes casi en su totalidad a rocas metasomáticas, que presentan un empobrecimiento en CaO para valores de SiO_2 entre 60 y 70%. Otra serie de muestras, pertenecientes todas ellas a las rocas metasomáticas,

presentan un enriquecimiento en CaO para valores de SiO_2 superiores al 70%, situándose por encima dela tendencia magmática general, (Fig. IV.2H).

SiO_2-Na_2O

Se observa en este diagrama una tendencia formada por dos partes, un aumento del Na_2O hasta valores de SiO_2 de aproximadamente 60% y un empobrecimiento progresivo hacia valores de SiO_2 superiores. Esta tendencia está definida principalmente por las rocas Anfibólico-biotíticas y las facies peralcalinas, y coincide con la tendencia general de granitos A. Existe, sin embargo, una gran dispersión de los puntos debido, probablemente, al metasomatismo. Las rocas metasomáticas están claramente fuera de la tendencia magmática y presentan comportamientos opuestos: mientras que los neises RAD-1 presentan enriquecimientos, las RAD-2 están empobrecidas, (Fig. IV.2I).

SiO_2-K_2O

Las rocas Anfibólico-biotíticas y las peralcalinas definen una tendencia magmática que coincide con la tendencia general de granitos A. Las rocas metasomáticas, una vez más, se escapan de esta tendencia, de forma que los neises de tipo RAD-2 están enriquecidos y se situan por encima de la tendencia general, mientras que casi la totalidad de los puntos del tipo RAD-1 muestran un empobrecimiento muy evidente y se situan por debajo de la tendencia magmática normal (Fig. IV.2J).

SiO_2-P_2O_5

En este caso las rocas del Complejo del Galiñeiro no se adaptan bien a la tendencia magmática normal, probablemente debido a la movilización del P durante el proceso metasomático, aunque, para valores de SiO_2 superiores a 60% la tendencia definida por las Rocas Anfibólico-biotíticas y las peralcalinas, coincide con la tendencia de granitos A. Es importante mencionar que las rocas metasomáticas de tipo RAD-1 presentan un enriquecimiento importante respecto a las facies peralcalinas y también respecto a las de tipo RAD-2, (Fig. IV.2K).

SiO_2/ [(Fe/Fe+Mg)]

Este diagrama (Fig. IV.2L) es especialmente claro en lo que respecta al comportamiento de todos los tipos de rocas consideradas. Se observa

claramente la tendencia magmática normal, definida por las rocas Anfibólico-biotíticas y las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro, que coincide con la tendencia de los granitos A. Por encima y por debajo de esta tendencia, se observan fenómenos de enriquecimiento en las rocas metasomáticas RAD-1 y de empobrecimiento en las RAD-2.

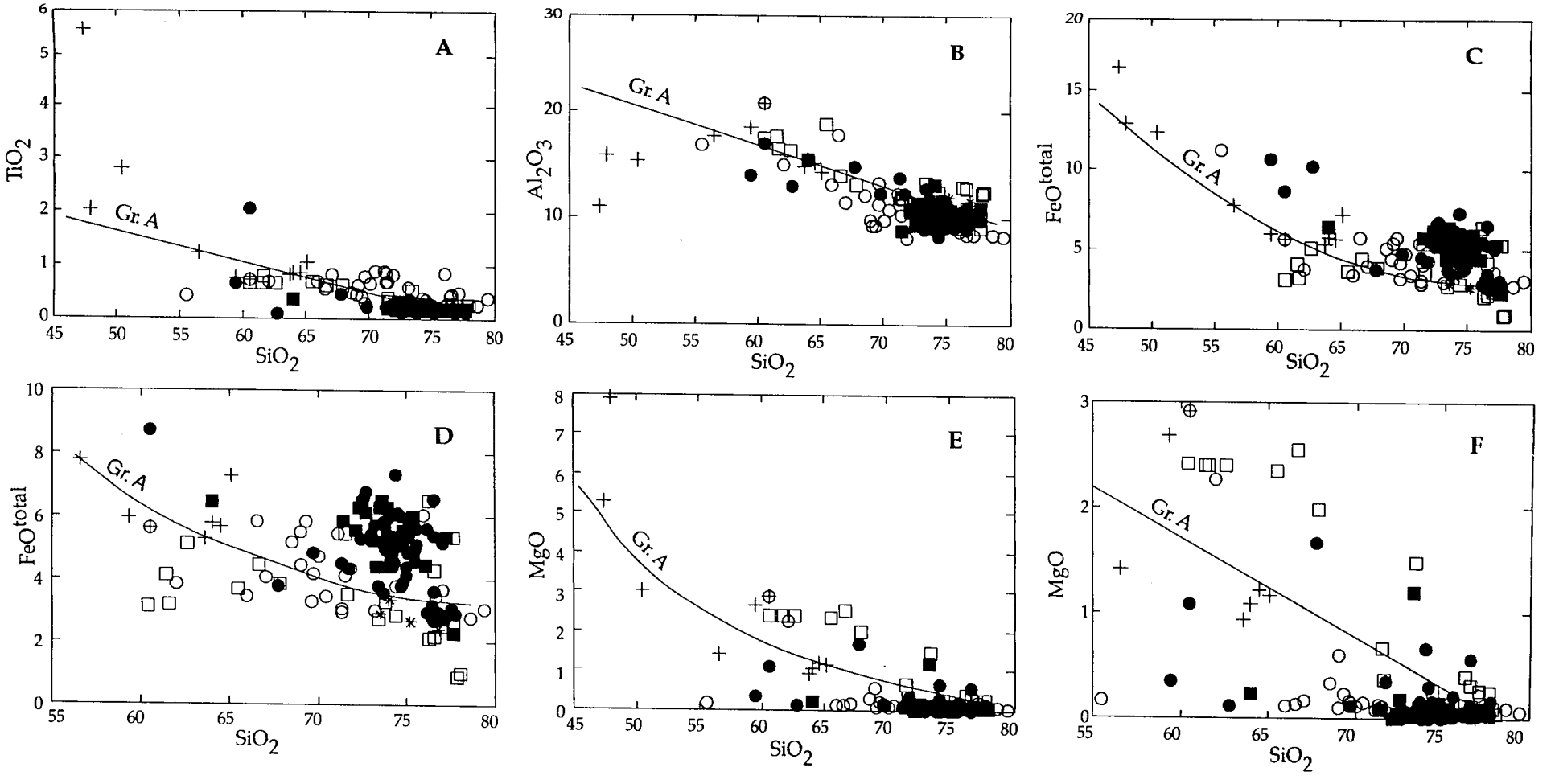


Fig. IV.2. Diagramas de variación de elementos mayores. Símbolos: **círculos negros**: facies Galiñeiro; **asteriscos**: facies Zorro; **cuadrados negros**: facies Magnetita; **círculos blancos**: neises RAD-1; **cuadrados blancos**: neises RAD-2; **cruces**: Rocas Anfibólico-biotíticas.

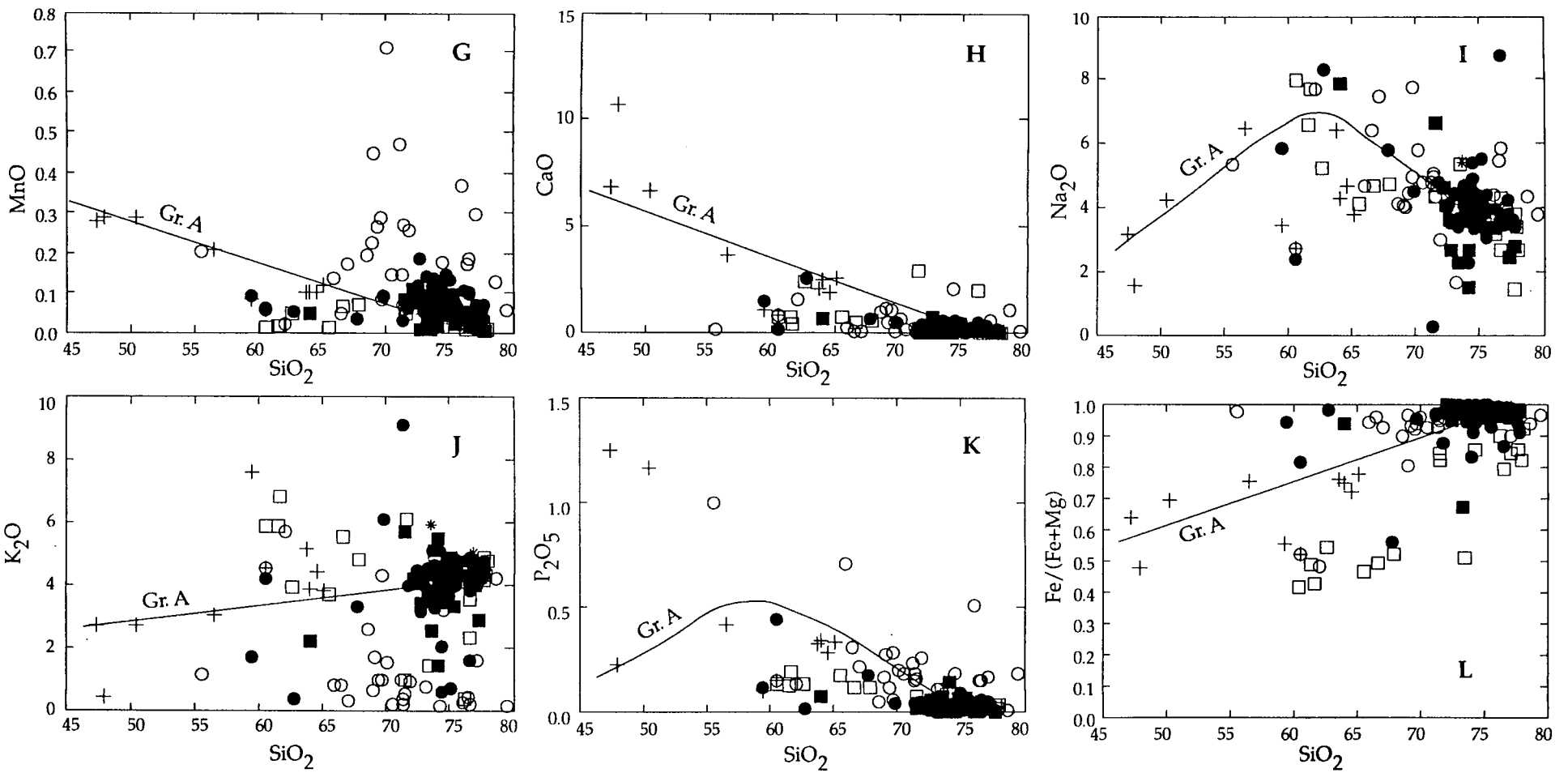


Fig. IV.2 (cont.). Diagramas de variación de elementos mayores. Símbolos: **círculos negros**: facies Galiñeiro; **asteriscos**: facies Zorro; **cuadrados negros**: facies Magnetita; **círculos blancos**: neises RAD-1; **cuadrados blancos**: neises RAD-2; **cruces**: Rocas Anfibólico-biotíticas.

IV.2.1.3. Análisis de Componentes Principales

Se ha realizado un Análisis de Componentes Principales sobre los elementos mayores, a efectos de identificar cuantitativamente probables líneas de variación. Para eliminar los efectos indeseables de los valores absolutos de las variables, el cálculo se ha efectuado sobre la matriz de correlación. La matriz y las cargas de las variables sobre los dos primeros componentes se exponen en la Tabla IV.2.

MATRIZ DE CORRELACION										
	Si									
		Ti								
Si	1		Al							
Ti	-0,69	1		Fe						
Al	-0,77	0,32	1		Mg					
Fe	-0,65	0,59	0,24	1		Mn				
Mg	-0,72	0,7	0,53	0,56	1		Ca			
Mn	-0,25	0,39	-0,12	0,33	0,12	1		Na		
Ca	-0,65	0,7	0,3	0,62	0,8	0,29	1		K	
Na	-0,21	0,02	0,15	-0,04	0,05	0,11	0,03	1		P
K	0,07	-0,2	0,12	-0,02	0,02	-0,48	-0,19	-0,11	1	
P	-0,67	0,8	0,35	0,56	0,45	0,44	0,53	0,1	-0,31	1

FACTOR	*1*	*2*
Si	-0,901	0,26
Ti	0,879	0,095
Al	0,558	-0,609
Fe	0,744	0,125
Mg	0,8	-0,35
Mn	0,424	0,716
Ca	0,829	-0,008
Na	0,131	0,077
K	-0,256	-0,746
P	0,807	0,222
% Varianza	46,2	17,11

Tabla IV.2. Análisis de Componentes principales sobre los elementos mayores.

La varianza asociada a los dos primeros vectores (46,20% y 17,11% respectivamente), es muy alta, máxime teniendo en cuenta que el cálculo se ha realizado sobre la matriz de correlación y no sobre la de dispersión.

La proyección de las muestras sobre el plano de máxima varianza, definido por los dos primeros Componentes Principales, se muestra en la Fig. IV.3. En dicha figura se observan dos tendencias. La primera está definida por

las Rocas Anfibólico-biotíticas y facies peralcalinas, y es prácticamente paralela al primer Componente Principal. La segunda tendencia está definida por las rocas metasomáticas y es perpendicular a la anterior, por tanto, es prácticamente paralela al segundo Componente Principal. Las rocas peralcalinas se proyectan ocupando una posición intermedia entre los neises metasomáticos RAD-1 y los RAD-2.

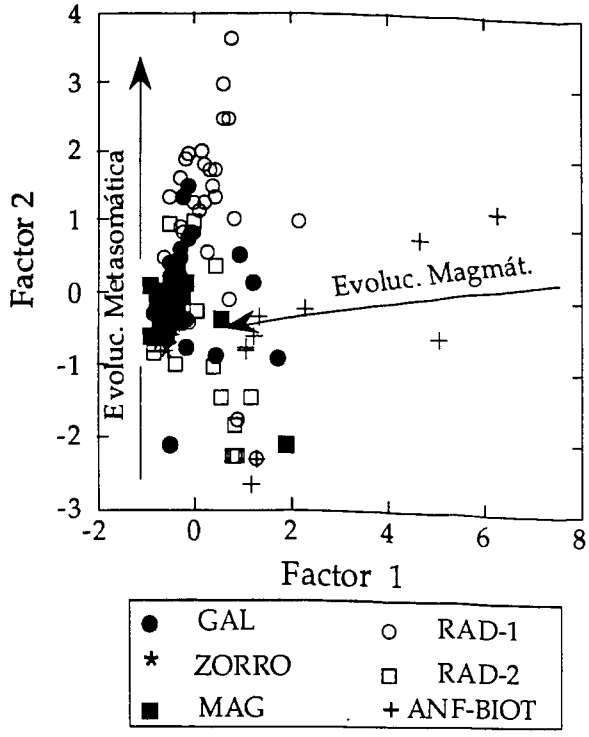


Fig. IV.3. Representación en el plano de máxima varianza del análisis de los dos primeros componentes principales realizado sobre los elementos mayores.

La representación de las cargas de las variables en los diagramas de la Fig. IV.4, da idea del comportamiento de cada uno de los elementos en las dos tendencias, magmática y metasomática, definidas en el diagrama de la figura anterior. En la Fig. IV.4A se ha representado el Factor 1 de Componentes Principales y refleja el comportamiento de los elementos en la evolución magmática normal. En la Fig. IV.4B se representa el Factor 2 y refleja el comportamiento de cada uno de los elementos durante el metasomatismo. A partir de la observación de este último diagrama se corrobora la existencia de una fuerte movilidad de ciertos elementos durante las etapas metasomáticas. Los cambios más significativos que se han producido son:

- Fuerte enriquecimiento en Mn. También ligero enriquecimiento en P.
- Drástico empobrecimiento en K. En menor medida se han empobrecido también el Mg y el Al.

Es importante mencionar el hecho de que el enriquecimiento en Ti en las rocas metasomáticas RAD-1, observado en el diagrama de variación de la Fig. IV.2A, no tiene, sin embargo, representación significativa en este segundo Componente Principal.

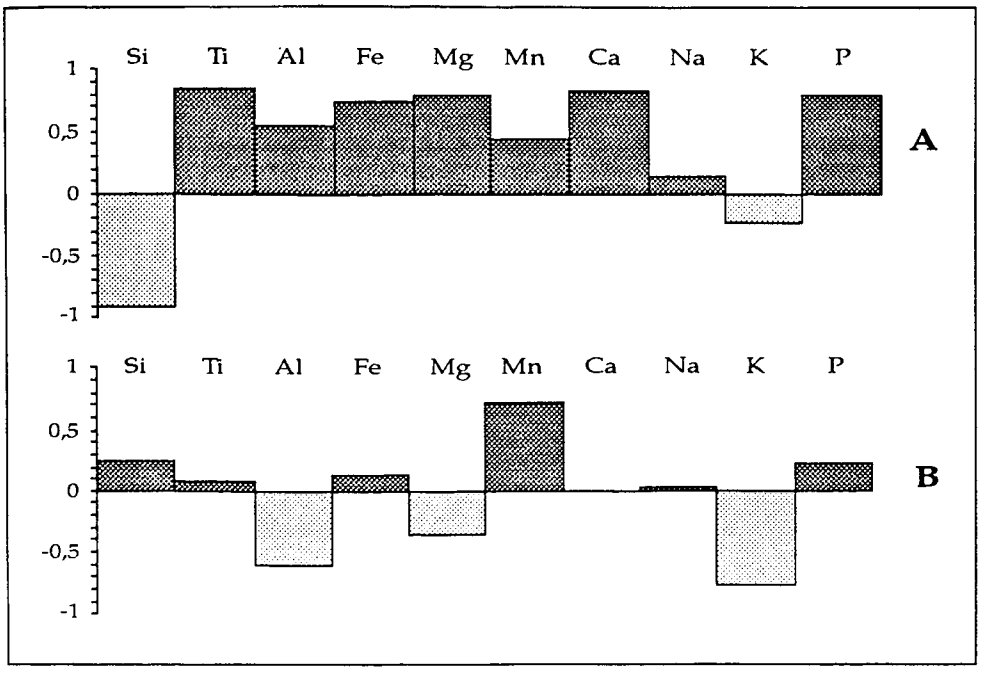


Fig. IV.4. Representación de las cargas de las variables sobre los dos primeros componentes principales calculados a partir de los elementos mayores. A) Factor 1, B) Factor 2.

La prueba de que el factor 2 refleja realmente el proceso metasomático la obtenemos representando este factor 2 de elementos mayores frente a algunos de los elementos traza que creemos que se han movilizado durante este proceso. La Fig. IV.5 muestra la buena correlación que existe entre este factor 2 y algunos de estos elementos: Zr, Nb, S y La, y ratifica que la tendencia vertical, perpendicular a la magmática en el diagrama de la Fig. IV.3, está realmente definida por los cambios que han sufrido algunos de los elementos mayores durante el proceso metasomático.

A partir de estos estudios y de los histogramas y diagramas de variación, realizados sobre los elementos mayores, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

(1) Existe una tendencia magmática, definida por las rocas Anfibólico-biotíticas y las facies peralcalinas del Complejo del Galiñeiro, que, por tanto, parecen representar una serie cogenética.

(2) Existe otra tendencia, definida por los neises metasomáticos, distinta a la anterior y que representa los cambios sufridos durante las etapas metasomáticas.

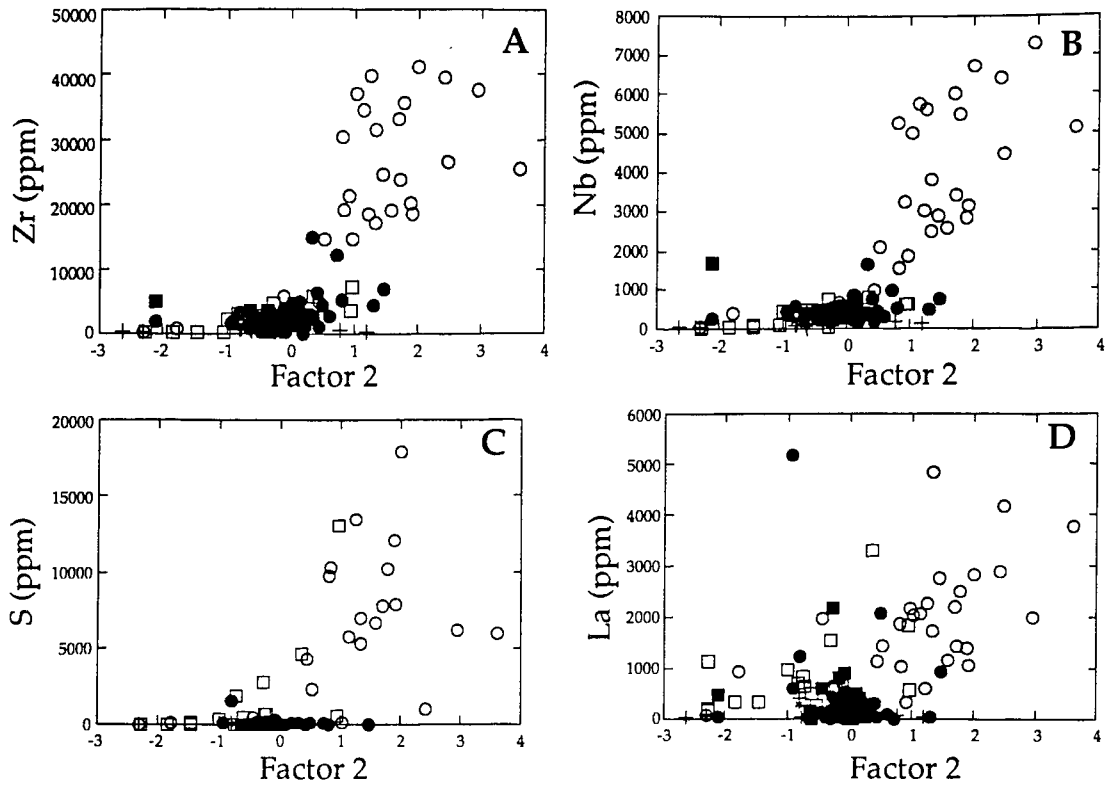


Fig. IV. 5. Correlación entre el factor 2 (factor metasomático) de Componentes Principales y algunos elementos considerados móviles durante el metasomatismo. **Puntos negros:** facies Galiñeiro. **Asteriscos:** facies Zorro. **Cuadrados negros:** facies Magnetita. **Puntos Blancos:** neises de tipo RAD-1. **Cuadrados blancos:** neises de tipo RAD-2. **Cruces:** Rocas Anfibólico -biotíticas.

(3) Para ciertos elementos el comportamiento de los dos tipos de rocas metasomáticas es opuesto y complementario, de tal forma que cuando uno de los dos tipos sufre un enriquecimiento, el otro sufre empobrecimiento.

(4) Los elementos cuyos cambios durante el metasomatismo han sido más significativos son los siguientes:

Ti: Enriquecimiento en los neises metasomáticos, especialmente los de tipo RAD-1.

Mg: Enriquecimiento en las rocas metasomáticas RAD-2 y empobrecimiento en las RAD-1.

Mn: Enriquecimiento en las rocas RAD-1 y empobrecimiento en las RAD-2.

K: Empobrecimiento drástico en las rocas RAD-1. Las RAD-2 pudieron haber sufrido un ligero enriquecimiento.

P: Enriquecimiento en ambos tipos de rocas, más intenso en las de tipo RAD-1.

P: Enriquecimiento en ambos tipos de rocas, más intenso en las de tipo RAD-1.

IV.2.2. ELEMENTOS TRAZA.

El estudio de los elementos traza incluirá, como en el caso de los elementos mayores, la estadística descriptiva y la distribución sobre diagramas de variación. A efectos de comparación, también se utilizarán las tendencias definidas por los datos de granitos A de EBY. Se realiza también un Análisis de Cluster y un Análisis de Componentes Principales sobre los elementos traza.

IV.2.2.1. Estadística descriptiva

Se ha realizado un estudio estadístico sobre los elementos traza de las rocas del Complejo del Galiñeiro, cuyos resultados se exponen en la Tabla IV.3. A efectos de comparación, también se ha incluido en dicha tabla los mismos parámentros estadísticos calculados sobre el conjunto de granitos A de la base de datos de EBY. Destacan las siguientes observaciones:

Li

Los contenidos de Li en las rocas del Complejo del Galiñeiro son, en general, bajos y con una fuerte dispersión. Las rocas con valores más elevados son los neises metasomáticos de tipo RAD-2, que presentan un contenido medio en torno a 110 ppm, aunque este valor está fuertemente influenciado por la existencia de dos muestras anómalamente enriquecidas. Las rocas Anfibólico-biotíticas y la facies Galiñeiro tienen contenidos medios de 64,2 ppm y 59,5 ppm respectivamente. Las rocas más empobrecidas son las de la facies Magnetita, con una media de 17,8 ppm, neises de tipo RAD-1, (valor medio =20 ppm) y especialmente las rocas de la facies Zorro, que presentan una media de 14 ppm.

Rb

Excepto para los neises de tipo RAD-1, que presenta un contenido medio muy bajo (en torno a 60 ppm), el resto de las rocas tienen contenidos bastante similares entre si, oscilando los valores medios entre 228,7 ppm en la facies Galiñeiro y 156 ppm en las rocas Anfibólico-biotíticas. Estos valores son muy similares a la media en los granitos A (Rb=207 ppm). La única excepción son

los neises RAD-1 cuyos contenidos tan bajos en Rb (Tabla IV.3) se deben a la escasez de feldespato potásico en dicha roca (ver Tabla II.2).

Be

Los valores medios obtenidos en las facies Galiñeiro y Magnetita (33,8 y 39,5 ppm, respectivamente) no pueden tomarse como representativos porque existe en cada una de estas facies una muestra con contenidos anómalamente altos. Aparte de esto, los contenidos de Be en el Complejo del Galiñeiro son, en general, altos, especialmente en los neises RAD-1, que están significativamente enriquecidos. No se dispone de datos de Be en los granitos A.

Sr

Los contenidos medios de Sr en todas las muestras del Complejo del Galiñeiro son muy bajos, como era de esperar en rocas peralcalinas en las que la plagioclasa es albítica. Las rocas con mayor concentración son las Anfibólico-biotíticas, que presentan unos contenidos superiores a las 200 ppm, mientras que los contenidos medios en las facies peralcalinas (13,9 ppm en la facies Galiñeiro, 12,4 ppm en la Magnetita y 5,7 en la facies Zorro) no superan, en ningún caso las 20 ppm, típicas de granitos extremadamente fraccionados (ej.: BEA, 1993). Los dos tipos de rocas metasomáticas presentan contenidos intermedios entre los de las rocas Anfibólico-biotíticas y las peralcalinas (59,6 ppm en el tipo RAD-1 y 53,1 en el RAD-2), aunque mucho más próximos a los de las facies peralcalinas. Los contenidos medios de Sr en los granitos A están en torno a 80 ppm, mucho más elevados que los de los granitos A del Complejo del Galiñeiro.

Ba

Los contenidos de Ba se distribuyen en tres grupos. Por un lado las rocas peralcalinas presentan contenidos extremadamente bajos (media de la facies Galiñeiro=29,8 ppm, facies Magnetita=10,4 ppm y Zorro=6,7 ppm), lo que, de nuevo, contrasta con el valor medio en granitos A, que está en torno a las 330 ppm. Por otro lado, las rocas metasomáticas presentan contenidos más elevados, aunque también muy bajos, que oscilan entre aproximadamente 100 y 170 ppm. Por último, las rocas Anfibólico-biotíticas, proporcionan un contenido medio que supera las 700 ppm.

V

Las facies peralcalinas presentan unos contenidos medios de V que oscilan entre 3,7 ppm en la facies Zorro, hasta 14,1 ppm en la Galiñeiro. Estos valores de V son comparables a los de los granitos A (media=8,7 ppm). De las rocas metasomáticas, el tipo RAD-1 tiene contenidos similares a éstos, mientras que el tipo RAD-2 presentan un contenido medio de 39 ppm. Las rocas Anfibólico-biotíticas son las más enriquecidas, presentando valores medios superiores a 110 ppm.

Co

Los contenidos en Co de todas las rocas del Complejo del Galiñeiro son, en general, bajos, aunque algo más elevados que los de los granitos A, cuya media es inferior a 2 ppm. Los valores medios oscilan desde menos de 2 ppm en la facies Zorro hasta más de 12 ppm en la facies Galiñeiro y Rocas Anfibólico-biotíticas. La razón de que la facies Galiñeiro presente este valor, relativamente alto, es el enriquecimiento en Co en las muestras del sondeo SG12B (ver diagrama de variación de la Fig. IV.6.J). Este sondeo presenta características propias que hacen pensar en la existencia de un metasomatismo específico o proceso hidrotermal de alcance muy local.

Ni

El orden de contenidos en este elemento es el siguiente: en primer lugar están las rocas Anfibólico-biotíticas, con valores medios superiores a 16 ppm. A continuación las rocas metasomáticas, especialmente las de tipo RAD-2, cuyo contenido medio es superior a 8 ppm y, por último, las facies peralcalinas, con valores que oscilan entre 2 y 5 ppm. Estos valores son comparables a los de granitos A, con una media en torno a 2 ppm.

Cu

En la distribución del Cu en las rocas del Complejo del Galiñeiro es de destacar, una vez más, el enriquecimiento de las rocas metasomáticas en relación a las peralcalinas. Así, las medias oscilan en las facies peralcalinas entre 0,8 ppm en la facies Zorro y 6,5 ppm en la Galiñeiro, mientras que en las rocas metasomáticas este valor sube hasta 27,4 en el tipo RAD-2 y más drásticamente en las RAD-1 (media ≈ 90 ppm). Las rocas Anfibólico-biotíticas son muy pobres en Cu, presentando una media de 2,5 ppm. Los granitos A

muestran una media superior a las facies peralcalinas (11,1 ppm), pero inferior a la de las rocas metasomáticas.

Zn

En todas las rocas del Complejo del Galiñeiro los contenidos de Zn son muy altos, sensiblemente superiores a los de los granitos A (media = 76 ppm). Las rocas Anfibólico-biotíticas son las que tienen valores más pequeños, con una media en torno a 100 ppm. Las facies peralcalinas están más enriquecidas y presentan valores medios que oscilan entre 108 ppm en la facies Zorro y casi 500 ppm en la Galiñeiro. Los contenidos de Zn en las rocas metasomáticas son, de nuevo, muy dispares; mientras que los neises RAD-1 están extremadamente enriquecidos, con un contenido medio en superior a las 1800 ppm, los RAD-2 tienen una concentración media inferior a las 200 ppm. Las rocas Anfibólico-biotíticas están, relativamente empobrecidas presentando 100 ppm de media.

Y

La distribución de Y en las rocas estudiadas es muy irregular. Las rocas Anfibólico-biotíticas y las peralcalinas de la facies Zorro presentan contenidos bajos, en torno a 40 ppm. Sin embargo, las otras dos facies peralcalinas, Galiñeiro y Magnetita, tienen contenidos muy superiores, entre 336,1 ppm y 321,1 ppm, respectivamente. La media de Y en los granitos A está en torno a 90 ppm, valor muy pequeño si lo comparamos, no ya con los neises RAD-1, sino también con las facies peralcalinas Galiñeiro y Magnetita. Destaca de nuevo el distinto comportamiento del Y en las rocas metasomáticas; así, mientras el tipo RAD-1 supera las 3000 ppm, el RAD-2 tiene sólo un contenido medio inferior a las 240 ppm.

Zr

Por sus anómalamente elevados contenidos, el Zr es uno de los elementos más peculiares del Complejo del Galiñeiro y su comportamiento geoquímico se discutirá en detalle más adelante. Las rocas Anfibólico-biotíticas tienen las concentraciones más bajas, en torno a 340 ppm. Dentro de las rocas peralcalinas, la facies Zorro tiene concentraciones similares a las de los granitos A (media ≈ 650 ppm), mientras que las facies Galiñeiro y Magnetita presentan contenidos medios superiores a las 2500 ppm. Los neises RAD-2 tienen contenidos comparables a los de las facies peralcalinas más

enriquecidas, mientras que las de tipo RAD-1 presentan un enriquecimiento espectacular, con un valor medio superior a las 20.000 ppm.

Nb

Este es otro de los elementos traza cuyos contenidos anómalos, junto con los de Zn, Y y Zr, caracterizan al Complejo del Galiñeiro. Las rocas Anfibólico-biotíticas presentan los contenidos más bajos, con una media en torno a las 70 ppm. Los contenidos medios de las facies peralcalinas oscilan entre 129 ppm en la facies Zorro y 452 ppm en la Magnetita. Los neises RAD-2 tienen una media en torno a 310 ppm, pero los RAD-1 están mucho más enriquecidos, de tal manera que sus contenidos medios superan las 3500 ppm. Estos valores contrastan fuertemente con los de los granitos A cuyos contenidos son mucho más bajos, sólo comparables a los de las rocas Anfibólico-biotíticas.

Mo

Las concentraciones de Mo en las rocas peralcalinas son muy similares entre sí y bastante bajas (entre 2,4 y 6,6 ppm). Las metasomáticas, por el contrario, se encuentran muy enriquecidas, mostrando una media de 54,1 ppm en los RAD-1 y más de 90 ppm en las RAD-2. Las rocas Anfibólico-biotíticas tienen unos contenidos similares a los de las facies peralcalinas. No se dispone de datos analíticos de Mo en los granitos A.

Ta

El contenido en Ta de las rocas del Complejo del Galiñeiro tiende a ser elevado, especialmente en las rocas metasomáticas. Las facies peralcalinas tienen contenidos que oscilan entre 13,3 ppm en la facies Zorro y 22,7 ppm en la Galiñeiro. Los dos tipos de rocas metasomáticas presentan contenidos bastante alejados uno de otro: el tipo RAD-1 tiene una media en torno a 20 ppm, similar al de las facies peralcalinas, mientras que la media en los neises RAD-1 está próxima a las 100 ppm. Las rocas Anfibólico-biotíticas muestran un contenido medio similar al de la facies Zorro. No se dispone de análisis de Ta en los granitos A.

Ga

Todas las rocas del Complejo del Galiñeiro tienen contenidos similares de Ga (29 ppm en la facies Galiñeiro, 30 ppm en la Magnetita, 16,1 ppm en la

Zorro, 29,6 en los neises tipo RAD-2 y 15,3 ppm en las rocas Anfibólico-biotíticas). Unicamente los neises RAD-1 (media ≈ 40 ppm) están ligeramente enriquecidos en relación al resto. El contenido en Ga de los granitos A (media=15,1 ppm) es muy próximo al que presenta la facies Zorro.

S

La distribución del S en las rocas del Complejo del Galiñeiro es muy irregular. Dentro de las rocas peralcalinas, la más empobrecida es la facies Zorro, con una media de 12 ppm. La facies Magnetita tiene una media algo más alta, en torno a 22 ppm y la facies Galiñeiro supera las 100 ppm. En las rocas metasomáticas se produce un enriquecimiento muy importante; así, los neises RAD-2 presentan una media en torno a 1500 ppm y en el tipo RAD-1 este valor es más de 4 veces superior. Este enriquecimiento en S en las rocas metasomáticas está relacionado con la presencia de sulfuros metálicos en la roca. No se dispone de análisis de S en los granitos A.

Sn

Los contenidos de todas las rocas del Complejo son bastante similares entre sí, salvo la facies Galiñeiro que está algo enriquecida. Los contenidos medios oscilan, pues, entre 3,1 ppm en la facies Magnetita y 19,1 en la Galiñeiro sin que se haya podido observar ningún enriquecimiento significativo en las rocas metasomáticas. No se dispone de análisis de Sn en las rocas Anfibólico-biotíticas ni en los granitos A.

Th

El Th es otro de los elementos traza en los que el Complejo del Galiñeiro está especialmente enriquecido, aunque no de manera uniforme. Las rocas Anfibólico-biotíticas presentan contenidos medios de 15 ppm, mientras que algunas muestras pertenecientes a las facies Galiñeiro y Magnetita están extraordinariamente enriquecidas, de tal manera que las medias para estas dos facies se situan en 686 ppm y 2100 ppm, respectivamente. No se dispone de análisis de Th en los neises metasomáticos RAD-2, pero en los RAD-1 existe un enriquecimiento generalizado con un contenido medio superior a las 1600 ppm. Es de destacar que, en contraposición, la media de granitos A está situada en torno a 20 ppm.

U

Se dispone de muy pocos análisis de U. Los datos existentes muestran que los contenidos de las facies Galiñeiro y Magnetita superan generalmente las 20 ppm, sensiblemente más elevados que en los granitos A (contenido medio = 4,1 ppm).

F

En general las rocas del Complejo del Galiñeiro presentan un enriquecimiento importante de F. De las rocas peralcalinas, la facies Zorro es la que tiene una concentración mayor (aunque es sólo una muestra), con una valor medio superior a las 3000 ppm, la facies Galiñeiro tiene concentraciones muy próximas a ésta, mientras que los contenidos de F de la facies Magnetita se reducen a la mitad. En los neises RAD-2 no se ha analizado este elemento y en los RAD-1 el contenido medio supera las 3500 ppm, hay que destacar en este tipo de rocas que algunas de las muestras tienen contenidos de F próximos al 2%. En las rocas Anfibólico-biotíticas existe sólo un análisis, cuyo contenido está en torno a las 1500 ppm. No se dispone de análisis de F en los granitos A.

Hf

No se dispone de análisis de la facies Zorro ni RAD-2. Las facies peralcalinas Galiñeiro y Zorro tienen contenidos medios en torno a 50 ppm y 54 ppm, respectivamente, mientras que en los neises RAD-1 el contenido medio es ya de 275 ppm (coherentemente con el mayor contenido de circón de estos neises). En los granitos A el contenido medio es mucho más bajo, inferior a 10 ppm.

GALIÑEIRO	Li	Rb	Be	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Ta	Ga	S	Sn	Th	U	F	Hf
Valor mínimo	1	25	1,4	0	0	0	0	0	0	0	35,8	1	21	169	0,1	1,9	1	0	1,09	16	7	480	31
Valor máximo	250,7	469	1585,4	141,8	904,2	171,81	1413	79,9	81,1	116,1	2019,3	10241	14876	1609	32,6	79,3	79,5	1529	46,5	7416	83	27923	56
Media	59,5	228,7	33,8	13,9	29,8	14,1	313,6	12,7	4,9	6,5	459,5	336,1	2584	405,5	4,3	22,7	29	105,8	19,1	686,1	25	2722,3	44,8
Desv. Standard	64,7	97,77	195,5	20,7	116,9	26,5	357,4	24,5	11,4	15,7	381,6	1287,3	2456,6	222,6	6,9	14,7	15	261,6	15	1588,9	20,4	4867,1	11,4
ZORRO	Li	Rb	Be	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Ta	Ga	S	Sn	Th	U	F	Hf
Valor mínimo	1,4	127	3,3	0,9	3,5	2,2	174	0,3	1,3	0	112,9	16	295	100	2,4	5,6	0	12	4,1	23	-	3151	-
Valor máximo	32,8	189	8,9	12	11,2	5,5	560,9	3,8	2,9	1,3	252,2	72	941	188	2,4	26,5	25,9	12,1	4,1	23	-	3151	-
Media	14	167	6	5,7	6,7	3,7	306	1,8	2,1	0,8	180,2	43,5	669,5	129	2,4	13,3	16,1	12	4,1	23	-	3151	-
Desv. Standard	13,8	27,6	2,3	5,1	3,4	1,4	182,3	1,4	0,7	0,5	59	28,1	284,3	41	-	9,1	11,8	0,1	-	-	-	-	-
MAGNETITA	Li	Rb	Be	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Ta	Ga	S	Sn	Th	U	F	Hf
Valor mínimo	0	82	3	1,4	0	0	18,9	0,2	0,1	0	23,3	44	869	274	1,2	5,9	10,6	3,2	1,8	27	10	403	41
Valor máximo	126,6	337	724,6	74,6	47,8	21,6	1269,9	5	10,9	21,7	852,4	2694	5008	1667	30,3	46,4	77,1	48,4	4,3	29767	145	5743	78
Media	20,1	203,6	39,5	12,4	10,4	8,9	440,8	2,5	4,5	3,1	328	321,1	2681,5	452,6	6,6	19,9	30,1	22,8	3,1	2100,2	24	1534	53,9
Desv. Standard	28,9	78,8	149,4	15,7	11,9	5,6	357,3	1,4	3,1	4,8	228,7	544,5	993,3	284,4	10,5	9	16,9	19,2	1,2	7089,7	38,2	1493	10,8
RAD-1	Li	Rb	Be	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Ta	Ga	S	Sn	Th	U	F	Hf
Valor mínimo	0	6	0	21,2	0	0	0	0,1	0,1	3,2	25,8	27	164	13	4,2	11	10	1,8	0	96	-	549	38
Valor máximo	172,8	304	73,9	189,6	933,6	126,3	192,7	25,1	27,2	259,4	9241,3	7107	41233	7319	447,8	296,4	85	17946	9,5	4847	-	18451	368
Media	17,8	59,7	24	59,6	99,7	11,7	60,8	4,2	6,2	92,5	1836,4	3040	22789	3517	54,1	92,5	38,3	6103,7	3,5	1663	-	3554,4	275,8
Desv. Standard	34,9	64,1	18,6	33,8	184,8	28,3	69,4	5,8	6	70,2	1855,9	2077,5	12447	2112,3	138,4	71,9	15,8	4911,9	2,4	1351,9	-	3804	98,8
RAD-2	Li	Rb	Be	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Ta	Ga	S	Sn	Th	U	F	Hf
Valor mínimo	0	35	2,4	0,6	0	0	11	0,1	0,1	0	16,6	30	131,8	0,1	1,7	2,4	13,4	1	1,1	-	-	-	-
Valor máximo	581,9	553,6	29	153,3	734,8	124	117,8	44,6	41,4	271	585,6	1454	7052	772	649,4	66,7	45,6	13062	11,3	-	-	-	-
Media	109,6	179,7	7,5	53,1	172,8	39	74,3	5,1	8,1	27,4	173,8	237,8	2102,9	312,1	91	22,2	29,6	1463	4,1	-	-	-	-
Desv. Standard	164,3	125,6	5,1	49,6	218,9	48,4	26,5	12,7	12,7	60,4	179,1	296,1	1922,3	243,6	164,8	18,9	9	3241,6	3,2	-	-	-	-
R. ANF-BIOT.	Li	Rb	Be	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Ta	Ga	S	Sn	Th	U	F	Hf
Valor mínimo	11,5	77	1,2	101,4	19,5	9,4	0	0,6	0,4	0	44	25	164	2	1,5	5,1	4,2	1,8	-	15	-	1543	-
Valor máximo	198,7	463	12,3	380,2	1050,6	355,2	472,3	24,1	57,6	9,3	231,8	59	469	166	12,5	22,7	33,8	113,1	-	15	-	1543	-
Media	64,2	156,5	4,4	214,6	708,8	113,9	120,4	12,8	16,4	2,5	100,4	41,2	336,8	71,7	5,2	13,6	15,3	57,3	-	15	-	1543	-
Desv. Standard	55,3	113,9	3,5	85,4	323	112,8	137,8	7,7	20,3	3,2	54,9	10,2	118,3	48,8	3,7	6,6	9,5	55,6	-	-	-	-	-

GRANITOS A	Li	Rb	Be	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Ta	Ga	S	Sn	Th	U	F	Hf
Valor mínimo	-	28	-	0,5	0	0	0	0	0	0	0	14	0	10	-	-	0	-	-	0	0	-	0
Valor máximo	-	725	-	880	1530	90	49,1	15	20	101	594	725	5080	283	-	-	53	-	-	94	20,5	-	110
Media	-	207	-	86,4	330,9	8,7	7,2	1,3	2,4	11,1	76,8	87,5	655,1	78	-	-	15,1	-	-	20	4	-	9,5
Desv. Standard	-	109,7	-	143,5	379,5	14,3	10,4	2,2	3,8	19,2	94,5	86,9	765	59,5	-	-	16,4	-	-	17,9	4,1	-	14,7

Tabla IV.3. Análisis estadístico de elementos traza del Complejo del Galiñeiro y otros granitos A del mundo.

IV.2.2.2. Diagramas de Variación

En los diagramas de variación de elementos traza que se presentan a continuación (Fig. IV.6) se ha superpuesto, cuando ha sido posible, una línea representando la tendencia definida por los granitos A. Cuando estos no presentan una tendencia claramente definida, o bien tienen distribuciones anómalas, se muestran también los diagramas de variación completos.

No se incluyen los diagramas de variación de Cr, Pb, Th, U, F y Hf. El primero se ha excluido porque existe la certeza de que se ha producido contaminación durante la etapa de molienda de las muestras. Los siguientes elementos se han excluido por que los datos analíticos no son suficientes para que los diagramas de variación proporcionen una información general válida.

SiO_2/ Li

En este diagrama (Fig. IV.6A) se observa una gran dispersión de los puntos, sin que pueda definirse una tendencia magmática. En general los valores de Li en estas rocas son moderados, si bien, los neises metasomáticos RAD-2 y algunas muestras de la facies Galiñeiro presentan cierto enriquecimiento, sin ninguna correlación con los contenidos de SiO_2. Los neises RAD-1, por el contrario, presentan contenidos muy bajos. Hay que hacer notar que también las rocas Anfibólico-biotíticas presentan contenidos en Li muy altos, especialmente para valores de $SiO_2 < 55\%$.

SiO_2/ Rb

En este caso tampoco se aprecia una tendencia magmática definida, sino que, por el contrario, existe una gran dispersión de puntos (Fig. IV.6B). Sin embargo, la tendencia que se observa en los granitos A, con valores de Rb constantes hasta $SiO_2 \approx 70\%$ para luego enriquecerse bruscamente, se ajusta bastante bien a la mayor parte de las muestras del Complejo del Galiñeiro, aunque existen muestras netamente enriquecidas pertenecientes a todas las facies del Complejo. Hay que hacer notar que el Rb presenta comportamientos diferentes en las rocas metasomáticas: está enriquecido en los neises RAD-2, mientras que en los RAD-1 está claramente empobrecido. Este segundo hecho era predecible, ya que los los tipo RAD-1 presentan muy poco feldespato potásico.

En los diagramas de las Figs. IV.6C y D, se ha representado Rb frente a la relación K/Rb para las rocas del Complejo del Galiñeiro, en el primero, y

para los granitos A en el segundo. La tendencia magmática es idéntica en ambos conjuntos, pero en el primer caso se observa que todas las muestras de los neises RAD-1 se situan a lo largo de una línea por debajo de esta tendencia (línea discontinua), lo que significa que sus relaciones K/Rb son más bajas y por tanto, el Rb está relativamente enriquecido frente al K, aunque los contenidos absolutos sean menores que los del resto de las rocas del Complejo. Puesto que los valores de K/Rb en feldespato potásico son sistemáticamente mayores que los de la biotita con los que se encuentra en equilibrio, este hecho sugiere que el Rb se ha perdido por la destrucción del feldespato potásico durante el metasomatismo.

SiO_2/ Be

En el primer diagrama de variación correspondiente a este elemento (Fig. IV.6E) se observa únicamente el anómalo contenido en Be de dos muestras: la primera es la ER-77, perteneciente a la facies Galiñeiro y la segunda es la ER-46, perteneciente a la facies Magnetita. La posibilidad de contaminación queda descartada, ya que se trata de muestras que además de Be presentan también anomalías en otros elementos.

En el diagrama de la Fig. VI.5F, se han excluido las muestras mencionadas, con objeto de reducir la escala y ver el comportamiento del resto de las muestras. Las rocas Anfibólico-biotíticas y peralcalinas presentan contenidos de Be menores de 20 ppm, por lo que éste parece haber sido el contenido inicial de la roca antes del metasomatismo. Se observa, además, un enriquecimiento significativo de las rocas RAD-1 respecto a las no metasomáticas, mientras que dicho enriquecimiento no se aprecia en los RAD-2. Como se mencionó en la descripción de minerales portadores de REE, creemos que este enriquecimiento es debido a la presencia de un mineral con Be, probablemente se trate de un mineral del grupo de la gadolinita.

SiO_2/ Sr

Existe una cierta correlación negativa, que indica la la existencia de una tendencia magmática desde las rocas Anfibólico-biotíticas hasta las facies peralcalinas (Fig. IV.6G). Esta tendencia es coherente con la observada en los granitos A. En general los contenidos en Sr de las rocas metasomáticas y peralcalinas son muy bajos.

SiO_2/ Ba

También en este caso se observa una tendencia común a muchas series de rocas ígneas, con un aumento del contenido en Ba hasta valores de SiO_2 de aproximadamente 60%, y un descenso posterior hacia términos más silícicos. En los granitos A no es posible determinar una tendencia definida, se observa únicamente una cierta correlación negativa, pero la dispersión es muy grande. Es destacable que las rocas metasomáticas RAD-2 presentan contenidos elevados, mientras que las RAD-1 están muy empobrecidas (Fig. IV.6H).

SiO_2/ V

Se observa una evolución contínua con pendiente negativa desde las rocas Anfibólico-biotíticas hasta las peralcalinas (Fig. IV.6I), que coincide con la tendencia general definida por los granitos A. De nuevo se observa como los neises RAD-2 presentan un contenido en V normal para sus valores de SiO_2, mientras que los RAD-1 están muy empobrecidos.

SiO_2/ Co

Se observan dos grupos de muestras claramente diferentes: por una parte están las rocas Anfibólico-biotíticas y las peralcalinas que definen una tendencia negativa en la que también están incluidas las rocas metasomáticas, (Fig. IV.6J). Esta tendencia coincide bastante bien con la definida por los granitos A, aunque éstos presentan una gran dispersión, así como contenidos sensiblemente más bajos. Por otra parte, destaca la existencia de una serie de muestras fuertemente enriquecidas, todas ellas pertenecen al sondeo SG12B que probablemente representen un metasomatismo muy local.

SiO_2/ Ni.

Existe una gran dispersión de los puntos, aunque se puede apreciar una tendencia magmática definida, como siempre, por las rocas Anfibólico-biotíticas y las peralcalinas. Las rocas metasomáticas de tipo RAD-2 representan un enriquecimiento respecto a las peralcalinas, mientras que las de tipo RAD-1 presentan contenidos similares a éstas (Fig. IV.6K). Tampoco en los granitos A se puede determinar ningún tipo de tendencia, sino que se observa una gran dispersión de los puntos.

SiO_2/ Cu.

No se observa ninguna tendencia que se pueda considerar de tipo magmático. Las rocas Anfibólico-biotíticas y las peralcalinas presentan contenidos muy bajos de Cu. Las rocas metasomáticas, por el contrario, presentan un fuerte enriquecimiento, especialmente las de tipo RAD-1 (Fig. IV.6L). En los granitos A tampoco se aprecia una tendencia definida, sinó que parece que el contenido de Cu está relacionado con la presencia de sulfuros, siendo independiente de la cantidad de SiO_2.

En el diagrama de la Fig. IV.6.M, se ha representado el Cu frente al S. La correlación positiva, aunque pobre, entre ambos hace pensar que los anómalos contenidos de Cu en las rocas metasomáticas pueden ser debidos a la presencia de sulfuros de Cu, tales como calcopirita, cuya presencia habían puesto de manifiesto los análisis de EDAX sobre minerales opacos.

SiO_2/ Zn.

En el diagrama de la Fig. IV.6N se observa que la distribución de Zn es muy similar a la que presenta el Cu, aunque, significativamente, entre ambos elementos la correlación es muy pobre. Los neises RAD-1 están fuertemente enriquecidos, debido a la presencia de esfalerita, también detectada en múltiples ocasiones por EDAX. La buena correlación entre Zn y S en el diagrama de la Fig. IV.6Ñ confirma este hecho. En los granitos A no es posible establecer una tendencia clara, aunque sí se observa una cierta correlación y muestras esporádicas más enriquecidas. Los contenidos en estos granitos A no superan las 600 ppm.

SiO_2/ Y

No se observa en este diagrama una tendencia magmática definida (Fig. IV.6O). Existe un fuerte enriquecimiento general en las rocas metasomáticas RAD-1. Es de mencionar el extremo enriquecimiento que presenta una muestra (ER-77) de la facies Galiñeiro, esta muestra tiene un contenido de Y superior al 1% y se trata de la misma que también presentaba un contenido anómalo en Be. En el diagrama de la Fig. IV.6Q se ha reducido la escala y se observa que un grupo de muestras pertenecientes al tipo RAD-2 presentan también enriquecimiento, asi como muchas de las facies peralcalinas. Las rocas Anfibólico-biotíticas tienen, por el contrario, contenidos bajos.

La Fig. IV.6P muestra el diagrama de variación para los granitos A, se observa, como en el caso del Complejo del Galiñeiro, una tendencia positiva, por encima de la cual aparecen una serie de muestras más enriquecidas. Los contenidos en Y de los granitos A no superan, salvo excepciones, las 200 ppm y, por tanto no son comparables a los que presentan las rocas aquí estudiadas.

En el diagrama de la Fig. IV.6R se representa Y frente a Zr y se observa que entre ambos elementos existe muy buena correlación positiva. Además de esto, es de destacar un hecho que ya se había observado en los diagramas de variación de algunos elementos mayores y que se refiere a la relaciones que guardan entre sí los diferentes tipos de rocas: se observa una nube de puntos correspondiente a las facies peralcalinas, a un extremo de la misma se situan los neises de tipo RAD-1, más enriquecidos, y al otro extremo los neises de tipo RAD-2, más empobrecidos. Esto mismo se ponía ya de manifiesto en el Análisis de Componentes Principales de elementos mayores (Fig. IV.3). Es de destacar también el hecho de que las rocas Anfibólico-biotíticas están incluidas en esta tendencia. Este hecho confirma, una vez más, la probable cosanguinidad de estas rocas y las peralcalinas en la serie magmática que dió lugar al Complejo del Galiñeiro.

SiO_2/ Zr

La distribución de los puntos es muy similar a la observada en el caso del Y, entre ambos elementos se ha visto que existe muy buena correlación (ver Fig. IV.6R). En general los contenidos de Zr son altos en todas las rocas (Fig. IV.6S), pero es en las metasomáticas de tipo RAD-1 donde se observa un enriquecimiento espectacular. En estas rocas los contenidos oscilan, salvo alguna excepción, entre 2 y 4%. El Zr ha sido, sin lugar a dudas, el elemento más móvil y el que más se ha acumulado durante el procesos metasomático.

En el diagrama de variación de granitos A (Fig. IV.6T) se observa una distribución muy parecida a la del Complejo del Galiñeiro, pero los contenidos de Zr son muy inferiores, no sobrepasando, en general, las 3000 ppm, un orden de magnitud menor, por tanto, que en el Complejo del Galiñeiro.

SiO_2/ Nb

La distribución de puntos es muy similar a la observada en el Y y el Zr. Existe también un enriquecimiento muy fuerte en las rocas metasomáticas

RAD-1 (Fig. IV.6U). En el diagrama de variación de los granitos A (Fig. IV.6V) la dispersión es muy grande, sin que pueda definirse ningún tipo de tendencia. Los contenidos en Nb de todos estos granitos son, salvo excepciones, menores de 200 ppm, muchísimo más bajos de los que presentan las rocas del Complejo del Galiñeiro.

La correlación entre Nb y Zr que se observa en el diagrama de la Fig. IV.6W es muy buena. Dentro de la tendencia definida se observa la misma distribución observada anteriormente para otros elementos: los neises metasomáticos RAD-1 en el extremo superior, los neises RAD-2 en el extremo inferior y las facies peralcalinas en la posición intermedia. De nuevo, las rocas Anfibólico-biotíticas están incluidas en la parte inferior de esta tendencia. Los puntos negros que se apartan de la tendencia corresponden, una vez más, al sondeo SG12B en facies Galiñeiro. Se ha comprobado que en el diagrama Zr/Nb de granitos A, los puntos de cada macizo dibujan una línea distinta; el hecho de que en el Complejo del Galiñeiro todos los puntos se situen a lo largo de una línea puede ser considerado señal de que todos los grupos de rocas considerados son cogenéticos.

SiO_2/ Mo

La conclusión más importante que se puede extraer de la observación de este diagrama (Fig. IV.6X) es el enriquecimiento en Mo en las rocas metasomáticas RAD-2. Se ha comprobado la correlación entre Mo y S y la conclusión es que el enriquecimiento puntual de Mo está relacionado con la presencia de sulfuros.

SiO_2/ Ta

Se observa en este diagrama de variación (Fig. IV.6Y) el mismo tipo de distribución existente en elementos como Y, Zr o Nb. Destaca de forma especial un fuerte enriquecimiento de Ta en los neises RAD-1.

En el diagrama de la Fig. IV.6Z se han representado Ta frente a Nb y se observa también una correlación muy buena y una disposición de los tipos de rocas que resulta ya familiar: en un extremo de la tendencia se situan los neises RAD-1 (enriquecidos), en el extremo opuesto los neises RAD-2 y las rocas Anfibólico-biotíticas y, en el centro de la tendencia se situan las facies peralcalinas. La buena correlación observada entre ambos elementos corrobora la existencia de minerales de tipo Nb-tantalatos de REE, como

samarskita o minerales del grupo del pirocloro, los cuales se apuntaban como "probables" en el capítulo de mineralogía.

SiO_2/ Ga.

En este caso se puede observar una tendencia magmática normal, desde las rocas Anfibólico-biotíticas hasta las peralcalinas, aunque existe una gran dispersión (Fig. IV.6AA). En el diagrama correspondiente de granitos A, la dispersión es también muy grande, y los contenidos de Ga son comparables a los del Complejo del Galiñeiro.

SiO_2/ S

Las observaciones que se pueden realizar a partir de este diagrama (Fig. IV.6AB) concuerdan con las extraídas a partir de diagramas anteriores. Existe un enriquecimiento de S en las rocas metasomáticas que queda reflejado por la presencia de sulfuros de Mo (molibdenita ?) en el caso de los neises RAD-2 y esfalerita, calcopirita y pirita en el caso de los RAD-1.

SiO_2/ Sn

No se dispone de análisis de Sn en las rocas Anfibólico-biotíticas, por lo que no es se puede definir una tendencia. El único hecho destacable es el enriquecimiento en las muestras del sondeo SG12B, de la facies Galiñeiro (Fig. IV.6AC).

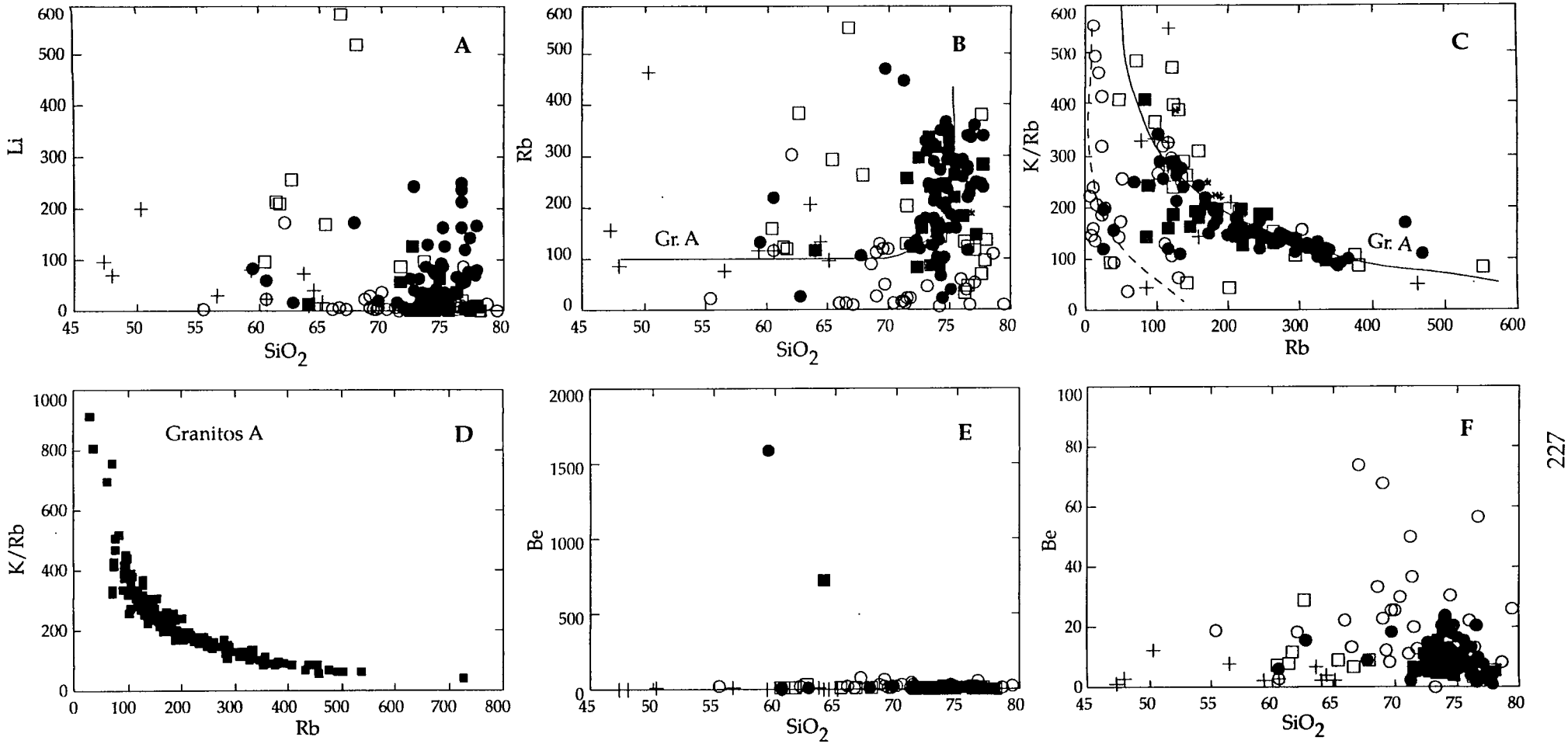


Fig. IV.6. Diagramas de variación de elementos traza. Símbolos: **círculos negros**: facies Galiñeiro; **asteriscos**: facies Zorro; **cuadrados negros**: facies Magnetita; **círculos blancos**: neises RAD-1; **cuadrados blancos**: neises RAD-2; **cruces**: Rocas Anfibólico-biotíticas.

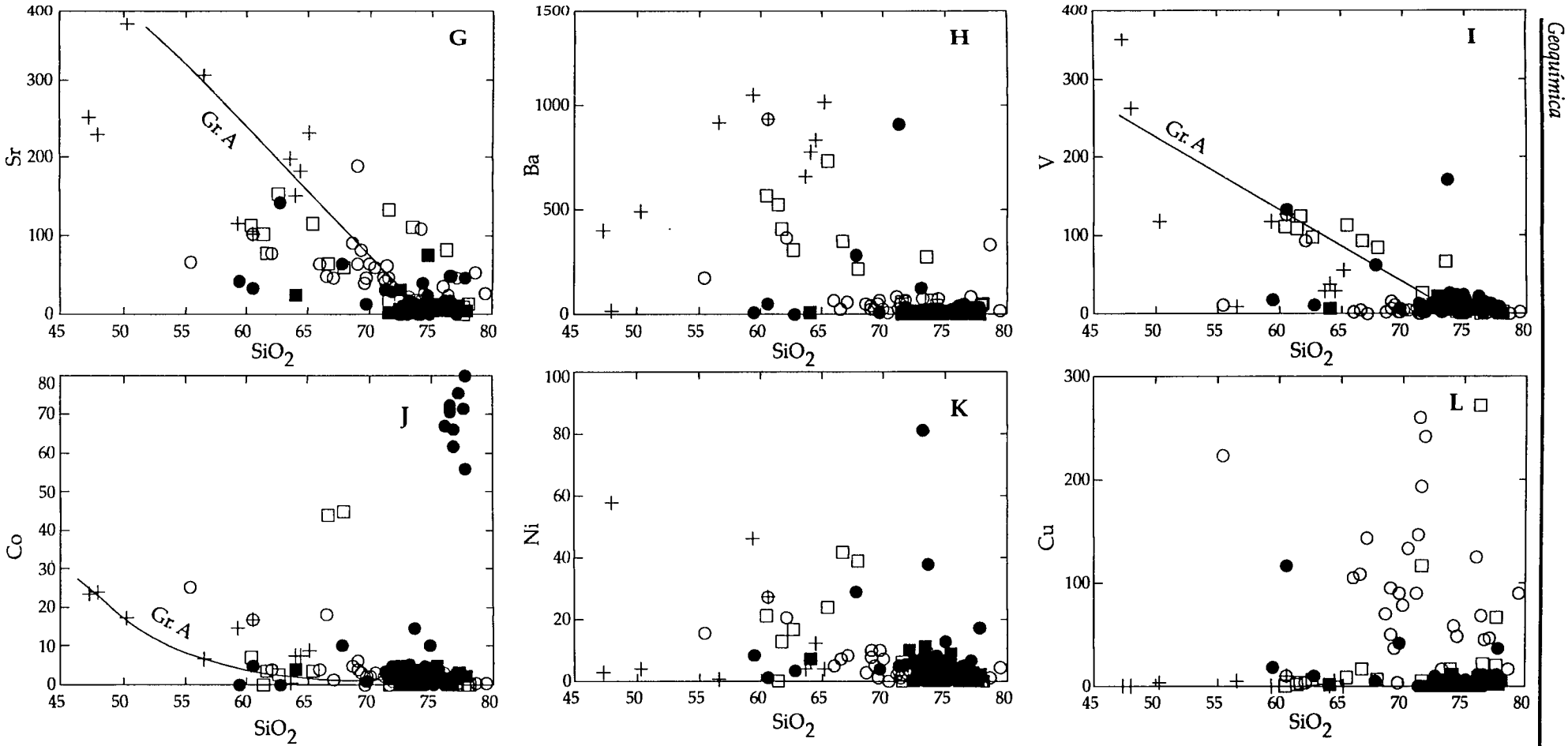


Fig. IV.6 (cont.). Diagramas de variación de elementos traza. Símbolos: **círculos negros**: facies Galiñeiro; **asteriscos**: facies Zorro; **cuadrados negros**: facies Magnetita; **círculos blancos**: neises RAD-1; **cuadrados blancos**: neises RAD-2; **cruces**: Rocas Anfibólico-biotíticas.

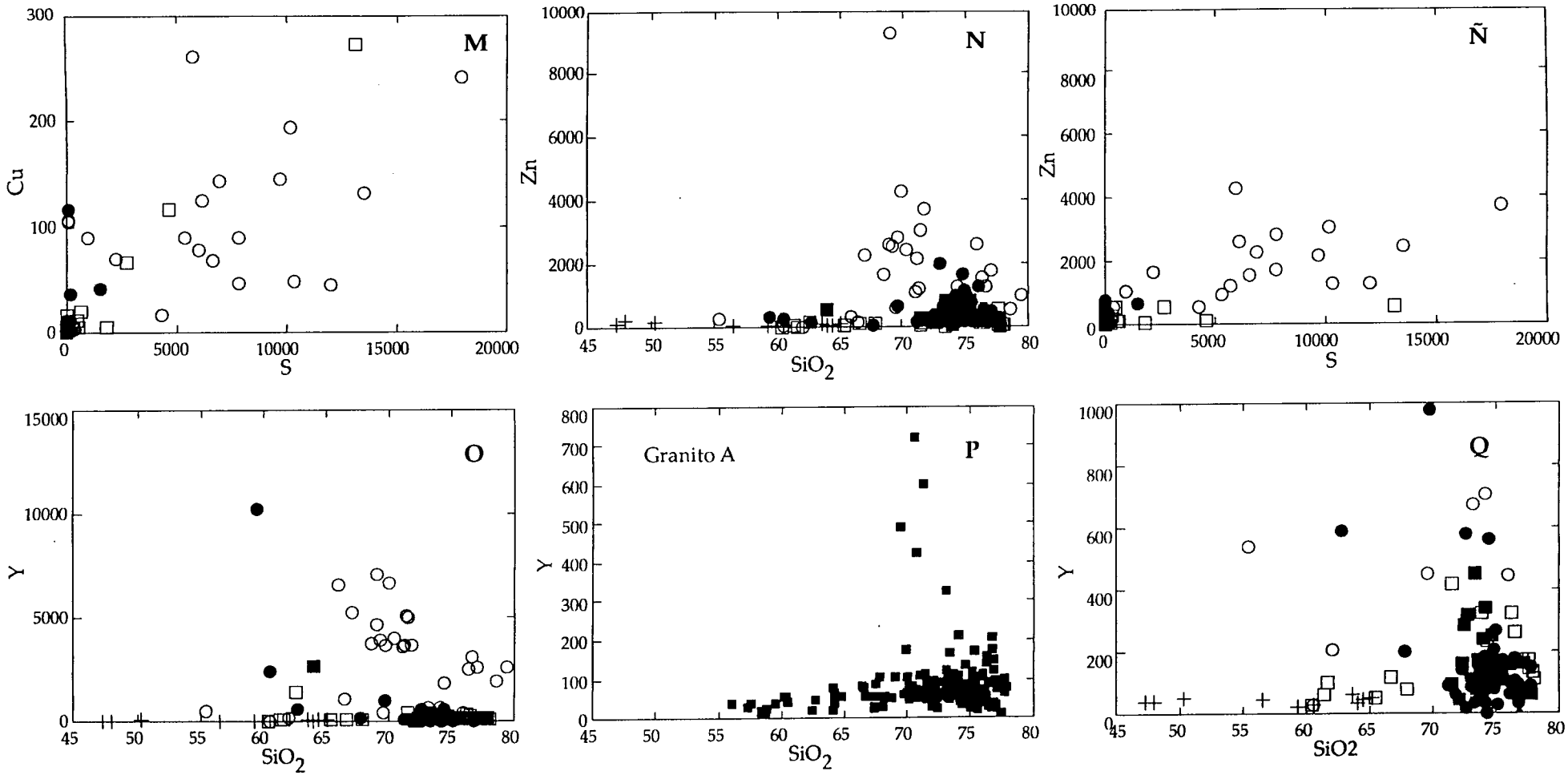


Fig. IV.6 (cont.). Diagramas de variación de elementos traza. Símbolos: **círculos negros**: facies Galiñeiro; **asteriscos**: facies Zorro; **cuadrados negros**: facies Magnetita; **círculos blancos**: neises RAD-1; **cuadrados blancos**: neises RAD-2; **cruces**: Rocas Anfibólico-biotíticas.

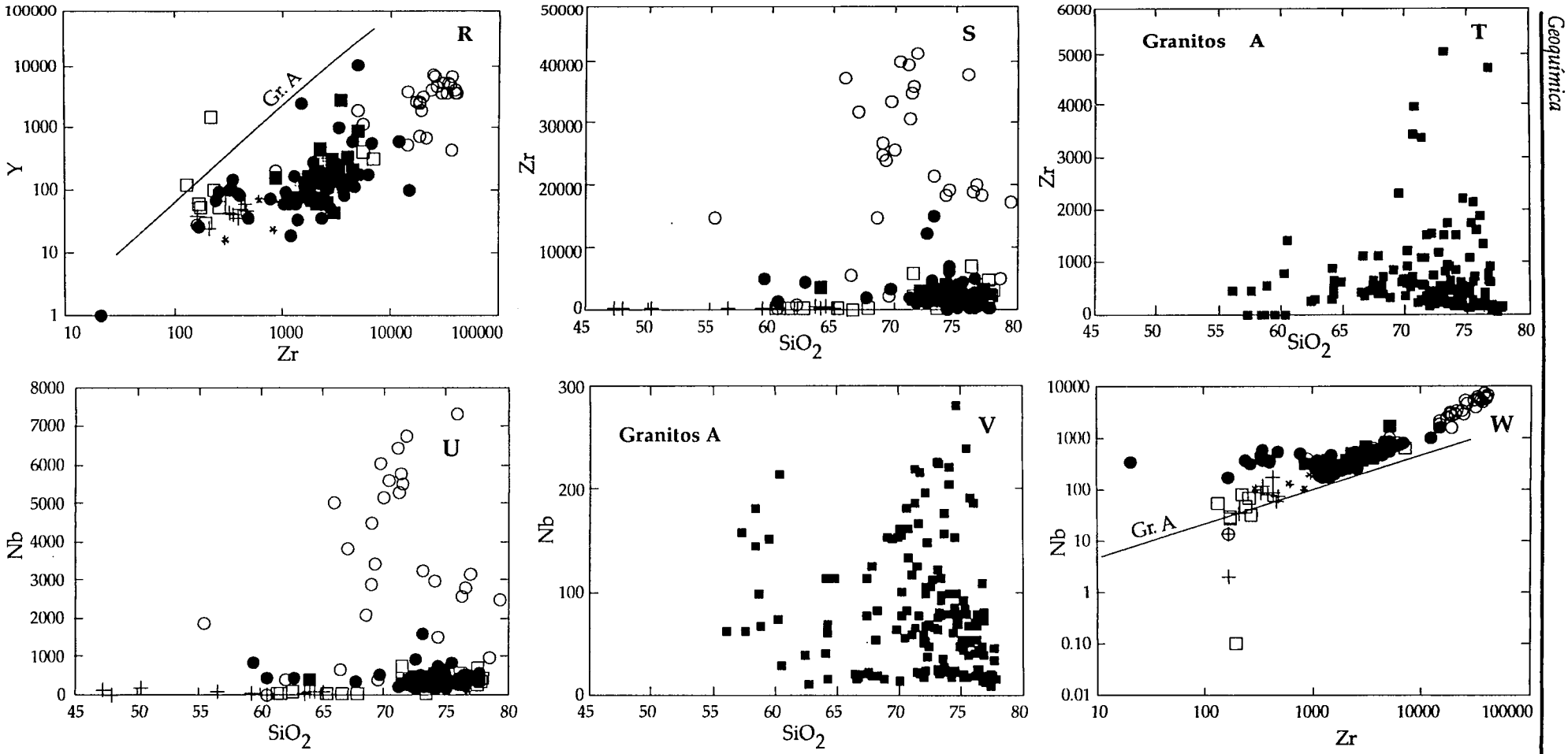


Fig. IV.6 (cont.). Diagramas de variación de elementos traza. Símbolos: **círculos negros**: facies Galiñeiro; **asteriscos**: facies Zorro; **cuadrados negros**: facies Magnetita; **círculos blancos**: neises RAD-1; **cuadrados blancos**: neises RAD-2; **cruces**: Rocas Anfibólico-biotíticas.

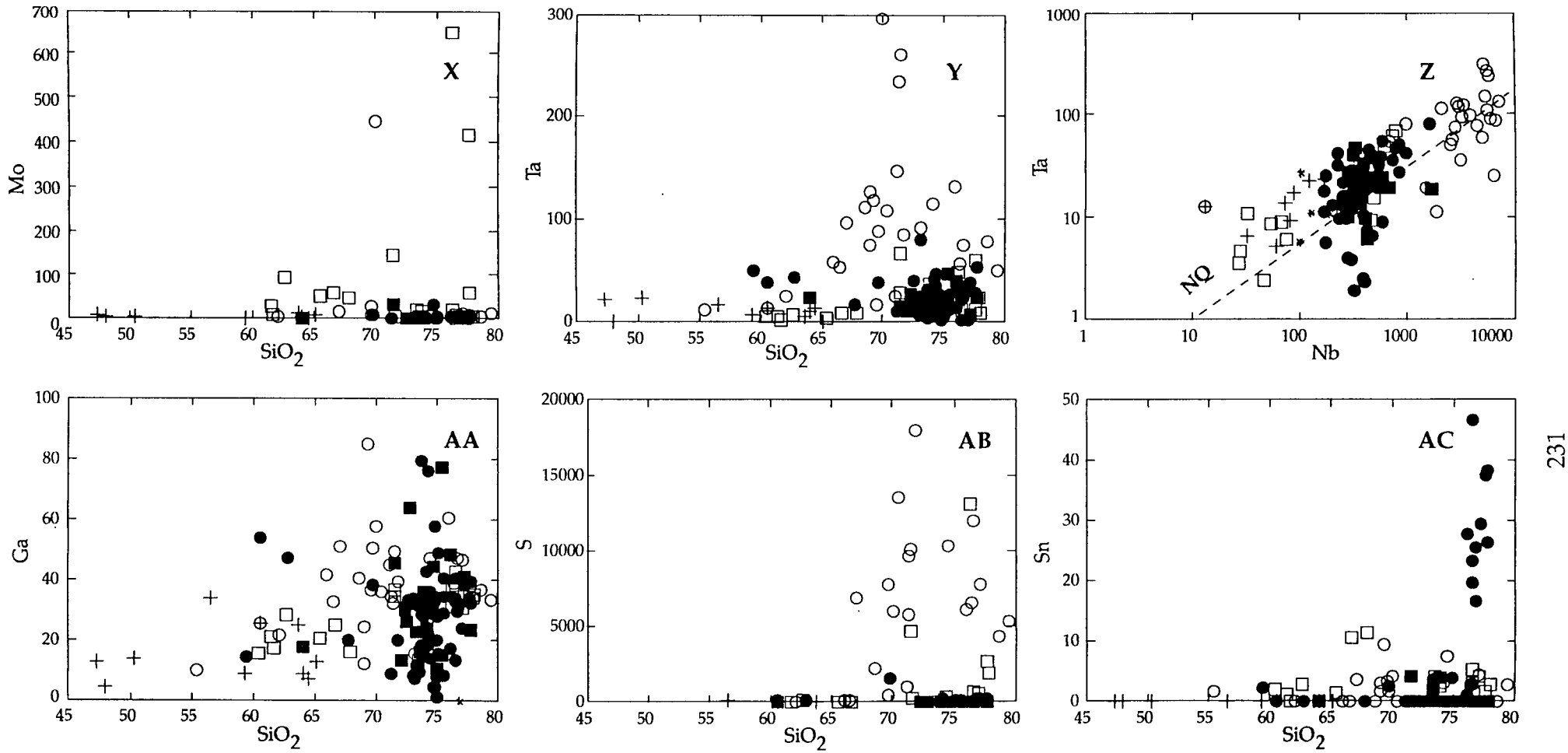


Fig. IV.6 (cont.). Diagramas de variación de elementos traza. Símbolos: **círculos negros**: facies Galiñeiro; **asteriscos**: facies Zorro; **cuadrados negros**: facies Magnetita; **círculos blancos**: neises RAD-1; **cuadrados blancos**: neises RAD-2; **cruces**: Rocas Anfibólico-biotíticas.

IV.2.2.3. Análisis de Cluster

Para seleccionar los elementos traza que tienen un componente significativo en los procesos que afectan al Complejo del Galiñeiro, se ha realizado un Análisis de Cluster sobre las variables. Como método de unión se utilizó el del "vecino más lejano" y como medida de la similaridad la distancia métrica 1-coeficiente de correlación de Pearson. La muestra ER-77 ha sido exluida porque, para algunos de los elementos sus valores son tan altos que distorsionarían el análisis. El árbol de clasificación jerárquica se encuentra expuesto en la Fig. IV.7.

Las conclusiones más importantes que se pueden establecer son las siguientes:

(1) Al descomponer el árbol, lo primero que se observa es la existencia de dos grupos de muy distinta entidad. El primero está formado por Pb y Sc y el segundo está constituidos por el resto de las variables. Existe una buena correlación entre Pb y Sc (ver matriz de correlación en Tabla IV.4), pero debido a que se dispone de muy pocos análisis de Pb, no se tendrán en cuenta relaciones en las que intervenga este elemento.

(2) El segundo grupo mencionado, puede, a su vez, descomponerse en otros dos: uno formado por la mayor parte de los elementos, desde Ba hasta Ga (Fig. IV.7) y otro, al final del árbol, formado por Sn, Co, Li y Rb. El Sn y el Co están estrechamente interrelacionados, creemos que esto es debido al enriquecimiento que existe en estos elementos en el sondeo SG12B de la facies Galiñeiro.

(3) El conjunto de elementos desde el Ba al Ga está formado por un primer grupo que incluye Ba, Sr, V, Ni, Cr y Be y que no están muy intimamente relacionados. Estos elementos no parecen tener gran relación con el resto y entre ellos parecen también ser bastante independientes. El segundo grupo que se puede definir claramente en este conjunto, está formado por elementos mucho más interelacionados e incluye las tierras raras, Zr, Nb, Cu, S, Zn, Gd, Y, Ta, Mo y Ga. Por la intensa interelación que presenta este grupo de elementos, junto con las observaciones realizadas anteriormente sobre los elementos traza, consideramos este grupo como el verdaderamente activo durante los episodios metasomáticos que han

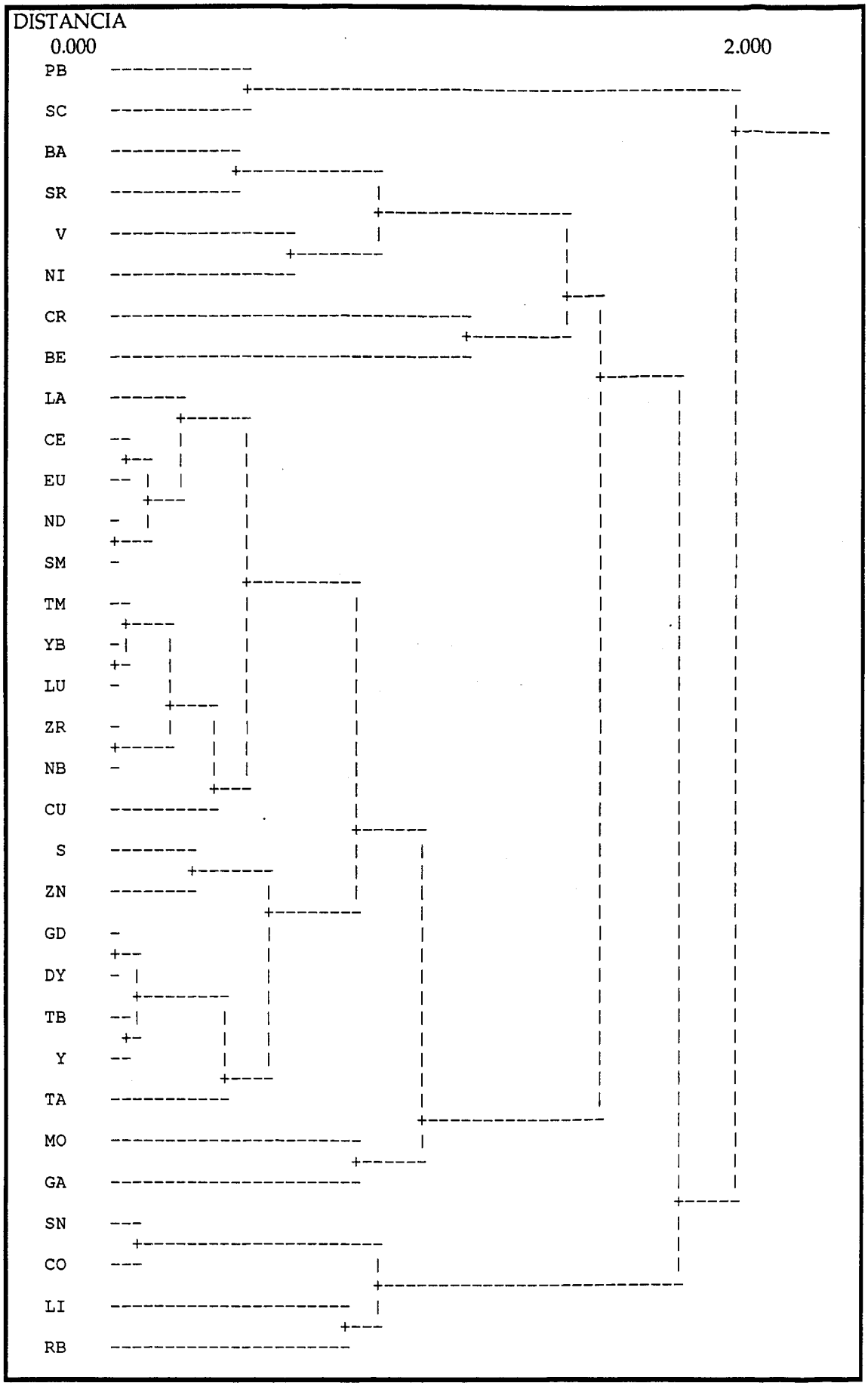


Fig. IV.7. Análisis Cluster sobre elementos traza y REE activos durante el metasomatismo.

afectado al Complejo del Galiñeiro. La matriz de correlación de elementos traza y tierras raras (Tabla IV.4) corrobora estas observaciones.

(4) Dentro de este grupo de elementos metasomáticos se separan, por una parte, y con muy poco grado de similitud entre ellos, el Mo y el Ga, y por otra, el resto de los elementos mencionados. Dentro de este último conjunto la interdependencia de todas las variables es muy grande, hecho que también se deduce de los altos coeficientes de correlación que se observan en la matriz. Descomponiendo un poco más este grupo se observa la existencia de otros dos conjuntos de elementos, uno que contiene parte de las REE y Zr, Nb y Cu, y otro que contiene el resto de las tierras raras (Gd, Dy y Tb), Y, Ta, S y Zn, estos dos últimos elementos están íntimamente relacionados por la existencia de esfalerita en las rocas.

IV.2.2.4. Análisis de Componentes Principales

Los estudios estadísticos y diagramas de variación han dado idea del comportamiento general de los elementos traza y, a partir de aquí se han extraido ciertos criterios para clasificarlos como activos o no en los procesos metasomáticos. El análisis de cluster da, a este respecto, perfecta idea de los elementos que mejor definen el metasomatismo y es sobre estos elementos sobre los que se realizó un Análisis de Componentes Principales, para obtener una visión más amplia del significado del metasomatismo y qué elementos se han visto más fuertemente implicados en el mismo.

Para eliminar los efectos asociados a la diferente magnitud de las variables, el análisis se ha realizado sobre una matriz de correlación (incluida en la matriz general de elementos traza y tierras raras de la Tabla IV.4). Los elementos seleccionados ha sido: Cu, Zn, Y, Zr, Nb, Ta, Ga y S, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Yb, Lu.

Las cargas de las variables consideradas sobre estos dos primeros Componentes Principales se muestran en la Tabla IV.5.

	Li	Rb	Be	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Ta	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Tm	Yb	Lu	Ga	S	Sn
Li	1,00																														
Rb	0,35	1,00																													
Be	-0,06	-0,10	1,00																												
Sr	0,20	-0,14	-0,02	1,00																											
Ba	0,20	0,01	-0,06	0,65	1,00																										
Sc	-0,01	-0,03	0,00	0,05	0,08	1,00																									
V	0,36	0,05	-0,06	0,56	0,47	0,07	1,00																								
Cr	-0,20	0,24	0,01	-0,27	-0,18	-0,15	-0,07	1,00																							
Co	0,45	0,27	-0,06	0,05	0,06	-0,07	0,14	-0,21	1,00																						
Ni	0,33	0,11	0,00	0,26	0,33	0,02	0,50	0,16	0,13	1,00																					
Cu	-0,16	-0,45	0,04	0,12	-0,10	-0,02	-0,12	-0,29	-0,04	-0,06	1,00																				
Zn	-0,18	-0,22	0,11	0,01	-0,17	0,07	-0,16	-0,07	-0,12	-0,07	0,43	1,00																			
Y	-0,17	-0,44	0,23	0,15	-0,12	0,02	-0,14	-0,26	-0,14	-0,05	0,64	0,67	1,00																		
Zr	-0,25	-0,51	0,09	0,05	-0,17	0,00	-0,21	-0,22	-0,18	-0,03	0,74	0,66	0,83	1,00																	
Nb	-0,22	-0,47	0,07	0,05	-0,16	0,00	-0,20	-0,24	-0,12	-0,06	0,72	0,68	0,80	0,98	1,00																
Mo	-0,03	-0,19	-0,04	0,05	-0,12	0,06	-0,09	-0,15	-0,16	-0,08	0,70	0,31	0,25	0,22	0,23	1,00															
Ta	-0,16	-0,38	0,06	0,12	-0,16	-0,03	-0,17	-0,21	-0,05	-0,04	0,64	0,56	0,75	0,73	0,76	0,51	1,00														
La	-0,09	-0,37	0,46	0,10	-0,14	0,10	-0,08	-0,33	-0,08	-0,10	0,63	0,56	0,71	0,63	0,64	0,29	0,57	1,00													
Ce	-0,13	-0,42	0,57	0,11	-0,14	0,06	-0,11	-0,35	-0,04	-0,09	0,70	0,72	0,84	0,79	0,80	0,35	0,66	0,94	1,00												
Nd	-0,16	-0,44	0,50	0,11	-0,13	0,03	-0,09	-0,35	-0,01	-0,09	0,77	0,60	0,86	0,83	0,83	0,36	0,71	0,85	0,94	1,00											
Sm	-0,16	-0,43	0,53	0,10	-0,13	0,01	-0,08	-0,33	-0,01	-0,09	0,76	0,58	0,85	0,81	0,81	0,27	0,68	0,80	0,90	0,98	1,00										
Eu	-0,15	-0,42	0,55	0,15	-0,10	0,04	-0,09	-0,34	0,05	-0,04	0,72	0,69	0,88	0,79	0,79	0,32	0,69	0,84	0,95	0,95	0,92	1,00									
Gd	-0,17	-0,44	0,56	0,12	-0,12	0,01	-0,12	-0,32	0,00	-0,06	0,72	0,61	0,93	0,85	0,83	0,27	0,68	0,74	0,88	0,94	0,94	0,92	1,00								
Tb	-0,22	-0,52	0,58	0,52	0,03	0,04	-0,15	-0,32	0,02	-0,07	0,79	0,57	0,95	0,91	0,89	0,26	0,69	0,57	0,73	0,80	0,78	0,75	0,93	1,00							
Dy	-0,17	-0,45	0,59	0,13	-0,12	0,02	-0,14	-0,32	0,01	-0,05	0,68	0,64	0,94	0,85	0,83	0,26	0,69	0,70	0,86	0,91	0,89	0,91	0,98	0,97	1,00						
Tm	-0,14	-0,40	0,60	0,11	-0,10	0,05	-0,12	-0,29	0,09	0,00	0,70	0,68	0,84	0,85	0,83	0,22	0,65	0,68	0,86	0,87	0,84	0,91	0,94	0,32	0,97	1,00					
Yb	-0,19	-0,49	0,59	0,10	-0,12	0,02	-0,16	-0,34	0,07	-0,05	0,76	0,57	0,86	0,89	0,87	0,17	0,66	0,.672	0,82	0,89	0,89	0,87	0,94	0,96	0,95	0,99	1,00				
Lu	-0,19	-0,50	0,58	0,08	-0,12	0,02	-0,16	-0,34	0,09	-0,05	0,78	0,54	0,80	0,87	0,85	0,14	0,61	0,67	0,81	0,88	0,87	0,86	0,90	0,94	0,91	0,95	0,99	1,00			
Ga	-0,12	-0,19	-0,03	-0,16	-0,28	0,02	-0,26	-0,20	-0,03	-0,34	0,24	0,17	0,31	0,30	0,31	0,31	0,35	0,35	0,33	0,35	0,32	0,29	0,29	0,22	0,28	0,26	0,30	0,29	1,00		
S	-0,25	-0,49	0,50	0,09	-0,14	-0,01	-0,22	-0,19	-0,20	-0,07	0,78	0,78	0,62	0,75	0,71	0,42	0,57	0,45	0,61	0,58	0,58	0,59	0,57	0,62	0,56	0.,	0,60	0,64	0,42	1,00	
Sn	0,30	0,41	-0,35	-0,29	-0,18	-0,19	-0,13	-0,35	0,91	-0,13	-0,22	-0,20	-0,28	-0,33	-0,26	-0,24	-0,09	-0,01	-0,05	0,00	-0,05	-0,03	-0,01	-0,55	-0,04	0,00	-0,03	-0,04	0,09	-0,35	1,00

Tabla IV.4. Matriz de correlación de elementos traza y tierras raras.

La varianza asociada (V.A.) a los dos primeros Componentes Principales es de casi 83%, por lo tanto, son los únicos significativos y no se tomarán en cuenta los demás. De estos dos componentes, es el primero el verdaderamente significativo, ya que su varianza asociada es del 77,09% y será, por tanto, a partir del cual se pueda extraer la mayor cantidad de información. Las observaciones que se pueden extraer a partir de estos valores son las siguientes:

En el primer vector casi la totalidad de las variables están relacionadas entre sí, por lo que todas ellas deben haber sufrido el mismo tipo de transformación. Sin embargo, no todas ellas presentan el mismo grado de interrelación. Así, los elementos que indudablemente se han comportado de la misma manera son Y, Zr, Nb, y las tierras raras, desde el Ce hasta el Lu, mientras que Cu, Zn, Ta, Ga, S y La presentan menos interrelaclación.

	Factor 1	*Factor 2*
Cu	0,793	-0,254
Zn	0,839	-0,291
Y	0,923	0,003
Zr	0,928	-0,242
Nb	0,926	-0,211
Ta	0,790	-0,140
La	0,750	0,461
Ce	0,929	0,266
Nd	0,953	0,218
Sm	0,928	0,194
Eu	0,949	0,208
Gd	0,945	0,098
Dy	0,934	0,036
Yb	0,941	-0,051
Lu	0,942	-0,062
Ga	0,657	0,206
S	0,716	-0,500
%V.A.	77,090	5,840

Tabla IV.5. Análisis de Componentes principales sobre los elementos traza y tierras raras móviles durante el metasomatismo.

Del valor de las cargas de las variables del segundo vector, se observa que ningún elemento es realmente significativo, únicamente se puede destacar el S y en menor medida el Zn , que parecen estar en relación inversa a las tierras raras ligeras, especialmente el La.

En el diagrama de la Fig. IV.8 se han proyectado las muestras sobre el plano de máxima varianza, definido por los dos primeros componentes; la observación inmediata de este diagrama confirma la mayor importancia del primer componente frente al segundo y pone de manifiesto la existencia de un único proceso metasomático importante, en el que están implicados todos los elementos que habían sido seleccionados.

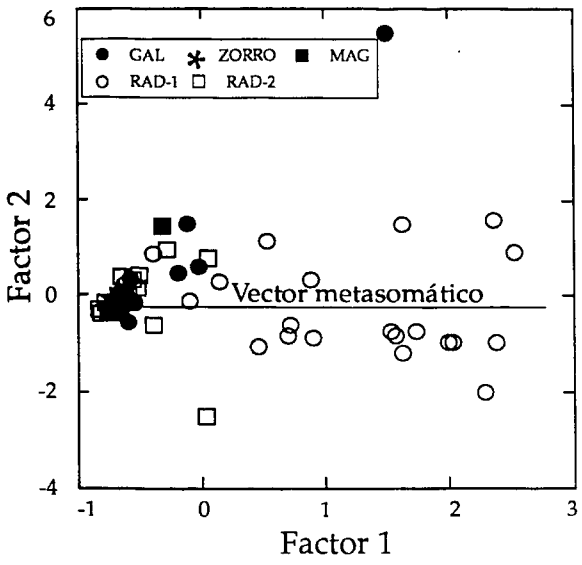


Fig. IV.8. Representación en el plano de máxima varianza del Análisis de los dos Componentes Principales realizados sobre los elementos traza y tierras raras.

Además de este proceso hay una movilización de S, especialmente en los neises metasomáticos de tipo RAD-1 y que ha debido dar lugar a los sulfuros metálicos, relativamente abundantes y de los cuales el más abundante parece ser la esfalerita. Creemos, por tanto, que la mayor parte del S es de origen metasomático, puesto que está ligado al resto de los elementos metasomáticos en el primer Componente Principal y además la esfalerita está presente en gran parte de los agregados de minerales portadores de tierras raras). Por otra parte, el ralativamente alto valor de la carga del S en el segundo Componente Principal, sugiere que parte del S tenga un origen distinto al metasomático, probablemente un proceso hidrotermal tardío y de corto alcance, que hemos sugerido también para otros elementos.

IV.2.2.5. Conclusiones sobre los Elementos Traza.

El principal problema para entender el comportamiento de los elementos traza en el Complejo del Galiñeiro es que ni su distribución ni sus elevados contenidos, anómalos en muchos casos, responden a un proceso magmático normal. La interpretación, por tanto, de su peculiar geoquímica no es sencilla. Por esta razón, para el estudio de los elementos traza se ha necesitado del uso sistemático de técnicas estadísticas y técnicas matemáticas, además del estudio detallado del diagrama de variación de cada uno de los elementos.

De todo ello se han extraido las siguientes conclusiones:

(1) Ha habido ***un único proceso metasomático importante,*** aunque haya habido también movilizaciones locales de poca entidad. En este metasomatismo se han visto implicados la mayoría de los elementos traza y las tierras raras.

(2) Respecto a la ***movilidad*** de los elementos traza y tierras raras en el metasomatismo, se pueden establecer tres grupos:

- Elementos inmóviles: Ba, V, Sr, y Ni.

- Elementos móviles: en este caso cabe destacar los elementos que se han empobrecido durante el metasomatismo (Rb en los neises RAD-1) y aquellos que se han concentrado, estos últimos son: Cu, Zn, Y, Nb, Zr, Ta, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Tm, Yb, Lu, Ga, S, Mo, Th, F y Hf.

- Elementos variables: Be, Li, Sn y Co muestran concentraciones locales, pero no generalizadas. De Pb y U no se dispone de suficintes datos. Cr y Sc no se han considerado porque creemos posible una contaminación durante la preparación y análisis de las muestras.

(3) Respecto al *grado de enriquecimiento* se pueden hacer las siguientes observaciones:

- En las rocas peralcalinas, la facies Galiñeiro suele ser la más enriquecida y la facies Zorro la más empobrecida.

- En las rocas metasomáticas, el tipo RAD-1 es el más anómalamente enriquecido en la mayoría de los elementos traza y REE. El tipo RAD-2, por el contrario puede presentar en algunos casos, empobrecimientos que pueden ser complementarios con los enriquecimientos del tipo RAD-1.

- Las facies Galiñeiro y Magnetita de las rocas peralcalinas y las rocas metasomáticas del Complejo del Galiñeiro presentan, en general, contenidos en elementos traza y tierras raras superiores y muy superiores, respectivamente, a los de los granitos A. La facies Zorro, sin embargo, presenta contenidos de elementos traza extraordinariamente parecidos a los de los granitos A normales.

IV.2.3. TIERRAS RARAS

En el estudio previo de Análisis de Componentes Principales y Análisis de Cluster de los elementos traza hemos incluido las tierras raras, habiendo detectado que se comportan con gran movilidad en los procesos metasomáticos que afectan al Complejo del Galiñeiro. Por otra parte, en el capítulo de mineralogía hemos estudiado detalladamente las fases minerales portadoras de tierras raras. En este apartado se estudiarán las características que presentan sus modelos de distribución en los diferentes litotipos que se han distinguido en el Complejo del Galiñeiro.

En la Tabla IV.6 se expresan los valores mínimo, máximo, media y desviación standard de Eu/Eu* y de las relaciones La_N/Lu_N, La_N/Sm_N y Gd_N/Lu_N de cada grupo de rocas. Los valores condríticos utilizados para la normalización de las tierras raras han sido los propuestos por ANDERS & EBIHARA (1982); el Eu interpolado se ha calculado como $Eu^* = \sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$ y el índice de anomalía como $Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$.

Facies Galiñeiro

El conjunto de las muestras de la facies Galiñeiro tienen contenidos muy elevados de tierras raras, con $\Sigma REE = 1224$ ppm y los valores medios de los parámetros que hemos considerado más representativos son los siguientes: $Eu/Eu^* = 0{,}13$; $La_N/Sm_N = 5{,}28$ y $Gd_N/Lu_N = 1{,}9$. Se observa que, la fraccionación interna dentro de las tierras raras ligeras (LREE) es mayor que la fraccionación interna dentro de las tierras raras pesadas (HREE). El valor medio de la relación $La_N/Lu_N = 17{,}95$.

Las tierras raras de todas las muestras pertenecientes a la facies Galiñeiro se han proyectado juntas en un diagrama normalizado. Dada la profusión de datos disponibles, resulta imposible proyectar todas las muestras en diagramas independientes, por lo tanto, del conjunto de perfiles de REE se han eliminado los más extremos, y se han tomado los intermedios como representativos de esta facies. En la zona sombreada de la Fig. IV.9 está, pues, incluida la mayoría de las muestras, y se tomará como base de comparación con las otras facies y con muestras particulares de la propia facies Galiñeiro. Las características de los perfiles de REE que delimitan esta zona de proyección de las muestras intermedias de la facies Galiñeiro son las siguientes:

- Existe una fraccionación de LREE a tierras raras medias (MREE) continua y bastante pronunciada.
- La fraccionación de MREE a HREE es también continua, pero pequeña.
- La fraccionación en conjunto, de LREE a HREE es, pues, discontinua.
- Existe una anomalía negativa de Eu muy pronuncida.
- Los contenidos de tierras raras de las muestras incluidas en esta área son muy altos: $100 < La_N < 5000$ veces el condrito y $10 < Lu_N < 100$.

A efectos de observar las características individuales más comunes en la facies Galiñeiro, se han superpuesto a la mencionada área de muestras intermedias de la facies Galiñeiro, los perfiles de 5 muestras con contenidos intermedios (Fig. IV.9A). Cabe destacar que cada uno de los perfiles presenta alguna peculiaridad. Así, en dos de las cinco muestras representadas, existe una pequeña anomalía negativa de Nd, lo que podría ser significativo puesto que dicha anomalía indica fraccionación de monacita (YURIMOTO *et al.*, 1990). Las dos muestras más empobrecidas de este conjunto presentan una fraccionación de MREE a HREE más pronunciada y discontinua que el resto, los valores de la relación Gd_N/Lu_N para estas muestras (ER-108 y ER-99) son 4,23 y 2,49 respectivamente. En estas dos muestras se observa también la existencia de una pequeña anomalía positiva de Yb, cuyo significado no está claro.

En el diagrama de la Fig. IV.9B se han proyectado cinco muestras empobrecidas de la facies Galiñeiro superpuestas al área de rocas intermedias. Aparte del obvio empobrecimiento, la observación más importante en este conjunto de muestras empobrecidas es la atenuación de la fraccionación de MREE a HREE, especialmente en dos muestras (ER-123 y ER-120), cuyos valores de la relación Gd_N/Lu_N son respectivamente 0,38 y 0,67.

En la Fig. IV.9C se han representado cinco ejemplos de muestras enriquecidas sobre el área definida por el "área común". Además del enriquecimiento, a veces extremo, que presentan, todas las muestras (excepto la ER-77) tienen perfiles bastante similares, caracterizados por la fraccionación de MREE a HREE mayor que la que existe en la mencionada area y mucho mayor aun de la que presentan las muestras más empobrecidas. La muestra ER-77 presenta un perfil de tierras raras extremadamente anómalo e impropio

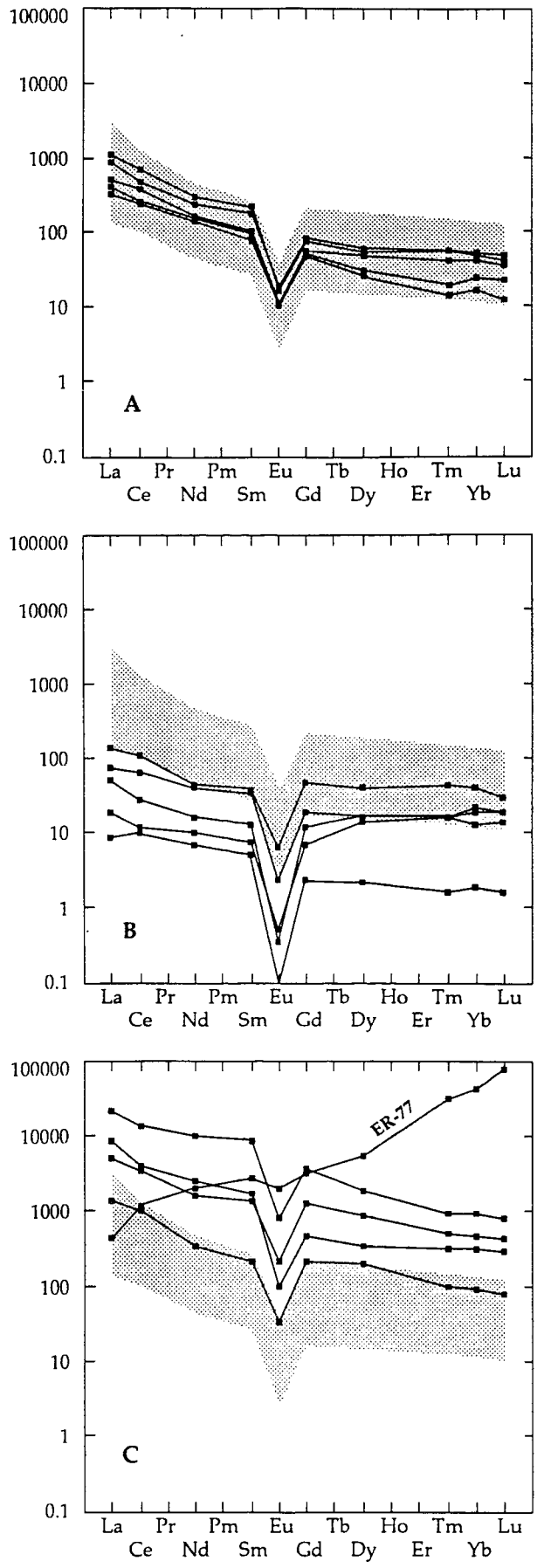


Fig. IV.9. Area definida por los espectros de tierras raras de muestras intermedias de la facies Galiñeiro. Superpuestos a este área se representan los espectros de: **A)** Muestras intermedias. **B)** Muestras empobrecidas. **C)** Muestras enriquecidas.

F. GALIÑEIRO	LaN/LuN	LaN/SmN	GdN/LuN	Eu/Eu*
Valor mínimo	0,48	1,22	0,38	0,01
Valor máximo	75,36	17,8	4,32	0,24
Media	17,95	5,28	1,97	0,13
Desv. Standard	16,28	3,47	0,93	0,04
F. MAGNETITA	**LaN/LuN**	**LaN/SmN**	**GdN/LuN**	**Eu/Eu***
Valor mínimo	0,26	0,48	0,33	0,01
Valor máximo	184,5	14,29	5,61	0,21
Media	23,14	5,03	1,6	0,11
Desv. Standard	44,71	3,59	1,17	0,06
F. ZORRO	**LaN/LuN**	**LaN/SmN**	**GdN/LuN**	**Eu/Eu***
Valor mínimo	13,73	2,42	1,93	0,09
Valor máximo	109,15	10,4	7,48	0,25
Media	39,64	6,04	3,66	0,17
Desv. Standard	46,48	3,81	2,59	0,06
RAD-1	**LaN/LuN**	**LaN/SmN**	**GdN/LuN**	**Eu/Eu***
Valor mínimo	3,6	1,21	0,99	0,06
Valor máximo	83,88	22,38	5,43	0,39
Media	17,53	4,42	2,68	0,16
Desv. Standard	23,91	5,24	1,14	0,06
RAD-2	**LaN/LuN**	**LaN/SmN**	**GdN/LuN**	**Eu/Eu***
Valor mínimo	7,59	3	1,17	0,05
Valor máximo	122,81	19,04	6,17	0,38
Media	54,63	12,05	2,45	0,21
Desv. Standard	35,05	4,42	1,17	0,07
R. ANF-BIOTIT.	**LaN/LuN**	**LaN/SmN**	**GdN/LuN**	**Eu/Eu***
Valor mínimo	4,07	1,65	1,62	0,1
Valor máximo	68,47	8	5,43	2,06
Media	23,2	4,21	2,87	0,55
Desv. Standard	25,44	2,43	1,22	0,59

GRANITOS "A"	LaN/LuN	LaN/SmN	GdN/LuN	Eu/Eu*
Valor mínimo	0,82	-	-	0,01
Valor máximo	28,86	7,69	2,43	1,32
Media	9,66	3,53	0,87	0,39
Desv. Standard	5,87	1,45	0,82	0,23

Tabla IV.6. Análisis estadístico de LaN/LuN, LaN/SmN, GdN/LuN y Eu/Eu* en el Complejo del Galiñeiro y en los granitos A.

de este tipo de rocas. Esta muestra presenta un gran enriquecimiento de HREE frente a LREE y anomalía negativa de Eu muy pequeña. El contenido total de tierras raras de esta muestra es ΣREE = 13869 ppm, de las cuales 11805 son únicamente HREE.

Facies Zorro

Se han analizado tierras raras únicamente en cuatro muestras. En ellas: Eu/Eu^*= 0,17; La_N/Lu_N= 39,64; La_N/Sm_N= de 6,04 y Gd_N/Lu= 3,66 (valores medios) y la media del contenido total de tierras raras es ΣREE=344 ppm.

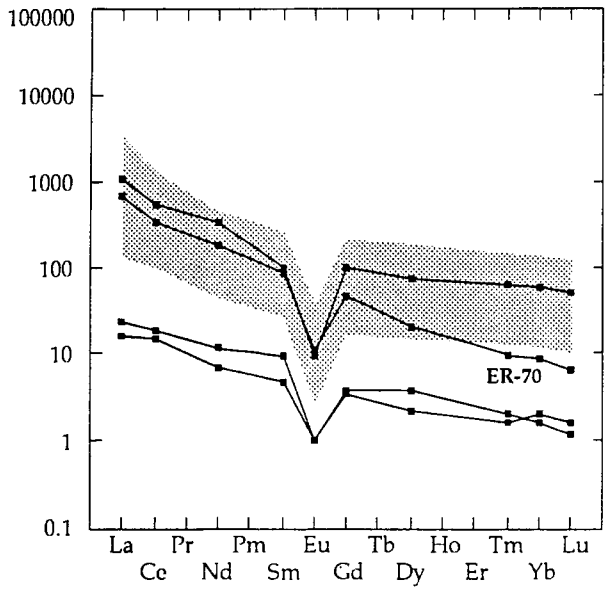


Fig. IV.10. Espectros normalizados de tierras raras de las muestras de la facies Zorro superpuestos al área definida por las muestras intermedias de la facies Galiñeiro (ver Fig. IV.9.A).

Los perfiles de tierras raras correspondientes a estas muestras se han superpuesto al área definida por las muestras intermedias de la facies Galiñeiro en la Fig. IV.10. Dos muestras presentan contenidos similares a las intermedias de la facies Galiñeiro, mientras otras dos están mucho más empobrecidas. Los perfiles individuales muestran la existencia de una pequeña anomalía positiva de Ce en un caso, e Yb en otros dos casos. Además de esto, cabe destacar el hecho de que el perfil correspondiente a la muestra ER-70 presenta una fraccionación de MREE a HREE mayor que el resto y mayor que la del área de las muestras intermedias de la facies Galiñeiro; para esta muestra el valor de la relación Gd_N/Lu_N= 7,48. Es de destacar el hecho de que los perfiles de las dos muestras más empobrecidas son idénticos a los perfiles de los leugranitos hercínicos normales (BEA, com. pers).

Facies Magnetita

Todo el conjunto de rocas de la facies Magnetita presenta un valor medio de Eu/Eu^*= 0,11 y las relaciones La_N/Lu_N, La_N/Sm_N y G_Nd/Lu_N

tienen unos valores medios de 23,14 la primera, 5,03 la segunda y 1,6 la última (ver Tabla IV.6). El contenido medio del total de tierras raras en esta facies es ΣREE=1023 ppm.

Como en el caso de la facies Galiñeiro, se ha seleccionado un número de muestras de contenidos intermedios, que creemos representativas de esta facies. Estas muestras se han proyectado sobre el área de las muestras intermedias de la facies Galiñeiro (Fig. IV.11A). Se observa que, en general los perfiles de ambos conjuntos son bastante comparables; existen sin embargo, algunas características de perfiles individuales tal como un mayor número de muestras con ligera anomalía positiva de Ce.

En el diagrama de la Fig. IV.11B se ha representado una selección de cinco muestras empobrecidas de la facies Magnetita. Este conjunto de muestras es especialmente interesante porque los espectros de tierras raras que muestran no presentan fraccionación de LREE a HREE, sinó que, por el contrario, la pendiente general de los perfiles parece ser plana o incluso positiva. Este hecho se pone claramente de manifiesto al comparar los perfiles de estas muestras con los de las rocas normales de la facies Galiñeiro en la Fig. IV.11B. Las principales diferencias observadas entre ambos conjuntos son las siguientes:

- En las muestras empobrecidas de la facies Magnetita la fraccionación de LREE a MREE es mucho más pequeña, los valores de las relaciones La_N/Sm_N varían entre 0,48 y 3,34, de forma que algunas muestras presentan pendiente positiva en el tramo La-Sm. Hay dos muestras con una pequeña anomalía positiva de Ce y todas ellas tienen una anomalía negativa de Nd pequeña, pero más pronunciada que las de la facies Galiñeiro.

- La anomalía negativa de Eu es mucho mayor que en la facies Galiñeiro, el valor de Eu/Eu* oscila entre 0,01 y 0,1.

- No parece existir fraccionación de HREE, sinó que, por el contrario, la mayor parte de las muestras seleccionadas presentan enriquecimiento de HREE frente a LREE. Así, los valores de las relaciones La_N/Lu_N son muy bajos y, en dos casos, son inferiores a la unidad, por tanto, también en el tramo Gd-Lu la pendiente de algunas muestras es ligeramente positiva. En algún caso se observa también alguna pequeña anomalía positiva de Yb.

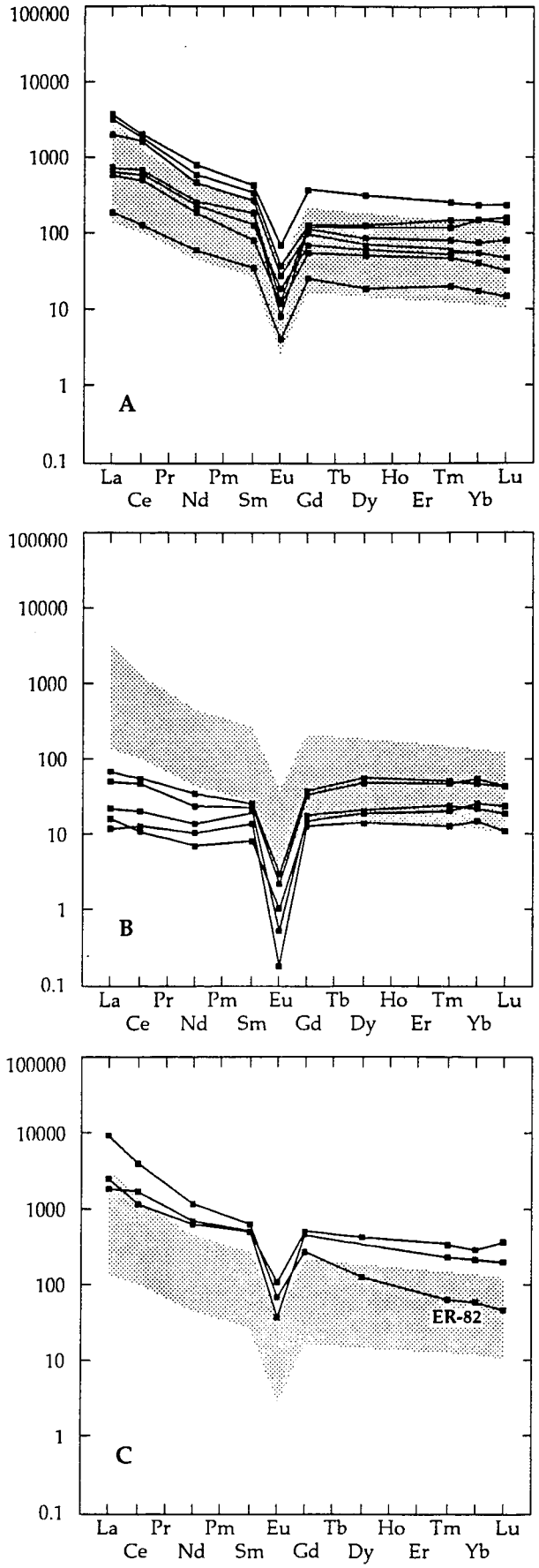


Fig. IV.11. Proyección de espectros de tierras raras de muestras de la facies Magnetita sobre el área definida por las muestras intermedias de la facies Galiñeiro. **A)** Muestras intermedias. **B)** Muestras empobrecidas. **C)** Muestras enriquecidas.

En el diagrama de la Fig. IV.11C se han proyectado tres muestras enriquecidas de la facies Magnetita, observándose que en una de ellas aparece de nuevo una pequeña anomalía positiva de Ce, en otra hay también una ligera anomalía negativa de Yb y la última (ER-82) presenta una fraccionación MREE a HREE mayor que la del área de muestras intermedias de la facies Galiñeiro, presentando un valor de la relación Gd_N/Lu_N= 5,61.

Neises metasomáticos RAD-1

Para todo el conjunto de rocas de este grupo Eu/Eu*= 0,16; La_N/Lu_N= 17,53; La_N/Sm_N= 4,42, Gd_N/Lu_N= 2,6 y ΣREE= 10126 ppm (valores medios).

En la Fig. IV.12A se compara el área definida por los perfiles de las muestras intermedias de los neises RAD-1 (en la que se han eliminado la muestras extremas) y el área definida por las muestras intermedias de los facies Galiñeiro. La principal diferencia que se observa entre ambas áreas es su desigual grado de enriquecimiento. Los elevados contenidos de tierras raras en los neises RAD-1 son extremadamente anómalos en cualquier tipo de roca granítica y, en principio, sólo pueden ser atribuidos a la existencia de procesos de acumulación tardi o postmagmáticos de tipo metasomático. Cuando se comparan las formas de los perfiles condríticos destaca que la anomalía negativa de Eu es comparable en ambas áreas, pero la fraccionación LREE a MREE en las rocas RAD-1 es más pequeña que la que existe en el área de la facies Galiñeiro, mientras que la fraccionación MREE a HREE parece ser mayor.

Los perfiles individuales de muestras RAD-1 presentan también algunas peculiaridades dignas de mención. Así, en la muestra ER-35 se observa una notable anomalía positiva de Ce y el hecho de que no existe fraccionación de MREE a HREE, presentando en el tramo Gd-Lu una pendiente ligeramente positiva (Gd_N/Lu_N= 0,09). También se constata, en tres de los cuatro casos proyectados, la existencia de un ligero empobrecimiento relativo de Lu.

Neises metasomáticos RAD-2

Los valores medios de los parámetros más significativos de la distribución de tierras raras en los neises RAD-2 son los siguientes: Eu/Eu*= 0,21; La_N/Lu_N= 54,63; La_N/Sm_N= 12,05; Gd_N/Lu = 2,45 y ΣREE= 2241 ppm.

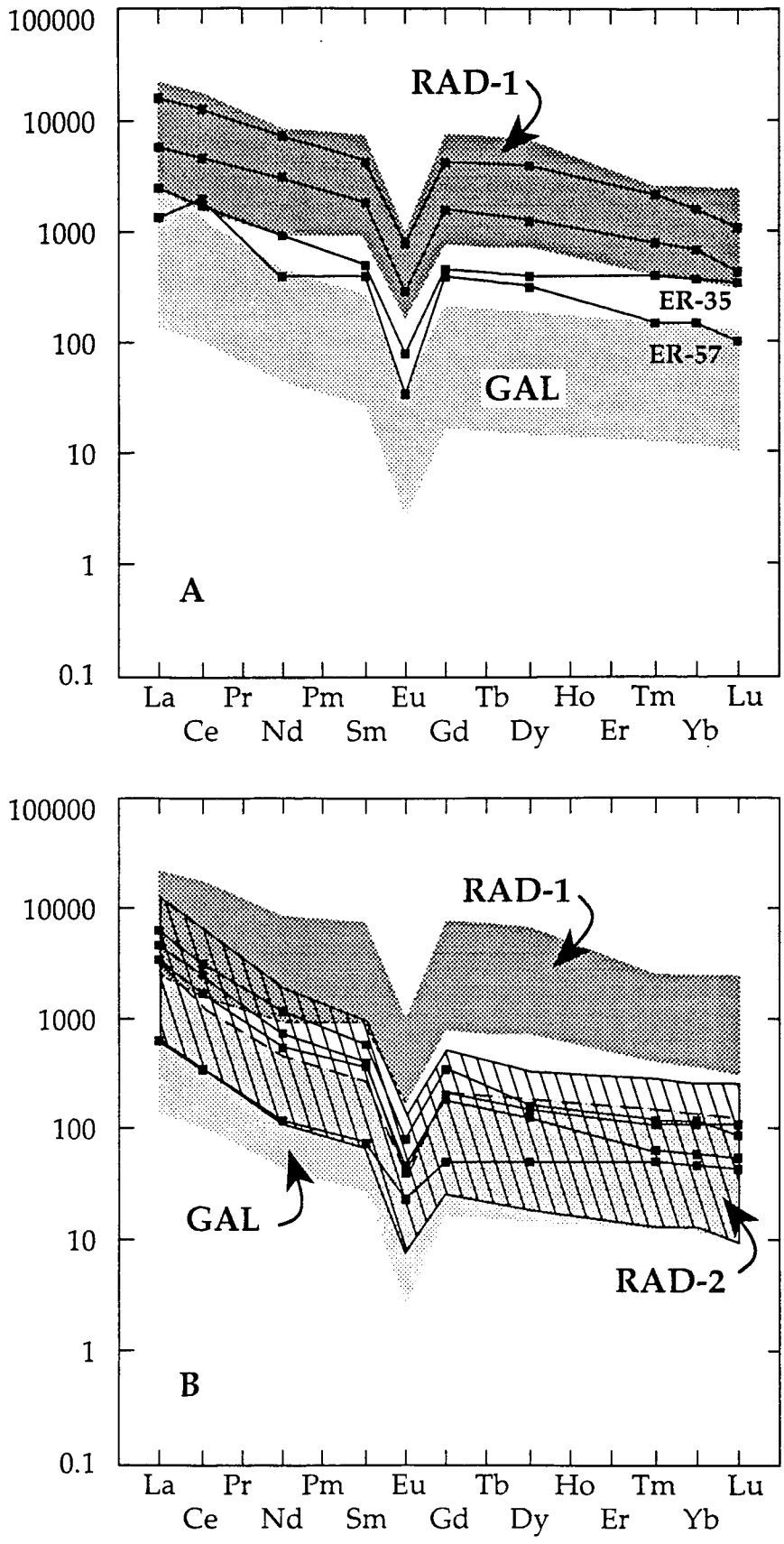


Fig. IV.12. **A)** Proyección de espectros de tierras raras de muestras de Neises Radiactivos (RAD-1) sobre las áreas definidas por las muestras intermedias de la facies Galiñeiro y de los neises RAD-1 respectivamente. **B)** Proyección de espectros de tierras raras de muestras de Neises Radiactivos (RAD-2) sobre las dos áreas anteriores y la definida por las muestras intermedias de los neises RAD-2 (zona rayada).

En la Fig. IV.12B se ha superpuesto el área definida por muestras de contenidos intermedios de tipo RAD-2 a las dos áreas definidas por las rocas de contenidos intermedios de las facies Galiñeiro y neises RAD-1. Destaca el hecho de que el área correspondiente a los neises RAD-2 ocupa una posición intermedia entre las otras dos. Visto con detalle, se observa que es en las LREE donde los contenidos son realmente intermedios, ya que en las HREE los contenidos son mucho más próximos a los de las rocas de la facies Galiñeiro que a los de los neises RAD-1. La fraccionación de LREE a MREE es mucho mayor que en el tipo RAD-1 y es también mayor que en la facies Galiñeiro. La anomalía de Eu es comparable en los tres casos.

Los modelos de distribución individuales proyectados muestran, en general, una gran uniformidad, excepto una de las muestras cuya anomalía de Eu es mucho más pequeña y cuya fraccionación de MREE a HREE es también muy pequeña (el valor de la relación Gd_N/Lu_N es próximo a la unidad).

Rocas Anfibólico-biotíticas

En este tipo de rocas los valores medios de los parámetros más significativos en la distribución de las tierras raras son: Eu/Eu*= 0,55; La_N/Lu_N= 23,2; La_N/Sm_N= 4,21; Gd_N/Lu= 2,87 y ΣREE= 296 ppm.

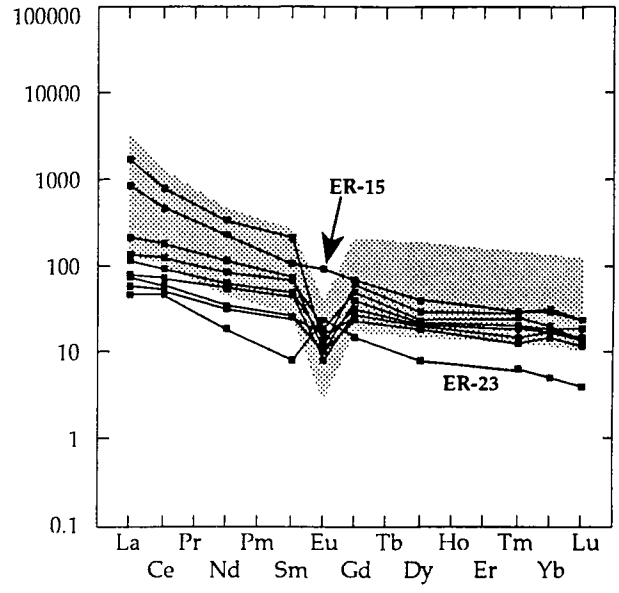


Fig. IV.13. Proyección de espectros de tierras raras de muestras de las rocas Anfibólico-biotíticas sobre el área definida por las muestras intermedias de la facies Galiñeiro.

Sobre el área definida por las muestras intermedias de la facies Galiñeiro, se han proyectado todas las muestras pertenecientes a las rocas Anfibólico-biotíticas (Fig. IV.13). Se observa como la mayoría de ellas tienen contenidos en LREE comparables a la zona inferior de la citada área y un grado de fraccionación LREE/HREE superior. Los modelos individuales de distribución presentan, también en este caso, características propias, entre ellas cabe destacar las siguientes:

- En una de las muestras no existe anomalía de Eu (ER-15) y en otra (ER-23) esta anomalía es positiva y muy pronunciada.
- En algún caso se observan también ligeras anomalías positivas de Ce y de Yb, siempre muy pequeñas.
- Por último, en algunas muestras se aprecia una pequeña anomalía negativa de Dy.

Es de especial interés resaltar el hecho de que las rocas Anfibólico-biotíticas presentan unas concentraciones absolutas de tierras raras y unos espectros condríticos que son impropios de rocas intermedias con el mismo rango de SiO_2. En nuestra opinión este hecho indica que *los magmas de los cuales ha derivado el Complejo del Galiñeiro eran originalmente muy ricos en tierras raras*.

IV.2.3.1. Conclusiones sobre las Tierras Raras

A partir de los datos anteriormente expuestos, las pricipales observaciones que se pueden extraer sobre la distribución y comportamiento de las tierras raras en el Complejo del Galiñeiro son las siguientes:

(1) ***Orden de enriquecimiento***. De todo el conjunto de rocas que integran el Complejo del Galiñeiro, las rocas Anfibólico-biotíticas son las que presentan los menores contenidos de tierras raras. Dentro de las facies peralcalinas, la más empobrecida es la facies Zorro, con contenidos no muy superiores a los de las rocas Anfibólico-biotíticas. Le sigue en orden creciente de enriquecimiento la facies Magnetita y por último la facies Galiñeiro. Las rocas metasomáticas son las más enriquecidas del conjunto y, dentro de ellas los neises RAD-2 presentan contenidos de tierras raras significativamente más bajos que los neises RAD-1, los cuales representan un grado de enriquecimiento extremo y absolutamente infrecuente.

Resumiendo, el orden de ΣREE en los litotipos considerados es el siguiente:

ANF-BIOT < ZORRO < MAG < GAL < RAD-2 <<< RAD1

(2) ***Fraccionación***. Dado el gran número de datos de tierras raras de los que se dispone y teniendo en cuenta que muchas muestras presentan comportamientos anómalos, resulta imposible hablar de grados de fraccionación generales para cada grupo de rocas. Por esta razón se

utilizan, a instancias de comparación entre los diferentes litotipos, los valores medios de las relaciones La_N/Lu_N, La_N/Sm_N y Gd_N/Lu_N.

(a) *Fraccionación LREE/HREE*: Las rocas con un mayor grado de fraccionación son los neises metasomáticos de tipo RAD-2, con un valor medio de La_N/Lu_N= 54,63, aunque estos valores oscilan entre 7,59 y 122,81. Las siguientes rocas en grado de fraccionación son las pertenecientes a la facies Zorro, con una media de La_N/Lu_N= 39,64, en este caso los valores oscilan entre 13,73 y 109,15, lo que representa una gran variabilidad teniendo en cuenta que se trata sólo de 4 muestras. Las rocas Anfibólico-biotíticas y las rocas de la facies Magnetita presentan un grado de fraccionación muy similar, con una media de La_N/Lu_N de 23,2 y 23,14 respectivamente. Los valores, sin embargo, son mucho más variables en las rocas de la facies Magnetita, donde oscilan entre 0,26 y 184,5. Por último, las rocas con menor grado de fraccionación son la facies Galiñeiro y los neises metasomáticos de tipo RAD-1, cuyos valores de La_N/Lu_N muy similares: la facies Gaiñeiro presenta una media de La_N/Lu_N= 17,95 y en el tipo RAD-1 la media es 17,53. Los valores son, en ambos casos, también muy variables (Tabla IV.6).

Hay que destacar que todas estas rocas presentan, en general, un grado de fraccionación mucho más elevado que los granitos A, tomados de la base de datos de EBY (*Com. pers.*) como referencia. En este conjunto de datos, el valor medio de la relación La_N/Lu_N= 9,66.

Con respecto a la fraccionación de LREE a HREE, es ilustrativa la Fig. IV.14 en la que se ha representado la relación La/Lu frente al contenido total de tierras raras. En las rocas de las facies peralcalinas la correlación entre ambos parámetros es bastante buena y positiva (Fig. IV.14A), mientras que en las rocas metasomáticas muy transformadas (RAD-1) se observa que el enriquecimiento en tierras raras se produce sin que haya fraccionación de LREE/HREE (Fig. IV.14B). En el primer caso, la interpretación que se puede extraer es que durante el proceso de enriquecimiento estaban fraccionando HREE, consecuentemente, las LREE estaban siendo acumuladas diferencialmente en el

fluido, creciendo, de este modo, la relación La/Lu. En el caso de las rocas RAD-1, el enriquecimiento en tierras raras se ha producido sin fraccionación LREE/HREE, por tanto, durante el proceso de acumulación de tierras raras no ha fraccionado ningún mineral, puesto que la relación La/Lu se ha mantenido constante. Este hecho corrobora nuestra hipótesis de la cristalización simultánea de todos los minerales de tierras raras a partir de un fluido metasomático, tal como se desprende de la íntima relación que existe entre los distintos minerales que forman los agregados de minerales portadores.

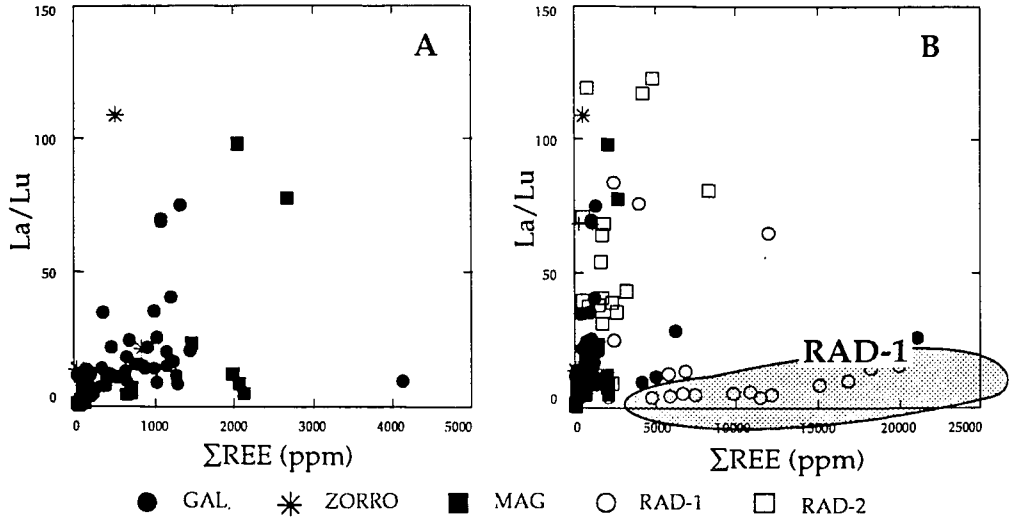


Fig. IV.14. Fraccionación LREE/HREE frente a ΣREE. **A)**: facies peralcalinas. **B)**: facies peralcalinas + rocas metasomáticas RAD-1.

(b) *Fraccionación LREE/MREE*: Teniendo en cuenta el valor medio de La_N/Sm_N para cada grupo de rocas, se puede establecer el siguiente orden de fraccionación de LREE a MREE: en primer lugar, los neises metasomáticos de tipo RAD-2, cuyo valor medio de La_N/Sm_N (12,05) es más del doble de los valores del resto de las rocas. La facies Zorro es la siguiente en orden, con La_N/Sm_N= 6,04. A continuación las facies Galiñeiro y Magnetita, con valores de La_N/Sm_N muy similares entre si (5,28 y 5,03 respectivamente) y, por último, los neises metasomáticos RAD-1 y las rocas Anfibólico-biotíticas, con valores muy similares entre si: La_N/Sm_N = 4,42 y 4,21, respectivamente.

(c) *Fraccionación MREE/HREE*: En conjunto, todos los grupos de rocas muestran una fraccionación interna de HREE mucho más

pequeña que la fraccionación interna de LREE. El mayor grado de fraccionación lo presenta la facies Zorro, con un valor medio de Gd_N/Lu_N= 3,66. A continuación, las rocas Anfibólico-biotíticas (Gd_N/Lu_N= 2,87), neises metasomáticos RAD-1 (Gd_N/Lu_N= 2,68) y RAD-2 (Gd_N/Lu_N= 2,45). Por último, la facies Galiñeiro presenta un valor medio de Gd_N/Lu_N= 1,97 y la facies Magnetita es la que presenta un menor grado de fraccionación, con una media de Gd_N/Lu_N= 1,6 (recordemos que las muestras más empobrecidas de esta facies mostraban pendientes planas o ligeramente positivas en el tramo Gd-Lu.

(3) ***Anomalía de Eu***: Aunque la anomalía de Eu es, en general, muy pronunciada (poniendo de manifiesto el importante papel que ha tenido la fraccionación de plagioclasa en la evolución magmática de la roca), existen casos excepcionales en los que esta anomalía es pequeña, e incluso positiva. El valor tomado como índice es el valor medio de Eu/Eu*. La anomalía más intensa la presentan las rocas de la facies Magnetita, con un valor medio de Eu/Eu*= 0,11 (de esta facies las rocas con una mayor anomalía son las más empobrecidas (Fig. IV.11B). A continuación la facies Galiñeiro, cuyo valor medio de Eu/Eu*= 0,13. Los neises metasomáticos de tipo RAD-1 muestran una anomalía ligeramente menor, con una media de Eu/Eu*= 0,16. En la facies Zorro el valor medio de Eu/Eu*= 0,17. Los neises metasomáticos de tipo RAD-2, presentan ya una anomalía bastante más pequeña, con una media de Eu/Eu*= 0,21. Por último, las rocas Anfibólico-biotíticas muestran un valor medio de Eu/Eu*= 0,55, no obstante este valor medio no es muy significativo, ya que existen dos muestras de las cuales, en una no existe anomalía y en la otra la anomalía es positiva.

El conjunto de los granitos A, utilizados como comparación, presentan una anomalía de Eu mucho menos pronunciada (media de Eu/Eu*= 0,39) que la que muestran todas los litotipos del Complejo del Galiñeiro, excepto las rocas Anfibólico-biotíticas.

(4) ***Otras Anomalías***: Además de la previsible anomalía negativa de Eu, existen en muchos casos otras anomalías, aunque siempre muy pequeñas. Entre ellas, caben destacar las siguientes:

Ce: Es la más frecuente, puede ser negativa o, más frecuentemente, positiva, pero siempre pequeña. Las anomalías negativas a las que nos referimos han sido ya mencionadas por PIN *et al.* (1992) en las mismas rocas, pero las observadas por nosotros son siempre de mucha mayor entidad.

Nd: Cuando existe, es siempre negativa y muy pequeña.

Dy: No es muy frecuente, generalmente es negativa, aunque en algún caso puede ser también positiva.

Yb: Junto con la de Ce, es la anomalía más frecuente. Generalmente es positiva.

En este punto, queremos aclarar que hemos preferido no especular sobre el significado de estas anomalías porque, para nosotros, no está en absoluto claro que sean reales y no se trate, en muchos casos, de artificios analíticos. Excluimos las anomalías negativas importantes de Ce, puesto que PIN *et al.* (1992) han comprobado que pueden ser reales, discutiendo su significado. Nosotros, sin embargo, no hemos encontrado anomalías comparables.

(5) *Muestras excepcionales:* Existen, como se ha visto, muestras cuyos modelos de distribución son anómalos, entre estas muestras la más significativa es la ER-77, cuyo perfil presenta un gran enriquecimiento en HREE y una anomalía negativa de Eu muy pequeña. Se trata de una muestra con un quimismo extraño, no solo en tierras raras, sinó también en elementos traza. El perfil que presenta esta muestra recuerda más al perfil de un mineral que a un perfil de roca total, de hecho, su distribución de tierras raras se asemeja mucho a la distribución típica de la xenotima, pero la concentración de P en la roca no justifica la existencia de grandes cantidades de este mineral. Por tanto, no se descarta la existencia en cantidades importantes de algún otro mineral concentrador de HREE, que no hubiera estado incluido en las láminas delgadas estudiadas de esta muestra.

(6) *Mecanismos de acumulación:* Pensamos que las tierras raras en el Complejo del Galiñeiro eran ya muy abundantes en el magma original. Posteriormente a la formación de los términos más ácidos, en etapas tardi o postmagmáticas las tierras raras han debido ser removilizadas y reconcentradas en el mismo Complejo y, probablemente, en rocas encajantes mediante un proceso muy intenso

y complejo de autometasomatismo y metasomatismo. El mecanismo de transporte y acumulación se tratará con detalle en el capítulo de discusión.

V. GEOCRONOLOGÍA

Con la intención de datar la intrusión del Complejo del Galiñeiro, así como obtener información sobre el origen del material fuente, se ha llevado a cabo en el Laboratorio de la Academia de Ciencias de Rusia, en Ekaterinburgo, un estudio isotópico por los métodos: (1) Rb-Sr en roca total, (2) Sm-Nd en roca total y (3) U-Pb sobre concentrados de circones. Se han estudiado cinco muestras: tres de ellas pertenecientes a las facies peralcalinas (ER-110: facies Galiñeiro; ER-3: facies Magnetita y ER-40: facies Zorro) y otras dos a los neises metasomáticos RAD-1 (ER-57 y SG3-14).

Hay que advertir que los resultados obtenidos son sumamente confusos. En nuestra opinión, esto se debe al escaso número de muestras que hemos tenido la oportunidad de estudiar, junto con la complejidad inherente a la historia geológica del Complejo del Galiñeiro. Por tanto, queda pendiente para el futuro un trabajo isotópico preciso, ya que los intentos que aquí se han hecho no clarifican lo suficiente ni la edad ni la tipificación de la roca fuente del Complejo del Galiñeiro.

Método Rb-Sr

El estudio isotópico Rb-Sr se ha realizado sobre roca total. En la Tabla V.1 se muestran las concentraciones en ppm de Rb y Sr y las relaciones $^{87}Rb/^{86}Sr$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ para cada muestra estudiada.

En los diagramas de evolución isotópica la aproximación de los puntos se ha realizado por el método propuesto por YORK (1969). La proyección de las 5 muestras en el diagrama $^{87}Rb/^{86}Sr$ *vs* $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. V.1) define una isocrona, con una relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial de 0,72924 y da una edad de 332 ± 51 Ma. Puesto que el valor de MSWD es extremadamente elevado

Muestra	*Rb (ppm)*	*Sr (ppm)*	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
ER-57	11	125	0,24872	0,711503
SG3-14	165	70	7.07946	0,764725
ER-3	367	6,2	161,885	1,48497
ER-110	380	5	218,851	1,74619
ER-40	212	1,2	498.616	3,00538

Tabla V.1. Datos isotópicos de Rb-Sr.
El Rb y el Sr se han determinado por FRX.
La relación $^{87}Rb/^{86}Sr$ se ha determinado con una precisión del 0,5%.

(MSWD=1090), hay que considerar que se trata de una errorcrona en lugar de una isocrona real.

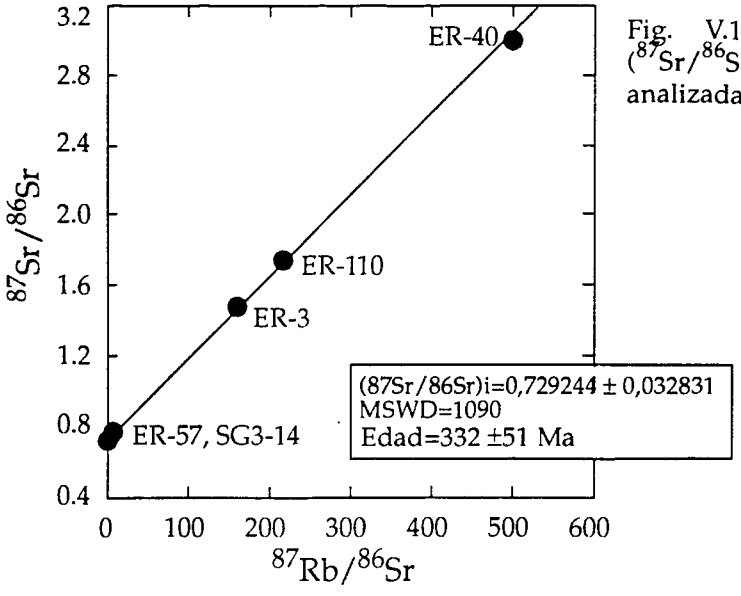


Fig. V.1. Diagrama ($^{87}Rb/^{86}Sr$) *vs* ($^{87}Sr/^{86}Sr$) para las 5 muestras analizadas en el Complejo del Galiñeiro.

Si se comparan estos resultados con los de PRIEM *et al.* (1970) en rocas del mismo Complejo (edad Rb-Sr=430-470 Ma,) se aprecia inmediatamente la discrepancia tan enorme que existe entre ambos.

Aparte de esta discrepancia con otras dataciones isotópicas, la edad obtenida por nosotros está en franca discordancia con las observaciones geológicas, puesto que podría corresponder a las últimas etapas de deformación y metamorfismo Hercínico y, obviamente, estas rocas son mucho más antiguas.

La explicación de las edades anómalas obtenidas por nosotros podría se la siguiente:

El ^{87}Sr radiogénico se comporta como un elemento extremadamente incompatible, debido a que:

- Ocupa huecos de coordinación que corresponden al Rb, y ambos elementos son cristaloquímicamente muy diferentes.
- La desintegración del ^{87}Rb deteriora su entorno y facilita, por tanto, la movilidad del ^{87}Sr formado.

El proceso metasomático que ha operado en el Complejo del Galiñeiro ha producido la acumulación de cantidades enormemente elevadas de tierras raras y de cationes HFS, pero, al mismo tiempo, ha producido la lixiviación del Rb (véase composición de los neises Radiactivos RAD-1). Esta lixiviación de Rb se ha producido, sobre todo, por la destrucción del feldespato potásico, mientras que la biotita ha permanecido más estable. Dado que los coeficientes de partición mineral/mineral son $KD_{Rb}^{Fto/Bio} < 1$ y $KD_{Sr}^{Fto/Bio} << 1$, cabe esperar que este proceso de lixiviación de Rb haya lixiviado, aun en mayor medida el ^{87}Sr.

Es fácil demostrar que si varias rocas con los mismos valores de Rb, Sr y $^{87}Sr/^{86}Sr$ se someten a diferentes grados de metasomatismo que implique pérdida de ^{87}Sr y Rb, los productos resultantes tendrán valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{87}Rb/^{86}Sr$ que definen una "seudoisocrona" cuya pendiente depende de la proporción de ^{87}Rb y ^{87}Sr en el lixiviado, y cuya relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial depende de la intensidad de la lixiviación.

Por tanto, y hasta disponer de datos más precisos, sugerimos que ésto podría ser lo que ocurrió en el Complejo del Galiñeiro, y que los datos de la Fig. V.1 no guardan ninguna relación con la edad real de la roca. En favor de esta idea habla el hecho de que la posición, en la mencionada figura, de las muestras más metasomatizadas sea la más próxima al origen, lo que correspondería, según lo anteriormente expuesto, a la mayor intensidad de la lixiviación.

Método Sm-Nd

En el diagrama ($^{147}Sm/^{144}Nd$) *vs* ($^{143}Nd/^{144}Nd$) de la Fig. V.2 se han proyectado las 5 muestras del Complejo del Galiñeiro analizadas, y los resultados analíticos se muestran en la Tabla V.2.

Muestra	*Nd (ppm)*	*Sm (ppm)*	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	*TDm (Ga)*
ER-3	248,4	43,05	0,1047	0,512423	1,022
ER-110	162,8	30,21	0,1122	0,512443	1,063
ER-40	27,90	5,212	0,1130	0,512408	1,129
ER-57	623,3	132,7	0,1285	0,512511	1,150
SG3-14	2695	616,9	0,1384	0,512539	1,244

Tabla V.2. Datos isotópicos de Sm-Nd
$^{147}Sm/^{144}Nd$ se ha determinado con una precisión de 0,3%.
TDm $^{147}Sm/^{144}Nd$=0,2133
TDm $^{143}Nd/^{144}Nd$=0,513151
$\varepsilon Nd_{(CHUR)}$=2,2 (en el cálculo se ha excluido la muestra ER-40)

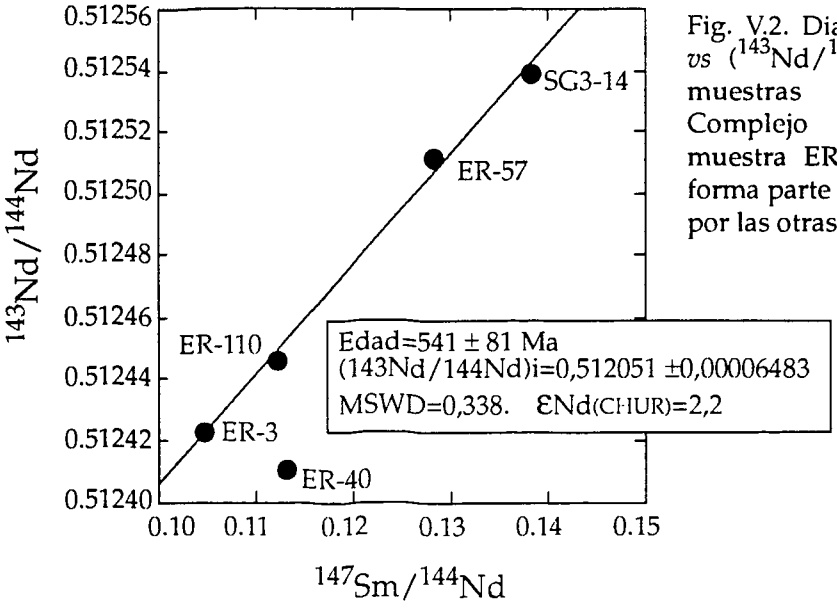


Fig. V.2. Diagrama ($^{147}Sm/^{144}Nd$) *vs* ($^{143}Nd/^{144}Nd$) para las cinco muestras analizadas en el Complejo del Galiñeiro. La muestra ER-40 (facies Zorro) no forma parte de la isocrona definida por las otras cuatro.

Como se puede observar, una de ellas (ER-40, perteneciente a la facies Zorro) se separa netamente de la recta definida por las otras cuatro; por tanto, se excluirá de los cálculos. Las otras cuatro muestras podrían definir una isocrona, cuya pendiente proporciona una edad de 541 ± 81 Ma con una relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial= 0,512051 ± 0,00006483, el MSWD= 0,338. El valor de εNd para 541 Ma para la isocrona definida (excepto ER-40) es $\varepsilon^{541}_{CHUR}(Nd)$= 2,2. Este valor es positivo e indicaría un origen último a partir de una fuente con $Nd_N/Sm_N < 1$. Este tipo de situación se suele atribuir a un manto empobrecido frente al "Chondritic Uniform Reservoir" CHUR (FAURE, 1986), y así se ha hecho en el caso del Complejo del Galiñeiro por PIN *et al.* (1992), quienen suponen un "origen mantélico". Sin embargo, es posible que rocas con $Nd_N/Sm_N < 1$ puedan originarse también en procesos corticales, bien sea por fraccionación de monacita (YURIMOTO *et al.*, 1990; BEA *et al.*, en

prensa), o bien en residuos de fusión parcial que haya producido magmas peraluminosos (BEA, com. pers.). Este último caso sería, en realidad el de una fuente granulítica, por lo que la clásica discusión entre granitos A originados en la corteza por fusión de granulitas o formados en el manto, no parece que pueda resolverse a partir de los isótopos de Nd.

En el diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs* $\varepsilon^{0}_{CHUR}(Nd)$, (Fig. V.3) las muestras estudiadas se situan en el cuadrante IV, dentro de un rango pequeño de valores de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$, pero en un rango amplísimo de valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$. La certeza casi total de que los valores de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ han experimentado profundas variaciones durante el metasomatismo, aconseja no hacer ninguna interpretación de este diagrama.

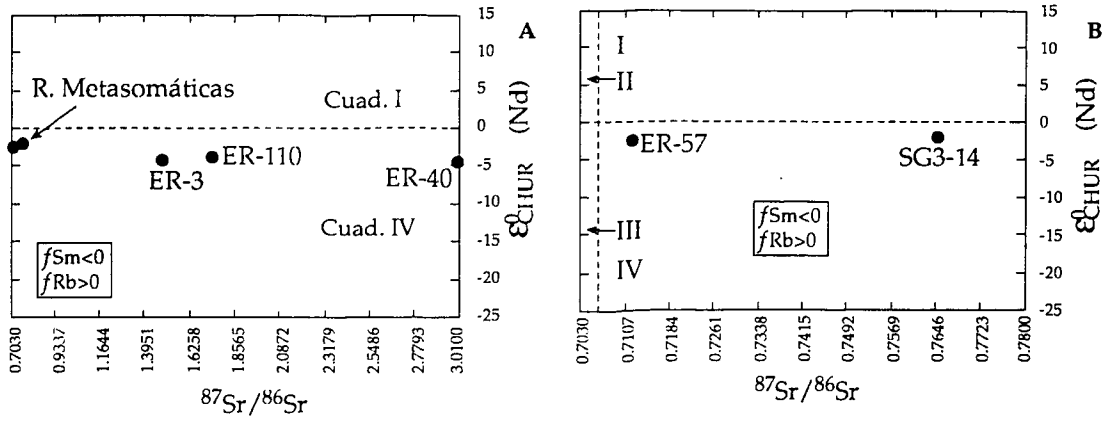


Fig. V.3. Diagrama de correlación $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs* ε^{o}_{CHUR} (Nd). **A)** Todas las muestras analizadas del Complejo del Galiñeiro. **B)** Muestras de las rocas metasomáticas.

Método U-Pb

Por último, se han estudiado isotópicamente circones de cuatro muestras (las mismas que en los anteriores métodos, excepto la SG3-14).

En la Tabla V.3 se dan los resultados analíticos determinados en los circones. Los resultados obtenidos a través de este método son muy poco representativos, debido, probablemente, a que las medidas se han realizado sobre concentrados de circones en las que existía más de una población de cristales. En el estudio morfológico hemos visto que las muestras ER-57 y ER-3 presentan un claro predominio de cristales bipiramidales, mientras que las muestras ER-110 y ER-40 tienen diferentes proporciones de poblaciones bipiramidales y prismáticas.

Muestra	Pb (ppm)	U (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
ER-3	69,22	903	133	0,1631	0,4228	0,3512 (306)	0,04825 (304)	0,0528 (320)
ER-57	66.73	1052,5	169	0,1406	0,2835	0,3609 (313)	0,04856 (306)	0,05386 (366)
ER-40	79,27	970.4	308	0,1018	0,4101	0,4402 (371)	0,05885 (368)	0,05426 (382)
ER-110	74.50	1059.3	764	0,07341	0,2634	0,4454 (373)	0,05956 (373)	0,05423 (381)

Tabla V.3. Concentración de U-Pb y datos isotópicos. Edad entre paréntesis.
Constantes utilizadas: $\lambda^{235}U$=9,8485.E-10/año; $\lambda^{238}U$=1,55125.E-10/año; $^{238}U/^{235}U$=137,88 (STEINGER & JAEGER, 1977)
Composición isotópica asumida para las muestras ER-57 y ER-3: ^{204}Pb: ^{206}Pb: ^{207}Pb: ^{208}Pb= 1: 18,316: 15,644: 38,280 y para las muestras ER-110 y ER-40: ^{204}Pb: ^{206}Pb: ^{207}Pb: ^{208}Pb= 1: 18,230: 15,639: 38,178.

En el diagrama ($^{207}Pb/^{235}U$) *vs* ($^{206}Pb/^{238}U$), (Fig. V.4) se observa que en la concordia, los mencionados pares de muestras están separados: las muestras ER-3 y ER-57 dan un intervalo de tiempo de 304-313 Ma, mientras que para las muestras ER-40 y ER-110 el intervalo de edad es de 363-373 Ma. De estos intervalos, el primero coincide bastante bien con la edad obtenida por Rb-Sr en las 3 muestras peralcalinas, el otro, definido por las muestras ER-40 y ER-110, no creemos que tenga sentido geológico.

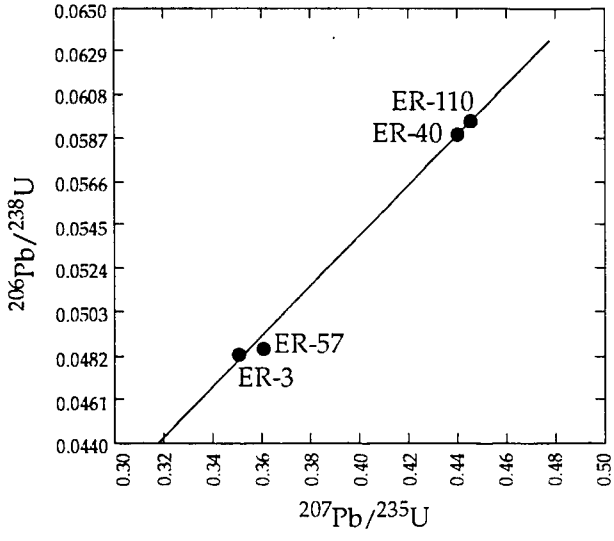


Fig. V.4. Diagrama concordia para circones de 4 muestras del Complejo del Galiñeiro.

Por todo lo mencionado, creemos que los datos isotópicos aquí presentados no tienen suficiente consistencia en sí mismos ni en relación a otros datos geocronológicos disponibles sobre rocas peralcalinas supuestamente equivalentes a las del Complejo del Galiñeiro. Así, la mayor parte de las rocas peralcalinas peninsulares, dan edades muy próximas entre

sí, entre 430 y 480 Ma. Por ejemplo, en las rocas volcánicas de Macedo de Cavaleiros la edad Rb-Sr es de 469 ± 49 Ma (RIBEIRO *et al.*,1985), en la Zona de Ossa Morena, los neises de Almendralejo dan una edad de 470 ± 26 (GARCÍA CASQUERO *et al.*, 1985); los granitos y sienitas de Alter Pedroso dan edades U-Pb de 482 ± 16 Ma (LANCELOT & ALLEGRET, 1982)

En nuestra opinión, los malos resultados obtenidos se deben fundamentalmente a la existencia de procesos metasomáticos que han alterado las relaciones y contenidos isotópicos iniciales.

VI. GEOTERMO-BAROMETRÍA

VI.1. GEOBAROMETRÍA

En el estudio cristaloquímico realizado en el capítulo III se puso de manifiesto que las condiciones de cristalización de los minerales corresponden a las del reequilibrio metamórfico. Por tanto, los datos que se van a discutir a continuación se refieren únicamente al metamorfismo y no a las condiciones magmáticas originales. Por otra parte, a la hora de aplicar métodos geotermobarométricos en las rocas del Complejo del Galiñeiro, hay que destacar que la selección de pares minerales significativos ha estado limitada por la escasa información que existe a este respecto sobre anfíboles y piroxenos sódicos, lo que nos ha obligado a limitar el estudio para estos minerales a las rocas Anfibólico-biotíticas y anfibolitas, puesto que son las únicas cuyos anfíboles son de naturaleza cálcica.

Geobarómetros utilizados

HAMMARSTROM & ZEN (1986) propusieron un geobarómetro basado en al contenido en Al^{total} en anfíbol, considerando que los anfíboles cálcicos equilibrados a mayor presión tienen mayores contenidos en Al independientemente de su composición. Posteriormente, HOLLISTER *et al.* (1987) refinaron la calibración empírica de este barómetro con nuevos datos de hornblendas de presión intermedia. Ambos barómetros están restringidos a rocas calcoalcalinas con Q + plagioclasa + feldespato potásico + Biotita + hornblenda + titanita + magnetita y/o ilmenita. JOHNSON & RUTHERFORD (1989) calibraron esta asociación a partir de muestras naturales volcánicas y plutónicas para un rango de 2-8 Kb.

La aplicación de estos geobarómetros a las rocas Anfibólico-biotíticas y anfibolitas proporciona las siguientes presiones:

Muestra	*Tipo de roca*	*Al apfu*	*Presión (1)*	*Presión (2)*	*Presión (3)*
SG8-1	Anfib-Biotít	1,95 (5)	5,5 ± 3 Kb	6,2 ± 1 Kb	4,7 ± 0,5 Kb
ER-25	Anfib-Biotít	1,69 (10)	4,5 ± 3 Kb	4,7 ± 1 Kb	3,6± 0,5 Kb
ER-14	Anfib-Biotít	2,02 (9)	6 ± 3 Kb	6,6 ± 1 Kb	5 ± 0,5 Kb
ER-55	Anfib-Biotít	1,52 (12)	3,5 ± 3 Kb	3,8 ± 1 Kb	2,9 ± 0,5 Kb
ER-56	Anfibolita	2,4 (6)	8,5 ± 3 Kb	9,17 ± 1 Kb	6,9 ± 0,5 Kb

(1) HAMMARSTROM & ZEN (1986)

(2) HOLLISTER *et al.* (1987)

(3) JOHNSON & RUTHERFORD (1989)

Los contenidos en Al dados en la Tabla representan los valores medios en cada muestra, el número de análisis promediado se indica entre paréntesis.

FERSHTATER (1990) diseñó otro geobarómetro, utilizando el par anfíbol-plagioclasa; en este caso se emplean también anfíboles cálcicos pero tiene la ventaja, respecto a los anteriores, de tener en cuenta la composición de la roca. En el diagrama porcentaje de anortita en plagioclasa (ó Al/Si en plagioclasa) *vs* Al/Si en anfíbol, del mencionado autor (Fig. VI.1), se han eliminado las plagioclasas de composición albítica, utilizándose, únicamente, aquellas de composicones oligoclásica o más cálcicas.

Así, las plagioclasas de la muestra SG8-1 son siempre albíticas, por lo que no se han podido utilizar. Del resto de las muestras de las rocas Anfibólico-biotíticas, cada una suministra una presión diferente, como ya ocurría en los geobarómetros de contenido de Al en hornblenda. Las presiones aproximadas obtenidas a partir de este geobarómetro son las siguientes:

Muestra	*Tipo de roca*	*% An (Plag)*	*Al/Si (Anf)*	*presión*
ER-25	Anfib-Biotít.	18 (4)	0,31 (9)	≈ 6 Kb
ER-14	Anfib-Biotít.	15,6 (4)	0,25 (10)	≈ 5 Kb
ER-55	Anfib-Biotít.	19,1 (2)	0,22 (12)	≈ 3-4 Kb
ER-56	Anfibolita	38,3 (4)	0,69 (5)	≈ 6 Kb

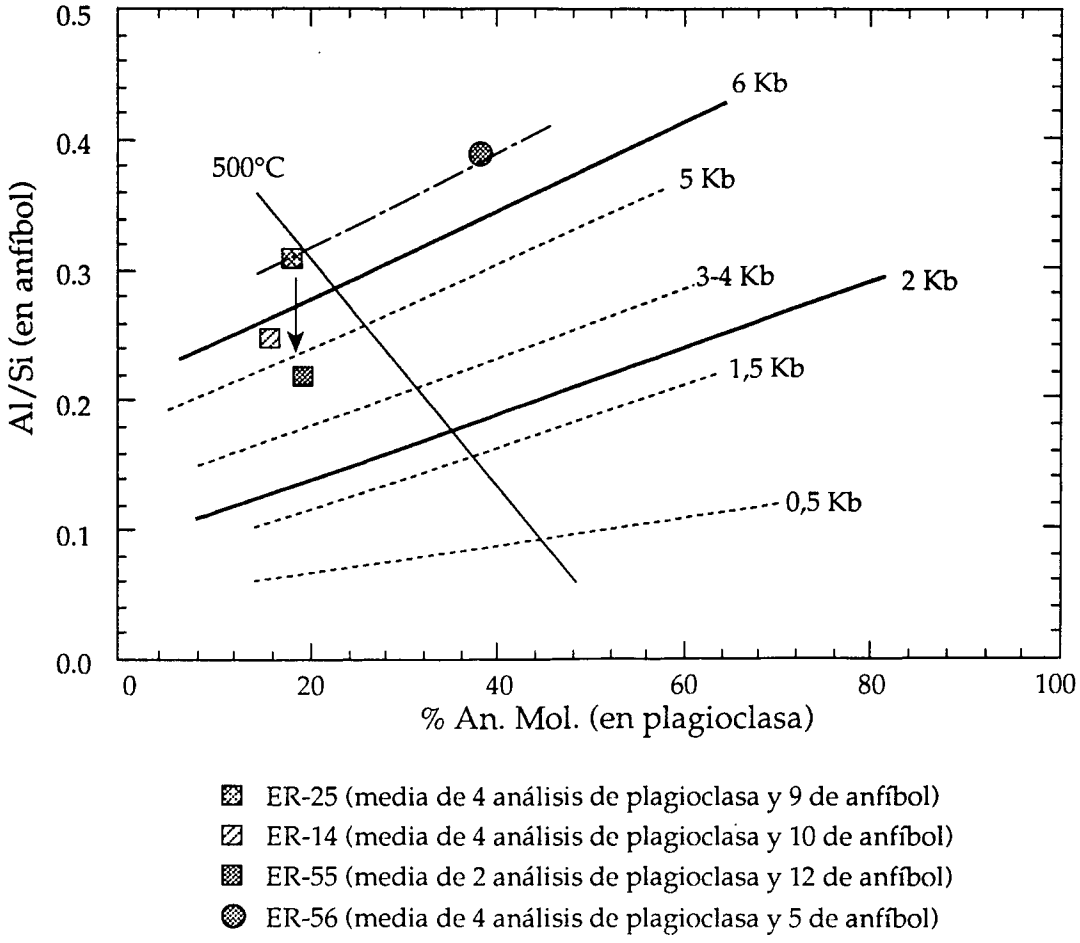


Fig. VI.1. Diagrama (Al/Si) en anfíbol *vs* (Al/Si) en plagioclasa de FERSHTATER (1990). Posición de las rocas Anfibólico-biotíticas (**cuadrados**) y anfibolitas (**círculos**) del entorno del Complejo del Galiñeiro.

Por último, se ha aplicado también el geobarómetro de MASSONNE & SCHREYER (1987) que considera la presión dependiente del contenido en Si por fórmula unidad de la fengita. Se han utilizado moscovitas de muestras pertenecientes a las rocas metasomáticas RAD-2 y a los paraneises encajantes. Los resultados obtenidos, para una temperatura estimada de 450°C, están comprendidos en un intervalo de presión entre 3,5 y 6,5 Kb.

Discusión

La primera observación que se puede realizar a partir de los resultados de la aplicación de los geobarómetros que consideran el contenido en Al directamente dependiente de la presión, es que las presiones obtenidas son muy dispares. Así, en el geobarómetro de HAMMARSTROM & ZEN (1986) las muestras de las rocas Anfibólico-biotíticas dan presiones desde 3,5 ± 3 a 6 ± 3 Kb y la muestra perteneciente a una de las anfibolitas da una presión de 8,5 ±

3 Kb. Los resultados obtenidos por el método de HOLLISTER *et al.* (1987) dan resultados muy parecidos a los anteriores, pero un poco más altos, de forma que en los dos tipos de rocas las presiones oscilan entre 3,8 ± 1 y 9,17 ± 1 Kb. Por último, los datos obtenidos a partir del método de JOHNSON & RUTHERFORD (1989) son inferiores a los dos anteriores, oscilando entre 2,9 ± 0,5 y 5 ± 0,5 en las muestras de las rocas Anfibólico-biotíticas y una presión de 6,9 ± 0,5 Kb en la muestra de la anfibolita.

La aplicación del geobarómetro de FERSHTATER (1990) proporciona una menor dispersión de las presiones obtenidas para cada muestra que en los métodos anteriores. Así, salvo una muestra de las rocas Anfibólico-biotíticas (ER-55), todas las demás, incluida la muestra de la anfibolita, dan presiones comprendidas entre 5 y 6 Kb.

El hecho de que las muestras ER-25 (de las rocas Anfibólico-biotíticas) y y ER-56 (de anfibolita) den la misma presión en el geobarómetro de FERSHTATER (1990), teniendo distintos contenidos en Al, hace pensar en una validez restringida de los métodos de HAMARSTROM & ZEN (1986) y demás barómetros basados en el contenido de Al en hornblenda. Así, estos métodos son válidos y coherentes con el geobarómetro de FERSHTATER (1990) para rocas ácidas, pero para rocas básicas no deben serlo tanto puesto que presuponen que el contenido en Al del anfíbol es sólo función de la presión y no de la composición de la roca. El resultado parece ser la obtención, en algunos casos, de valores de presión superiores a los reales.

De las condiciones de presión, obtenidas a partir de anfíboles cálcicos y el par anfíbol-plagioclasa, se puede deducir, de forma tentativa, un "climax" de presión del metamorfismo en torno a 5-6 Kb y estadios de menor presión correspondientes probablemente a las etapas descompresivas, en torno a 3 Kb, y registradas por parte de las rocas. Estos datos son coherentes con los obtenidos en moscovitas utilizando el geobarómetro de MASSONNNE & SCHREYER (1987).

Las mencionadas condiciones se han determinado únicamente en las rocas Anfibólico-biotíticas, anfibolitas y paraneises, debido a la escasez en la literatura de datos barométricos para anfíboles sódicos. Pensamos, sin embargo, que estas condiciones de metamorfismo han sido las mismas que han sufrido las rocas peralcalinas del Complejo del Galiñeiro, puesto que las evidencias geológicas no permiten pensar en unas condiciones diferentes del metamorfismo.

VI.2. GEOTERMOMETRÍA

Las condiciones de temperatura de la recristalización metamórfica se han determinado previamente a partir de los diagramas de estabilidad de anfíboles sódicos y biotitas (ver capítulo III). Se utilizarán ahora termómetros geológicos en éstos y otros minerales, con el fin de precisar tanto como sea posible la temperatura de la paragénesis, no tanto en las rocas Anfibólico-biotíticas y anfibolitas, como en las peralcalinas.

Geotermómetros utilizados

Par Plagioclasa-Feldespato potásico.

Una vez establecidas las condiciones aproximadas de presión, se ha elegido el diagrama de STORMER (1975) para calcular temperaturas en plagioclasa y feldespato potásico coexistentes (Fig. VI.2). En este diagrama se utilizan las fracciones molares de albita en plagioclasa y en feldespato alcalino. Dado que en el Complejo del Galiñeiro la microclina y la albita son fases prácticamente puras, la temperaturas son necesariamente muy bajas. En las facies peralcalinas todos los análisis utilizados (uno por muestra) se agrupan en una nube muy próxima al 100% de albita en plagioclasa. Las muestras de las rocas Anfibólico-biotíticas se proyectan tambien en una nube próxima al 80% de albita en plagioclasa. La temperatura obtenida para ambas litologías es similar, e inferior a 400°C.

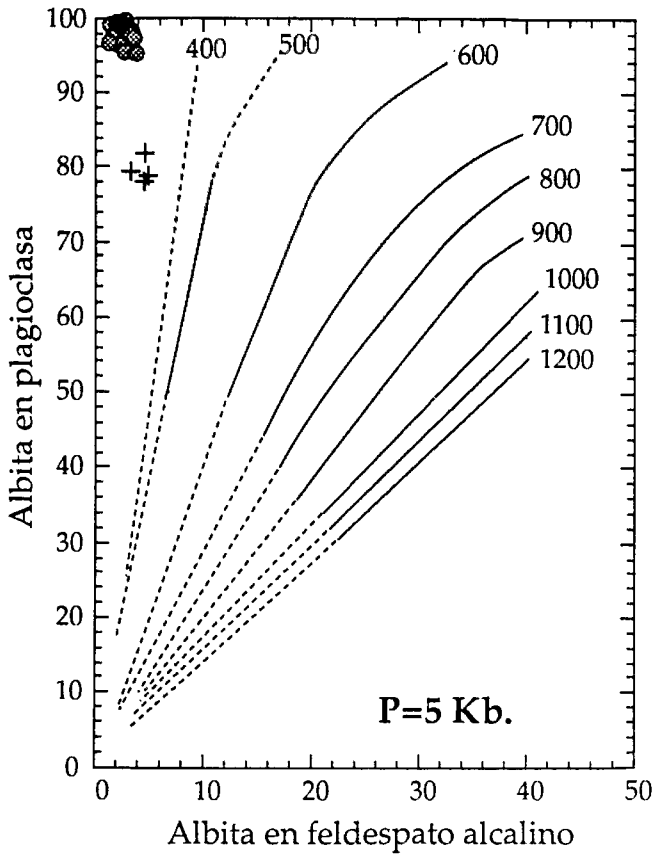


Fig. VI.2. Geotermómetro para feldespato alcalino y plagioclasa coexistentes, basado en fracción molar de albita en ambos minerales (STORMER, 1975). Datos experimentales para P=5 Kb. **Cruces**: Rocas Anfibólico-biotíticas. **Círculos**: Facies peralcalinas.

Se ha intentado también utilizar los termómetros de FERSHTATER (1973) basados en la distribución de Na entre diferentes minerales. El problema de estos termómetros es que están calibrados para temperaturas superiores a 400-500°C, por lo tanto, no son muy exactos para las rocas del Complejo del Galiñeiro. Estos termómetros son: distribución de Na entre feldespato y biotita y distribución de Na entre feldespato y anfíbol.

Par feldespato-biotita

En él se emplea la distribución de Na entre feldespato alcalino y biotita coexistentes. Los escasos contenidos de Na en estos dos minerales en las rocas del Complejo del Galiñeiro han limitado la aplicación de la técnica a muy pocos casos, los cuales corresponden a las facies peralcalinas y a las rocas Anfibólico-biotíticas. En el diagrama de la Fig. VI.3 se observa que todas las muestras proyectadas definen una pequeña área situada por debajo de la curva de 450°C.

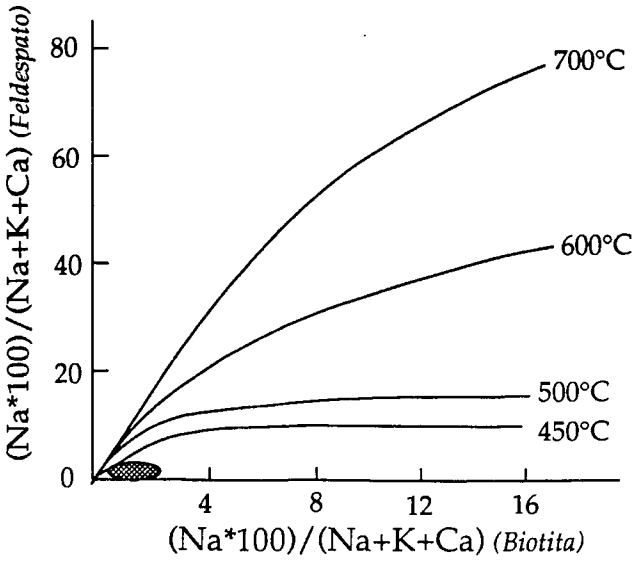
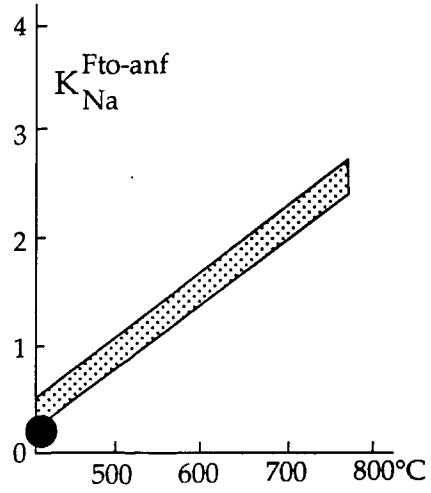


Fig. VI.3. Distribución de Na entre biotita y feldespato (FERSHTATER, 1973). Las rocas peralcalinas y Anfibólico-biotíticas se proyectan en la zona sombreada, por debajo de la isograda de 450°C.

Fig. VI.4. Distribución de Na entre feldespato alcalino y anfíbol (FERSHTATER, 1973). Aplicación del geotermómetro a las rocas Anfibólico-biotíticas del Complejo del Galiñeiro.

$K_{Na}^{Fto\text{-}anf} = [Na/(Na+K+Ca)]_{Fto} / [Na/(Na+K+Ca)]_{anf}$

El punto negro indica el rango de valores de $[Na/(Na+K+Ca)]_{Fto}/[Na/(Na+K+Ca)]_{anf}$ y da una idea aproximada de la temperatura.



Par feldespato-anfíbol

En este geotermómetro existen los mismos problemas que en el anterior, pero con la desventaja añadida de que está restringido a anfíbol cálcico, por lo que sólo se puede emplear en las rocas Anfibólico-biotíticas. En la Fig. VI.4 se muestra el diagrama de distribución de Na entre feldespato alcalino y anfíbol, propuesto por FERSHTATER (1973) y en que también se ha dibujado una pequeña zona que recoje el rango de valores de la relación $[Na/(Na+K+Ca)]_{Feldespato}$ / $[Na/(Na+K+Ca)]_{Anfíbol}$ en las muestras del Complejo del Galiñeiro. Se observa que, para ese rango de valores, la temperatura que se obtiene está también en torno a los 400°C.

Par magnetita-ilmenita

Para el par Magnetita-ilmenita se han utilizado los siguientes métodos de cálculo de la temperatura:

- POWELL & POWELL (1977)
- LINDSLEY & SPENCER (1982)
- ANDERSON & LINSLEY (1985)

El cálculo se ha realizado con el programa ITHERM, de RAMESHWAR *et al.* (1991). Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla VI.1 y son cohetentes con las temperaturas obtenidas por los métodos de STORMER (1975) y FERSHTATER (1973). Hay que precisar que, en ausencia de análisis de magnetita e ilmenita en las facies Zorro y Magnetita y puesto que las ilmenitas de la facies Galiñeiro son deficitarias en Fe (y por tanto, no válidas), nos hemos visto obligados a combinar ilmenitas de la facies Zorro con magnetitas de las facies Galiñeiro (dos tipos de magnetita identificados; ver apartado de minerales opacos en el capítulo de mineralogía) y Magnetita. Para las rocas RAD-2, en cambio, los cálculos se han realizado con pares de la misma muestra. Se usan siempre valores medios.

PARES	T (°C) P & P	T (°C) L & S	T (°C) A & L
Ilm (ZORRO) Mag (MAG)	[269-313]	[382-417]	[373-415]
Ilm (ZORRO) Mag (GAL-I)	[294-316]	[380-418]	[372-417]
Ilm (ZORRO) Mag (GAL-II)	[383-396]	[449-462]	[454-471]
Ilm (RAD-2) Mag (RAD-2)	[416-429]	[493-508]	[513-536]

Tabla VI.1. Temperaturas calculadas por los pares ilmenita-magnetita.

P & P: POWELL & POWELL (1977)
L & S : LINDSLEY & SPENCER (1982)
A & L: ANDERSON & LINDSLEY (1985)
GAL-I son las magnetitas procedentes de la alteración de la Riebeckita.
GAL-II son las magnetitas procedentes de titanomagnetita.

Se ha utilizando también el termómetro de BUDDINGTON & LINDSLEY (1964) para el par magnetita-ilmenita. Se confirma que las composiciones muy

puras de estos minerales (como es el caso del Complejo del Galiñeiro) sólo pueden darse a temperaturas < 500°C.

Otros intentos de utilizar distintos termómetros han resultado infructuosos, precisamente debido a que la temperatura es muy baja y también a la naturaleza de los minerales. Esta circunstancia confirma, de todas formas, que la temperatura de equilibrio fue realmente muy baja.

Conclusiones

Se puede concluir, pues, que las condiciones barométricas y térmicas en las que se desarolló el metamorfismo que afectó al Complejo del Galiñeiro y rocas del entorno más próximo, alcanzaron un máximo de presión en torno a 5-6 Kb, con etapas de descompresión con presiones registradas por parte de los minerales, en torno a 3 Kb y probablemente más bajas.

La temperatura, sin embargo ha debido ser, en todo momento muy baja, inferior a 400-500°C. A este respecto, hay que recordar que en los diagramas de estabilidad de arfvedsonita-riebeckita y biotita el rango de temperatura deducido era más grande, por debajo de 550°C para los anfíboles y por debajo de 600°C para la biotita. Estos datos son esencialmente coherentes con los obtenidos mediante los termómetros y corroboran las bajas condiciones térmicas en que se ha desarrollado el metamorfismo.

Las mencionadas condiciones de presión y temperatura corresponden a un metamorfismo en facies esquistos verdes o anfibolita de bajo grado.

VII. Discusión

VII.1. TIPOLOGÍA GRANÍTICA.

Las rocas del Complejo del Galiñeiro poseen todas las características geoquímicas, tanto en elementos mayores como elementos trazas y tierras raras, típicas de granitos A (LOISELLE & WONES, 1979; BONIN, 1980, 1987, 1990; COLLINS *et al.*, 1982; WHALEN *et al.*, 1987, EBY, 1990, 1992). A continuación se aplican los diagramas tipológicos más relevantes que se han utilizado en la literatura, aun a sabiendas que los procesos tardi-postmagmáticos descritos en esta memoria han afectado la geoquímica primaria de las rocas.

VII.1.1. CLASIFICACIÓN SISTEMÁTICA.

Utilizando únicamente relaciones de elementos mayores, SYLVESTER (1989) propuso un diagrama para rocas con $SiO_2 > 68\%$, en el que se separan los granitos calcoalcalinos, peraluminosos y alcalinos, discriminándose entre estos últimos aquellos que tienen composición similar a la de los calcoalcalinos altamente fraccionados de los que no la tienen. La representación de las rocas del Complejo del Galiñeiro en el diagrama de la Fig. VII.1. cae por completo dentro del campo de los granitos alcalinos, exactamente en la misma área delimitada por los granitos A de la base de datos de EBY.

Utilizando también elementos mayores, BEA *et al.* (en prensa, (b)) han propuesto un diagrama para rocas con $SiO_2 > 70\%$ capaz de discriminar los granitos A del resto. La representación de las rocas del Complejo del Galiñeiro en este diagrama (Fig. VII.2) muestra que la práctica totalidad de las mismas se proyecta en el campo de los granitos A, separándose solamente

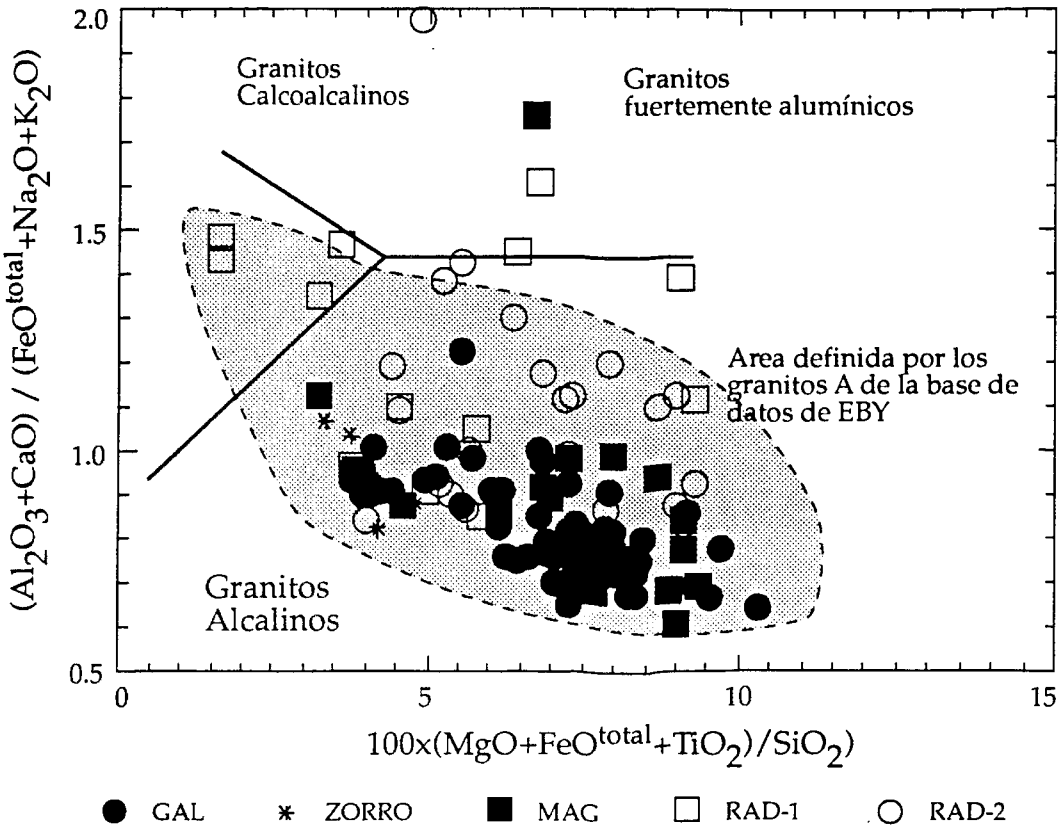


Fig.VII.1. Diagrama de discriminación de SYLVESTER (1989). La zona sombreada representa el campo de proyección de los granitos A de la base de datos de EBY.

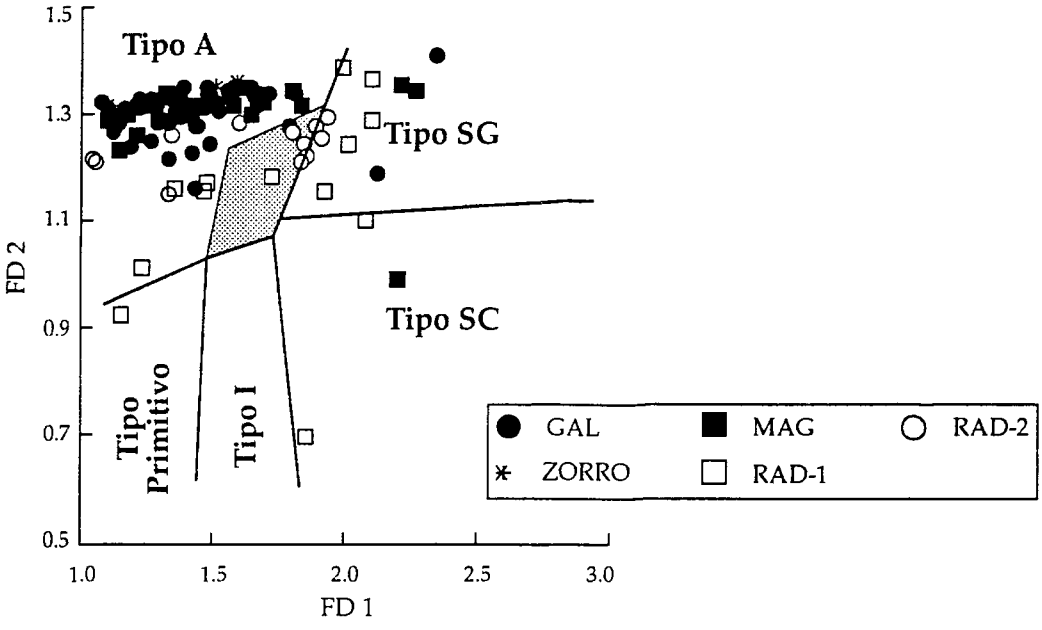


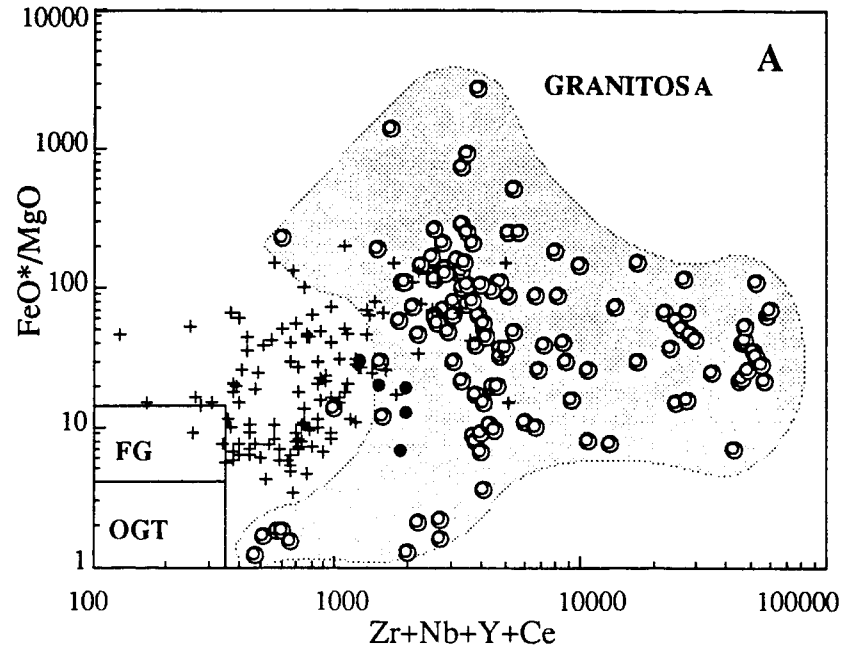
Fig.VII.2. Diagrama FD1-FD2 de discriminación de granitos (BEA *et al.*, en prensa). Tipo SC= Tipo S con baja relación Fe/(Fe+Mg).Tipo SG= Tipo S con alta relación Fe/(Fe+Mg).
FD1= 10*(0,1601*ASI-0,0354*CAI+0,048*KNaI-0,026*FeMgI)
FD2= 10*(0,0061*ASI-0,0434*CAI+0,0145*KNaI+0,1236*FeMgI)
ASI=(Al_2O_3/[CaO+Na_2O+K_2O]) molar.
CAI= (CaO/[CaO+Na_2O+K_2O]) molar.
KNaI= (K_2O/[K_2O+Na_2O] molar.
FeMgI= (FeO/[FeO+MgO] molar.

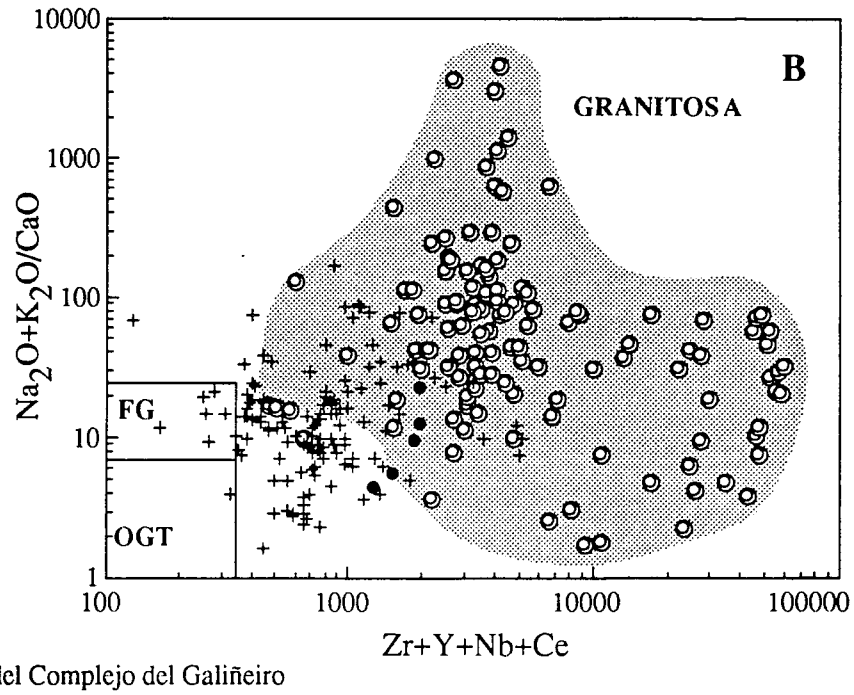
algunas muestras, la mayoría de las cuales son metasomáticas y por tanto profundamente transformadas.

WHALEN *et al.* (1987) han confeccionado una serie de diagramas discriminatorios usando elementos traza y relaciones elementales que consideran relativamente insensibles a procesos de alteración moderados. Dichos diagramas están basados en la proyección de la relación Ga/Al o el equivalente (Y+Zr+Ce+Nb) frente a relaciones de elementos mayores, y serían muy efectivos en la identificación de granitos A, discriminando, además, los verdaderos granitos A de los granitos "normales" altamente fraccionados. Esta discriminación será, para WHALEN *et al.*, (1987), tanto mejor cuanto más alcalinos sean los granitos, puesto que los que muestran composiciones subalcalinas podrían solaparse con los calcoalcalinos muy fraccionados. Los valores altos de la relación Ga/Al habían sido ya mencionados por COLLINS *et al.* (1982) como un buen discriminante de granitoides de tipo A.

Se han proyectado las rocas del Complejo del Galiñeiro en algunos de dichos diagramas discriminatorios recomendados por los mencionados autores. A efectos de comparación, en los diagramas (Zr+Nb+Ce+Y) *vs* [(Na_2O+K_2O)/CaO] y (Zr+Nb+Ce+Y) *vs* (FeO^*+MgO) se han proyectado junto con los datos del Complejo del Galiñeiro otras rocas peralcalinas de la Península Ibérica y datos de granitos A de otros complejos alcalinos del mundo (Fig. VII.3A y B). En los diagramas de la Fig. VII.4 se proyectan únicamente los datos del Complejo del Galiñeiro separados por facies. En todos ellos se observa como la mayoría de las muestras se proyectan en el campo de los granitos A, con la excepción de algunas pertenecientes a las rocas Anfibólico-biotíticas y metasomáticas.

Sobre el origen de los granitoides A se ha especulado mucho y todavía hoy sigue sin resolverse el problema de su génesis. Para muchos autores (COLLINS *et al.*, 1982; CLEMENS *et al.*, 1986, WHALEN *et al.*, 1987, etc.) este tipo de roca se originarían por fusión parcial de un residuo granulítico enriquecido en halógenos, resultante de la extracción de un granito de tipo I, en la corteza inferior. Otros autores (SKJERLIE & JOHNSTON, 1993) sugieren que para formar un líquido granítico con características A no sería necesaria una roca fuente restítica. Por último, los granitoides A podrían, para Eby *et al.* (1992), EBY & KOCHHAR (1990), etc. ser, en algunos casos, diferenciados de magmas derivados del manto.





⊙ Datos del Complejo del Galiñeiro

• Datos de otras rocas alcalinas de la Península Ibérica (RIBEIRO& FLOOR, 1987)

$^{+}$ Datos de otros complejos A (base de datos de EBY, *com. pers.*).

Fig. VII.3. Diagramas de discriminación de WHALEN *et al.* (1987). **FeO*=**Fe^{total} como FeO. **FG=** Granitos fraccionados. **OGT=** Granitos M, S, I no fraccionados.

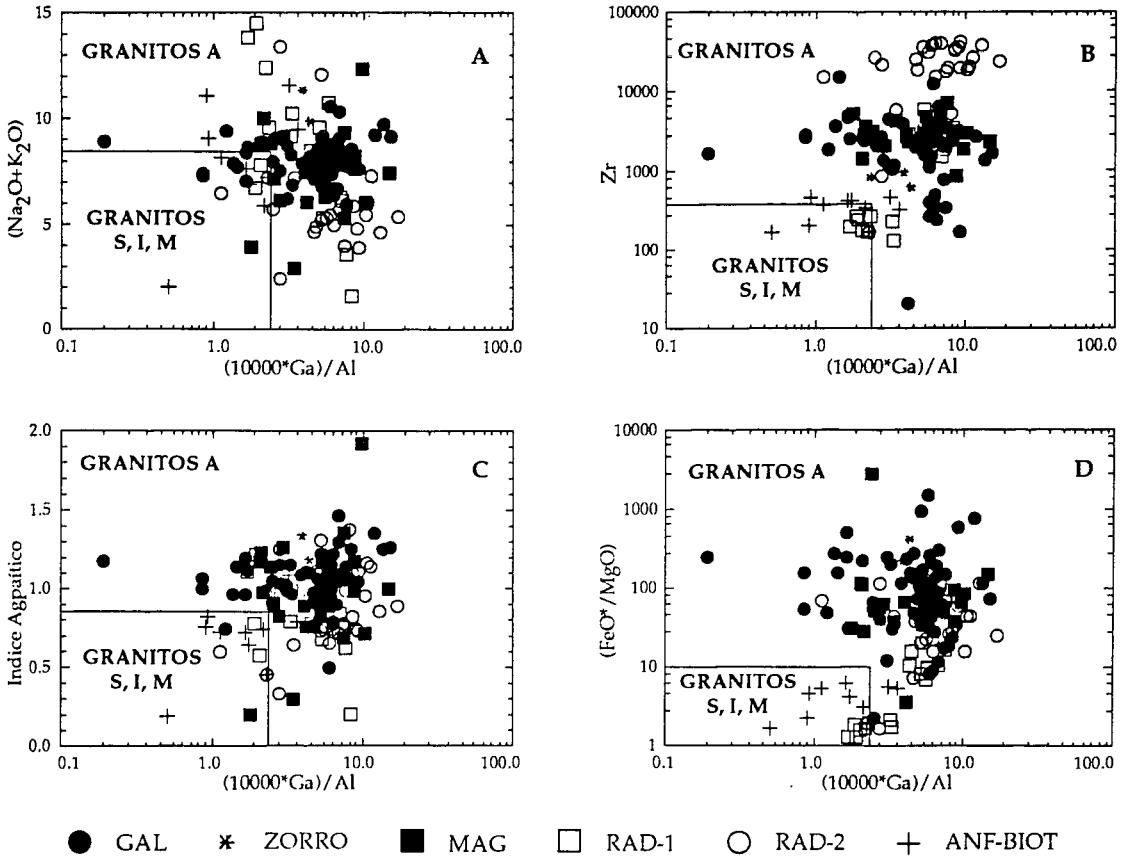


Fig. VII.4. Diagramas de discriminación de granitos A (WHALEN *et al.*, 1987). **A)** (10000*Ga)/Al *vs* (Na2O+K_2O). **B)** (10000*Ga)/Al *vs* Zr (ppm). **C)** (10000*Ga)/Al *vs* Indice agpaítico. **D)** (10000*Ga)/Al *vs* (FeO*/MgO). **FeO*=** Fe^{total} como FeO

Recientemente algunos autores han realizado distinciones dentro de los granitos A en relación al origen de su fuente, estas distinciones están basadas esencialmente en la geoquímica de elementos traza. Así, EBY (1990) sugiere que las relaciones Y/Nb e Yb/Ta son relativamente constantes dentro de cada suite de tipo A, por lo que son muy efectivos como índices de comparación geoquímica. Este autor establece, de esta forma, una clasificación puramente química de los granitos A en dos tipos: A_1 y A_2.

El tipo A_1 presenta ciertas similitudes con basaltos de islas oceánicas (OIB), mientras que el tipo A_2 muestra similitud con las rocas del promedio de corteza continental y basaltos de arcos de islas. Los primeros se emplazarían durante procesos de rifting continental y magmatismo intraplaca, generalmente con rocas máficas relacionadas. Los granitoides del segundo grupo, por el contrario, representan un rango de ambientes geológicos mucho mayor, e incluyen granitos post-colisión y aquellos emplazados al final de un largo periodo de alto flujo de calor y magmatismo

granítico. Puesto que los valores bajos de las relaciones Y/Nb e Yb/Ta están invariablemente asociados a rocas máficas emplazadas en ambientes de intraplaca o zonas de rift, y puesto que en algunos casos (ej. batolito de White Mountain , New Hampshire) estas rocas máficas están directamente asociadas a rocas silícicas muy evolucionadas. EBY (1992) sugiere que los granitoides de tipo A_1 representan diferenciados mantélicos, contaminados en mayor o menor medida con corteza continental y generados a partir del mismo tipo de fuente que producen magmas de islas oceánicas, intraplaca y zonas de rift. Los granitoides del grupo A_2 se proyectan en el campo de los basaltos de margen continental y arcos de islas, por lo que aquel autor sugiere que este grupo podría estar relacionado con, o ser el resultado de, los procesos que forman este tipo de magmas.

Como ejemplos de granitos de tipo A_1, Eby (1992) menciona los siguientes complejos: Naivasha (Rift E. Africa), Zomba-Malosa (Malawi), Rift de Yemen y la provincia magmática de E. Trans Pecos (Tejas). Como representativos de pluma o hotspot, menciona el White Mountain Batholith (N. Hampshire), Ras ed Dom (Sudán), Velasco (Bolivia). Como ejemplo de complejos de tipo A_2, este autor cita, entre otros: Gabo y Mumbulla (Lachland fold belt, Australia), Topsails (Newfoundland), Habd-Aldyaheen (Arabia), Malani suite (India), Narraburra granite (Lachland fold belt, Australia).

Las relaciones interelementales utilizadas como indicadores petrogenéticos son las siguientes:

- Y/Nb con valores entre 0,3 y 1,2 serían propias de fuentes tipo OIB (EBY, 1990), mientras que el promedio de corteza continental tendría un valor de Y/Nb=1,8 (TAYLOR & MCLENNAN, 1985).

- Yb/Ta con valores bajos indica también ambientes intraplaca o zonas de rift.

- Nb/Ta con valores de 15 a 18 son típicos de magmas derivados del manto (HOFMANN, 1988), mientras que Nb/Ta=11 representa el promedio de la corteza (TAYLOR & MCLENNAN, 1985).

- Zr/Nb < 10 son típicos de rocas volcánicas de zonas de rift continentales (MACDONALD *et al.*, 1987), mientras que los valores de Zr/Nb > 10 son más propios de rocas peralcalinas relacionadas con subducción.

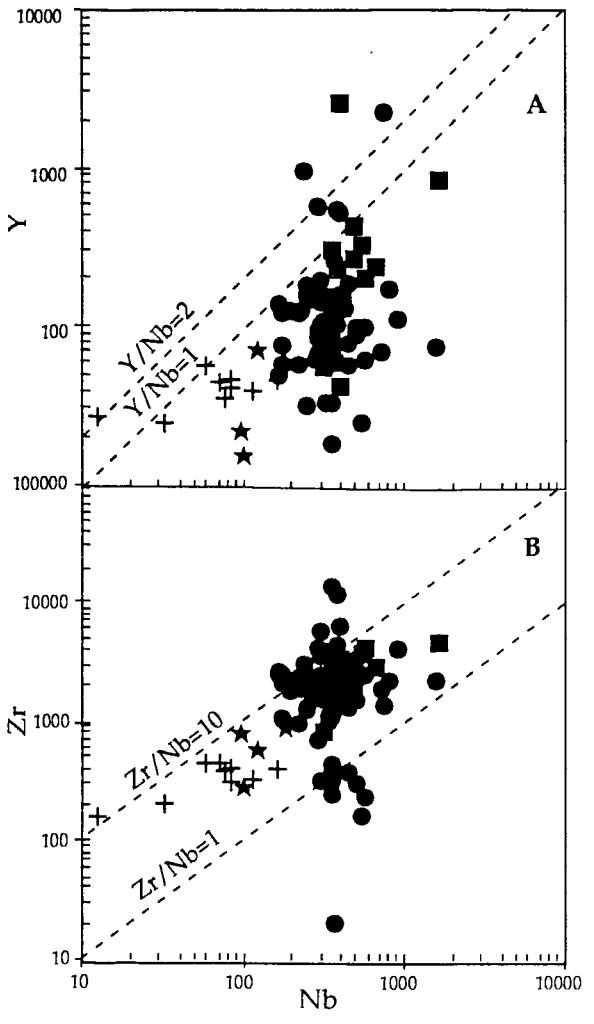


Fig. VII.5. Relaciones Y/Nb y Zr/Nb para las rocas peralcalinas del Complejo del Galiñeiro y rocas Anfibólico-biotíticas.

Con objeto de profundizar en la naturaleza de los magmas que generaron las rocas del Complejo del Galiñeiro, se han utilizado las mencionadas relaciones de elementos traza y los diagramas de discriminación más recientes dentro de los granitoides de tipo A. Así, en las gráficas de la Fig. VII.5A (Nb/Y) se pone de manifiesto que casi la totalidad de las rocas peralcalinas del Complejo del Galiñeiro y rocas Anfibólico-biotíticas presentan relaciones Y/Nb < 1. Esto las caracteriza, en principio, como derivadas de fuentes similares a las que producen los OIB. Asimismo, se observa que la mayor parte de estas rocas presentan relaciones Zr/Nb < 10 (Fig. VII.5B), lo que apuntaría a su probable generación en una zona de ritf continental y es coincidente con la clasificación de EBY (1992). Las relaciones Nb/Ta, sin embargo, son muy variables y, aunque muchas de las muestras presentan valores de Nb/Ta entre 15-18, hay también muchas otras cuyos valores se apartan considerablemente.

La proyección de las muestras del Complejo del Galiñeiro en los diagramas Nb-Y-Ce y Nb-Y-3Ga (Fig. VII.6A y VII.6B) muestra que, prácticamente todas las rocas peralcalinas y Anfibólico-biotíticas se proyectan en el campo de los granitos A_1, escapándose sólo algunas muestras pertenecientes a los neises metasomáticos. La misma observación se puede realizar en las gráficas de la Fig. VII.7 en las que se emplean las relaciones Y/Nb y Yb/Ta frente a SiO_2. Si bien la discriminación es algo peor que en el caso anterior, la mayoría de las muestras se proyectan también en el campo de los granitos A_1. Es de destacar en todos estos diagramas el hecho de que

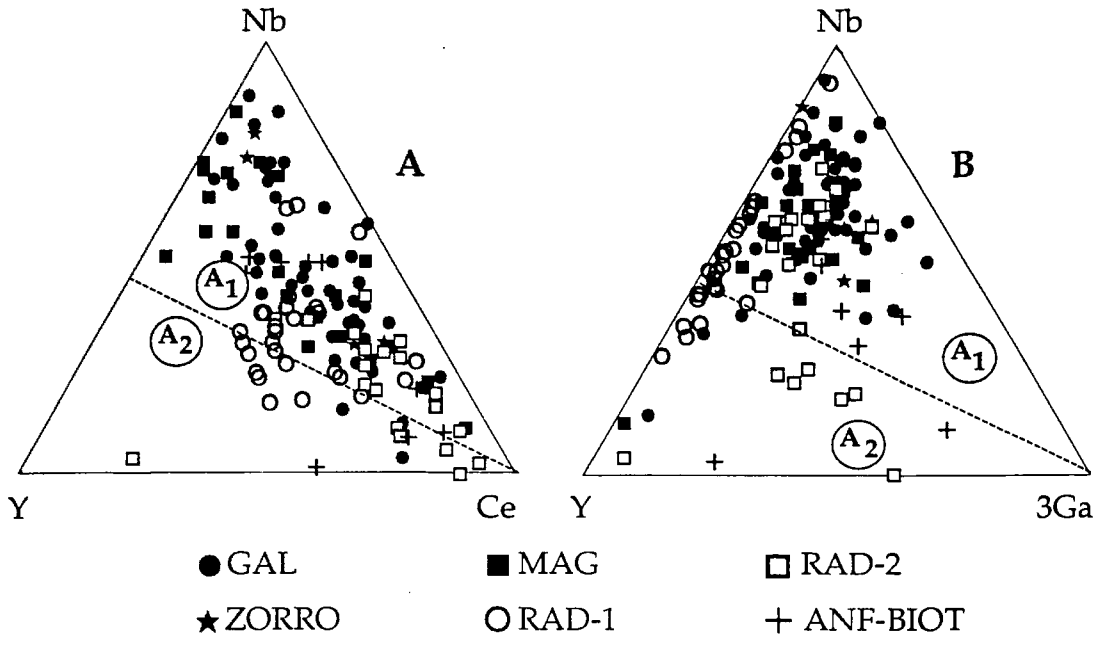


Fig. VII.6. Diagramas de discriminación entre los tipos A_1 y A_2 dentro de los granitos A (EBY, 1992).

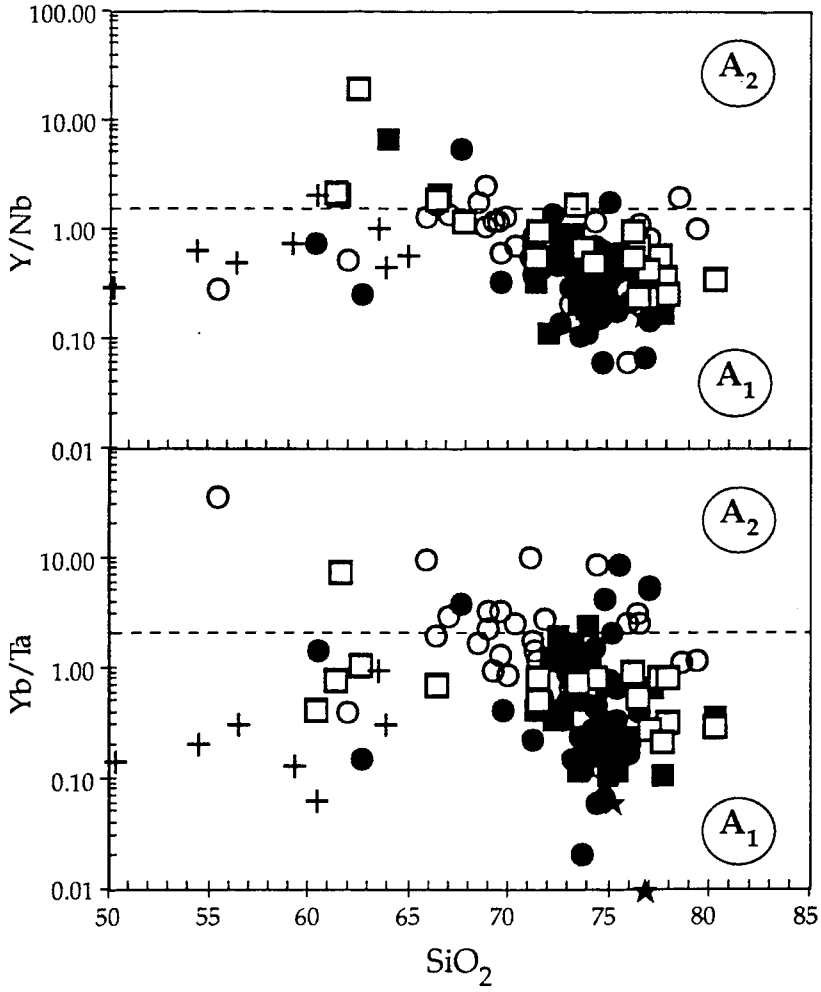


Fig. VII.7. Diagramas de discriminación entre los tipos A_1 y A_2 dentro de los granitos A (EBY, 1992).

prácticamente la totalidad de las rocas Anfibólico-biotíticas entran en la misma categoría que las peralcalinas.

VII.1.2. DISCUSIÓN

A partir de los datos presentados, se puede concluir que el Complejo del Galiñeiro está formado por granitos de tipo A que, con alta probabilidad, pueden considerarse dentro del subtipo A_1 de EBY (1990, 1992). Hay que resaltar sin embargo que el significado de esta última clasificación es bastante especulativa, puesto que, en gran medida, se ha obtenido a partir de relaciones de elementos traza que sabemos que han sido activos durante el metasomatismo sufrido por el Complejo del Galiñeiro. Pero de manera tentativa podemos aceptar que los magmas generadores se hayan formado en un ambiente de rift continental o intraplaca y representen diferenciados mantélicos.

VII.2. MODELO METASOMÁTICO

Habida cuenta que las peculiares características que presenta el complejo del Galiñeiro en relación a sus anómalos contenidos en tierras raras y algunos elementos traza, son debidas a procesos de concentración de origen metasomático, es necesario intentar reconocer como fueron estos procesos y sobre que materiales actuaron.

La primera aclaración que es conveniente hacer, es que los principales tipos de rocas estudiados en este trabajo, han sufrido, en mayor o menor medida, transformaciones. Los materiales fuente del fluido metasomático son, sin lugar a dudas, las rocas peralcalinas (facies Galiñeiro, Magnetita y Zorro) y, en este sentido, las transformaciones graduales que se observan en estas tres facies son pues debidas a ***Autometasomatismo.*** Entre estas 3 facies la secuencia de enriquecimiento en elementos móviles es:

(1) Facies Zorro (la más estéril, equivalente a un granito peralcalino normal).
(2) Facies Magnetita.
(3) Facies Galiñeiro (con un grado de enriquecimiento superior a la mayoría de los granitos peralcalinos no transformados).

En segundo lugar están las rocas ***metasomáticas s.s,*** en las que estos procesos de transformación han sido más acentuados. Dentro de ellas, el grado de enriquecimiento metasomático aumenta drásticamente desde el tipo RAD-2 hasta el RAD-1. A continuación se va a intentar determinar la relación que existe entre ambos subtipos de rocas y, si es posible, la naturaleza de la roca original, previa a la transformación metasomática.

Para ello se ha pensado utilizar un modelo basado en Análisis de Componentes Principales sobre los elementos mayores y trazas de los tipos RAD-1 y RAD-2. La hipótesis de partida es que ambos tipos de rocas metasomáticas (espacialmente relacionadas) representan distintos estadios de intensidad metasomática, de forma que el tipo RAD-1 es un extremo de los RAD-2 y que este metasomatismo se ha desarrollado, probablemente, sobre materiales distintos a los peralcalinos.

Esquemáticamente, este modelo trataría de probar que, sobre un ACP, los RAD-2 darían la composición de RAD-1 aplicando un vector de transformación y aplicando un vector de transformación contrario se obtendría, si el proceso hubiera sido lineal, la composición de las rocas originales.

Análisis de Componentes Principales.

(1) Sobre Elementos Mayores.

El ACP de elementos mayores se ha realizado sobre una matriz de covarianza en las muestras de las rocas RAD-1 y RAD-2. Puesto que la varianza asociada a los dos primeros componentes es superior a 89%, no se tendrán en cuenta los demás. Las cargas de las variables sobre estos dos primeros Componentes Principales son las siguientes:

	Factor1	*Factor 2*
Si	-5,6188	-0,6056
Ti	0,1186	0,08062
Al	2,2938	-1,2123
Fe	0,6177	1,07593
Mg	0,5598	-0,3550
Mn	-0,0057	0,09266
Ca	0,1596	0,1217
Na	1,0225	-0,0730
K	0,5965	-1,7596
P	0,08231	0,09385
%Varianza	77,1118	12,3865

La proyección de estos valores sobre el plano de máxima varianza se refleja en la figura VII.8 y en ella se observa que el vector de transformación es paralelo al 2º factor, a pesar de que la varianza asociada al 1º Componente Principal es mayor, siendo pues el que controla los cambios habidos en elementos mayores entre ambos tipos de rocas.

Para el desarrollo del mencionado modelo, consideramos la ecuación:

$$Vf = d * carga\ V + Vi \qquad [1]$$

donde: V_f es el valor de la variable final
V_i el valor de la variable inicial
d es "distancia" que se puede mover el vector de transformación y que se le asigna un signo positivo en un sentido y negativo en el sentido contrario.

Si consideramos el tipo RAD-1 como un extremo del RAD-2, podemos suponer que aplicando la mencionada ecuación en un sentido (usando un valor positivo de "d") se obtiene la composición media de las rocas RAD-1, y si aplicamos la ecuación en el sentido contrario (valor negativo de "d") se obtiene la composición de la roca original, sobre la que ha actuado el metasomatismo que originó RAD-1 y RAD-2.

Aplicando esta ecuación a las cargas de las variables del 2º factor (puesto que se ha visto en la Fig. VII.8 que éste es el que controla el cambio) y a la composición media de las rocas RAD-2, tomadas como material de partida, se obtiene:

1) En el sentido del incremento de la intensidad del metasomatismo (RAD-2 a RAD-1) y aplicando un valor de "d" = 1,5, se obtiene una composición muy próxima a la composición media de los RAD-1. En el esquema de la figura VII.9 hemos representado la composición media de las rocas de partida para este modelo (RAD-2), la composición media de los neises RAD-1 y la composición obtenida aplicando la ecuación anterior (zona sombreada derecha). Como se observa en este esquema, la composición de los RAD-1 y la obtenida son muy similares; quizá, el dato más significativo sea el importante descenso en el contenido en K que se obtiene por este modelo, y que es comparable al contenido medio real de los RAD-1. Así pues, podemos suponer que efectivamente las rocas metasomáticas RAD-1 y las RAD-2 representan sólo distinto grado de transformación, pero se han desarrollado sobre la misma roca.

2) En el sentido contrario, si usamos valores negativos de "d" la composición de la roca previa debería ser extrapolable. Sin embargo, por este procedimiento no es posible obtener una composición aproximadamente semejante a ninguna de las rocas del entorno. En la figura VII.9 hemos representado la composición obtenida para una "d" = -0,15 (zona sombreada a la izquierda). Hay que mencionar que para los distintos valores (razonables) de "d" ensayados, se obtienen

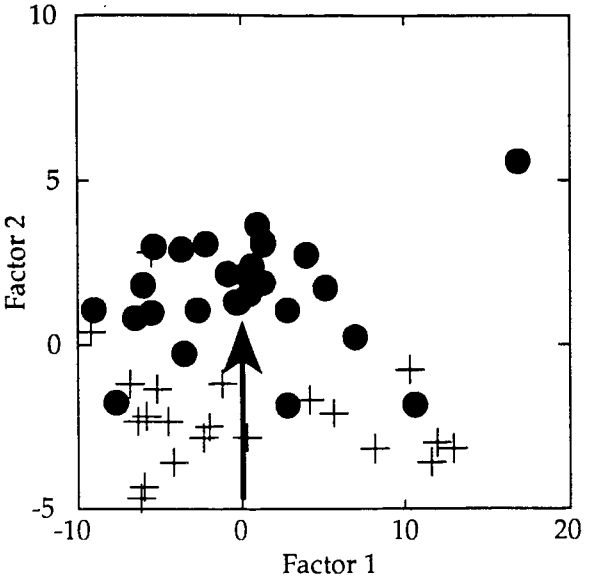


Fig. VII.8. Representación en el plano de máxima varianza, de los factores 1 y 2 de un Análisis de Componentes Principales realizado sobre los elementos mayores.

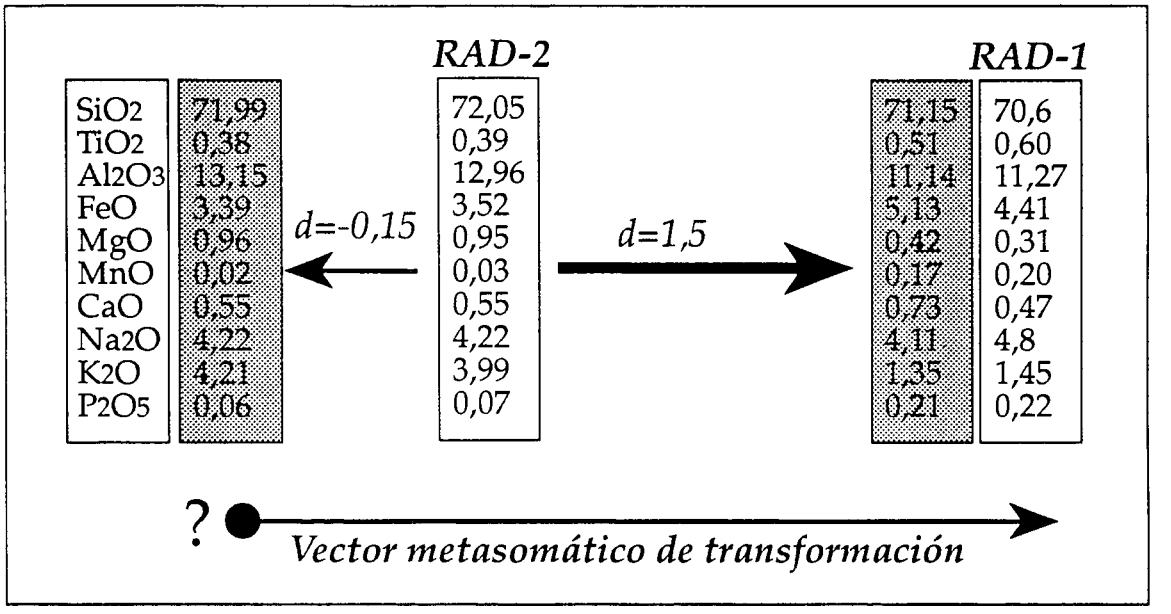


Fig. VII.9. Esquema numérico del modelo metasomático para elementos mayores entre las rocas metasomáticas RAD-2 y RAD-1.

siempre composiciones graníticas, aunque, como habíamos mencionado, no son comparables a la de las rocas graníticas del entorno (ortoneises peralcalinos y ortoneises biotíticos). Se descarta pues, en principio, un metasomatismo sobre las Rocas Anfibólico-biotíticas o paraneises.

(2) Sobre Elementos Traza

El Análisis de Componentes Principales se ha realizado también sobre la matriz de covarianza, usando elementos traza previamente seleccionados por ser representativos en el proceso metasomático.

La varianza asociada a los dos primeros Componentes Principales es próxima al 99% y de los dos, el verdaderamente importante es el 1º (97,24% de varianza asociada). El resto de Componentes Principales no son, por tanto, en absoluto, representativos.

El valor de las cargas de las variables en estos dos componentes son los siguientes:

	Factor1	*Factor* 2
Rb	-56,154	14,9440
Sr	-0,3951	10,2027
Ba	-67,802	-4,6630
Zn	1058,61	1054,37
Y	1685,05	819,821
Zr	13968,1	-374,91
Nb	2210,95	-9,8954
Ce	2020,85	1352,07
Gd	298,476	91,5717
Yb	117,637	12,5261
%VA	97,249	1,7573

La representación de estas cargas en el plano de máxima varianza (Fig. VII.10) muestra que el vector de transformación es, en este caso, paralelo al 1º factor, lo que significa que es éste el que controla el proceso metasomático y confirma que en este proceso los elementos traza han tenido un papel primordial, mientras que los elementos mayores han sufrido (con la excepción del K) muy pocas modificaciones.

Si en el modelo utilizado para los elementos mayores aplicamos la ecuación [1] con las cargas correspondientes a las variables del 1º factor y tomamos las rocas RAD-2 como punto de partida, se obtiene:

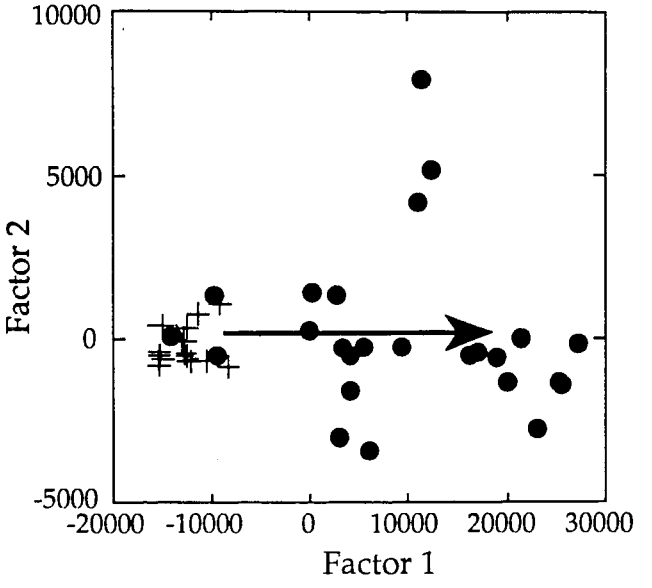


Fig. VII.10. Representación en el plano de máxima varianza, de los factores 1 y 2 de un Análisis de Componentes Principales realizado sobre los elementos traza.

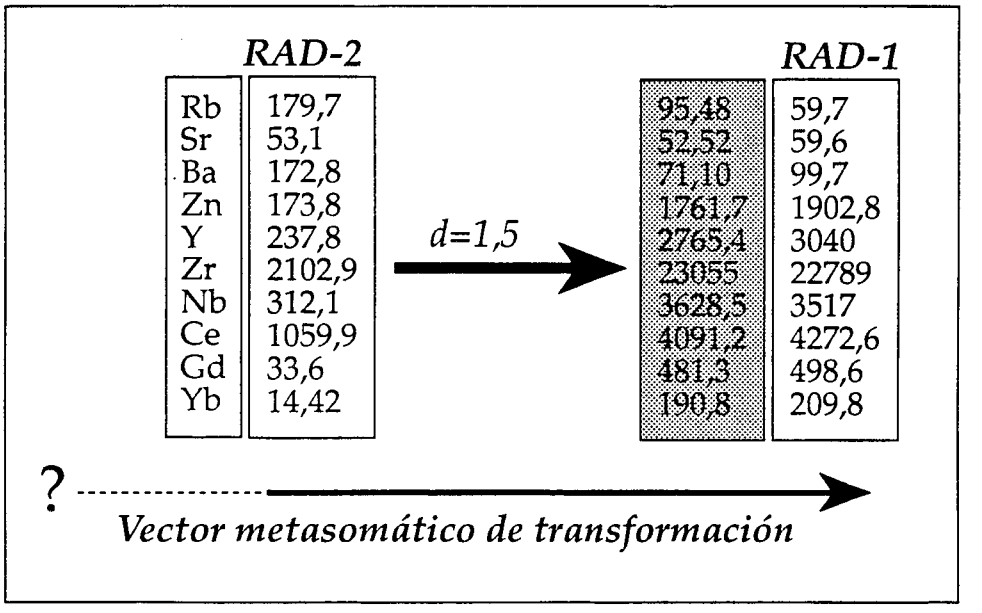


Fig. VII.11. Esquema del modelo metasomático para elementos trazas entre las rocas metasomáticas RAD-2 y RAD-1.

1) En el sentido de de la transformación RAD-2 a RAD-1 y aplicando el mismo valor de "d" utilizado para los elementos mayores (d=1,5) se obtiene una composición muy similar a la composición media en elementos traza de los rocas RAD-1. En el esquema de la Fig. VII.11 se muestra la composición obtenida (zona gris), junto a la composición media de los RAD-1.

2) En el sentido contrario, aplicando valores negativos de "d" a la ecuación [1] no se obtiene, al igual que ocurría con los elementos mayores, una composición razonable que pudiera representar la roca previa al metasomatismo.

A pesar de que los resultados obtenidos por la aplicación de este modelo no son los esperados, a partir de él se pueden extraer algunas conclusiones que confirman la hipótesis de partida:

- En los procesos metasomáticos se han visto implicados de forma especial los elementos traza, y en mucha menor medida los elementos mayores.

- Las rocas metasomáticas RAD-1 y RAD-2 representan distintos grados de metasomatismo, probablemente dentro del mismo tipo de roca.

- A pesar de que no podemos conocer la roca sobre la que actuó el metasomatismo ésta, ha debido de ser, de composición granítica. Por tanto las posibilidades se reducen a las propias rocas peralcalinas o a los neises biotíticos.

- El hecho de que el modelo metasomático funcione sólo en un sentido (de menor a mayor intensidad de metasomatismo) y no lo haga en el sentido contrario (es decir, de las rocas metasomáticas hacia las rocas originales) prueba que este fenómeno no ha sido lineal.

VII.3. COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS TRAZA MÁS SIGNIFICATIVOS Y MOVILIDAD DE LAS TIERRAS RARAS DURANTE LOS PROCESOS MAGMÁTICOS Y METASOMÁTICOS.

A la hora de estudiar el comportamiento de las tierras raras y los elementos traza en el Complejo del Galiñeiro, es necesario tener en cuenta, por un lado, los procesos magmáticos y, por otro, los procesos posteriores, metasomáticos y metamórficos, que han podido modificar los resultados de los primeros.

A partir de los datos que se han venido exponiendo a lo largo de esta memoria, sabemos que el metasomatismo causó una gran removilización de las tierras raras y de la mayor parte de los elementos traza. Sabemos también que el metamorfismo produjo una recristalización casi completa de los minerales previos. Las transformaciones producidas por estos procesos han sido tan intensas que cualquier característica magmática ha sido prácticamente borrada, de forma que resulta imposible reconstruir como fue la evolución magmática del Complejo.

No obstante, y a partir de datos geoquímicos en roca total y en minerales, vamos a intentar discutir algunos aspectos significativos de la evolución magmática de las rocas y de los mecanismos de enriquecimiento en elementos traza y tierras raras. Para ello nos hemos apoyado en el estudio de la pauta geoquímica de uno de los elementos más significativos de todo el Complejo del Galiñeiro, el Zr.

El punto de partida de este estudio está relacionado con: a) la anómala abundancia de circón, b) la cristalización de este mineral a relativamente bajas temperaturas y c) los bajos contenidos que presenta en tierras raras.

Para entender la cinética de cristalización del circón hemos llevado a cabo un estudio de solubilidad y calculado la temperatura teórica de saturación de Zr en las rocas del Complejo del Galiñeiro. Tales temperaturas se han calculado a partir del modelo experiemental de WATSON & HARRISON (1983), que permite calcular la concentración de saturación de Zr en un magma en función de la temperatura del líquido y la geoquímica de elementos mayores a partir de la siguiente ecuación:

$$LnD_{Zr}^{cir/fund} = \{-3,80-[0,85(M-1)]\} + 12900/T$$

donde: $D_{Zr}^{Circón\ /\ Fundido}$ es la relación de concentración de Zr en el circón estequiométrico y en el fundido
M es la relación catiónica: (Na+K+2Ca)/(Al*Si)
T es la temperatura absoluta.

Para cada muestra la ecuación se ha resuelto mediante un programa SYSTAT inédito.

Estudio de la solubilidad del circón

Las temperaturas de saturación de Zr, calculadas por medio del mencionado modelo experimental de WATSON & HARRISON (1983), muestran valores muy elevados. La distribución de frecuencias es, aparentemente, polimodal (Fig. VII.12), con un máximo modal en torno a 1000°C, junto a otros dos, mucho más pequeños, aproximadamente a 1500 y 1700°C.

En la mayor parte de los casos se obtienen temperaturas en torno a 1000°C, que parecen razonables para fundidos capaces de formar granitos hipersolvus. En otros casos, sin embargo, se obtienen temperaturas de saturación anómalamente altas. Dichos valores extremos corresponden siempre a las rocas metasomáticas y, por tanto, no tienen ninguna significación magmática. En este sentido, al proyectar la temperatura de saturación de circón frente a SiO_2 (Fig. VII.13) se observa que los puntos no siguen en absoluto la tendencia normal de series graníticas diferenciadas, lo que confirma también que un proceso metasomático importante ha actuado,

de forma especial, en la evolución de los Neises Radiactivos (muestras con temperaturas de saturación de Zr superiores a 1200°C).

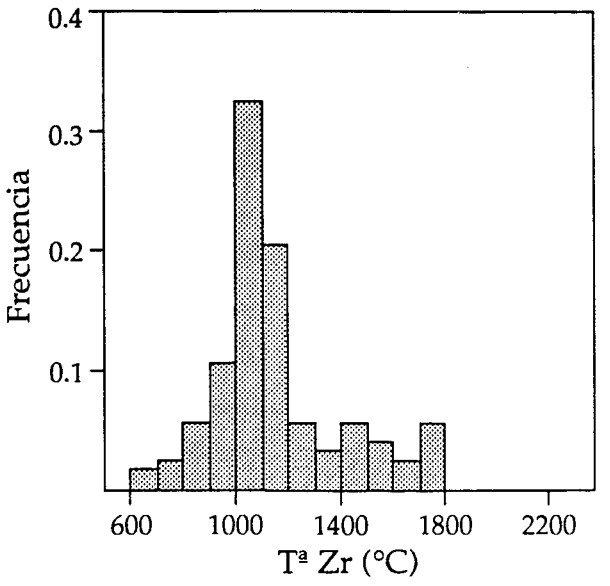


Fig. VII.12. Distribución de temperaturas de saturación de Zr en el Complejo del Galiñeiro.

Respecto al 1º punto, es necesario encontrar un mecanismo que explique por qué habiéndose alcanzado la temperatura de saturación de Zr en torno a 1000°C, el circón no empezó a cristalizar hasta temperaturas mucho más bajas, como demuestran los estudios tipológicos. Este hecho podría ser debido a dos factores: (1) metaestabilidad del Zr en los fundidos y (2) presencia de elementos complejantes que aumentan la solubilidad del circón.

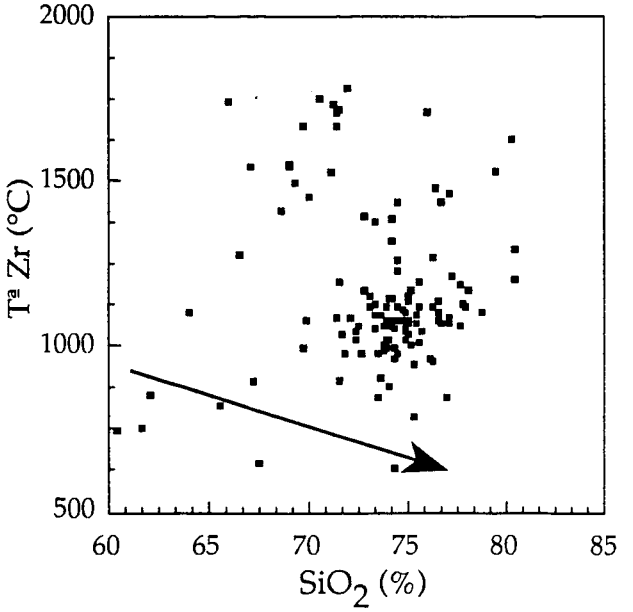


Fig. VII.13 Temperaturas de solubilidad de circón calculadas frente a contenido en SiO_2 en el Complejo del Galiñeiro. La flecha indica la trayectoria normal de series graníticas diferenciadas.

Para tratar de encontrar una explicación, se ha realizado la curva de solubilidad calculada (Fig. VII.14), que ilustra las concentraciones de Zr a las cuales se habría producido la saturación en estas rocas: para temperaturas en torno a 1000°C la saturación se habría alcanzado aproximadamente entre 1000 y 4000 ppm de Zr. Para concentraciones muy superiores (muestras pertenecientes a los Neises Radiactivos), las temperaturas de solubilidad son también muy elevadas; esto último no

puede en ningún caso ser explicado como debido a procesos magmáticos y corrobora la existencia de fenómenos metasomáticos para estas rocas. Es necesario hacer énfasis en el hecho de que, en cualquier caso, la solubilidad del circón es muy superior a la deducida a partir del modelo de WATSON & HARRISON (1983).

El hecho de no encontrar circones de alta temperatura en el Complejo del Galiñeiro implica la cristalización tardía de los mismos, SIEDNER (1965) sugiere que la solubilidad de Zr en magmas fuertemente alcalinos puede dar lugar a la cristalización tardía y no extensiva de circón.

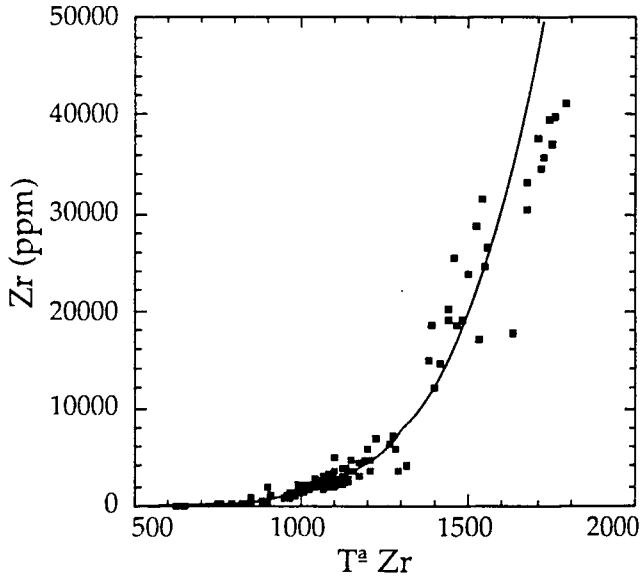


Fig. VII.14. Curva de solubilidad para las rocas del Complejo, calculada a partir del modelo experimental de WATSON & HARRISON (1983).

En apoyo de esta hipótesis está la sugerencia de PUPIN & TURCO (1975) según la cual, en granitos peralcalinos albitizados la cristalización tardía del circón puede producir poblaciones octaédricas de tipo A. Otro hecho muy importante en relación a la posible cristalización tardía de los circones es la gran solubilidad de Zr en líquidos peralcalinos. Respecto a esto, se han realizado en las últimas décadas múltiples trabajos experimentales y petrológicos (BOWDEN, 1966; DIETRICH, 1968; WATSON, 1979; LINTHOUT, 1984; KOGARKO & LAZUTKINA, 1988, entre otros) en los que se considera la influencia de la alcalinidad (Na_2O+K_2O/Al_2O_3) como determinante en el nivel de solubilidad del Zr. WATSON (1979) concluyó que en fundidos peralumínicos son suficientes tan sólo 100 ppm de Zr para que se alcance la saturación en Zr, mientras que en fundidos peralcalinos la solubilidad depende directamente de la relación (Na_2O+K_2O/Al_2O_3) molar. Cuando esta relación (índice agpaítico) es igual a 2 la saturación no se produce hasta un 3,9% de Zr. BOWDEN (1966) afirma que la solubilidad del Zr incrementa al incrementar la

alcalinidad, encontrando un coeficiente de regresión próximo a 0,5 en los "younger granites" de Nigeria.

Si la solubilidad del circón fuese exclusivamente debida a la naturaleza alcalina del magma, lo expuesto sería suficiente para explicar la ausencia de circones de alta temperatura; sin embargo la situación que se presenta en el Complejo del Galiñeiro es que la solubilidad del circón es superior a la que permitiría la alcalinidad. Esto viene además corroborado por el hecho de que no haya correlación entre índice agpaítico y contenido en Zr, ni entre la Tª de saturación y los elementos mayores (excepto negativa con el K_2O). Hay que suponer, por tanto que, además de la alcalinidad debe haber otros factores que controlen la solubilidad y mantengan el Zr en solución por debajo de su nivel de saturación. La explicación más plausible a este hecho creemos que es la formación de complejos de Zr^{4+} en el fundido.

Numerosos autores han relacionado la alta solubilidad del circón en fundidos peralcalinos con la existencia de complejos de Zr y álcalis en algunos casos y F y álcalis en otros. Así, por ejemplo WATSON (1979) afirmó que un alto contenido en álcalis, en ausencia de iones de F, incrementa la solubilidad del Zr en el magma por la formación de complejos de álcali-circono-silicatos del tipo $Na_4Zr(SiO_4)_2$. De la misma forma WATSON & HARRISON (1983) mostraron que la alta solubilidad del circón es debida a complejos de Zr^{4+} disuelto con álcalis libres no asociados con Al. Este tipo de complejos no pueden formarse en líquidos no peralcalinos, ya que no habría álcalis en exceso. Para DIETRICH (1968) la presencia de Na o F retarda la cristalización de circón por la formación de complejos de Zr.

Entre estos dos tipos de complejos, nos inclinamos a pensar que son los de álcalis, Zr y F los responsables de la alta solubilidad del Zr en las rocas del Galiñeiro, por las razones siguientes:

- Elevada concentración de F.
- Mayor facilidad de asociación del Zr con el F que con el Si tal como sugieren sus constantes de equilibrio.
- La liberación tardía del Zr se podría producir facilmente por la desestabilización de los complejos al extraer de ellos el F.

Como mecanismo más plausible para la formación de estos complejos álcali-zircono-fluorurados sugerimos lo siguiente:

1) En un fundido peralcalino el F rompe los enlaces Si-O-Si depolimerizando el magma y rebajando la viscosidad del mismo (BURHAM, 1979).

b) El F formaría entonces enlaces estables Si-F, creando una distorsión en la estructura del fundido. Este aumento de desorden asociado produciría un amplio rango de "huecos" de varias geometrías y número de coordinación, permitiendo a los iones de alto potencial iónico formar estructuras de mayor grado de coordinación que en los fundidos graníticos normales COLLINS *et al.* (1982).

c) Los álcali-circono-fluoruros formados son estables a altas temperaturas y muy solubles en el fundido (FERGUSON, 1974). La presencia de un exceso de álcalis favorece la formación de complejos del tipo Na_2ZrF_6 y Na_2ZrF_7, particularmente si la actividad de F es alta COLLINS *et al* (1982).

Por tanto, la ausencia de circones de alta temperatura en el Complejo del Galiñeiro puede explicarse por que, además de que la solubilidad del Zr estuvo incrementada debido a la alcalinidad del medio, el Zr^{4+} se estabilizó dentro del fundido mediante la formación de complejos álcali-circono-fluoruros, estables hasta las últimas etapas de cristalización. La destrucción de los complejos al descender la temperatura puede deberse a que la cristalización de biotita o anfíbol extrajo F de estos complejos (COLLINS *et al.*, 1982), dejando así libre el Zr, que precipitó como circón.

En apoyo de esta idea existen los siguientes argumentos:

1- La concentración de F es alta en las biotitas analizadas (en torno a 1,5%) y bastante alta en los anfíboles (en torno a 0,5%).

2- La correlación entre fluorita modal y contenido en F es baja, con un coeficiente de 0,3 (Fig. VII.15). Esto significa que hay en la roca más F del empleado en la formación de la fluorita, y, por tanto, parece claro que parte del F haya sido extraído de los complejos e incorporado en la biotita y en el anfíbol.

Se han descrito en la literatura casos bastante parecidos, por ejemplo, en los skarns de Bergell y Adamello (Italia), GIERÉ (1990) afirma que en el fluido metasomático los elementos traza de alta valencia y las tierras raras forman complejos y que la precipitación de estos elementos es debida a un descenso

en la actividad de los ligandos de los complejos por la cristalización de minerales hidratados.

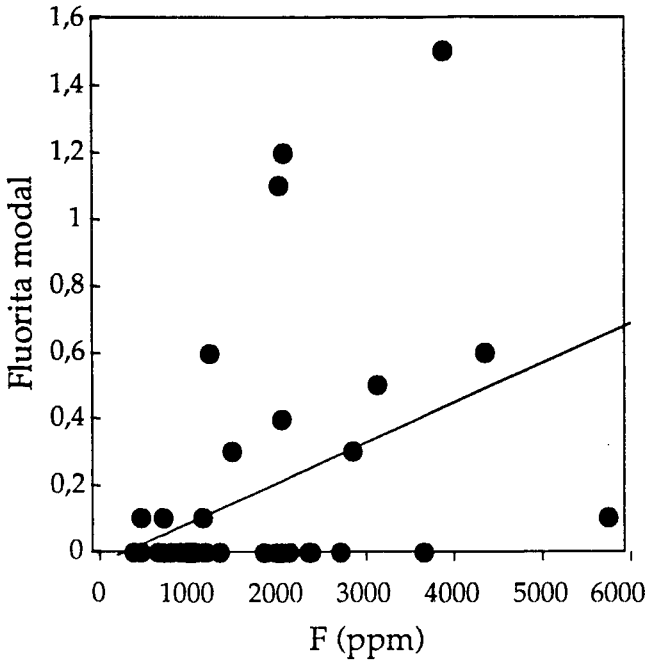


Fig. VII.15. Correlación entre fluorita modal y F en la roca.

Movilidad de las tierras raras y otros elementos traza.

Una vez conocido, aunque sólo sea aproximadamente, el comportamiento del Zr en los procesos magmáticos y tardimagmáticos y conocida la íntima relación que existe circón y los agregados de minerales portadores de tierras raras, parece lógico intentar extrapolar dicho comportamiento a las tierras raras y otros elementos traza significativos. La estrecha asociación entre los minerales de tierras raras y circón es una prueba de que los fluidos metasomáticos estaban enriquecidos en tierras raras (presencia de bastnaesita, monacita, allanita....), F (presencia bastnaesita y fluorita), Nb (presencia de niobatos: aeschinita, fergusonita..), Y (presencia de xenotima). Esto demuestra que todos estos elementos se concentraron juntos en los mismos fluidos y cristalizaron en diferentes minerales, casi siempre en conexión (agregados de minerales de tierras raras).

Otra prueba a favor de que los fluidos metasomáticos estaban simultáneamente enriquecidos en Zr, tierras raras y otros elementos traza es el hecho de que los granos de circón presenten contenidos de tierras raras anómalamente bajos, lo que únicamente puede interpretarse como consecuencia de que los $KD_{REE}^{circón\ /\ minerales\ de\ tierras\ raras} << 1$.

Sobre la movilización y el transporte de las tierras raras y elementos de alta coordinación como Nb, Y, Zr, Th..., numerosos autores han invocado la formación de complejos, en los que el ligando más frecuente suelen ser el F^-. Así, para GIERÉ (1990), los aniones F^-, Cl^-, OH^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-} y PO_4^3, pueden ser ligandos muy efectivos en la complejación de tierras raras y U.

Para diversos autores (HYNES, 1980; ALDERTON *et al.*, 1980; KONEV, 1978; KRAYNOV *et al.*, 1969; GIERÉ, 1990), la movilidad del Zr en fluidos metasomáticos se ve favorecida por la alta actividad de: CO_2, B^-, F^- y PO_4^{3-}. BILAL *et al.* (1978), al estudiar la estabilidad de los fluorocomplejos de tierras raras, afirmó que, además del F^-, principal ligando para acomplejar las tierras raras, hay que considerar también los aniones: Cl^-, SO_4^{2-} OH^-, HCO_3^- y CO_3^{2-}, que pueden formar, junto con F^-, complejos de tierras raras, particualrmente a pH > 5, mientras que a pH < 5 los ligandos comunes son F^-, Cl^- y SO_4^{2-}. Otros autores apuntaron también la importancia de algunos de estos aniones. Así, WENDLANDT & HARRISON (1979) mostraron que las tierras raras se fraccionan más fuertemente en una fase vapor de CO_2 que en el fundido silicatado a presiones crustales y que, probablemente, lo hacen en forma de complejos carbonatados. Sobre este mismo anión, BAILEY, D.K. (1978) sugiere que la fase vapor asociada a fundidos peralcalinos silicatados debe ser rica en CO_2. En el Complejo del Galiñeiro la presencia de bastnaesita confirma este hecho.

Trabajos recientes (ej.: WOOD, 1990a y 1990b), a partir de datos experimentales y consideraciones teóricas, apuntan que las tierras raras trivalentes y el Y forman los complejos de gran estabilidad con fluoruros, sulfatos, carbonatos, fosfatos e hidroxilos, mientras que los complejos con cloruros o nitratos son muy débiles. En estos trabajos se sugiere también que los complejos de F predominan sobre los demás a un rango mayor de pH y que los complejos de carbonato pueden ser muy importantes en medios con pH neutro y básico, pero no ácido. En conjunto, para este autor, los complejos de F y carbonato son los candidatos más probables para el transporte de las tierras raras en soluciones hidrotermales.

Un caso similar al Complejo del Galiñeiro en cuanto a grado de enriquecimiento en tierras raras y elementos traza lo encontramos en el granito albítico peralcalino de Al-Ghurayyah en Arabia Saudí, cuya distribución de tierras raras fue estudiada por HARRIS (1981) y HARRIS & MARRINER (1980) y cuyos contenidos en tierras raras, F, Zr, Nb, Y, etc., son

extremadamente anómalos (STOESER & ELLIOT, 1980). HARRIS & MARRINER (1980) afirmaron que la geoquímica de este granito no puede ser explicada en términos puramente magmáticos y sugieren que el factor que controló la distribución de tierras raras y elementos como el Zr fue la transferencia de volátiles con complejos de F móviles; estos complejos tendrían la fórmula $[Na(REE)F_4]$ y $[(ZrF)(REE.F_4)_3]$. La correlación positiva entre F y HREE, así como la alta concentración de F son, para estos autores, la confirmación de la mencionada hipótesis. En este punto queremos destacar la similitud que existe entre este granito y el Complejo del Galiñeiro, ambos presentan contenidos absolutamente atípicos y en ambos casos el control del enriquecimiento de tierras raras y elementos traza ha debido ser el mismo; también en el Complejo del Galiñeiro la concentración de F es muy alta y su correlación con las tierras raras es positiva (CORRETGÉ & MONTERO, 1992).

Características del fluido metasomático en el Complejo del Galiñeiro.

A partir de todo lo mencionado sobre los elementos traza y su comportamiento durante las etapas magmáticas y tardi-magmáticas, se puede deducir lo siguiente:

1) El principal estadio metasomático ha debido solaparse con los últimos episodios magmáticos, de forma que los líquidos magmáticos residuales, hayan dado lugar al fluido responsable del metasomatismo.

2) Este episodio metasomático principal y tardimagmático, ha debido ser, por tanto, de alta temperatura (probablemente en torno a los 600°C). Esto viene también confirmado por:
   - Ausencia de columna metasomática (si los fluidos hubiesen sido de baja temperatura la columna de roca atravesada habría sufrido más transformaciones), (KORZHINSKII, 1970).
   - Ausencia de rocas metasomáticas específicas (albititas, greisen, xilexitas...)

3) Los fluidos residuales, separados del resto de la roca peralcalina, estaban en equilibrio con la composición granítica de la que proceden, aunque no tenían, obviamente, la misma composición. En la roca encajante (seguramente también de composición granítica)

este equilibrio ha debido mantenerse, puesto que los cambios en elementos mayores son mínimos (salvo en el caso del K).

4) Los fluidos están extraordinariamente enriqecidos en tierras raras y muchos otros elementos traza los cuales, habrían permenecido en el líquido hasta las últimas etapas por encontrarse formando parte de complejos en los que los ligandos más importantes han debido ser F^- y CO_3^{2-} (la presencia de bastnaesita lo confirma). Ligandos menos importantes debieron haber sido PO_4^{3-} (presencia de monacita y xenotima) y probablemente SO_4^{2-} que, aunque no se ha detectado como tal, si aparece con estados de valencia más bajos (presencia esfalerita en los agregados de minerales portadores de tierras raras).

5) La precipitación de todos estos elementos se ha debido producir a la vez y debido al descenso de actividad de los ligandos en los complejos, presumiblemente producido por la cristalización de biotita y anfíbol. Creemos que éste ha sido el mecanismo que puso en marcha la cristalización masiva de todos estos elementos porque si esta cristalización se hubiera producido por simple descenso de temperatura los minerales de Zr que se hubieran formado habrían sido álcali-circonosilicatos "AZS" (Wadeita, Vlasovita, Dalyita...) en vez de circón [la temperatura de cristalización de los AZS, determinada experimentalmente por MICHEL-LÉVY (1961, 1962) en condiciones hidrotermales es de 350-400°C para el caso particular de la vlasovita].

6) La cristalización masiva de todos los elementos traza retenidos en el fluido dió lugar a la formación de agregados de diferentes minerales, la mayor parte de los cuales contienen estos elementos en concentraciones muy elevadas. Los frecuentes e íntimos intercrecimietnos entre los minerales en los agregados es una prueba irrefutable de que la cristalización de todos estas fases se produjo simultáneamente.

7) Por último, podemos suponer que la naturaleza del fluido metasomático en los primeros estadios era peralcalina, puesto que procede de un líquido peralcalino, mientras que a medida que evoluciona se va haciendo menos alcalino, sin llegar a ser realmente ácido (ya que no existen rocas de tipo greisen), como lo demuestra la

desestabilización del feldespato potásico (con la consiguiente pérdida de K) en las rocas metasomáticas más transformadas: RAD-1.

VII.4. EVOLUCIÓN DEL COMPLEJO DEL GALIÑEIRO

A pesar del enmascaramiento de los procesos magmáticos por el metasomatismo posterior, sugerimos que la evolución del Complejo del Galiñeiro esquemáticamente pudo ser como sigue (Fig. VII.16):

1) Los materiales que constituyen el complejo se formaron hace más de 450 Ma y derivan de fuentes muy profundas, probablemente mantélicas. Estas fuentes han debido ser ricas en tierras raras y elementos traza incompatibles, lo que sugiere un manto previamente metasomatizado (BAILEY, 1987).

2) Las rocas del Complejo forman una secuencia de diferenciación magmática. Las rocas Anfibólico-biotíticas representan los términos menos evolucionados de las facies peralcalinas.

3) El emplazamiento de los magmas que constituyen el Complejo tuvo lugar en niveles altos de la corteza, probablemente durante un régimen distensivo, probablemente de tipo rifting continental.

4) Solapándose con las últimas etapas magmáticas tienen lugar intensos ***procesos metasomáticos***. Los líquidos residuales de la actividad magmática dan lugar a los fluidos metasomáticos extremadamente enriquecidos en tierras raras y elementos traza de alta cooordinación. La solubilización de dichos elementos en los fluidos metasomáticos se debe a la formación de complejos de tipo álcali-circono-fluoruro con tierras raras (probablemente $[Na(REE)F_4]$ y $[(ZrF)(REE.F_4)_3)]$. Estos fluidos son los responsables de la redistribución, acumulación y anómala concentración actual de los mencionados elementos en el Complejo del Galiñeiro.

5) ***Procesos metamórficos*** El metamorfismo Hercínico afectó posteriormente al Complejo del Galiñeiro, dando lugar a la recristalización de las paragénesis ígnea y metasomática en condiciones de temperatura intermedia-baja y presión intermedia (5-6 Kb), correspondientes a un metamorfismo en facies esquistos verdes o anfibolitas de bajo grado. Durante los episodios metamórficos existió una redistribución local de los elementos traza y tierras raras, lo que originó la formación de minerales portadores nuevos a partir de otros anteriores. Algunas moscovitas y algunos anfíboles registran presiones de 3-4 Kb que pueden ser indicativas de una etapa de descompresión posterior al pico metamórfico registrado por las rocas.

7) Posteriormente hubo una cierta removilización hidrotermal de muy poca importancia, que produjo la recristalización local de algunos minerales, tal como agregados elongados de circón oblicuos a la foliación.

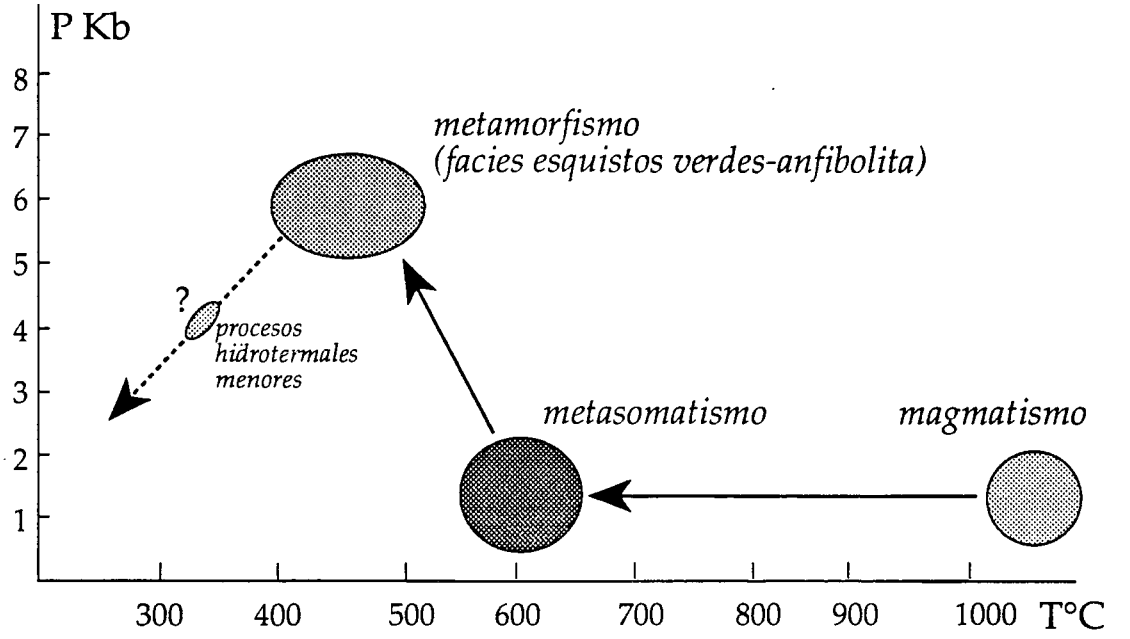


Fig. VII.16. Esquema de la posible evolución geológica del Complejo del Galiñeiro.

VIII. CONCLUSIONES

Geoquímica General

1) El Complejo del Galiñeiro está formado por rocas graníticas peralcalinas que han sido metamorfizadas dinámica y térmicamente durante las etapas de deformación hercínicas. Las rocas volumétricamente más importantes son las **facies peralcalinas ss**. Las **rocas metasomáticas** están menos representadas, pero son de gran importancia petrogenética en la evolución geoquímica del Complejo del Galiñeiro, e incluso presentan interés económico.

2) Las rocas **Anfibólico-biotíticas** ortoderivadas que aparecen en el Complejo forman junto con las peralcalinas una secuencia de diferenciación magmática en la que las primeras parecen representar los términos menos evolucionados.

3) En la evolución del Complejo del Galiñeiro se establecen dos eventos de gran importancia: 1º- un metasomatismo tardimagmático de gran intensidad y 2º- un metamorfismo hercínico.

4) Los **elementos mayores** definen un carácter general peralcalino en las facies peralcalinas y rocas metasomáticas. Las rocas Anfibólico-biotíticas presentan también una cierta afinidad alcalina.

5) Los **elementos traza** y las **tierras raras** constituyen los elementos más peculiares del Complejo del Galiñeiro por su extrema abundancia y por su especial forma de distribución. El orden de enriquecimiento en los diferentes litotipos es el siguiente: (a) rocas Anfibólico-biotíticas, (b) facies Zorro, (c) facies Magnetita, (d) facies Galiñeiro, (e) rocas metasomáticas RAD-2 y (f) rocas metasomáticas RAD-1.

6) Hay que destacar que las rocas Anfibólico-biotíticas, aunque son las más empobrecidas, presentan concentraciones absolutas de tierras raras y espectros condríticos impropios de rocas intermedias con el mismo rango de SiO_2. Entendemos, por tanto, que los magmas de los cuales ha derivado el Complejo del Galiñeiro, eran originalmente muy ricos en tierras raras.

7) Las concentraciones de tierras raras y elementos traza HFS en las rocas metasomáticas y especialmente en las más transformadas, son tan anómalas que únicamente pueden explicarse por fenómenos de acumulación metasomática. Estas concentraciones son superiores a las que muestran la mayor parte de los granitos peralcalinos mineralizados del mundo.

8) De acuerdo con los datos obtenidos y, según las clasificaciones más recientes, las rocas del Complejo del Galiñeiro se clasifican como granitos **Anorogénicos** de tipo A_1. Sus características geoquímicas son compatibles con un origen derivado de fuentes muy profundas y probablemente representen diferenciados mantélicos. Dichos magmas se han emplazado en niveles muy superficiales de la corteza, dentro de un régimen distensivo, posiblemente en un rifting continental o intraplaca.

Metasomatismo

9) Ha existido un único episodio metasomático importante que se solapa con las últimas etapas magmáticas, siendo las rocas peralcalinas el material de partida del fluido metasomático. Este metasomatismo se desarrolla en parte sobre las propias rocas peralcalinas (autometasomatismo) y en parte sobre las rocas encajantes.

10) En este metasomatismo se han visto implicados algunos elementos mayores y la mayor parte de los elementos traza. Hay que resaltar que para algunos elementos el comportamiento de los dos tipos de rocas metasomáticas es opuesto y complementario, lo que podría ser debido a un efecto de "columna cromatográfica". Las transformaciones metasomáticas más relevantes han sido:

- En los elementos mayores: Empobrecimiento drástico de K y en menor medida Mg y enriquecimiento en Ti, Mn y P.

- En los elementos traza: La práctica totalidad de los elementos traza y todas las tierras raras se han visto implicados, en mayor o menor medida, en el metasomatismo. Esto se traduce en un enriquecimiento extremo en REE (especialmente ligeras), Zr, Nb, Y,Th y también F, Ta, Zn, Cu, Ga, S, etc.

11) Proponemos que el mecanismo de movilidad y el transporte metasomático ha sido el siguiente:

- Los líquidos magmáticos residuales, enriquecidos en elementos traza y tierras raras son el origen de los fluidos metasomáticos. En estos fluidos los elementos traza y las tierras raras están retenidos formando complejos de tipo álcali-circono-fluoruros de tierras raras en los que los ligandos más importantes han debido ser F^- y CO_3^{2-} y también PO_4^{3-}. Por esta razón, elementos como el Zr permanecen en solución aun por encima de su nivel de saturación.

- El descenso de la actividad de los ligandos, presumiblemente producida por la extracción del F, produce la desestabilización de los complejos, quedando así libres los elementos traza y las tierras raras.

- Una vez desestabilizados los complejos, se produce la cristalización masiva y simultánea de los minerales que acogen a los mencionados elementos traza y tierras raras. Estos minerales, a los que llamamos portadores de tierras raras, se concentran en agregados policristalinos de varias fases y pequeño tamaño y son los siguientes: bastnaesita, monacita, xenotima, allanita, titanita, circón, torita y probablemente también fergusonita, aeschinita y samarskita. Los complejos intercrecimientos que existen entre estas facies, así como la escasez de tierras raras en los circones, son las pruebas de que todos los minerales de tierras raras cristalizaron simultaneamente y, por tanto la prueba de que la hipótesis de los complejos es correcta.

12) Se confirma que todos estos minerales portadores de tierras raras son los responsables de las anómalas concentraciones de tierras raras y elementos HFS en el Complejo del Galiñeiro. Por tanto, las tierras raras en estas rocas están controladas casi totalmente por las fases accesorias.

Metamorfismo

13) Las rocas del Complejo del Galiñeiro han sufrido durante la Orogenia Hercínica un metamorfismo en facies anfibolita de bajo grado e incluso esquistos verdes. Este metamorfismo es el responsable de la transformación del granito, originalmente hipersolvus, a subsolvus, tal como confirma la composición, muy pura, de los dos feldespatos actuales.

14) Las condiciones de este metamorfismo han debido ser muy próximas a las condiciones magmáticas en las que se formó la paragénesis original, por ello los cambios metamórficos consisten básicamente en recristalización sin cambio significativo de composición. Estas condiciones han sido:

- Temperatura inferior a 550° (determinada por el campo de estabilidad de la riebeckita y la biotita). Las temperaturas más bajas las registran el par magnetita-ilmenita y el par feldespato-plagioclasa, que dan valores inferiores a los 400°C.
- El climax de presión está en torno a 5-6 Kb.
- Las condiciones aproximadas de fO_2, deducidas a partir del campo de estabilidad de la riebeckita son 10^{-19} y 10^{-23}.

15) Posteriormente al metamorfismo han actuado procesos hidrotermales de alcance local, que han producido nuevas recristalizaciones. Estos procesos hidrotermales de pequeña entidad están probablemente relacionados con fracturas tardi o posthercínicas.

IX. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ALDERTON, D.H.M.; PEARCE, J.A. & POTTS, P.J. (1980). Rare earth elements mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth Planet. Sci. Lett* . 49: 149-165.

ALEINIKOFF, J.N. STOESER, D.B. (1989). Contrasting zircon morphology and U-Pb systematics in peralkaline and metaluminous post-orogenic granite complexes of the Arabian Shield, kingdom of Saudi Arabia. *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*. 79: 241-258.

ÅMLI, R. (1975). Mineralogy and rare earth geochemistry of apatite and xenotime from the Gloserheia granite, Froland, Southern Norway. *Am. Min.* 60: 607-620.

ANDERS, E. & EBIHARA, M. (1982). Solar system abundances of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 46: 2363-2380.

ANDERSON, A.T. & LINDSLEY, D.H. (1985). New (and Final?) model for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometers and oxygen barometers (abs). *Trans. Geophys. Union*, 66. p.: 416.

ANTONIOZ, P.M. & FERRAGNE, A. (1978). Le Précambrien polymétamorphique allocthone du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. Témoin d'une nappe de charriage calédonienne? En: M. Julivert *et al.* (Eds.) *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico*. Ediciones del Castro, Coruña. 23-42.

ARENAS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; ORTEGA, E.; DE PABLO MACIA, J.G. PEINADO, M. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la zona de Galicia Tras-Os-Montes. *II Congr. Geológico de España*. Granada, 75-84.

ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; ORTEGA, E.; DE PABLO MACIA, J.G. & PEINADO, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the Iberian Massif. *Hercynica*. II: 87-110.

ARPS, C.E.S. (1970). Petrology of a part of the Western Galician Basement between the rio Jallas and the ria de Arosa (NW, Spain) with emphasis on zircon investigations. *Leidse Geol. Meded.* 6: 57-155.

ARPS, C.E.S.; CALSTEREN, P.W.C. & HILGEN J.D.; KUIJPER, R.P. & TEX, E. den. (1977). Mafic and related complexes in Galicia and Excursion guide. *Leidse Geol. Meded.* 51: 63-94.

ARRIBAS, A. (1963). Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Porriño (Pontevedra). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.).* 61: 51-57.

AVE LALLEMANT, H.G. (1965). Petrology, petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes-Muros Region (Prov. La Coruña, Spain). *Leidse Geol. Meded.* 33: 147-175.

BAILEY, D.K. (1978). Continental rifting and mantle degassing. En: Neumann E.R. & Ramberg J.B. (Eds.): *Petrology and geochemistry of continental rifts.* NATO Advanced Study Inst. Serv. D. Reidel. Dordrecht. 1-13

BAILEY, D.K. (1987). Mantle metasomatism- perspective and prospect. En: Fitton J.G. & Upton B.G.J. (Eds.)*Alkaline igneous rocks.* Geol. Soc. Spec. Pub. 30, Blackwell Sci. Publ., Oxford. 1-13.

BAILEY, S.W. (Ed.) (1987). Micas. Reviews in Mineralogy. *Min. Soc. of America.* 13: 584 pp.

BARRERA MORATE, J.L.; FARIAS, P.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARQUINEZ, J.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; OLMO SANZ, A & DE PABLO MACIA, J.G. (1989). *Mapa y memoria de la Hoja Nº 17/27 (Ourense-Verín) del Mapa Geológico Nacional. E. 1:200.000* ITGE.

BARTH, T.F.W. (1951). The feldspar geologic thermometers. *Neues Jahrb. Min. Abh.* 82, p.: 143.

BARTH, T.F.W. (1962). *Theoretical petrology.* John Wiley and Sons (2nd. Ed.), 416 pp.

BEA, F. (1993). Aluminousity dependent fractionation patterns in differentiaded granite-leucogranite systems. AGU 1993, Spring meeting, *EOS* p. 394. Abstract.

BEA, F.; PEREIRA, M.D.; CORRETGE, L.G. & FERSHTATER, G. (en prensa a). Differentation of strongly peraluminous, perphosphorous granites. The Pedrobernardo Pluton. *Geochim. Cosmochim. Acta.*

BEA, F.; CORRETGE, L.G. & FERSHTATER, G. (en prensa b). A major element systematic typology of granitoid rocks. I: the silicic edge. *Lithos.*

BEA, F.; GARCIA, M.S. & ROMERO, E. (1990). *La espectrometría ICP-AES en el análisis de rocas silicatadas. Reunión de espectrometría de plasma.* Univ. de Oviedo. (inédito).

BEA, F.; SANCHEZ, J. & SERRANO PINTO, M. (1987). Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. En: F. Bea, *et al.* (Eds.)*Geología de los granitoides del Macizo Hespérico.* Ed. Rueda, 87-194.

BECKE, F. (1903). Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. *Tschermarks Miner. Petrogr. Mitt. Neue Folge.* 22.

BELKOV, I.V.; BATIEVA, I.D.; VINOGRADOVA, G.V. & VINOGRADOV, A.N. (1988). *Mineralization and fluid regime of contact zone of the intrusion of the alkaline granite.* (en ruso) USSR Academia Nauk Apatity. 110 pp.

BILAL, B.A.; HERRMANN, F. & FLEISCHER, W. (1978). Potentiometric study of fluoro complexes of rare earth elements in fluorite bearing model systems. *J. Inorg. Nucl. Chem.* 41: 347-350.

BONIN, B. (1980). *Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux: L'Exemple de la Corse.* Thèse Doc. d'Etat. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris VI. 746 pp.

BONIN, B. (1987). From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model from the transition calc-alkaline-alkaline complexes. *Rev. Brasil. de Geociências.* 17: 366-371.

BONIN, B. (1990). From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol. J.* 25 (en prensa).

BOWDEN, P. (1966). Zirconium in Younger Granites of Northern Nigeria. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 30: 985-993.

BRUIYN, H.; VAN DER WESTHUIZEN, W.A. & SCHOCH, A.E. (1983). The estimation of FeO, F and H2O+ by regression in microprobe analyses of natural biotites. *J. Trace & Microprobe Tech.* 1(14): 394-413.

BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5: 310-357.

BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A. (1972). *Petrografie en structurele geologie van een gebied ten Zuiden van Vigo (PO), Galicie. Spanje.* Inédito. Dpto. de Petrología y Mineralogía de Leiden.

BURHAM, D.C. (1979). Magmas and hydrothermal fluids. En: H. I. Barnes (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* Wiley Intersci. New York.

CALSTEREN, P.W.C. van. (1977). Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercinian Basement of galicia (NW Spain). *Verh. Nr. 2, Zwo Laboratorium voor Isotopen Geologie. Amsterdam*: 1-17.

CAPDEVILA, R. (1969). *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne).* Thèse Univ. Montpellier. 430 pp.

CAPDEVILA, R.; CORRETGE, L.G. & FLOOR, P. (1973). Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérica. *Bull. Soc. Géol. France.* 7 (XV): 209-228.

CARLE, W. (1945). Ergebnisse geologischer Untersuchen im Grüngebirge von Galicien (Nordspanien). *Geotekt. Forsch.* 6: 13-36.

CERNY, P. & ERCIT, T.S. (1986). Mineralogy of niobium and tantalum: crystal chemical relationships, paragenetic aspects and their economic implications. En: P. Möller; P. Cerny & F. Saupè (Eds.)*Lanthanides, tantalum and niobium. Mineralogy, geochemistry, characteristics of primary ore deposits, prospecting, processing and applications.* Proc. of Workshop in Berlin. Springer-verlag, Berlin, 379 pp.

CESBRON, F.P. (1986). Mineralogy of the rare-earth elements. En: P. Möller; P. Cerny & F. Saupè (Eds.) *Lanthanides, tantalum and niobium. Mineralogy, geochemistry, characteristics of primary ore deposits, prospecting, processing and applications..* Proc. of Workshop in Berlin. Springer-verlag, Berlin, 379 pp.

CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R. & WHITE, A.J.R. (1986). Origin of A-type granites: experimental constraints. *Am. Min.* 71: 317-324.

COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contr. Mineral. Petrol.* 80: 189-200.

CORRETGE, L.G. & MONTERO, P. (1992). Magmatismo alcalino en Galicia. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 17: 309-325.

CORRETGE, L.G.; MONTERO, P. & SUAREZ, O. (1992). Sobre la presencia de bastnaesita y su papel en la evolución geoquímica del Complejo Alcalino del Galiñeiro. *Geogaceta.* 12: 16-19.

CREASER, R.A.; PRICE, R.C. & WORMALD, R.J. (1991). A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology.* 19: 163-166.

CROCK, J.G.; LICHE, F.E. & WILDEMAN, T.R. (1984). The group separation of the rare-earth elements and yttrium from geological materials by cation exchange chromatography. *Chem. Geol.* 45: 149-163.

CROSS, W.; IDDINGS, J.P.; PIRSSON, L.V. & WASHINGTON, H.S. (1902). A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *J. Geol.* 10: 555-690.

CURRIE, K.L. (1989). New ideas on an old problem: the peralkaline rocks. En: C. Leelanandam (Ed.) *Alkaline rocks.* Geol. Soc. India. Bangalore, 311 pp.

CZAMANSKE, G. & WONES, D. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: Part II, The mafic silicates. *J. Petrol.* 14: 349-380.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology.* 8: 173-174.

CHESNER, C.A. & ETTLINGER, A.D. (1989). Composition of volcanic allanite from Toba Tuffs, Sumatra, Indonesia. *Am. Min.* 74: 750-758.

DALY, R.A. (1914). *Igneous Rocks and Their Origin.* McGraw-Hill, 563 pp.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1962). *Rock Forming Minerals.* Logman, London.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992). *The Rock-Forming Minerals,* (2nd Ed.). Longman Group UK Ltd., 696 pp.

DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* 3: 249-252.

DIAZ GARCIA, F. (1992). Propuesta de una nueva zona en el Hercínico de la Península Ibérica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 17: 199-207.

DIETRICH, R.V. (1968). Behavior of zirconium in certain artificial magmas under diverse P-T conditions. *Lithos.* 1: 20-29.

DIEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. & GONZALEZ LODEIRO, F. (1990). Structure of the Autochton of the Central Iberian Zone. En: R. D. Dallmeyer & E. Martínez (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* . Springer-Verlag, Heidelberg, 172-188.

DRAKE, M.J. & WEILL, D.F. (1972). New rare earth element standards for electron microprobe analysis. *Chem. Geol.* 10: 179-181.

DYMEK, R.F. (1983). Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Min.* 68: 880-899.

EBY, G.N. (1990). The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos.* 26: 115-134.

EBY, N. (1991). Characterisation and petrogenetic subdivision of A-type granitoids. BMR Geology and Geophisycs. *II Hutton Sym. on Granites and related rocks. Camberra, Australia.* Abstracts. p.: 33.

EBY, N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology.* 20: 641-644.

EBY, G.N. & KOCHHAR, N. (1990). Geochemistry and Perogenesis of the Malani Igneous Suite, North Peninsular India. *J. Geol. Soc. India.* 36: 109-130.

EBY, G.N.; KRUEGER, H.W. & CREASY. J.W. (1992). Geology, geochronology and geochemistry of the White Mountain batholith, New Hampshire. *Geol. Soc. Am. Special Paper.* 268: 379-397.

ERNST, W.G. (1962). Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solutions. *J. Geol.* 70: 689-736.

EUGSTER, H.P. & WONES, D.R. (1962). Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.* 31: 82-125.

EXLEY, R.A. (1980). Microprobe studies of REE-rich accesory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE movility in hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Let.* 48: 97-110.

FARIA, J. LIMA DE. (1964). Identification of metamictic minerals by X-ray powder photographs. *Junta de Investigaçoes do Ultramar, Etudos, Ensaios e Documentos,* Lisboa, 112 pp.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARQUINEZ, J.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; DE PABLO MACIA, J.G. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciencias do Porto.* 1: 411-431.

FAURE, G. (1986). *Principles of Isotope Geology.* John Wiley and Sons (2nd. Ed.), 589 pp.

FERGUSON, J. (1974). *Stereochemistry and bonding in inorganic chemistry.* Prentice-Hall, N.J. 309 pp.

FERSHTATER, G.B. (1973). Distribution of titanium and sodium between minerals of granitoids as a geological thermometer. *Geochem. Intern.* 10: 57-66.

FERSHTATER, G.B. (1987). *Petrology of major intrusive associations.* Nauka. Moscú, 231 pp. (en ruso).

FERSHTATER, G.B. (1990). An empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geochem. Intern.* 27: 20-27.

FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (Eds.). (1987). Alkaline igneous rocks. *Geol. Soc. of London. Spec. Publ.* 30, 568 pp.

FLEISCHER, M. (1965). Some aspects of the geochemistry of Yttrium and the lanthanides. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 29: 755-772.

FLEISCHER, M. (1978). Relative proportions of the lanthanides in minerals of the bastnaesite group. *Can. Mineral.* 16: 361-363.

FLEISCHER, M. & ALTSCHULER, Z.S. (1969). The relationship of the rare earth composition of minerals to geologic environment. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 33: 725-732.

FLINTER, B.H. (1959). The magnetic separation of some alluvial minerals in Malaya. *Am. Min.* 44: 738-751.

FLOOR, P. (1966). Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: The Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse Geol. Meded.* 36, 204 pp.

FOSTER, M.D. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. US. *Geol. Sur. Prof. Pap.* 354-B: 1-49.

FOSTER, M.D. (1962). Interpretation of the composition and a classification of the clorites. *Geol. Surv. Prof. Paper.* 414-A.

GARCIA CASQUERO, J.R.; BOELRIJK, N.A.I.M.; CHACON, J. & PRIEM, H.N.A. (1985). Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau.* 74: 379-384.

GIERE, R. (1990). Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: exemples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy). *Terra Nova.* 2: 60-67.

GIL IBARGUCHI, J.I. & ORTEGA, E. (1985). Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane - bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) Unit, Galicia, Northwest Spain. *Chem. Geol.* 50: 145-162.

GIRET, A.; BONIN, B. & LEGER, J.M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Can. Miner.* 18: 481-495.

GROMET, L.P. & SILVER, L.T. (1983). Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 47: 925-939.

GUIDOTTI, C.V. (1984). Micas in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy.* 13: 357-456.

HAMMARSTROM, J.M. & ZEN, E-an. (1986). Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Min.* 71: 1297-1213.

HARKER, A. (1896). *The natural history of igneous rocks. I. Their geographical and chronological distribution.* Sci. Progress. 6.

HARKER, A. (1909). *The Natural History of the igneous Rocks.* Macmillan London.

HARKER, A. (1954). *Petrology for Students.* Cambridge University Press, 283 pp.

HARRIS, N.B.W. (1981). The role of fluorine and chlorine in the petrogenesis of a peralkaline complex from Saudi Arabia. *Chem. Geol.* 31: 303-310.

HARRIS, N.B.W. & MARRINER, G.F. (1980). Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite from the Midiam Mountains, Saudi Arabia. *Lithos.* 13: 325-337.

HATCH, F.H.; WELLS, A.K. & WELLS, M.K. (1961). *Petrology of the Igneous Rocks.* Thomas Murby and Co., London, 515 pp.

HEAMAN, L.M.; BOWINS, R. & CROCKET, J. (1990). The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 54: 1597-1607.

HOFMANN, A.W. (1988). Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planet. Sci. Let.* 90: 297-314.

HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, G.C.; PETERS, E.K.; STOWELL, H.H. & SISSON, V.B. (1987). Corfirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Min.* 72: 231-239.

HUTCHISON, Ch.S. (1974). *Laboratory handbook of petrographic techniques.* John Wiley & Sons. N. York. 527 pp.

HYNES, A. (1980). Carbonatization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascott Formation metabasalts, SE Quebec. *Contrib. Miner. Petrol.* 75: 79-87.

IDDINGS, J.P. (1892). The origin of igneous rocks. *Bull. Phil. Soc. Washington.* 12.

IGLESIAS, M.; RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A. (1983). La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. En: J. A. Comba (Coord.) *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Rios.* I: 459-467.

ITO, J. & HAFNER, S.S. (1974). Synthesis and study of gadolinites. *Am. Min.* 59: 700-708.

JEFFORD, G. (1962). Xenotime from Rayfield, northern Nigeria. *Am. Min.* 47: 1467-1473.

JOHANNSEN, A. (1939). *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Vol. 1: Introduction, Textures, Classifications and Glossary.* Chicago University Press, 318 pp.

JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. (1989). Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology.* 17: 837-841.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1: 100.0000.* IGME. Madrid.

JUNG, J. & BROUSSE, R. (1959). *Classification modale des roches éruptives.* Mason, Paris, 122 pp.

KOGARKO, L.N. & LAZUTKINA, L.N. (1988). Zirconium in silicate liquids and magmas. *Geochem. Intern.* 26: 47-56.

KONEV, A.A. (1978). Les mineraux de titane et de zirconium dans les skarns du massif alcalin de Tagerane (Baikal, Siberie). *Bull. Minéral.* 101: 387-389.

KORZHINSKII, D.S. (1970). *Theory of Metasomatic Zoning* (Trad. por J. Agrell). Clarendon Press, Oxford, 162 pp.

KOSTOV, I. (1973). Zircon morphology as a crystallogenetic indicator. *Krist. Tech.* 8: 11-19.

KRAYNOV, S.R.; MER'KOV, A.N.; PETROVA, N.G.; BATURINSKAYA, I.V. & ZHARIKOVA, V.M. (1969). Highly alkaline (pH 12) fluosilicate waters in tne deeper zones of the Lovozero massif. *Geochem. Int.* 6/4:634-640.

KRETZ, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *Am. Min.* 68:277-279.

KROGH, T.E. (1973). A low contamination method for hydrothermal descomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 37: 485-494.

KUNO, H. (1938). On the occurrence of a primary cummingtonitic hornblende in some dacites from Japan. *Proc. Japan Acad.* 14: 221-224.

LACROIX, A. (1933). Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. *Bull. Serv. Géol. Indochine.* 20: 1-208.

LANCELOT, J.R. & ALLEGRET, A. (1982). Radiochronologie U/Pb de l'ortogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe Occidentale. *Neues Jb. Min. Abh. Mh.* 9: 385-394.

LANG, H.O. (1891). Das Mengenverhältnis von Calcium, Natrium und Kalium als Vergleichspunkt und Ordnungsmittel der Eruptivgesteine. *Bull. Soc. Géol. Belge.* 5.

LEAKE, B.E. (1965). The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *Am. Min.* 50: 843-851.

LEAKE, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag.* 42: 533-563.

LEFORT, J.P & RIBEIRO, A. (1980). La faille Porto -Badajoz- Cordoue a-t-elle controlé l' évolution de l' océan paléozoique sud-armoricain?. *Bull. Soc. Géol. France.* 22 : 455-462.

LEVINSON, A.A. (1966). A system of nomenclature for rare-earth minerals. *Am. Min.* 51: 152-158.

LINDSLEY, D.H. & SPENCER, K.J. (1982). Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) (abs). *Trans. Am. Geophys. Union,* 63. p.: 471.

LINTHOUT, K. (1984). Alkali-zirconosilicates in peralkaline rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 86: 155-158.

LOEWINSON-LESSING, F. (1899). Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. I, II, III. *Tschermarks Miner. Petrogr. Mitt. Neue Folge.* 18, 19.

LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs.* 11: 468.

LUDWIG, K.R. (1980). Calculations of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth Planet. Sci. Let.* 46: 212-220.

LUDWIG, K.R. (1992). A plotting and regression program for radiogenic-isotope data. *U.S. Geol. Surv. open-file rep. Rev.* 6, 91-145: 1-40.

LUGMAIR, G.W. & MARTI, K. (1978). Lunar initial 143Nd/144Nd: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Let.* 39: 349-357.

LYAKHOVICH, V.V. (1962). Rare earth elements in accesory minerals of granitoids. *Geochemistry* (URSS) 39-55.

MACDONALD, R.; DAVIES, G.R.; BLISS. C.M.; LEAT, P.T.; BAILEY, D.K. & SMITH, R.L. (1987). Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley. *J. Petrol.* 28: 979-1008.

MACPHERSON, J. (1981). Apuntes petrográficos de Galicia. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.* 10: 49-87.

MARIANO, A.N. (1989). Nature of economic mineralizations in carbonatites and related rocks. En: K. Bell (Ed.)*Carbonatites-Genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 148-176.

MARQUINEZ, J. (1981). Estudio geológico del area esquistosa de Galicia Central (Zona de Lalín-Forcarei-Beariz). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 2: 135-151.

MARQUINEZ, J. (1984). La Geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Hercíniana; NW de España). *Mem. Inst. Geol. Min. España.* 100, 231 pp.

MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96: 212-224.

MICHEL-LEVY, A. (1897). Note sur la classification des roches éruptives. *Bull. Soc. Géol. France.* 25: 326-377.

MICHEL-LEVY, C. (1961). Reproduction artificielle de quelques minéraux riches en zirconium (zircon, eudialyte, catapléite, elpidite): comparaison avec leurs conditions naturelles de formation. *Bull. Soc. Franc. Minér. Crist.* 84: 265-269.

MICHEL-LEVY, C. (1962). Identification d'un silicozirconate de sodium artificiel au niveau minéral vlasovite $Na_2ZrSi_4O_{11}$. *Bull. Soc. Franc. Minér. Crist.* 85: 189-190.

MINEEV, D.A.; LARRISHSCHEVA, T.L. & BYKOVA, A.V. (1979). Yttrium bastnaesite-a product of gagarinite alteration. *Zap. Vses. Mineral. O-va.* 99: 328-332.

MONIER, G.; MERGOIL-DANIEL, J. & LABERNARDIERE, H. (1984). Générations succesives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Milevaches (Massif Central Français). *Bull. Minéral.* 107: 55-68.

MONTERO, P.; CORRETGE, L.G.; VILLA, L.; SUAREZ, O.; CUESTA, A.; FERNANDEZ-SUAREZ, J. & BEA, F. (en prensa). REE geochemistry in the Galiñeiro Peralkaline Complex (Galicia, Spanish Hercynian Belt). *Proc. Intern. Field Meeting "Rare Element Mineralization of the Baltic Shield. IGCP Project 282.*

MOORHOUSE, W.W. (1959). *The Study of Rocks in Thin Section*. Harper and Brothers, New York, 514 pp.

MORIMOTO, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.* 39: 55-76.

MORIMOTO, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Can. Mineral.* 27: 143-156.

MORIMOTO, N. & KITAMURA, M. (1983). Q-J diagram for classification of pyroxenes. *J. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.* 78, 141 (en japonés).

MURATA, K.J.; ROSE, H.J. & CARRON, M.K. (1953). Systematic variation of rare earth in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 4: 292-300.

NAGASAWA, H. (1970). Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. *Earth Planet. Sci. Let.* 9: 359-364.

NAGY, G. (1993). "Quick" method for REE mineral analysis by EPMA. Rare Earth Minerals: chemistry, origin and ore deposits, Int. Conf. (London). Abstract.

NICHOLLS, J. & CARMICHAEL, J.S.E. (1969). Peralkaline acid liquids: a petrological study. *Contr. Mineral. Petrol.* 20: 268-294.

NIGGLI, P. (1920). Systematik der Eruptivgesteine. *Zentbl. Miner. Geol. Paläont.* 161-74.

NIGGLI, P. (1923). "Gesteins- und Mineralprovinsen" I. En: P. NIGGLI & P. J. BERGER (Eds.) *Einführung.* Berlin, Verlag von Gebrüder Borntraeger, 1-602.

NIGGLI, P. (1931). Die quantitative mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine. *Schweitz. Miner. Petrogr. Mitt.* 11: 296-364.

NIGGLI, P. (1935). Zur mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine. *Schweitz. Miner. Petrogr. Mitt.* 15: 295-318.

NOCKOLDS, S.R. (1954). Average chemical composition of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65: 1007-1032.

ORTEGA, E. (1980). Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la fosa blastomilonítica, La Coruña. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 1: 177-186.

ORTEGA, E. & GIL IBARGUCHI, J.I. (1983). Unidad de Malpica-Tuy ("Complejo antiguo" - "Fosa Blastomilonítica"). En: J. A. Comba (Coord.)*Geología de España. Libro Jubilar J.M. Rios.* I: 430-440.

PALACHE, C.; BERMAN, H. & FRONDEL, C. (1951). The system of the mineralogy. En: *Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements.* Reviews in Mineralogy 21.

PARGA PONDAL, I. (1956). Nota explicativa del Mapa Geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña. *Leidse Geol. Meded.* 21: 467-484.

PARGA PONDAL, I. (1960). Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 59: 333-358.

PARGA PONDAL, I. (1963). *Mapa petrográfico estructural de Galicia E. 1:400.000.* IGME.

PARGA PONDAL, I. (1966). La investigación geológica en Galicia. *Leidse Geol. Meded.* 36: 207-210.

PATCHETT, P.J. & TATSUMOTO, H. (1980). A routine high precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contr. Mineral. Petrol.* 75: 263-267.

PEACOCK, M.A. (1931). Classification of igneous rocks series. *J. Geol.* 39: 54-67.

PEREIRA, M.D. (1992). *El complejo anatéctico de La Peña Negra (Batolito de Avila): Un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión.* Tesis Doct. Univ. Salamanca. 355 pp.

PEREZ PAVON, J.L.; MORENO, B.; RODRIGUEZ, E. & HERNANDEZ, J. (1990). Determination of uranium using a flow system with reagent injection. Application to the determination of uranium in ore leachates. *Analytica Chimica Acta.* 230: 217-220.

PHILLIPS, W.J. & GRIFFEN, D.T. (1981). *Optical mineralogy.* W.H. Freeman & Co. 665 pp.

PIN, C.; ORTEGA, L.A. & GIL IBARGUCHI, J.I. (1992). Mantle derived early Paleozoic A-type metagranitoids from the NW Iberian Massif: Nd isotope and trace element constraints. *Bull. Soc. Géol. France.* 163: 483-494.

PITCHER, W.S. (1982). Granite type and tectonic environment. En: K. J. Hsü (Ed.)*Mountain Building Processes*. Academic Press, 19-40.

POLDERVAART, A. (1955). Zircons in rocks. I: Sedimentary rocks. *Am. J. Sci.* 253: 433-461.

POLDERVAART, A. (1956). Zircons in rocks. II: Igneous rocks. *Am. J. Sci.* 254: 521-554.

POWELL, M. & POWELL, R. (1977). Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal. *Min. Mag.* 41: 257-263.

PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. & VERDURMEN, E.A.Th. (1970). Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helv.* 63: 255-274.

PUPIN, J.P. (1976). *Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en petrologie. Base de la méthode typologique. Applications*. Thèse Doct. Univ. Nice. Francia, 394 pp.

PUPIN, J.P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrol.* 73: 207-220.

PUPIN, J.P. & TURCO, G. (1972). Une typologie originale du zircon accesoire. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.* 95: 348-359.

PUPIN, J.P. & TURCO, G. (1975). Typologie du zircon accesoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant des variations typologiques. *Pétrologie.* 1: 139-156.

QUIROGA, F. (1892). Gneis de glaucofán de Monte Galiñeiro, en el valle Minor (Pontevedra). *An. Soc. Esp. Hist. Nat.* 21: 207-223.

RAMBAUD, F.; ALVAREZ, R. & BONILLA, A. (1992). El complejo ígneo peralcalino de Monte Galiñeiro (Vigo-Porriño-Pontevedra), sus mineralizaciones de Y, TRR, Zr, Nb, Th. Investigación preliminar de métodos de concentración. *XV Congr. Mundial de Minería. Madrid.* 1992.

RAMESHWAR RAO, D.; CHOUBEY, V.M. & SUBBA RAO, T.V. (1991). ITHERM: a BASIC program for magnetite-ilmenite thermometry. *Computer Geosc.* 17: 307-314.

RIBEIRO, A. (1970). Position structurale des massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes). *Com. Serv. Geol. Portugal.* 54: 115-138.

RIBEIRO, A. (1974). Contribution à l'éude tectonique de Tras-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal.* 24: 1-168.

RIBEIRO, M.L. & FLOOR, P. (1988). Magmatismo peralcalino no Maciço Hesperico: sua distribuçáo e significado geodinamico. En: F. BEA et al. (Eds.)*Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*: 211-221.

RIBEIRO, M.L.; PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M. & SCHERMERHORN, L.J.G. (1985). Rb-Sr whole-rock age of peralkaline acidic volcanics in the Macedo de Cavaleiros area, Trás-os-Montes (NE. Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal.* 71: 171-174.

RIES, A.C. & SHACKLETON, R.M. (1971). Catazonal complexes of Northern Spain and North Portugal, remmants of a Hercynian thrust plate. *Nature Ph. Sc.* 234: 65-68.

RITTMAN, A. (1952). Nomenclature of volcanic rocks proposed for the use in the catalogue of volcanoes, and keitables for the determination of volcanic rocks. *Bull. Volcan.* 12: 75-102.

RITTMAN, A. (1960). *Vulkane und ihre Tätigkeit.* Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 336 pp.

ROBINSON, P.; HIGGINS, N.C. & JENNER, G.A. (1986). Determination of rare earth elements, yttrium and scandium in rocks by an ion exchange - X-RAY Fluorescence Technique. *Chem. Geol.* 55: 121-137.

ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W. & DOOLAN, B.L. (1982). Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. En: D. R. Veblen & P. H. Ribbe, (Eds.)*Amphiboles: petrology and experimental phase relations*.. Reviews in Mineralogy, Vol. 9B. Min. Soc. of America. 211 pp.

ROGERS, J.J.W. & GREEMBERG, J.K. (1990). Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites. Distintion by major-element and trace-element chemistry and possible origin. *J. Geol.* 98: 291-309.

RONNER, F. (1963). *Systematische Klassifikation der Massengesteine.* Springer-Verlag, Wien, 380 pp.

ROSEMBUCH, H. (1910). *Elemente der Gesteinslehre.* (3 Ed.), Stuttgart.

ROSEMBUCH, H. (1923). *Elemente der Gesteinslehre.* A. OSANN (Ed.) Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 779 pp.

ROSENBLUM, S. (1958). Magnetic susceptibilities of minerals in the FRANTZ Isodinamic magnetic separator. *Am. Min.* 43: 170-173.

SAHAMA, Th.G.; VON KNORRING, O. & REHTIJÅRVI, P. (1973). Xenotime from Morrua, Mozambique. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 45: 67-71.

SAWKA, W.N. (1988). REE and trace element variations in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned Mc Murry Meadows pluton, California. *Trans. R. Soc. Edimb.: Earth Sciences.* 79: 157-168.

SCHULZ, G. (1835). *Descripción geognóstica del Reino de Galicia.* Graficas Reunidas, S.A. Madrid. 1-176.

SHAND, S.J. (1922). The problem of the alkaline rocks. *Proc. Geol. Soc. S. Afr.* 25: xix-xxxiii.

SHAND, S.J. (1927). *The Eruptive Rocks.* Thomas Murby & Co., London.

SHAND, S.J. (1933). Zusammensetzung und Genesis der Alkaligesteine Sudafrikas. *Mineralog. Petrogr. Mitt.* 44: 211-216.

SIEDNER, G. (1965). Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 29: 113-137.

SKJERLIE, K.P. & JOHNTSON, D. (1993). Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at Mid-Crustal pressures: implications for the generation of Anorogenic granites. *J. Petrol.* 34: 785-815.

SMITH, J.V. & BROWN, W.L. (1988). *Feldspar minerals. I: Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties.* (2 Ed) Springer-Verlag, Berlín, 828 pp.

SØRENSEN, H. (Ed.). (1974). *The alkaline rocks.* John Wiley & Sons, London, 622 pp.

SPEAR, F.S. & KIMBALL, C. (1984). *RECAMP-a Fortran IV Program for estimating Fe3+ contents in amphiboles.* Computers & Geosci. 10: 317-325.

SPEER, J.A. (1980). Zircon. Reviews in Mineralogy (Ribbe, P.H.). *Mineral. Soc. Amer.* 5: 67-112.

SPEER, J.A. (1982). Zircon. Chapter 3. En: Ribbe P.H. (Ed.)*Ortho-silicates*. Reviews in Mineralogy 5 (2nd Ed.) Min. Soc. of America.

STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96: 1227-1250.

STEINGER. R. & JAEGER, E. (1977). Subcommision on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36: 359-362.

STOESER, D.B. & ELLIOT, J.E. (1980). Post-orogenic peralkaline and calc-alkaline granites and associated mineralization of the Arabian Shield Kingdom of Saudi Arabia. En: *Evolution and mineralization of the Arabian-Nubian Shield*, 4: 1-23.

STORMER, J.C.Jr. (1975). A practical two feldspar thermometer. *Am. Min.* 60: 667-674.

STRECKEISEN, A.L. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Sb. Miner. Abh.* 107: 144-240.

STRECKEISEN, A.L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12: 1-33.

SUGITANI, Y.; SUZUKI, Y. & NAGASHIMA, K. (1985). Polymorphism of samarskite and its relationship to other structurally related Nb-Ta oxides with the a-PbO_2 structure. *Am. Min.* 70: 856-866.

SYLVESTER, P.J. (1989). Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.* 97: 261-280.

TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwells, 312 pp.

TEX, E. den. (1966). Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline. *Leidse Geol. Meded.* 36: 211-222.

TEX, E. den. (1981). A geological section across the Hesperian Massif in Western and Central Galicia. *Geol. Mijnbouw.* 60: 33-40.

TEX, E. den. & FLOOR, P. (1967). A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in western Galicia (NW. Spain). En: *Etages Tectoniques, A la Baconnierè*. Ed. 169-178.

TRÖGER, W.E. (1935). *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*. Ein Nomenklatur-Kompendium. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 360 pp.

TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1960). *Igneous and metamorphic Petrology*. McGraw-Hill (2 Ed.), 694 pp.

VOLOSHIM, A.V. & PAKHOMOVSKI, YA.A. (1986). *Minerales y evolución de las pegmatitas amazoníticas de la Península de Kola. Nauka, Leningrado*. 168 pp. (en ruso).

Von KNORRING, O. & CLIFFORD, T.N. (1960). On a skarn monazite occurrence from the Namib desert near Usakos, SW Africa. *Min. Mag.* 32: 650-653.

WARD, C.D.; McARTHUR, J.M. & WALSH, J.N. (1992). Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW. England. *J. Petrol.* 33: 785-815.

WATSON, E.B. (1979). Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contr. Mineral. Petrol.* 70: 407-419.

WATSON, E.B. & HARRISON, T.M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* 64: 295-304.

WENDLANDT, R.F. & HARRISON, W.J. (1979). Rare earth partitioning between inmiscible carbonate and silicate liquids and CO_2: results and implications for formation of light earth enriched rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 69: 409-419.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. & CHAPPELL, B.W. (1987). A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Mineral. Petrol.* 95: 407-419.

WHITE, A.J.R. (1979). Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs.* 11:539.

WILKINSON, L. (1989). *SYSTAT: The System for Statistics.* Evanston, Il., 638 pp.

WOOD, S.A. (1990a). The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. 1. Review of available low temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chem. Geol.* 82: 159-186.

WOOD, S.A. (1990b). The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chem. Geol.* 88: 99-125.

YORK, D. (1969). Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planetary Sci. Lett.* 5: 320-324.

YURIMOTO, H.; DUKE. E.F.; PAPIKE, J.J. & SHEARER, C.K. (1990). Are discontinuous chondrite normalized patterns in pegmatitic granite systems the results of monazite fractionation? *Geochim. Cosmochim. Acta.* 54: 2141-2145.

ZAVARITSKY, A.N. (1941). Recalculation of Chemical Analyses of Igneous Rocks (en ruso). *Izd. Akad. Nauk SSR.*

ZAVARITSKY, A.N. (1950). Introduction to the Petrochemistry of Igneous Rocks (en ruso). *Izd. Akad. Nauk SSR.*

X. Apéndices

Tablas de Análisis Modales ..... *I*
Tablas de Análisis Químico de Elementos Mayores ..... *V*
Tablas de Análisis Químico de Elementos Trazas ..... *IX*
Tablas de Análisis Químico de Tierras Raras ..... *XVIII*
Tablas de Análisis Químico de Minerales ..... *XXI*
Anfíboles alcalinos ..... *XXI*
Anfíboles ferromagnesianos ..... *XXIX*
Anfíboles cálcicos ..... *XXX*
Biotitas ..... *XXXIV*
Piroxenos ..... *XLIV*
Feldespatos ..... *XLVIII*
Moscovitas ..... *LXIII*
Cloritas ..... *LXIV*
Magnetitas ..... *LXVI*
Ilmenitas ..... *LXVIII*
Piritas y esfaleritas ..... *LXIX*

ANALISIS MODALES

FACIES GALIÑEIRO												
	Q	*FK*	*Pl*	*Rbk*	*Ag*	*Zrn*	*M. Op.*	*Bt*	*Fl*	*R+P*	*Chl*	*Otros*
ER-1	29,9	16,2	39,0	10,9	0,0	0,0	1,2	0,0	0,6	0,2	0,0	2,0
ER-24	34,3	26,1	30,8	6,6	0,0	0,4	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
ER-26	29,8	31,6	23,8	1,0	4,7	2,2	4,9	1,3	0,0	0,0	0,0	0,7
ER-27	34,0	35,2	20,1	4,5	0,2	0,6	4,5	0,0	0,5	0,0	0,0	0,4
ER-29	26,0	38,4	22,3	11,2	0,0	1,0	0,4	0,0	0,0	0,5	0,0	0,3
ER-41	40,0	26,1	19,8	9,1	0,7	0,4	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	3,5
ER-48	26,8	30,4	25,2	3,6	12,5	0,3	0,3	0,0	0,0	0,1	0,0	0,9
ER-49	34,1	28,4	25,3	7,0	3,9	0,1	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7
ER-50	28,3	28,2	22,6	9,1	8,6	1,4	0,9	0,0	0,0	0,4	0,0	0,5
ER-60	25,5	39,5	20,9	10,9	3,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ER-65	31,3	24,8	23,5	8,0	11,9	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ER-66	27,0	30,6	24,4	5,0	11,5	0,8	0,3	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
ER-73	33,1	24,5	23,0	0,0	0,0	0,4	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	17,2
ER-74	21,5	26,1	37,7	1,5	0,0	0,3	0,7	6,7	1,2	0,0	4,0	0,3
ER-75	38,9	30,1	21,7	5,7	3,3	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
ER-77	18,3	10,7	39,5	21,5	0,5	1,4	1,7	0,0	0,0	1,4	0,0	5,0
ER-80	26,1	28,4	25,8	16,1	0,7	0,0	1,1	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0
ER-92	26,7	30,0	26,5	5,5	10,2	0,2	0,7	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
ER-93	25,9	23,7	27,5	11,8	7,4	0,9	0,1	0,0	0,0	0,9	0,0	1,8
ER-94	32,1	11,6	37,1	17,2	0,0	1,9	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ER-95	29,5	29,6	25,9	10,4	3,1	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8
ER-96	22,8	28,9	24,9	12,6	9,8	0,4	0,4	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
ER-98	29,1	35,0	22,5	5,4	7,4	0,1	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2
ER-99	25,4	27,6	25,7	5,3	13,9	0,4	0,7	0,0	0,2	0,5	0,0	0,3
ER-100	24,5	31,7	24,2	16,1	1,8	1,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
ER-101	23,1	35,9	22,2	17,2	1,1	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ER-103	27,4	24,5	31,4	15,1	0,4	0,6	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2
ER-105	30,1	30,7	22,0	8,3	7,3	0,0	0,9	0,0	0,0	0,2	0,0	0,6
ER-106	26,8	27,2	31,4	10,4	3,6	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ER-107	29,0	21,8	32,5	9,2	6,5	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8
ER-108	35,4	23,6	30,2	4,9	4,4	0,1	0,0	0,0	0,4	0,4	0,0	0,6
ER-109	28,5	30,5	23,6	1,4	12,4	1,1	2,2	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
ER-110	24,0	22,3	32,3	11,0	9,3	0,5	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,4
ER-111	26,2	30,4	22,7	5,2	11,5	0,3	1,2	0,0	0,0	0,3	0,0	2,1
ER-112	24,2	33,2	26,1	5,7	9,5	0,7	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
ER-113	22,6	31,2	23,6	7,6	13,9	0,3	0,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
ER-119	29,5	19,3	32,8	17,2	0,0	0,9	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ER-121	29,3	27,8	30,7	9,1	1,4	0,3	0,1	0,0	0,0	0,5	0,0	0,9
ER-122	26,9	28,5	27,4	13,6	0,0	2,3	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5
ER-123	34,0	36,9	20,5	0,7	0,0	0,6	6,5	0,0	0,0	0,5	0,0	0,3
ER-125	36,5	26,6	25,5	3,8	5,5	0,0	1,2	0,0	0,0	0,3	0,0	0,7
ER-126	22,2	35,5	29,0	0,8	11,1	0,6	0,5	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
ER-127	14,5	9,9	47,3	26,1	0,0	1,3	0,3	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
ER-128	25,2	36,1	22,8	3,4	10,6	0,3	0,6	0,0	0,0	0,2	0,0	0,9
ER-129	28,6	28,9	26,3	14,1	0,6	1,1	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ER-132	28,1	31,5	23,9	4,6	8,7	0,8	0,6	0,0	0,0	0,4	0,0	1,3
ER-133	32,7	28,7	19,8	4,8	10,9	1,6	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	1,2
ER-135	26,0	38,4	25,9	3,0	1,7	0,6	3,6	0,0	0,0	0,4	0,0	0,4
ER-137	36,8	30,1	14,8	4,4	13,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,3
ER-141	35,3	3,9	36,3	12,6	6,7	1,7	0,4	0,0	0,0	0,2	0,0	3,0

ANALISIS MODALES

FACIES ZORRO												
	Q	*FK*	*Pl*	*Rbk*	*Ag*	*Zrn*	*M. Op.*	*Bt*	*Fl*	*R+P*	*Chl*	*Otros*
ER-6	28,4	36,7	25,7	7,2	1,6	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
ER-7	40,8	25,3	26,2	6,8	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6
ER-37	33,7	33,9	22,3	6,7	1,6	0,4	0,7	0,0	0,0	0,2	0,0	0,5
ER-42	30,8	34,0	23,6	6,1	1,8	1,4	0,2	0,0	1,2	0,0	0,0	0,9
ER-70	41,0	26,9	24,7	4,2	1,5	0,6	0,0	0,0	0,5	0,1	0,0	0,5

FACIES MAGNETITA												
	Q	*FK*	*Pl*	*Rbk*	*Ag*	*Zrn*	*M. Op.*	*Bt*	*Fl*	*R+P*	*Chl*	*Otros*
ER-2	23,6	32,1	24,8	4,1	9,2	0,6	3,2	0,0	0,3	0,4	0,0	1,7
ER-3	32,8	22,6	30,8	3,4	8,9	0,3	1,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
ER-4	36,3	27,9	22,6	2,7	9,0	0,0	0,5	0,0	0,6	0,0	0,0	0,4
ER-62	26,8	24,7	26,9	7,7	9,1	1,5	1,6	0,0	0,3	0,2	0,0	1,2
ER-64	40,1	17,6	30,5	0,0	0,0	0,5	3,5	2,1	0,0	0,0	0,0	5,8
ER-78	37,1	25,8	25,8	0,0	0,0	1,3	3,7	0,5	0,0	0,0	0,0	5,8
ER-79	28,1	21,9	41,9	0,0	0,0	0,2	3,3	0,0	0,0	4,5	0,0	0,0
ER-81	30,2	33,7	18,9	5,7	8,1	1,4	1,4	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
ER-82	41,9	27,6	23,4	2,7	1,9	0,4	1,5	0,0	0,1	0,0	0,0	0,5
ER-83	31,3	27,6	32,8	1,4	0,0	0,3	4,7	0,0	0,0	0,9	0,0	1,0
ER-84	34,5	29,3	20,2	2,3	10,2	0,1	1,6	0,0	0,0	0,4	0,0	1,4
ER-85	36,5	26,5	30,4	0,4	0,3	0,1	2,2	0,0	0,6	1,4	0,0	1,7
ER-87	36,8	19,7	29,6	11,9	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3
ER-88	27,6	28,1	26,8	12,6	2,1	0,6	0,7	0,0	1,5	0,0	0,0	0,0
ER-90	26,0	30,9	18,2	17,3	0,0	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
ER-91	32,4	31,4	27,3	5,9	0,0	0,9	1,9	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
ER-114	38,9	25,0	31,9	1,7	0,1	0,3	1,7	0,1	0,0	0,0	0,0	0,3
ER-115	25,8	30,1	23,8	1,5	13,1	0,0	2,5	0,0	0,1	3,1	0,0	0,0
ER-116	27,8	32,2	22,7	2,4	13,4	0,2	0,3	0,0	0,0	0,4	0,0	0,5
ER-117	36,5	22,3	31,4	2,9	0,1	0,6	3,2	0,0	0,1	1,2	0,0	1,7
ER-118	28,0	30,8	34,7	0,9	2,6	0,6	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SG5-1	41,8	8,6	21,0	0,0	0,0	1,6	4,8	14,8	0,0	0,0	0,0	7,4
SG5-2	41,3	6,6	33,7	0,0	0,0	0,9	3,1	5,4	0,0	0,3	0,0	8,7
SG5-3	36,8	29,3	21,9	4,2	0,0	1,1	5,5	0,2	0,6	0,0	0,0	0,5
SG5-4	30,7	30,4	28,6	0,8	0,0	1,9	6,5	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1
SG5-5	40,6	25,7	19,4	2,2	0,0	1,1	3,6	6,2	0,4	0,0	0,0	4,1
SG5-6	31,7	26,8	25,8	6,8	0,0	1,1	0,0	0,0	0,6	0,2	0,0	3,7
SG6-1	38,1	22,8	27,6	1,7	0,0	0,6	4,8	2,6	0,7	0,0	0,0	1,2
SG6-2	36,5	26,3	22,9	6,0	0,0	2,0	3,8	0,0	0,6	0,1	0,0	1,8
SG6-3	31,5	27,8	23,3	12,8	0,1	0,7	1,4	0,7	0,0	0,0	0,0	1,7
SG6-4	50,1	22,9	11,3	6,0	0,0	0,4	4,9	0,4	0,3	0,1	0,0	3,6
SG6-5	31,5	29,7	24,0	3,8	0,0	0,4	2,2	1,0	2,6	0,0	0,0	2,2
SG6-6	33,5	28,3	26,3	3,6	0,0	0,8	5,1	0,4	1,2	0,0	0,0	0,8

ANALISIS MODALES

ROCAS METASOMATICAS RAD-1												
	Q	*FK*	*Pl*	*Anf*	*Ag*	*Zrn*	*M. Op.*	*Bt*	*Fl*	*R+P*	*Chl*	*Otros*
ER-57	37,2	0,6	45,5	3,2	0,0	2,2	2,3	1,6	3,0	1,6	0,0	2,8
ER-C	48,6	3,8	29,9	0,0	0,0	9,2	1,5	0,2	3,3	3,5	0,0	0,0
SG1-1	42,7	3,2	29,7	0,0	0,0	4,5	1,7	0,9	0,0	11,4	0,0	5,9
SG1-2	51,6	1,4	32,7	0,0	0,0	4,8	0,6	1,4	0,0	6,7	0,0	1,3
SG1-3	39,0	3,8	39,3	0,0	0,0	0,5	0,0	13,7	0,0	1,9	0,0	1,8
SG1-4	12,6	15,4	43,9	0,0	0,0	0,0	0,3	26,7	0,2	0,2	0,0	0,7
SG1-5	29,6	22,2	16,2	0,0	0,0	0,1	0,0	31,4	0,0	0,0	0,0	0,4
SG1-6	39,7	6,7	21,5	0,0	0,0	0,2	0,3	30,0	1,5	0,1	0,0	0,0
SG2-1	58,9	1,9	21,0	0,0	0,0	7,5	1,8	0,5	0,0	4,1	0,0	4,3
SG2-2	49,2	1,9	23,2	3,1	0,0	10,3	1,4	7,2	0,0	3,5	0,0	0,1
SG2-3	57,1	0,6	28,0	0,0	0,0	6,5	1,5	4,1	0,0	1,5	0,1	0,5
SG2-4	52,5	3,0	18,0	0,0	0,0	5,7	0,7	13,1	0,0	3,6	0,0	2,6
SG2-6	9,5	28,4	32,1	0,0	0,0	0,1	0,0	22,7	0,2	0,0	0,0	8,0
SG3-1	38,6	5,8	36,5	0,0	0,0	1,2	2,0	3,0	0,0	6,4	0,0	6,5
SG3-2	57,0	1,0	20,7	0,0	0,0	5,4	1,9	6,5	0,0	5,5	0,0	2,0
SG3-3	48,0	0,2	28,4	0,0	0,0	12,1	2,5	6,6	0,0	1,8	0,0	0,4
SG3-4	45,9	0,2	33,9	0,0	0,0	8,9	4,6	3,8	0,0	2,7	0,0	0,7
SG3-5	69,7	0,2	8,5	0,0	0,0	9,1	1,9	7,7	0,0	1,9	0,0	1,0
SG3-6	46,7	2,0	30,8	0,0	0,0	6,6	3,0	5,1	1,2	3,2	0,0	1,4
SG3-7	54,2	0,0	16,5	0,0	0,0	7,8	1,5	16,0	0,0	3,9	0,0	0,1
SG3-8	46,4	0,2	24,9	0,0	0,0	7,6	2,3	14,0	1,1	3,2	0,0	0,3
SG3-9	49,6	8,9	33,6	0,0	0,0	1,6	1,3	4,3	0,0	0,3	0,0	0,4
SG4-1	61,7	3,2	15,4	0,0	0,0	1,5	0,4	16,1	0,0	1,5	0,0	0,2
SG4-2	54,4	0,1	34,5	0,0	0,0	4,5	4,0	0,3	0,0	1,2	0,0	1,0
SG4-3	36,9	2,0	35,8	0,0	0,0	4,7	0,0	11,5	0,0	2,4	0,0	5,8
SG4-4	48,4	0,4	36,5	0,0	0,0	2,3	2,7	4,9	0,0	4,3	0,0	0,5
SG4B-1	20,2	10,7	41,6	0,0	0,0	0,0	0,6	23,6	0,0	0,4	0,0	2,7
SG4B-2	21,5	16,2	41,5	0,0	0,0	0,8	0,3	17,9	0,7	0,2	0,2	0,7
SG4B-3	30,9	0,7	46,3	0,0	0,0	6,8	4,9	5,6	1,2	3,3	0,0	0,3
SG4B-4	39,3	9,6	37,3	0,0	0,0	5,7	0,9	4,4	0,1	1,5	0,0	1,2
SG4B-5	32,3	0,0	45,8	0,0	0,0	6,0	2,3	11,5	0,2	1,2	0,0	0,7
SG4B-6	37,6	10,0	31,7	0,0	0,0	6,2	2,0	8,6	0,5	2,9	0,0	0,5
SG4B-7	72,6	0,0	7,4	0,0	0,0	3,8	4,3	7,8	0,3	2,9	0,0	0,9

ROCAS METASOMATICAS RAD-2												
	Q	*FK*	*Pl*	*Rbk*	*Ag*	*Zrn*	*M. Op.*	*Bt*	*Fl*	*R+P*	*Chl*	*Otros*
SG5B-1	24,0	4,8	39,4	0,0	0,0	0,0	0,2	30,7	0,0	0,0	0,0	0,9
SG5B-2	4,4	10,5	55,1	0,0	0,0	0,0	0,1	28,8	0,0	0,4	0,0	0,7
SG5B-3	24,3	17,9	50,1	0,0	0,0	0,0	0,4	7,2	0,0	0,0	0,0	0,1
SG5B-4	17,4	27,9	37,4	0,0	0,0	0,8	0,5	14,0	0,0	1,0	0,0	1,0
SG5B-5	25,7	23,8	39,8	0,0	0,0	1,2	0,5	8,3	0,0	0,2	0,0	0,5
SG5B-6	22,7	28,9	39,1	0,0	0,0	0,9	0,1	7,4	0,0	0,5	0,0	0,3
SG5B-7	20,1	30,5	36,9	0,0	0,0	1,5	0,3	8,6	0,0	0,8	0,0	1,3
SG5B-8	18,2	29,2	42,9	0,0	0,0	0,5	0,3	6,8	0,0	0,5	0,0	1,6
SG5B-9	33,8	17,9	41,3	0,0	0,0	1,1	0,3	4,6	0,0	0,0	0,0	0,9
SG5B-10	28,3	19,6	43,0	0,0	0,0	1,9	0,6	4,3	0,0	1,3	0,0	1,0
SG5B-11	37,3	18,1	29,1	7,0	0,0	0,3	4,2	0,0	0,0	1,8	1,3	0,9
SG6B-5	31,1	22,5	31,1	0,0	0,0	2,6	0,4	11,7	0,0	0,0	0,4	0,2
SGB6-6	15,0	13,1	47,3	4,9	0,0	2,1	0,5	14,9	1,8	0,2	0,0	0,2
SG6B-7a	32,6	0,1	45,8	0,0	0,0	2,6	2,3	11,6	3,2	1,1	0,2	0,5
SG6B-9	39,8	0,0	46,6	0,0	0,0	1,0	3,5	7,1	0,0	0,2	0,8	1,0
SG6B-10	8,3	52,0	32,9	0,1	0,0	0,8	2,4	2,7	0,0	0,2	0,0	0,6
SG7B-1	3,8	14,8	46,6	0,0	0,0	0,0	1,2	26,4	0,0	0,8	0,0	6,4
SG7B-3	24,9	19,9	37,5	0,0	0,0	0,4	1,0	15,3	0,0	1,0	0,0	0,0
SG7B-4	22,6	18,3	38,1	3,1	0,0	0,3	0,2	17,4	0,0	0,0	0,0	0,0
SG7B-5	16,3	27,5	31,9	0,0	0,0	0,4	5,1	12,3	0,0	0,2	0,0	6,3
SG8B-3	30,0	25,5	25,0	0,0	0,0	0,4	0,6	16,2	0,0	0,0	0,0	2,3
SG8B-6	25,5	38,2	23,6	0,0	0,0	0,9	0,2	11,3	0,0	0,0	0,0	0,3
SG10B-1	19,7	35,4	9,2	0,0	0,0	1,1	0,6	33,2	0,0	0,5	0,0	0,3
SG10B-2	26,9	28,8	28,5	0,0	0,0	0,7	0,9	12,6	0,0	0,7	0,0	0,9
SG10B-5	37,8	3,9	33,8	0,0	0,0	0,0	1,3	21,3	0,0	0,2	0,0	1,7
SG10B-7	27,2	25,9	25,8	0,0	0,0	1,6	0,0	15,6	0,0	1,2	0,0	2,7
SG10B-8	40,8	21,3	25,9	0,1	0,0	1,3	0,3	8,2	0,0	1,5	0,1	0,5
SG10B-9	35,0	28,8	23,8	4,8	0,0	0,3	3,5	0,0	0,0	1,6	0,0	2,2
SG10B-10	29,5	29,4	26,3	7,1	0,0	0,6	3,5	0,0	0,0	0,9	0,0	2,7
SG10B-11	32,4	24,4	28,7	7,8	0,0	0,3	2,3	3,2	0,0	0,4	0,0	0,5
SG10B-12	32,1	24,2	29,6	5,9	0,0	0,5	2,2	3,9	0,0	0,8	0,0	0,8
SG10B-13	29,5	28,2	28,5	6,9	0,0	0,5	0,9	4,1	0,0	0,4	0,0	1,0
SG10B-14	27,2	29,2	24,0	17,0	0,0	0,4	0,8	0,0	0,0	0,2	0,0	1,2
SG10B-15	28,3	29,4	24,8	15,9	0,0	0,6	0,4	0,0	0,0	0,2	0,0	0,4
SG10B-17	22,5	20,0	38,7	0,0	0,0	1,4	1,4	13,7	0,0	0,1	0,0	2,2

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS												
	Q	*FK*	*Pl*	*Anf*	*Ag*	*Zrn/Ttn*	*M. Op.*	*Bt*	*Fl*	*R+P*	*Chl*	*Otros*
ER-14	6,8	18,3	5,4	1,8	0,0	9,1	0,8	55,2	0,0	0,0	0,0	2,6
ER-22	10,6	16,6	17,7	36,6	0,0	6,4	0,0	10,6	0,0	0,0	0,0	1,5
ER-61	13,7	29,2	30,6	11,0	0,0	3,0	0,1	11,3	0,0	0,0	0,0	1,1

ANALISIS QUIMICO DE ELEMENTOS MAYORES

FACIES GALIÑEIRO												
(%)	*SiO2*	*TiO2*	*Al2O3*	*FeO*	*MgO*	*MnO*	*CaO*	*Na2O*	*K2O*	*P2O5*	*H2O*	*Total*
ER-1	74,37	0,19	10,52	5,07	0,16	0,07	0,54	4,87	2,02	0,03	0,77	98,61
ER-5	72,63	0,13	10,23	6,61	0,00	0,12	0,02	4,09	4,19	0,02	0,74	98,77
ER-17	73,37	0,20	12,78	3,79	0,08	0,08	0,59	3,65	3,51	0,02	0,87	98,93
ER-24	69,79	0,24	12,25	4,80	0,12	0,10	0,53	4,49	6,10	0,04	0,41	98,86
ER-26	75,21	0,14	10,03	5,43	0,01	0,10	0,00	3,75	3,92	0,01	0,26	98,85
ER-29	74,71	0,17	11,78	3,78	0,04	0,05	0,09	3,54	4,44	0,01	0,47	99,07
ER-41	76,55	0,16	8,90	5,35	0,13	0,10	0,05	3,76	3,80	0,03	0,17	99,00
ER-43	75,59	0,18	9,22	5,12	0,22	0,07	0,25	3,93	4,66	0,04	0,11	99,39
ER-73	74,05	0,19	10,67	5,95	0,66	0,11	0,01	2,26	4,18	0,00	0,35	98,43
ER-74	71,77	0,25	12,25	4,32	0,35	0,06	0,45	4,74	4,00	0,05	0,71	98,96
ER-75	73,67	0,22	10,50	5,12	0,17	0,08	0,42	4,29	4,36	0,03	0,99	99,84
ER-77	59,46	0,65	13,95	10,63	0,34	0,09	1,49	5,80	1,73	0,12	2,52	96,78
ER-80	74,74	0,27	9,48	6,00	0,04	0,15	0,47	3,79	3,54	0,03	0,11	98,60
ER-92	74,80	0,19	9,46	5,06	0,02	0,09	0,38	4,28	4,79	0,05	0,09	99,21
ER-94	75,13	0,22	9,67	5,66	0,02	0,13	0,17	5,51	0,73	0,06	0,55	97,86
ER-95	75,01	0,17	11,07	4,36	0,02	0,08	0,10	3,84	4,06	0,04	0,17	98,91
ER-96	73,71	0,20	11,85	3,53	0,06	0,04	0,08	4,02	5,12	0,03	0,40	99,03
ER-98	74,93	0,16	9,17	5,28	0,01	0,08	0,22	4,33	4,90	0,04	0,04	99,15
ER-99	75,52	0,17	10,16	4,52	0,04	0,04	0,28	4,36	4,81	0,02	0,11	100,04
ER-100	77,09	0,16	10,22	5,15	0,03	0,07	0,03	4,22	3,99	0,04	0,21	101,21
ER-101	74,85	0,31	10,12	5,56	0,11	0,07	0,06	3,70	3,69	0,07	0,45	98,99
ER-103	74,26	0,16	10,14	6,02	0,03	0,09	0,06	4,37	3,74	0,01	0,86	99,73
ER-104	73,33	0,21	10,18	5,21	0,02	0,08	0,09	4,37	4,54	0,07	0,67	98,77
ER-105	73,75	0,17	9,90	5,84	0,08	0,11	0,20	4,64	4,50	0,01	0,67	99,87
ER-106	76,16	0,18	9,69	5,57	0,03	0,11	0,12	3,95	4,34	0,04	0,14	100,33
ER-108	74,31	0,21	10,44	4,53	0,04	0,11	0,22	4,62	5,10	0,01	0,21	99,79
ER-109	74,47	0,28	10,35	5,20	0,08	0,06	0,27	4,02	3,98	0,03	0,20	98,93
ER-110	75,07	0,17	10,23	4,81	0,02	0,08	0,20	4,32	4,57	0,07	0,21	99,74
ER-111	73,82	0,18	11,28	5,64	0,04	0,06	0,07	3,60	3,24	0,02	0,69	98,64
ER-112	74,26	0,18	10,53	4,92	0,02	0,08	0,29	4,36	4,35	0,02	0,17	99,17
ER-113	73,83	0,19	10,13	4,94	0,06	0,10	0,50	4,42	4,68	0,00	0,14	98,99
ER-119	74,56	0,22	10,30	5,17	0,04	0,07	0,28	4,20	3,59	0,02	0,40	98,84
ER-120	71,31	0,24	13,82	4,50	0,09	0,03	0,04	0,26	9,11	0,04	0,14	99,58
ER-121	74,77	0,21	10,86	3,90	0,05	0,05	0,09	4,03	4,56	0,03	0,34	98,91
ER-122	74,46	0,18	10,17	6,12	0,03	0,13	0,10	3,31	3,46	0,00	0,26	98,21
ER-123	76,62	0,21	10,42	3,59	0,02	0,01	0,05	3,57	4,07	0,00	0,32	98,89
ER-124	62,81	0,11	13,00	10,20	0,11	0,05	2,62	8,24	0,37	0,02	0,37	97,89
ER-125	72,38	0,19	10,99	5,25	0,03	0,08	0,03	4,00	4,46	0,01	0,14	97,55
ER-126	73,95	0,18	11,38	4,38	0,02	0,06	0,04	3,81	4,45	0,01	0,50	98,77
ER-127	76,55	0,19	10,99	6,56	0,57	0,10	0,31	8,70	1,63	0,01	0,00	105,61
ER-128	74,23	0,19	10,63	4,37	0,00	0,04	0,07	4,43	4,15	0,00	0,51	98,63
ER-129	73,79	0,14	10,87	5,75	0,01	0,14	0,04	3,95	3,63	0,00	0,43	98,74
ER-130	72,72	0,23	10,31	6,76	0,09	0,19	0,14	3,52	3,14	0,03	0,36	97,47
ER-131	75,55	0,21	9,74	5,58	0,02	0,08	0,08	3,07	3,99	0,04	0,21	98,56
ER-132	74,17	0,19	9,94	5,36	0,29	0,08	0,13	3,82	3,95	0,00	0,29	98,22
ER-133	73,03	0,24	9,72	5,20	0,01	0,05	0,13	4,46	3,98	0,07	0,07	96,94
ER-134	74,95	0,21	9,82	5,43	0,05	0,08	0,17	3,64	4,28	0,08	0,17	98,88
ER-135	75,50	0,19	10,46	4,94	0,02	0,06	0,06	3,22	4,22	0,02	0,14	98,82
ER-136	73,25	0,35	9,05	5,71	0,04	0,14	0,10	3,37	4,40	0,00	0,38	96,78

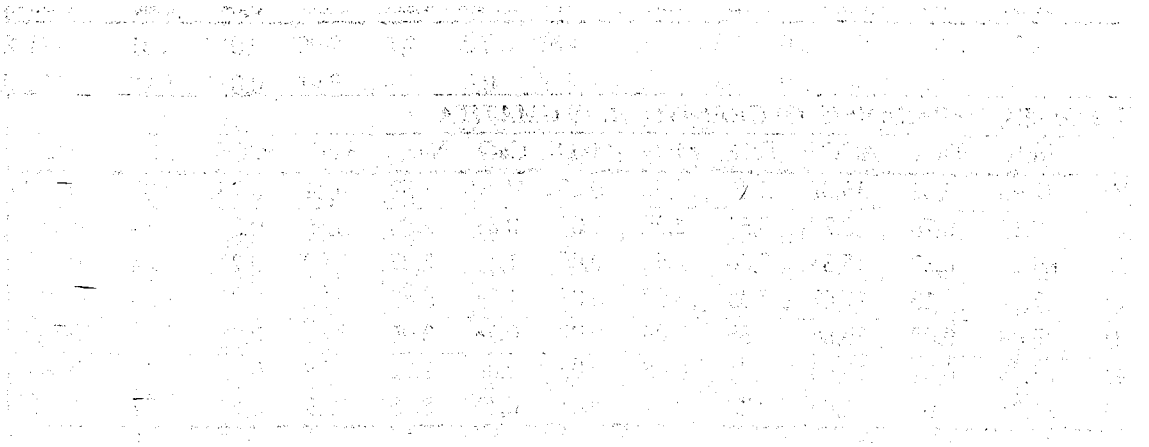
ER-137	74,84	0,23	9,86	5,21	0,07	0,07	0,10	4,39	4,43	0,00	0,19	99,40
ER-139	75,00	0,19	11,46	4,11	0,03	0,05	0,06	3,97	3,68	0,09	0,44	99,08
ER-140	73,02	0,15	10,31	5,42	0,05	0,08	0,09	4,40	4,35	0,00	0,55	98,41
ER-141	74,43	0,30	8,34	7,33	0,05	0,12	0,18	5,40	0,59	0,04	0,52	97,29
ER-142	60,53	2,07	17,03	8,68	1,09	0,06	0,17	2,40	4,21	0,44	0,44	97,12
ER-145	67,74	0,46	14,83	3,78	1,66	0,04	0,65	5,77	3,33	0,17	0,48	98,90
SG12B-2	77,73	0,15	9,89	2,88	0,16	0,07	0,04	3,48	4,36	0,01	1,22	99,98
SG12B-4	77,60	0,16	9,80	3,05	0,11	0,06	0,04	3,62	4,21	0,01	1,59	100,25
SG12B-5	76,53	0,16	10,19	3,17	0,08	0,05	0,21	3,46	4,78	0,03	0,91	99,58
SG12B-6	77,72	0,15	9,74	2,88	0,05	0,03	0,16	3,36	4,76	0,00	0,82	99,68
SG12B-7	76,83	0,15	9,99	2,92	0,08	0,04	0,23	3,63	4,85	0,04	0,90	99,65
SG12B-8+9	76,87	0,15	9,69	2,71	0,05	0,04	0,37	3,42	4,57	0,02	0,95	98,85
SG12B-12	77,17	0,16	9,90	2,69	0,04	0,03	0,16	3,75	4,35	0,05	0,52	98,83
SG12B-13	76,16	0,17	10,57	2,92	0,07	0,04	0,48	3,31	4,75	0,02	0,76	99,26
SG12B-14	76,49	0,18	10,57	2,78	0,05	0,04	0,07	3,51	4,85	0,05	0,51	99,11
SG12B-15	76,57	0,17	10,73	2,66	0,06	0,04	0,05	3,71	4,90	0,06	0,34	99,29

FACIES ZORRO												
(%)	*SiO2*	*TiO2*	*Al2O3*	*FeO*	*MgO*	*MnO*	*CaO*	*Na2O*	*K2O*	*P2O5*	*H2O*	*Total*
ER-7	73,53	0,20	11,44	2,88	0,01	0,04	0,22	5,40	5,93	0,02	0,14	99,82
ER-37	75,23	0,19	11,94	2,65	0,00	0,04	0,09	4,13	4,86	0,03	0,37	99,52
ER-40	76,85	0,17	11,61	2,41	0,00	0,03	0,09	3,56	5,01	0,00	0,10	99,83
ER-70	74,03	0,19	11,27	3,35	0,01	0,05	0,39	4,76	5,10	0,03	0,30	99,48

FACIES MAGNETITA												
(%)	*SiO2*	*TiO2*	*Al2O3*	*FeO*	*MgO*	*MnO*	*CaO*	*Na2O*	*K2O*	*P2O5*	*H2O*	*Total*
ER-2	73,88	0,27	9,21	6,25	0,12	0,08	0,22	4,22	5,12	0,00	0,16	99,53
ER-3	71,47	0,21	8,86	5,80	0,09	0,09	0,15	6,58	5,72	0,02	0,19	99,17
ER-44	43,90	0,56	25,12	10,76	0,35	0,06	0,05	1,21	2,71	0,21	12,70	97,63
ER-45	74,15	0,24	13,16	4,63	0,12	0,02	0,06	1,48	1,44	0,14	0,58	96,01
ER-46	64,03	0,38	15,55	6,46	0,24	0,05	0,66	7,81	2,19	0,07	0,54	97,97
ER-63	80,37	0,21	8,40	3,40	0,07	0,00	0,06	2,62	3,67	0,02	0,17	98,99
ER-64	73,58	0,15	10,67	6,47	0,11	0,01	0,03	3,67	2,52	0,07	1,85	99,14
ER-78	77,25	0,22	10,42	5,33	0,09	0,01	0,05	2,44	2,87	0,03	0,71	99,41
ER-79	72,75	0,16	11,50	6,12	0,07	0,01	0,04	2,68	3,42	0,04	2,44	99,22
ER-82	76,05	0,19	10,31	4,44	0,05	0,04	0,06	3,32	4,35	0,00	0,35	99,14
ER-84	75,03	0,22	9,51	5,35	0,05	0,04	0,15	3,93	4,86	0,03	0,34	99,51
ER-85	75,43	0,17	10,01	6,00	0,04	0,02	0,18	3,39	4,12	0,05	0,25	99,66
ER-86	73,51	0,19	10,10	6,28	0,06	0,09	0,11	4,40	4,32	0,06	0,22	99,33
ER-87	75,41	0,20	10,87	4,87	0,10	0,10	0,11	3,83	3,30	0,07	0,24	99,09
ER-88	74,77	0,25	9,61	5,52	0,15	0,10	0,38	4,15	4,13	0,01	0,22	99,27
ER-89	77,71	0,19	10,91	2,29	0,03	0,01	0,05	2,78	4,67	0,00	0,17	98,80
ER-90	73,28	0,24	10,40	4,40	1,20	0,04	0,01	2,25	3,83	0,03	0,89	96,56
ER-114	74,06	0,22	10,61	4,87	0,07	0,02	0,04	3,52	3,54	0,02	0,74	97,71
ER-115	72,52	0,19	9,28	6,43	0,19	0,10	0,77	3,61	4,46	0,06	0,51	98,12
ER-116	73,94	0,24	9,76	5,37	0,09	0,09	0,14	4,50	4,56	0,03	0,61	99,32
ER-117	72,12	0,18	10,64	5,56	0,00	0,11	0,03	4,58	4,24	0,05	1,40	98,90
ER-118	72,33	0,33	10,88	6,25	0,05	0,08	0,28	4,05	4,04	0,02	0,17	98,46
ER-138	74,10	0,23	10,50	5,16	0,05	0,03	0,10	2,69	5,49	0,01	0,21	98,57

ANALISIS QUIMICO DE ELEMENTOS MAYORES

ROCAS METASOMATICAS RAD-1												
(%)	*SiO2*	*TiO2*	*Al2O3*	*FeO*	*MgO*	*MnO*	*CaO*	*Na2O*	*K2O*	*P2O5*	*H2O*	*Total*
ER-35	73,18	0,59	10,67	2,99	0,03	0,12	0,00	1,64	0,80	0,11	6,20	96,32
ER-57	74,18	0,41	8,83	4,82	0,13	0,08	2,05	4,75	0,16	0,03	0,40	95,84
SG3-1	66,54	0,56	17,78	5,80	0,14	0,05	0,09	6,40	0,81	0,31	0,56	99,02
SG3-2	55,53	0,42	16,83	11,18	0,16	0,21	0,20	5,33	1,15	1,00	1,85	93,85
SG3-3	65,99	0,71	13,07	3,44	0,12	0,14	0,24	4,68	0,83	0,70	0,86	90,78
SG3-4	71,36	0,85	11,73	3,05	0,08	0,15	0,11	5,05	0,23	0,15	0,36	93,12
SG3-5	67,10	0,84	11,47	4,02	0,17	0,18	0,10	7,45	0,32	0,22	0,58	92,43
SG3-6	79,45	0,39	8,35	3,06	0,06	0,06	0,05	3,80	0,18	0,19	0,61	96,21
SG3-7	71,33	0,71	11,31	2,91	0,13	0,07	0,09	4,94	0,40	0,18	0,58	92,63
SG3-8	70,49	0,89	10,84	3,46	0,16	0,15	0,16	4,76	0,24	0,18	0,33	91,66
SG3-9	69,71	0,80	11,26	4,17	0,15	0,29	0,08	4,91	1,02	0,28	0,39	93,06
SG3-10	75,99	0,86	8,75	6,03	0,05	0,37	0,08	4,37	0,26	0,51	0,96	98,21
SG3-10B	71,85	0,83	8,10	4,35	0,06	0,26	0,12	2,99	0,92	0,26	0,91	90,64
SG3-11	71,50	0,70	10,36	4,08	0,12	0,27	0,18	4,33	0,53	0,16	0,17	92,40
SG3-12	76,42	0,42	9,55	3,00	0,04	0,17	0,14	5,43	0,45	0,15	0,33	96,10
SG3-13	71,18	0,91	12,29	5,41	0,08	0,47	0,27	4,74	1,00	0,23	0,41	97,00
SG3-15	70,02	0,67	9,74	4,74	0,11	0,71	0,65	5,76	1,53	0,20	0,38	94,51
SG3-16	69,05	0,64	9,34	5,48	0,10	0,45	0,46	4,02	1,72	0,27	0,78	92,31
SG3-17	69,34	0,42	9,37	5,82	0,23	0,27	1,04	4,42	0,99	0,12	1,11	93,12
SG3-18	69,03	0,47	9,74	4,42	0,60	0,22	1,15	4,03	0,67	0,17	0,66	91,14
SG3-19	68,58	0,51	12,07	5,15	0,33	0,20	0,98	4,10	2,60	0,05	0,85	95,41
SG4B-2	69,64	0,31	13,23	3,26	0,16	0,09	0,46	7,71	4,31	0,06	0,25	99,47
SG4B-3	76,64	0,48	8,45	3,43	0,08	0,19	0,31	5,85	0,21	0,15	0,30	96,09
SG4B-4	74,45	0,36	9,74	3,78	0,06	0,18	0,18	4,42	3,23	0,19	0,32	96,90
SG4B-5	77,11	0,50	8,56	3,67	0,23	0,30	0,56	3,88	1,61	0,17	0,63	97,21
SG4B-7	78,66	0,27	8,44	2,80	0,11	0,13	1,08	4,30	4,21	0,01	0,11	100,11
SG4B-8	62,08	0,70	14,98	3,80	2,26	0,02	1,61	7,66	5,71	0,13	0,29	99,24



ANALISIS QUIMICO DE ELEMENTOS MAYORES

ROCAS METASOMATICAS RAD-2												
(%)	*SiO2*	*TiO2*	*Al2O3*	*FeO*	*MgO*	*MnO*	*CaO*	*Na2O*	*K2O*	*P2O5*	*H2O*	*Total*
SG5B-2	60,48	0,66	17,46	3,09	2,41	0,01	0,78	7,91	5,89	0,13	0,31	99,13
SG5B-4	73,84	0,31	11,66	3,28	0,07	0,05	0,00	4,58	5,00	0,08	0,28	99,16
SG5B-5	77,05	0,17	10,04	2,47	0,26	0,03	0,01	3,91	4,00	0,02	0,26	98,22
SG5B-6	74,37	0,27	12,44	2,85	0,27	0,04	0,01	4,00	4,47	0,06	0,35	99,13
SG5B-7	71,58	0,32	12,05	3,51	0,36	0,05	0,01	4,66	6,07	0,04	0,17	98,82
SG5B-9	76,54	0,28	12,86	2,17	0,32	0,02	0,00	4,29	2,30	0,03	0,19	99,00
SG5B-10	77,90	0,27	12,25	0,90	0,11	0,00	0,00	3,38	4,30	0,01	0,41	99,54
SG5B-11	77,65	0,16	9,09	5,30	0,05	0,02	0,00	1,44	4,87	0,03	0,34	98,94
SG6B-2	65,51	0,70	18,79	3,63	2,35	0,02	0,74	4,08	3,73	0,17	0,14	99,86
SG6B-3	73,46	0,52	13,32	2,74	1,48	0,01	0,41	5,30	1,46	0,11	0,69	99,48
SG6B-5	77,66	0,16	9,98	2,58	0,25	0,03	0,01	3,75	4,15	0,02	0,36	98,93
SG6B-6	80,32	0,16	10,36	5,26	0,06	0,10	0,58	0,66	0,90	0,03	1,11	99,52
SG6B-7	71,51	0,40	12,05	5,42	0,66	0,06	2,87	4,31	1,02	0,07	0,57	98,94
SG6B-8	62,63	0,67	16,37	5,08	2,39	0,05	2,38	5,21	3,94	0,14	0,42	99,28
SG6B-9	76,25	0,24	9,16	6,47	0,40	0,05	2,01	3,19	0,38	0,02	0,19	98,35
SG7B-4	76,56	0,17	10,96	4,26	0,03	0,04	0,01	2,67	3,53	0,05	0,43	98,69
SG7B-5	76,26	0,26	12,92	2,08	0,13	0,01	0,04	3,43	4,11	0,01	0,28	99,53
SG8B-1	61,65	0,79	16,47	3,17	2,40	0,02	0,44	7,67	6,83	0,19	0,27	99,91
SG8B-2	61,47	0,67	17,64	4,09	2,40	0,02	0,73	6,53	5,88	0,13	0,17	99,72
SG8B-6	78,02	0,26	12,44	0,98	0,05	0,01	0,03	2,66	4,76	0,03	0,20	99,45
SG10B-23	66,68	0,65	13,91	4,44	2,55	0,07	0,50	4,68	5,54	0,12	1,05	100,18
SG10B-24	67,91	0,64	13,12	3,84	1,98	0,07	0,56	4,72	4,83	0,12	1,35	99,13

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS												
(%)	*SiO2*	*TiO2*	*Al2O3*	*FeO*	*MgO*	*MnO*	*CaO*	*Na2O*	*K2O*	*P2O5*	*H2O*	*Total*
ER-14	50,36	2,81	15,26	12,35	3,02	0,29	6,65	4,19	2,73	1,16	0,28	99,09
ER-15	56,54	1,25	17,56	7,73	1,42	0,21	3,65	6,44	3,06	0,42	0,66	98,93
ER-20	60,56	0,73	20,75	5,60	2,90	0,06	0,85	2,71	4,57	0,15	0,17	99,05
ER-21	47,30	5,54	11,03	16,50	5,30	0,28	6,78	3,17	2,72	1,25	0,74	100,60
ER-23	59,37	0,77	18,38	5,95	2,67	0,09	1,06	3,44	7,62	0,10	0,36	99,81
ER-25	65,14	1,07	14,37	7,25	1,17	0,12	2,56	3,80	3,83	0,34	0,85	100,50
ER-28	64,53	0,87	15,15	5,63	1,21	0,10	1,93	4,65	4,43	0,28	0,49	99,28
ER-30	63,64	0,82	14,84	5,28	0,93	0,10	2,09	6,40	5,15	0,33	0,22	99,80
ER-61	64,01	0,88	15,45	5,75	1,08	0,10	2,51	4,26	3,88	0,34	0,68	98,95

(1) ANFIBOLITA, (2) PARANEIS, (3) GRANITO, (4) PEGMATITA												
(%)	*SiO2*	*TiO2*	*Al2O3*	*FeO*	*MgO*	*MnO*	*CaO*	*Na2O*	*K2O*	*P2O5*	*H2O*	*Total*
ER-143(1)	47,98	2,02	15,87	12,84	7,87	0,29	10,61	1,57	0,44	0,23	0,83	100,54
ER-11(2)	59,10	0,76	18,77	5,54	2,95	0,03	0,61	2,80	5,56	0,31	3,14	99,57
ER-18(2)	69,13	0,67	15,35	5,00	2,51	0,05	1,11	2,85	2,99	0,21	0,74	100,59
ER-19(2)	57,12	1,13	17,07	7,35	3,90	0,08	1,74	5,80	3,96	0,32	1,36	99,82
ER-33(3)	75,08	0,03	15,66	0,85	0,09	0,02	0,38	3,95	3,61	0,31	0,26	100,23
ER-34(4)	75,28	0,01	15,03	1,01	0,08	0,03	0,06	2,12	5,78	0,25	0,22	99,86
ER-146(4)	71,85	0,01	16,83	0,20	0,01	0,01	0,15	8,55	1,49	0,20	0,32	99,62

ANALISIS QUIMICO DE ELEMENTOS TRAZA

FACIES GALIÑEIRO													
(ppm)	*Li*	*Rb*	*Be*	*Sr*	*Ba*	*Sc*	*V*	*Cr*	*Co*	*Ni*	*Cu*	*Zn*	*Y*
ER-1	17,0	68,0	9,7	41,1	2,3	1,2	9,3	296,3	2,8	8,3	1,2	133,6	80
ER-5	242,0	121,0	8,0	0,0	0,0	4,6	7,8	86,5	0,3	0,1	0,0	394,7	19
ER-17	37,8	245,0	14,4	14,1	24,6	657,6	3,7	33,9	0,1	0,1	1,1	145,7	79
ER-24	19,3	469,0	18,5	13,6	10,9	58,5	5,8	3,6	0,8	4,1	42,2	685,7	978
ER-26	127,8	185,0	7,8	4,5	7,6	2,2	12,8	1308,9	0,1	0,1	6,2	275,8	26
ER-29	23,7	367,0	11,6	3,0	0,0	15,5	0,0	493,0	1,6	0,1	1,1	655,1	128
ER-41	54,5	221,0	9,2	6,0	2,7	1,3	14,5	385,5	2,0	5,2	0,0	558,5	161
ER-43	25,4	159,0	12,0	12,7	13,6	18,0	6,4	168,8	1,7	0,6	2,6	427,2	170
ER-73	13,6	102,0	24,1	4,6	0,0	2,9	6,4	121,9	0,3	0,6	1,5	80,5	145
ER-74	8,1	127,0	4,9	29,1	37,6	0,0	3,6	86,4	4,9	5,6	0,0	196,3	61
ER-75	87,3	125,0	4,2	12,2	2,6	21,1	171,8	350,9	14,8	37,7	1,2	214,0	156
ER-77	84,0	132,0	1585,0	42,0	10,0	8,0	18,0	17,0	0,0	9,0	18,0	339,0	10241
ER-80	4,3	200,0	10,9	24,3	2,6	5,6	18,6	585,7	4,3	3,6	2,5	959,0	187
ER-92	10,4	310,0	6,3	11,8	6,0	15,8	6,4	152,5	1,5	1,5	1,7	394,5	206
ER-94	35,5	39,0	6,2	7,7	0,0	2,5	11,1	305,9	3,0	5,2	0,0	1022,2	156
ER-95	85,8	325,0	7,6	4,9	3,2	6,4	0,0	856,1	4,0	3,4	0,0	1181,0	112
ER-96	22,4	324,0	10,0	5,8	17,3	1,3	11,7	836,6	2,5	3,3	1,1	837,9	61
ER-98	2,1	294,0	8,5	0,0	0,0	9,9	23,9	797,3	3,4	3,5	1,2	1686,5	109
ER-99	3,6	282,0	6,5	6,8	0,0	0,0	9,1	682,4	4,2	3,6	1,8	803,2	156
ER-100	77,4	359,0	7,6	1,1	0,0	2,1	12,7	196,1	1,6	6,4	1,3	481,5	60
ER-101	92,8	353,0	5,9	6,0	20,1	2,9	3,5	98,6	2,1	6,3	1,1	452,1	138
ER-103	73,5	351,0	13,5	6,8	0,0	8,1	22,7	497,3	1,4	2,7	0,0	978,2	1
ER-104	15,3	320,0	8,5	3,7	0,0	1,5	3,7	955,8	4,2	9,0	1,1	656,1	35
ER-105	1,7	214,0	5,7	8,1	0,0	18,2	26,6	599,3	3,1	2,2	2,1	764,1	112
ER-106	33,6	259,0	13,2	4,7	0,0	1,0	23,0	551,7	1,8	3,1	0,0	1270,2	60
ER-108	1,0	245,0	8,6	6,4	0,0	9,5	25,2	544,8	4,1	2,1	1,9	581,7	161
ER-109	11,3	208,0	12,5	11,1	1,0	12,1	2,7	1177,2	5,0	3,4	0,0	516,8	127
ER-110	14,0	312,0	11,0	6,9	10,0	8,1	0,0	1383,6	4,5	4,4	0,0	997,6	93
ER-111	17,5	127,0	11,2	1,6	0,0	6,4	5,4	236,1	0,2	0,1	0,0	190,8	67
ER-112	34,4	272,0	10,4	8,3	0,0	29,6	8,0	273,8	0,1	1,4	4,2	803,8	171
ER-113	18,9	288,0	20,3	14,0	0,0	20,6	5,5	439,4	2,7	5,4	1,0	571,3	129
ER-119	6,5	103,0	18,0	8,2	0,0	3,2	7,2	147,2	1,5	0,1	1,0	198,4	113
ER-120	16,2	446,0	2,3	30,9	904,2	0,0	13,5	349,1	3,2	5,2	0,0	194,1	88
ER-121	16,7	210,0	20,7	3,8	0,0	16,4	4,1	708,1	0,8	0,1	0,0	754,1	133
ER-122	32,7	160,0	19,8	6,4	0,0	6,3	11,1	236,7	0,1	0,2	3,4	444,1	173
ER-123	2,0	227,0	9,8	4,8	27,4	21,1	6,1	158,7	1,7	0,2	3,3	205,9	75
ER-124	16,5	26,0	15,4	141,8	0,0	10,8	11,1	53,2	0,0	3,6	9,7	180,8	588
ER-125	62,0	135,0	5,3	0,0	0,0	5,7	6,4	116,0	0,6	0,1	2,4	140,7	139
ER-126	7,8	169,0	9,4	0,5	0,0	4,6	6,8	178,0	0,9	0,1	3,5	113,5	131
ER-127	214,0	115,0	20,3	17,7	0,0	3,3	3,3	46,5	0,1	0,1	3,8	308,0	180
ER-128	14,7	169,0	8,2	0,1	0,0	4,5	4,1	150,4	1,1	1,8	0,0	156,5	34
ER-129	131,0	181,0	8,1	5,3	0,0	96,1	6,4	130,6	1,1	1,2	2,6	276,3	53
ER-130	41,0	174,0	15,2	10,3	0,0	5,2	6,3	105,9	0,1	1,9	9,9	197,3	579
ER-131	6,5	294,0	9,0	5,1	24,4	0,0	6,4	411,2	2,1	5,2	4,0	333,3	121
ER-132	81,1	138,0	6,8	6,9	0,0	3,8	4,4	155,2	0,7	0,2	6,3	139,8	181
ER-133	11,9	328,0	12,7	5,0	125,7	21,1	1,6	0,0	1,1	5,3	0,0	2019,3	110
ER-134	11,4	335,0	16,7	4,7	15,0	1,9	19,3	484,3	4,0	12,8	3,2	240,7	103
ER-135	8,0	181,0	15,7	5,6	0,0	6,0	7,6	278,9	1,3	4,4	1,2	170,0	103
ER-136	23,7	311,0	10,6	17,9	7,8	4,4	9,6	1413,1	4,7	81,1	5,9	339,5	98

FACIES GALIÑEIRO (Continuación)												
(ppm)	*Zr*	*Nb*	*Mo*	*Ta*	*Pb*	*Ga*	*S*	*Sn*	*F*	*Th*	*U*	*Hf*
ER-1	1133	177	nd	5,5	nd	0,6	nd	nd	4370	26	nd	nd
ER-5	1215	169	nd	11,0	nd	31,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-17	2105	243	nd	13,2	nd	31,8	nd	3,6	nd	nd	nd	nd
ER-24	3312	552	8,9	37,9	nd	38,5	1529,0	2,4	2438	57	nd	nd
ER-26	168	174	nd	25,2	nd	48,8	71,3	nd	786	43	nd	nd
ER-29	2560	345	nd	16,4	nd	31,5	0,0	nd	707	48	14,0	55
ER-41	2670	409	2,7	2,3	nd	13,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-43	2411	359	nd	16,3	nd	40,6	168,5	nd	nd	nd	nd	nd
ER-73	2603	347	nd	13,9	nd	35,9	258,8	nd	nd	nd	nd	nd
ER-74	1161	266	nd	9,8	nd	19,9	nd	nd	3985	26	nd	nd
ER-75	2505	248	1,7	21,6	nd	9,3	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-77	5043	837	0,0	50,0	96,0	15,7	0,0	2,3	6976	7416	45,0	nd
ER-80	2678	306	nd	13,9	nd	4,3	nd	nd	2875	16	nd	nd
ER-92	2254	320	nd	24,9	nd	34,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-94	4296	459	3,5	6,6	nd	15,7	nd	nd	1082	70	nd	nd
ER-95	3610	416	2,2	21,9	nd	7,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-96	1356	302	nd	3,9	nd	18,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-98	2663	326	nd	1,9	nd	57,6	nd	nd	1144	71	nd	56
ER-99	1923	301	nd	11,5	nd	28,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-100	2298	393	nd	2,5	nd	24,1	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-101	2711	374	nd	23,3	nd	4,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-103	21	333	2,1	23,9	nd	22,3	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-104	2369	329	1,1	14,6	nd	11,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-105	1631	228	nd	31,1	nd	79,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-106	1057	251	nd	13,5	nd	17,0	nd	1,1	nd	nd	nd	nd
ER-108	1319	229	nd	41,1	nd	75,8	nd	nd	2064	31	nd	31
ER-109	2497	514	nd	19,1	nd	13,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-110	1696	284	nd	4,0	nd	1,0	nd	nd	1167	55	nd	35
ER-111	1811	249	nd	15,6	nd	30,9	16,4	nd	nd	nd	nd	nd
ER-112	2339	382	nd	10,4	nd	33,7	33,2	nd	2856	41	8,0	47
ER-113	2094	318	nd	17,7	nd	28,0	0,0	nd	nd	nd	nd	nd
ER-119	2511	301	nd	27,8	nd	35,1	0,0	nd	nd	nd	nd	nd
ER-120	1814	236	1,7	9,5	nd	9,0	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-121	2054	309	nd	12,7	nd	28,6	27,3	nd	nd	nd	nd	nd
ER-122	6234	733	nd	34,6	nd	35,9	18,2	nd	1035	138	36,0	nd
ER-123	2077	293	nd	23,4	nd	29,2	36,9	nd	658	1222	20,0	nd
ER-124	4451	440	nd	44,0	nd	47,1	95,2	nd	27923	4528	72,0	nd
ER-125	1610	204	nd	13,2	nd	31,2	0,0	nd	918	150	8,0	nd
ER-126	1958	249	nd	14,6	nd	28,0	15,6	nd	1048	428	17,0	nd
ER-127	5129	532	nd	31,6	nd	40,3	27,0	2,7	3675	181	24,0	nd
ER-128	1425	169	nd	17,7	nd	32,3	nd	nd	480	28	7,0	nd
ER-129	2844	393	nd	26,0	nd	29,9	49,0	nd	921	42	14,0	nd
ER-130	12255	951	nd	40,7	nd	33,4	56,0	nd	1374	428	61,0	nd
ER-131	4546	846	nd	26,8	nd	8,5	nd	nd	1028	495	24,0	nd
ER-132	2415	390	nd	32,4	nd	42,9	nd	nd	1197	47	13,0	nd
ER-133	4719	525	1,4	25,4	nd	8,5	nd	nd	962	48	20,0	nd
ER-134	3683	581	1,1	8,8	nd	20,1	nd	nd	937	118	19,0	nd
ER-135	2724	353	nd	14,6	nd	34,3	9,1	nd	989	80	16,0	nd
ER-136	14876	1609	nd	79,4	nd	7,0	nd	nd	1176	33	83,0	nd

ER-137	22,0	236,0	6,8	0,0	0,0	2,0	6,4	139,6	10,1	0,1	1,7	219,7	79
ER-139	163,0	161,0	11,0	11,6	0,0	3,9	4,2	153,1	0,8	1,5	3,2	184,6	267
ER-140	62,0	180,0	7,0	0,9	0,0	3,4	5,0	117,5	0,1	0,6	3,2	209,6	82
ER-141	42,5	25,0	11,0	13,7	0,0	11,3	7,4	93,4	0,2	0,1	5,4	525,1	562
ER-142	59,4	221,0	6,3	33,2	53,9	32,0	132,2	28,8	4,8	1,0	116,1	274,4	2387
ER-145	172,0	108,0	9,0	65,2	284,4	7,7	62,5	106,1	10,3	28,6	5,2	35,9	199
SG12B-2	80,0	241,1	4,1	3,6	20,6	15,4	9,7	12,5	79,9	2,4	37,3	306,0	150
SG12B-4	71,1	245,6	1,6	4,8	24,2	9,7	8,5	9,5	71,3	0,0	12,4	263,4	66
SG12B-5	163,8	340,8	1,4	49,2	28,4	14,4	9,5	10,3	70,5	2,4	11,1	271,0	106
SG12B-6	164,8	338,6	1,4	45,9	30,4	16,4	7,9	10,2	55,8	17,1	9,7	266,9	87
SG12B-7	55,3	337,3	3,2	12,3	32,6	47,2	7,4	9,3	66,2	0,0	10,3	284,2	96
SG12B-8+9	119,5	238,9	3,3	14,3	32,6	21,6	9,2	8,7	61,9	1,2	9,1	222,9	35
SG12B-12	141,5	248,3	3,8	10,7	35,9	34,1	9,3	9,6	75,6	0,0	10,6	318,0	71
SG12B-13	65,7	291,3	4,1	18,5	45,1	13,3	9,2	10,4	67,0	0,0	12,0	253,7	101
SG12B-14	236,2	273,1	3,1	17,0	46,8	17,8	9,3	10,0	71,3	0,0	11,7	271,2	82
SG12B-15	250,8	278,5	1,9	5,8	30,4	11,7	9,3	9,7	72,2	0,0	10,1	297,7	94

FACIES ZORRO													
(ppm)	*Li*	*Rb*	*Be*	*Sr*	*Ba*	*Sc*	*V*	*Cr*	*Co*	*Ni*	*Cu*	*Zn*	*Y*
ER-7	15,4	127,0	5,6	12,1	7,4	0,0	2,9	174,0	0,3	1,9	1,1	158,6	63
ER-37	6,3	181,0	6,2	0,9	3,5	0,0	2,2	314,7	1,7	2,9	1,3	113,0	23
ER-40	1,5	189,0	3,3	2,2	4,9	4,1	5,5	560,9	3,8	2,5	1,0	252,2	16
ER-70	32,9	171,0	9,0	7,8	11,3	17,3	4,4	174,8	1,4	1,3	0,0	197,2	72

FACIES MAGNETITA													
(ppm)	*Li*	*Rb*	*Be*	*Sr*	*Ba*	*Sc*	*V*	*Cr*	*Co*	*Ni*	*Cu*	*Zn*	*Y*
ER-2	21,9	219,0	7,0	1,9	0,0	2,8	3,5	84,0	0,9	2,5	1,6	143,1	142
ER-3	57,0	255,0	6,8	1,4	0,0	86,4	8,6	108,1	1,7	5,0	0,0	260,1	95
ER-44	19,7	122,0	4,3	29,5	47,9	1,0	13,9	18,9	3,6	6,1	21,7	252,1	854
ER-45	4,3	85,0	7,5	11,5	29,0	9,2	11,9	1269,9	4,1	5,1	6,0	284,7	341
ER-46	12,5	115,0	724,6	24,2	10,3	2,7	5,9	346,2	3,8	7,2	1,9	582,7	2694
ER-63	2,4	212,0	7,2	13,2	19,1	2,2	12,8	625,3	3,4	5,3	1,4	53,0	212
ER-64	0,0	87,0	6,8	12,2	20,1	0,0	21,7	716,0	3,7	5,3	2,2	345,7	171
ER-78	0,0	147,0	3,1	10,3	11,8	8,3	8,5	623,9	3,2	2,9	1,0	217,1	160
ER-79	1,4	160,0	4,8	6,7	12,4	7,8	21,6	610,6	2,8	3,4	1,8	113,5	317
ER-82	36,0	184,0	7,1	4,5	0,1	8,8	11,5	1165,2	0,3	0,1	7,6	146,0	155
ER-84	5,9	294,0	9,3	6,0	7,3	10,0	1,8	571,6	3,2	6,4	1,6	442,8	137
ER-85	0,0	264,0	7,8	12,8	19,7	14,3	4,6	382,2	3,2	5,2	3,3	444,3	160
ER-86	32,3	240,0	15,8	4,1	0,0	1,8	15,5	618,8	3,3	2,2	0,0	852,4	76
ER-87	16,6	220,0	11,4	6,9	13,7	1,9	3,6	1051,5	4,8	9,1	0,0	806,3	160
ER-88	63,0	247,0	3,9	74,6	0,0	4,4	4,0	138,2	2,1	0,1	5,7	562,7	252
ER-89	5,9	282,0	5,3	3,8	1,3	39,1	0,0	266,3	2,1	2,2	1,9	23,4	63
ER-90	16,5	337,0	4,6	8,1	17,5	4,4	7,6	131,0	0,7	10,9	1,8	190,8	449
ER-114	7,5	153,0	22,2	7,2	8,0	618,5	5,3	294,6	1,8	0,1	1,1	341,0	163
ER-115	126,6	296,0	10,3	30,2	2,3	5,9	13,4	141,7	5,0	6,7	1,5	279,7	283
ER-116	15,6	317,0	18,2	3,3	0,0	2,0	9,5	503,6	3,1	6,2	0,0	640,0	59
ER-117	3,1	123,0	6,6	3,2	1,2	0,0	6,1	185,3	1,7	9,9	0,0	252,8	44
ER-118	1,5	82,0	10,9	6,5	18,8	5,0	8,0	160,7	0,2	0,1	0,0	228,0	161
ER-138	12,6	244,0	4,7	4,1	0,0	3,3	6,3	125,9	0,3	3,4	11,0	83,4	238

ER-137	2381	375	32,6	21,4	nd	32,9	24,0	3,8	1054	47	11,0	nd
ER-139	1977	310	nd	22,4	nd	28,0	40,0	nd	1436	1164	19,0	nd
ER-140	3785	413	nd	7,2	nd	33,7	14,0	nd	1160	78	21,0	nd
ER-141	6819	765	nd	46,5	nd	34,2	0,0	nd	2381	1236	20,0	nd
ER-142	1498	445	nd	37,5	nd	53,5	89,2	nd	6313	3565	25,0	nd
ER-145	2006	344	nd	16,2	nd	20,1	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-2	348	581	9,6	53,9	51,1	39,4	202,0	38,3	nd	nd	nd	nd
SG12B-4	243	367	0,2	27,7	13,3	33,6	176,8	37,5	nd	nd	nd	nd
SG12B-5	339	361	2,8	25,7	20,8	33,6	23,3	23,3	nd	nd	nd	nd
SG12B-6	391	340	1,6	23,8	18,9	32,0	1,0	26,3	nd	nd	nd	nd
SG12B-7	1093	360	4,2	28,1	72,0	30,9	197,6	25,6	nd	nd	nd	nd
SG12B-8+9	479	517	0,2	35,2	66,3	32,4	113,0	16,6	nd	nd	nd	nd
SG12B-12	776	499	0,2	37,9	81,4	38,0	207,8	29,3	nd	nd	nd	nd
SG12B-13	327	467	5,9	37,2	77,7	34,4	48,0	27,8	nd	nd	nd	nd
SG12B-14	404	354	4,1	28,1	73,9	32,5	46,5	46,5	nd	nd	nd	nd
SG12B-15	263	310	3,0	21,2	47,4	32,9	5,0	19,6	nd	nd	nd	nd

FACIES ZORRO (Continuación)												
(ppm)	*Zr*	*Nb*	*Mo*	*Ta*	*Pb*	*Ga*	*S*	*Sn*	*F*	*Th*	*U*	*Hf*
ER-7	941	188	nd	10,5	nd	23,8	12,0	4,1	nd	nd	nd	nd
ER-37	829	100	nd	5,7	nd	14,8	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-40	295	102	2,4	26,6	nd	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-70	613	126	nd	10,8	nd	26	12,2	nd	3151	23	nd	nd

FACIES MAGNETITA (Continuación)												
(ppm)	*Zr*	*Nb*	*Mo*	*Ta*	*Pb*	*Ga*	*S*	*Sn*	*F*	*Th*	*U*	*Hf*
ER-2	2020	364	5,4	13,5	nd	36,2	nd	4,0	1500	49	12,0	46
ER-3	1811	293	30,3	15,8	nd	45,7	nd	4,3	2046	42	nd	nd
ER-44	5008	1667	nd	18,2	nd	23,72	nd	2,4	4077	29767	nd	nd
ER-45	4045	558	nd	18,9	nd	24,05	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-46	3547	403	1,5	23,2	nd	17,94	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-63	4517	585	3,8	24,1	nd	24,24	nd	nd	592	36	nd	nd
ER-64	2048	285	2,4	9,9	nd	15,86	nd	nd	796	192	nd	nd
ER-78	3411	419	nd	6,0	nd	41,12	nd	nd	714	49	16,0	78
ER-79	2872	356	nd	20,1	nd	63,66	nd	nd	917	138	14,0	61
ER-82	869	316	nd	39,5	nd	48,42	48,5	nd	720	33	10,0	41
ER-84	2784	429	nd	24,4	nd	10,64	nd	nd	821	27	11,0	59
ER-85	2197	319	nd	46,5	nd	77,17	nd	nd	1239	33	11,0	45
ER-86	1394	354	nd	14,2	nd	10,86	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-87	2314	356	nd	18,8	nd	14,8	nd	nd	670	136	11,0	49
ER-88	3017	679	nd	19,3	nd	44,18	nd	nd	3886	57	20,0	62
ER-89	2569	379	nd	23,1	nd	23,37	25,1	nd	403	30	13,0	53
ER-90	2254	498	nd	20,6	nd	22,92	nd	1,9	1075	28	nd	nd
ER-114	1740	274	nd	10,3	nd	31,34	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-115	2893	484	1,3	19,9	nd	26,11	nd	nd	5743	90	nd	nd
ER-116	2058	325	1,7	17,8	nd	15,02	nd	nd	673	142	12,0	43
ER-117	2995	404	nd	9,7	nd	13,53	nd	nd	469	50	13,0	56
ER-118	1913	275	nd	26,6	nd	29,69	3,2	nd	nd	nd	nd	nd
ER-138	3399	388	nd	18,7	nd	32,02	14,7	nd	1284	6906	145,0	nd

ROCAS METASOMATICAS RAD-1													
(ppm)	*Li*	*Rb*	*Be*	*Sr*	*Ba*	*Sc*	*V*	*Cr*	*Co*	*Ni*	*Cu*	*Zn*	*Y*
ER-35	3,3	46,0	0,0	21,2	75,0	4,8	1,7	158,3	5,2	7,6	17,3	361,9	670
ER-57	3,8	6,0	5,0	109,1	14,6	14,8	8,8	192,7	1,9	3,1	58,1	361,3	706
SG3-1	7,0	12,0	13,1	47,8	29,0	6,0	4,1	0,0	18,0	7,2	107,4	181,6	1108
SG3-2	4,3	23,0	18,7	67,6	176,1	36,6	11,7	4,3	25,1	15,4	222,6	298,1	536
SG3-3	4,0	14,0	22,1	64,3	68,5	31,7	2,0	3,4	3,9	4,8	105,4	350,2	6550
SG3-4	1,0	12,0	36,4	62,3	52,6	32,1	0,0	0,0	2,7	1,4	259,4	1214,9	5051
SG3-5	2,5	11,0	73,9	47,8	58,1	25,5	1,1	2,3	1,4	8,5	143,4	2260,8	5256
SG3-6	0,0	10,3	26,0	26,5	21,0	15,3	2,0	164,9	0,6	4,4	89,6	982,3	2543
SG3-7	12,0	16,0	50,0	41,3	21,6	29,5	0,0	0,0	3,5	3,5	145,6	2187,2	3650
SG3-8	2,1	15,0	29,8	59,8	12,2	37,1	5,6	12,6	3,2	0,1	132,5	2435,6	4032
SG3-9	5,3	49,0	25,6	47,5	65,9	47,6	3,3	1,1	2,4	9,9	89,9	2836,0	3638
SG3-10	19,1	59,0	22,0	35,4	32,5	54,5	7,1	8,5	3,0	2,5	125,2	2626,3	442
SG3-10B	8,0	24,0	13,0	35,2	62,8	41,1	1,4	1,9	1,1	3,0	240,5	3732,4	3625
SG3-11	10,0	24,0	19,9	47,6	15,9	42,1	2,8	5,7	0,1	2,1	193,3	3048,2	4997
SG3-12	7,6	40,0	13,3	24,0	0,0	21,4	1,4	153,3	1,1	5,0	68,7	1554,5	2491
SG3-13	6,2	18,0	11,1	45,7	83,6	37,4	5,7	14,8	2,1	2,3	89,5	1086,4	3548
SG3-15	37,9	121,0	25,4	63,9	26,5	61,4	5,6	0,0	2,3	7,1	78,8	4294,2	6689
SG3-16	5,4	112,0	67,8	64,2	45,8	217,9	15,6	66,7	6,2	8,0	50,1	9241,3	4697
SG3-17	3,0	130,0	12,1	81,2	24,5	15,5	10,5	84,8	3,2	5,2	36,4	2547,9	3927
SG3-18	30,1	28,0	22,9	189,6	21,9	40,6	7,7	16,6	3,9	9,8	95,4	2589,8	7107
SG3-19	23,0	89,0	33,2	91,2	53,7	28,5	3,1	0,0	4,7	3,0	69,7	1675,1	3763
SG4B-2	4,2	121,0	8,6	40,9	48,1	457,6	1,9	35,2	0,1	1,1	3,5	585,9	447
SG4B-3	86,0	11,0	56,6	49,6	0,6	23,1	1,1	164,4	2,2	4,5	45,7	1283,3	3102
SG4B-4	0,0	101,0	30,3	26,6	73,9	255,0	0,0	100,4	0,9	3,5	48,3	1289,1	1816
SG4B-5	4,6	52,0	6,7	46,4	79,4	19,1	5,9	93,9	0,5	3,3	47,0	1753,0	2600
SG4B-7	13,4	110,0	8,6	53,9	332,6	62,4	0,0	124,1	0,3	1,4	16,4	572,8	1898
SG4B-8	172,8	304,0	18,4	78,0	363,4	548,6	93,3	112,4	3,9	20,3	3,2	25,8	204

ROCAS METASOMATICAS RAD-1 (Continuación)												
(ppm)	*Zr*	*Nb*	*Mo*	*Ta*	*Pb*	*Ga*	*S*	*Sn*	*F*	*Th*	*U*	*Hf*
ER-35	21217	3227	nd	90,8	nd	15,7	nd	nd	549	1530	nd	nd
ER-57	18383	2984	nd	114,1	nd	22,3	nd	3,0	18451	205	nd	nd
SG3-1	5683	663	nd	53,6	nd	32,9	110,0	nd	968	96	nd	38
SG3-2	14642	1871	nd	11,0	nd	10,1	nd	1,6	2718	1946	nd	128
SG3-3	37054	5004	nd	58,5	nd	41,6	126,0	nd	1995	4847	nd	324
SG3-4	34529	5765	nd	233,1	nd	32,0	5731,0	nd	2136	4167	nd	343
SG3-5	31633	3806	14,5	96,7	nd	51,2	6937,0	3,5	2371	2527	nd	322
SG3-6	17072	2476	14,0	50,2	nd	33,3	5305,0	2,9	2073	2175	nd	312
SG3-7	30507	5280	nd	146,9	nd	34,3	9709,0	nd	2356	2335	nd	339
SG3-8	39954	5605	nd	108,2	nd	35,9	13512,0	nd	2043	3445	nd	338
SG3-9	33265	6027	25,8	87,6	nd	50,4	7754,0	1,8	1860	1633	nd	366
SG3-10	37647	7319	nd	131,3	nd	60,4	6154,0	nd	1991	3043	nd	368
SG3-10B	41233	6745	nd	84,3	nd	39,5	17946,0	nd	2558	1457	nd	345
SG3-11	35785	5499	nd	259,2	nd	49,1	10147,0	nd	2022	955	nd	311
SG3-12	18951	2571	nd	56,5	nd	39,1	6603,0	2,9	2371	700	nd	360
SG3-13	39490	6419	nd	24,8	nd	45,2	1018,0	nd	2582	190	nd	336
SG3-15	25458	5128	447,8	296,4	nd	57,9	5996,0	4,1	3874	171	nd	286
SG3-16	26507	4480	nd	74,9	nd	12,2	nd	1,8	2699	328	nd	227
SG3-17	23843	3399	nd	118,7	nd	85,0	nd	9,5	5902	918	nd	194
SG3-18	24676	2874	nd	125,7	nd	24,4	nd	3,1	7955	1404	nd	208
SG3-19	14612	2089	nd	110,9	nd	40,7	2284,0	0,0	5169	853	nd	96
SG4B-2	2225	381	6,3	16,0	nd	36,8	401,0	3,4	nd	nd	nd	nd
SG4B-3	20097	2814	4,2	74,1	nd	47,2	12023,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG4B-4	19157	1520	6,6	19,2	nd	47,3	10332,0	7,6	nd	nd	nd	nd
SG4B-5	18407	3149	10,6	34,9	nd	46,4	7824,0	4,4	nd	nd	nd	nd
SG4B-7	5036	974	5,5	77,4	nd	36,5	4337,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG4B-8	870	395	6,1	25,0	nd	21,8	31,0	nd	nd	nd	nd	nd

ROCAS METASOMATICAS RAD-2													
(ppm)	*Li*	*Rb*	*Be*	*Sr*	*Ba*	*Sc*	*V*	*Cr*	*Co*	*Ni*	*Cu*	*Zn*	*Y*
SG5B-2	97,5	159,0	7,4	113,1	569,3	711,7	111,1	101,6	6,9	21,3	0,0	16,6	30,0
SG5B-4	8,0	216,0	5,2	17,8	66,6	2,8	3,7	74,3	0,1	0,1	15,9	178,5	320,0
SG5B-5	2,3	118,0	6,7	9,5	17,1	6,4	1,6	66,9	0,1	0,1	6,2	151,1	170,0
SG5B-6	0,0	142,0	6,4	15,6	38,1	304,0	2,1	54,5	0,4	3,8	5,2	271,5	232,0
SG5B-7	6,2	130,0	5,5	15,8	49,0	2,9	3,7	79,5	0,1	0,1	5,8	80,1	418,0
SG5B-9	20,5	47,0	6,5	11,4	30,0	1,7	2,1	95,6	0,7	3,0	20,9	122,1	259,0
SG5B-10	0,0	98,0	5,6	5,4	41,7	1,3	0,0	62,9	0,1	0,1	5,8	52,2	131,0
SG5B-11	9,0	378,0	4,1	0,7	0,0	3,6	2,8	78,3	0,1	0,1	19,7	81,9	142,0
SG6B-2	169,3	294,0	8,8	115,1	734,8	38,9	113,1	91,7	3,5	24,1	8,8	39,2	51,0
SG6B-3	98,1	85,0	6,5	111,0	272,5	15,8	66,9	86,9	3,3	8,7	1,5	19,2	54,0
SG6B-5	6,0	71,0	2,4	9,0	14,1	181,0	2,5	81,3	0,1	0,1	67,3	555,5	172,0
SG6B-6	103,4	143,0	8,7	47,7	24,6	121,5	3,9	67,6	0,1	0,1	12,6	585,6	208,0
SG6B-7	87,2	202,0	5,9	132,1	62,6	9,9	27,2	92,7	1,9	6,3	116,3	139,1	415,0
SG6B-8	256,0	383,0	29,0	153,4	310,0	10,3	97,3	110,6	2,6	16,7	6,8	159,3	1454,0
SG6B-9	9,6	35,0	3,5	82,2	0,0	8,3	5,2	88,3	0,1	0,1	271,0	561,5	321,0
SG7B-4	7,7	123,0	5,6	8,4	9,5	230,3	2,3	75,9	0,1	0,1	2,3	349,8	67,0
SG7B-5	4,3	134,0	8,2	3,9	15,2	2,3	0,0	59,9	0,1	0,1	3,5	103,2	320,0
SG8B-1	210,1	120,0	11,4	77,1	411,6	10,8	124,0	117,8	3,7	12,7	3,7	26,9	99,0
SG8B-2	214,2	123,0	7,8	101,7	521,4	18,8	108,2	80,2	0,1	0,1	2,2	33,5	61,0
SG8B-6	0,0	137,0	5,7	12,8	49,3	2,1	3,0	43,5	0,1	0,1	4,6	71,3	112,0
SG10B-23	581,9	553,6	6,9	65,2	351,6	7,6	93,4	14,9	43,8	41,5	17,3	120,9	116,7
SG10B-24	520,0	262,5	9,0	60,2	213,2	11,9	84,6	11,1	44,7	39,0	7,4	105,2	79,7

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS													
(ppm)	*Li*	*Rb*	*Be*	*Sr*	*Ba*	*Sc*	*V*	*Cr*	*Co*	*Ni*	*Cu*	*Zn*	*Y*
ER-14	198,7	463,0	12,4	380,3	494,5	15,2	117,3	0,0	17,4	3,9	3,8	142,5	48,0
ER-15	30,8	77,0	8,0	306,9	912,3	14,1	9,5	31,4	6,8	0,4	4,7	68,8	43,0
ER-20	24,3	116,0	2,9	101,5	933,6	23,2	126,3	182,9	16,8	27,2	9,3	44,0	27,0
ER-21	95,7	158,0	1,2	251,1	402,6	35,2	355,3	28,2	23,6	2,8	0,0	118,5	41,0
ER-23	78,3	115,0	2,3	116,2	1050,7	13,5	117,3	177,8	14,5	46,2	0,0	58,8	25,0
ER-25	17,8	96,0	2,1	231,1	1015,5	9,4	56,5	87,5	9,0	4,1	0,0	103,9	48,0
ER-28	40,7	134,0	3,6	182,3	830,2	2,7	27,9	74,1	7,6	12,4	5,6	72,9	47,0
ER-30	73,5	205,0	6,9	196,6	656,9	77,3	29,3	45,7	0,6	3,9	2,2	95,6	59,0
ER-61	11,6	116,0	2,4	151,0	772,2	6,1	38,8	104,5	7,6	6,4	0,0	68,0	36,0

(1) ANFIBOLITA, (2) PARANEIS, (3) GRANITO, (4) PEGMATITA													
(ppm)	*Li*	*Rb*	*Be*	*Sr*	*Ba*	*Sc*	*V*	*Cr*	*Co*	*Ni*	*Cu*	*Zn*	*Y*
ER-143(1)	71,5	85,0	3,0	229,1	19,6	34,8	261,6	472,3	24,1	57,6	0,0	231,8	38,0
ER-11(2)	0,0	0,0	0,0	64,0	729,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,0
ER-18(2)	24,3	150,0	2,3	103,3	391,5	11,0	90,3	172,5	13,6	33,5	0,0	36,4	34,0
ER-19(2)	19,3	35,0	1,2	240,5	779,6	5,7	83,4	156,3	13,3	38,3	0,0	30,2	56,0
ER-33(3)	78,0	339,0	11,0	5,0	0,0	1,0	0,0	583,0	2,0	5,0	0,0	158,0	3,0
ER-34(4)	40,0	693,0	12,0	6,0	0,0	0,0	0,0	692,0	3,0	4,0	2,0	147,0	1,0
ER-146(4)	1,0	149,0	11,0	23,0	2,0	0,0	0,0	118,0	2,0	9,0	0,0	9,0	3,0

ROCAS METASOMATICAS RAD-2 (Continuación)												
(ppm)	*Zr*	*Nb*	*Mo*	*Ta*	*Pb*	*Ga*	*S*	*Sn*	*F*	*Th*	*U*	*Hf*
SG5B-2	194,0	0,1	nd	4,7	nd	15,8	4,0	2,0	nd	nd	nd	nd
SG5B-4	2696,0	487,0	14,9	36,1	nd	31,6	nd	2,6	nd	nd	nd	nd
SG5B-5	2519,0	394,0	3,6	32,1	nd	30,6	619,0	4,3	nd	nd	nd	nd
SG5B-6	2718,0	476,0	2,4	15,4	nd	28,8	373,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG5B-7	2261,0	440,0	3,9	28,0	nd	36,8	267,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG5B-9	2429,0	366,0	1,7	31,3	nd	38,4	665,0	5,3	nd	nd	nd	nd
SG5B-10	2340,0	359,0	3,2	23,9	nd	33,8	1872,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG5B-11	1521,0	251,0	58,5	11,5	nd	34,3	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG6B-2	174,0	27,0	49,5	3,6	nd	20,5	1,0	1,5	nd	nd	nd	nd
SG6B-3	265,0	32,0	20,2	10,6	nd	13,4	4,0	4,2	nd	nd	nd	nd
SG6B-5	4780,0	724,0	414,7	59,2	nd	35,9	2723,0	1,7	nd	nd	nd	nd
SG6B-6	3444,0	601,0	284,4	47,0	nd	45,6	491,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG6B-7	5701,0	772,0	144,6	66,7	nd	34,3	4659,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG6B-8	222,0	76,0	95,2	6,1	nd	28,2	80,0	2,9	nd	nd	nd	nd
SG6B-9	7052,0	599,0	649,4	47,7	nd	36,6	13062,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG7B-4	1865,0	276,0	6,4	12,5	nd	42,6	23,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG7B-5	2227,0	340,0	19,1	20,3	nd	31,3	7,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG8B-1	236,0	47,0	8,2	2,4	nd	17,2	11,0	nd	nd	nd	nd	nd
SG8B-2	170,0	28,0	25,7	4,7	nd	21,1	nd	1,1	nd	nd	nd	nd
SG8B-6	3059,0	450,0	3,5	9,2	nd	34,9	nd	2,9	nd	nd	nd	nd
SG10B-23	131,9	55,2	56,7	8,4	7,6	25,0	10,6	10,6	nd	nd	nd	nd
SG10B-24	259,3	67,9	45,4	8,9	3,8	16,3	nd	11,3	nd	nd	nd	nd

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS (Continuación)												
(ppm)	*Zr*	*Nb*	*Mo*	*Ta*	*Pb*	*Ga*	*S*	*Sn*	*F*	*Th*	*U*	*Hf*
ER-14	425,0	166,0	5,0	22,7	nd	14,03	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-15	326,0	86,0	nd	16,8	nd	33,86	113,2	nd	nd	nd	nd	nd
ER-20	164,0	13,0	nd	12,7	nd	25,38	1,9	nd	nd	nd	nd	nd
ER-21	347,0	119,0	7,6	22,4	nd	12,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-23	208,0	33,0	1,2	6,6	nd	8,766	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-25	423,0	85,0	7,2	nd	nd	12,72	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-28	469,0	73,0	1,6	13,4	nd	7,392	nd	nd	1543	15	nd	nd
ER-30	458,0	60,0	12,5	5,1	nd	24,8	57,0	nd	nd	nd	nd	nd
ER-61	384,0	80,0	3,2	9,3	nd	9,129	nd	nd	nd	nd	nd	nd

(1) ANFIBOLITA, (2) PARANEIS, (3) GRANITO, (4) PEGMATITA (Continuación)												
(ppm)	*Zr*	*Nb*	*Mo*	*Ta*	*Pb*	*Ga*	*S*	*Sn*	*F*	*Th*	*U*	*Hf*
ER-143(1)	164,0	2,0	4,1	nd	nd	4,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-11(2)	193,0	4,0	0,0	0,0	nd	28,0	97,0	10,0	nd	nd	nd	nd
ER-18(2)	230,0	47,0	2,8	1,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-19(2)	477,0	28,0	5,7	8,4	nd	9,0	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-33(3)	18,0	48,0	0,0	22,0	nd	10,0	0,0	0,0	nd	nd	nd	nd
ER-34(4)	17,0	39,0	0,0	0,0	nd	17,0	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-146(4)	24,0	181,0	0,0	24,0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

ANALISIS QUIMICO DE TIERRAS RARAS

FACIES GALIÑEIRO											
(ppm)	*La*	*Ce*	*Nd*	*Sm*	*Eu*	*Gd*	*Tb*	*Dy*	*Tm*	*Yb*	*Lu*
ER-1	40,9	92,1	38,3	8,6	0,3	6,2	nd	5,0	0,3	2,4	0,4
ER-5	41,5	83,2	22,0	4,5	0,2	3,3	nd	3,4	0,4	2,5	0,4
ER-17	437,7	489,8	106,9	16,7	0,8	10,9	nd	12,5	1,0	5,5	0,7
ER-24	1234,0	2131,0	927,0	203,0	12,0	244,0	nd	212,0	12,4	78,0	11,0
ER-26	351,5	558,2	120,5	20,4	0,7	10,4	nd	7,3	0,6	3,9	0,5
ER-29	125,4	240,1	87,3	19,3	1,0	21,4	nd	22,3	1,5	9,6	1,3
ER-41	285,0	455,0	141,0	30,8	1,2	43,5	nd	43,7	3,0	19,8	3,2
ER-43	173,4	315,4	104,4	18,2	0,8	16,1	nd	13,1	1,2	7,0	1,0
ER-73	242,5	515,0	172,4	31,7	1,5	29,9	nd	25,6	1,3	7,5	1,0
ER-74	31,2	61,4	24,8	4,2	0,2	4,3	nd	3,2	0,4	2,4	0,4
ER-75	38,4	81,3	39,3	8,9	0,7	7,4	nd	6,3	0,6	4,7	0,6
ER-77	100,7	707,0	423,0	419,0	114,0	631,0	nd	1316,0	814,0	7107,0	1937,0
ER-80	82,3	159,2	94,1	13,8	0,7	13,2	nd	11,1	0,7	4,8	0,8
ER-92	280,4	472,8	152,8	27,5	1,3	25,7	nd	19,8	1,1	7,0	0,8
ER-94	30,4	62,9	24,9	4,5	0,1	4,4	nd	4,6	0,3	1,8	0,2
ER-95	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-96	33,4	58,7	37,8	6,4	0,2	5,6	nd	4,5	0,4	2,0	0,3
ER-98	70,8	133,8	62,2	10,8	0,5	9,6	nd	9,1	0,9	8,1	1,0
ER-99	77,0	141,4	74,3	15,4	0,6	11,0	nd	7,6	0,5	3,9	0,6
ER-100	152,8	320,8	86,0	22,5	0,7	22,0	nd	24,0	2,0	13,0	1,7
ER-101	247,0	760,3	135,0	32,4	2,0	40,0	nd	44,0	3,4	19,7	3,0
ER-103	97,9	233,8	87,7	15,5	0,6	10,1	nd	8,6	0,7	3,6	0,5
ER-104	4,4	7,3	3,3	0,8	0,0	0,5	nd	0,6	0,0	0,3	0,0
ER-105	40,1	85,7	41,8	8,1	0,3	7,6	nd	6,9	0,5	5,1	0,6
ER-106	33,7	74,3	30,7	5,5	0,2	4,4	nd	4,5	0,5	3,8	0,6
ER-108	96,8	153,9	72,0	11,4	0,6	9,7	nd	6,4	0,4	2,5	0,3
ER-109	317,0	611,0	161,0	34,0	2,0	43,0	nd	49,0	2,6	15,0	2,0
ER-110	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-111	165,8	322,3	91,2	15,5	0,6	11,8	nd	11,8	1,3	8,4	1,3
ER-112	380,9	527,1	198,9	37,2	1,7	30,3	nd	19,0	1,3	7,4	1,0
ER-113	254,3	433,7	137,3	26,4	1,1	16,3	nd	15,0	1,4	8,4	1,2
ER-119	210,2	293,3	112,1	32,3	0,9	14,8	nd	11,8	1,0	6,3	0,9
ER-120	12,3	17,0	7,2	2,0	0,0	2,5	nd	3,9	0,4	3,0	0,5
ER-121	117,8	230,8	65,2	13,2	0,6	11,2	nd	13,1	1,4	7,8	1,0
ER-122	296,9	576,0	177,4	27,2	1,3	21,7	nd	21,0	2,1	14,1	2,0
ER-123	2,2	6,1	4,7	1,1	0,0	1,4	nd	3,3	0,4	3,6	0,5
ER-124	2054,8	2521,8	1141,0	256,3	5,9	92,8	nd	82,9	8,3	50,6	7,6
ER-125	258,0	507,2	140,6	29,6	1,0	19,6	nd	22,2	2,4	13,8	1,9
ER-126	88,4	189,4	55,2	10,8	0,4	11,8	nd	12,0	1,5	8,5	1,2
ER-127	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-128	18,3	38,7	19,6	5,4	0,1	3,7	nd	3,9	0,4	2,1	0,4
ER-129	58,2	90,9	35,5	7,8	0,3	7,3	nd	12,7	1,5	9,2	1,3
ER-130	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-131	32,2	68,2	19,1	5,7	0,4	9,6	nd	10,0	1,1	6,4	0,8
ER-132	414,0	662,8	233,1	49,3	1,7	25,9	nd	27,9	2,7	15,7	2,1
ER-133	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-134	44,3	113,1	34,6	9,2	0,2	5,4	nd	7,7	0,9	5,8	0,7
ER-135	223,0	414,8	143,1	22,3	1,0	18,0	nd	17,1	1,9	10,9	1,5
ER-136	87,4	193,5	85,1	23,9	1,7	21,2	nd	18,9	1,2	5,3	0,7

ER-137	526,5	604,6	142,3	19,4	1,0	13,8	nd	10,9	0,9	5,5	0,7
ER-139	269,4	586,0	231,6	55,1	2,0	47,0	nd	42,3	3,3	19,9	2,4
ER-140	209,1	423,1	136,5	38,8	1,0	18,7	nd	18,9	1,8	10,6	1,6
ER-141	926,0	1617,0	1000,8	250,0	7,0	119,0	nd	111,0	12,0	67,0	10,0
ER-142	5178,0	8588,0	4566,0	1313,0	47,0	716,0	nd	467,0	23,2	146,0	21,0
ER-145	583,0	359,2	75,0	20,7	1,0	30,0	nd	47,0	4,0	21,0	3,0
SG12B-2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-8+9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-12	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-13	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-14	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG12B-15	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

FACIES ZORRO											
(ppm)	*La*	*Ce*	*Nd*	*Sm*	*Eu*	*Gd*	*Tb*	*Dy*	*Tm*	*Yb*	*Lu*
ER-7	260,6	349,7	153,4	15,8	0,6	19,5	nd	19,0	1,6	9,7	1,3
ER-37	5,6	12,1	5,6	1,5	0,1	0,7	nd	0,9	0,0	0,3	0,0
ER-40	3,9	9,3	3,3	0,7	0,1	0,7	nd	0,5	0,1	0,3	0,0
ER-70	164,9	217,5	86,8	12,9	0,6	9,4	nd	5,0	0,2	1,4	0,2

FACIES MAGNETITA											
(ppm)	*La*	*Ce*	*Nd*	*Sm*	*Eu*	*Gd*	*Tb*	*Dy*	*Tm*	*Yb*	*Lu*
ER-2	898,8	1282,3	376,7	53,5	2,0	25,7	nd	20,7	1,5	8,6	1,2
ER-3	776,5	975,6	212,2	41,6	1,6	19,9	nd	17,2	1,2	6,6	0,8
ER-44	450,0	1037,0	287,4	73,9	2,1	90,6	nd	104,6	9,0	49,3	9,1
ER-45	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-46	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
ER-63	2,9	8,1	6,6	3,8	0,2	7,3	nd	13,4	1,2	8,7	1,1
ER-64	16,5	47,2	20,2	4,9	0,1	5,5	nd	9,3	1,4	10,8	1,4
ER-78	5,2	12,2	6,4	2,1	0,0	2,6	nd	5,0	0,5	4,0	0,6
ER-79	12,5	28,9	10,9	3,5	0,1	6,2	nd	11,4	1,3	7,4	1,1
ER-82	2142,3	2500,4	537,1	94,6	3,8	54,5	nd	32,7	1,6	9,7	1,2
ER-84	18,8	40,1	14,9	2,7	0,0	3,3	nd	3,9	0,4	2,6	0,3
ER-85	31,3	86,5	30,9	6,5	0,2	6,6	nd	8,7	0,7	5,4	0,9
ER-86	26,8	58,1	27,5	5,9	0,1	3,7	nd	2,5	0,3	1,7	0,2
ER-87	16,7	33,9	15,7	3,2	0,0	3,5	nd	3,5	0,6	3,5	0,5
ER-88	402,1	711,3	231,0	40,4	2,0	31,6	nd	25,2	2,0	13,3	1,8
ER-89	3,7	6,8	3,3	1,2	0,1	2,9	nd	4,7	0,3	2,5	0,3
ER-90	587,0	742,0	309,0	75,0	6,0	97,1	nd	107,5	6,0	34,0	5,0
ER-114	177,6	309,8	86,6	12,5	0,7	11,2	nd	12,4	3,0	24,4	4,2
ER-115	480,0	1035,9	265,0	65,0	4,0	76,0	nd	78,0	6,2	38,4	6,0
ER-116	45,6	81,4	27,0	5,0	0,2	5,0	nd	4,7	0,5	2,8	0,4
ER-117	137,0	365,5	118,8	28,3	0,5	23,0	nd	21,0	2,0	11,9	2,0
ER-118	180,9	417,4	101,7	19,4	1,1	14,1	nd	15,0	1,4	9,1	1,2
ER-138	169,3	315,7	116,2	28,3	0,7	25,1	nd	30,6	3,8	23,0	3,6

ANALISIS QUIMICO DE TIERRAS RARAS

ROCAS METASOMATICAS RAD-1											
(ppm)	*La*	*Ce*	*Nd*	*Sm*	*Eu*	*Gd*	*Tb*	*Dy*	*Tm*	*Yb*	*Lu*
ER-35	332,0	1234,2	180,0	58,7	2,0	77,2	nd	99,8	9,8	61,9	9,0
ER-57	605,7	1092,4	421,0	75,3	4,5	90,1	nd	81,9	3,8	24,1	2,6
SG3-1	704,0	975,0	582,0	143,0	10,0	154,9	26,4	193,0	nd	105,0	14,0
SG3-2	2153,0	4787,0	2438,0	488,0	35,0	481,0	nd	582,8	63,6	389,7	60,0
SG3-3	2006,0	4939,0	3589,2	1039,0	28,0	1467,5	256,6	1698,2	nd	550,0	59,0
SG3-4	2043,0	4646,0	2967,6	949,8	25,0	749,8	104,7	675,0	nd	328,0	38,0
SG3-5	1715,0	4206,0	1593,0	467,0	21,0	694,0	nd	733,0	55,0	282,0	32,0
SG3-6	4851,9	5304,2	1165,6	219,9	10,8	159,2	66,0	181,8	11,5	58,8	7,9
SG3-7	1858,0	4752,0	2520,0	747,0	25,0	576,5	97,5	661,0	nd	258,0	32,0
SG3-8	2249,0	5697,0	3348,6	1119,0	29,0	853,7	110,9	687,0	nd	271,0	35,0
SG3-9	2179,0	4922,0	1771,0	524,9	24,0	434,0	nd	565,0	48,0	292,0	37,0
SG3-10	2002,0	5210,0	2889,0	548,9	22,0	407,0	nd	587,0	55,0	337,0	44,0
SG3-10B	2818,0	7088,0	3516,0	825,0	30,0	851,9	134,0	702,0	nd	236,0	29,0
SG3-11	2488,0	5513,0	3498,6	797,0	37,0	722,0	152,8	943,0	nd	299,0	36,0
SG3-12	1160,0	2733,8	1295,0	386,0	19,0	384,0	nd	457,0	30,4	173,0	23,0
SG3-13	2892,0	6987,0	2898,0	576,0	36,0	664,0	nd	661,0	40,0	251,0	36,0
SG3-15	3793,0	8031,0	3478,0	672,0	45,0	871,0	nd	1006,0	56,0	253,0	27,0
SG3-16	4194,0	10570,8	2465,0	697,0	45,0	731,0	nd	917,0	55,0	245,0	28,0
SG3-17	1406,5	2869,6	1493,0	281,4	16,7	308,7	nd	325,5	19,7	112,6	10,8
SG3-18	2767,0	7418,6	3207,5	688,0	52,0	1026,8	nd	1252,0	66,0	286,0	29,0
SG3-19	1420,0	3466,3	1890,6	504,0	18,0	462,6	91,7	610,0	nd	189,0	21,0
SG4B-2	1963,7	1235,7	617,0	63,7	4,3	60,1	nd	52,6	3,8	21,3	2,7
SG4B-3	1393,0	3295,4	1305,0	351,0	18,0	380,0	nd	506,0	29,0	188,1	29,0
SG4B-4	1022,0	1950,0	848,0	262,0	10,0	211,0	nd	282,0	25,0	167,3	27,0
SG4B-5	1057,0	2537,4	985,0	269,0	17,0	370,0	nd	421,0	31,2	191,0	26,0
SG4B-7	1108,0	2706,0	1095,0	219,0	13,0	249,0	nd	316,0	15,0	85,0	9,0
SG4B-8	910,6	1193,6	241,6	25,7	3,4	26,4	nd	22,5	1,9	9,8	1,2

ROCAS METASOMATICAS RAD-2											
(ppm)	*La*	*Ce*	*Nd*	*Sm*	*Eu*	*Gd*	*Tb*	*Dy*	*Tm*	*Yb*	*Lu*
SG5B-2	160,9	239,4	109,3	14,7	0,4	5,2	nd	4,5	0,3	2,0	0,2
SG5B-4	251,0	549,0	194,0	52,8	1,0	56,0	nd	69,0	5,1	26,0	3,5
SG5B-5	587,0	813,1	184,8	22,8	1,6	22,7	nd	22,2	1,5	9,0	1,1
SG5B-6	500,4	741,1	180,5	25,0	1,7	24,6	nd	25,7	2,2	12,5	1,4
SG5B-7	944,0	1259,0	262,0	31,3	2,5	36,4	nd	38,9	3,5	23,1	2,8
SG5B-9	631,3	838,9	170,0	21,6	1,7	22,9	nd	33,9	2,7	17,0	2,1
SG5B-10	613,8	841,4	176,0	21,4	1,6	18,0	nd	18,3	1,4	7,7	1,0
SG5B-11	1519,8	2010,1	547,8	90,0	4,6	66,6	nd	32,1	1,6	9,7	1,4
SG6B-2	314,8	384,8	76,9	15,7	1,3	7,2	nd	5,4	0,5	2,6	0,3
SG6B-3	154,0	207,1	54,3	11,2	1,3	10,1	nd	12,1	1,2	7,8	1,1
SG6B-5	555,5	850,1	220,3	23,1	1,7	26,9	nd	26,6	2,1	12,6	1,4
SG6B-6	1831,8	2332,5	518,0	82,3	3,7	53,8	nd	42,1	2,4	13,8	1,6
SG6B-7	3284,8	3781,8	889,4	145,4	7,5	97,2	nd	79,8	5,5	34,5	4,3
SG6B-8	330,8	408,5	105,8	17,4	0,7	11,3	nd	10,6	1,0	6,5	0,9
SG6B-9	568,0	1129,0	375,0	77,0	4,0	72,0	nd	68,0	7,0	41,3	6,7
SG7B-4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG7B-5	831,8	1080,5	252,8	56,8	2,7	37,1	nd	39,7	2,9	18,5	2,2
SG8B-1	1115,0	1557,3	349,6	61,9	2,3	40,1	nd	35,6	2,9	18,2	2,7
SG8B-2	196,0	232,6	51,3	10,4	1,0	7,5	nd	7,9	0,6	3,6	0,5
SG8B-6	674,3	883,1	198,0	42,6	1,8	23,4	nd	19,5	1,3	7,7	1,0
SG10B-23	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SG10B-24	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS											
(ppm)	*La*	*Ce*	*Nd*	*Sm*	*Eu*	*Gd*	*Tb*	*Dy*	*Tm*	*Yb*	*Lu*
ER-14	52,4	120,2	56,2	10,1	1,1	10,2	nd	7,6	0,6	3,3	0,4
ER-15	201,6	300,5	109,3	17,0	5,1	13,3	nd	9,8	0,8	5,1	0,6
ER-20	70,9	115,8	40,3	7,1	0,4	4,7	nd	2,4	0,2	0,8	0,1
ER-21	32,7	81,4	41,2	11,4	0,6	8,4	nd	6,0	0,3	2,4	0,3
ER-23	11,5	29,9	14,7	1,3	1,3	3,1	nd	1,9	0,2	0,9	0,1
ER-25	18,2	36,6	24,8	6,9	0,4	5,9	nd	5,2	0,5	3,0	0,4
ER-28	13,8	35,0	15,8	3,9	0,6	4,6	nd	4,7	0,4	2,7	0,4
ER-30	400,8	493,5	165,4	31,6	0,7	12,3	nd	10,3	0,8	4,8	0,6
ER-61	19,4	46,6	16,3	3,8	0,9	5,0	nd	4,8	0,5	2,9	0,4

(1) ANFIBOLITA, (2) PARANEIS, (3) GRANITO, (4) PEGMATITA											
(ppm)	*La*	*Ce*	*Nd*	*Sm*	*Eu*	*Gd*	*Tb*	*Dy*	*Tm*	*Yb*	*Lu*
ER-143	28,0	57,6	29,9	7,4	0,8	6,2	nd	5,7	0,5	3,0	0,5
ER-11	364,0	399,0	92,0	14,0	1,0	10,0	nd	0,0	0,0	2,0	0,0
ER-18	23,7	54,3	23,9	5,8	0,3	4,2	nd	2,6	0,2	1,2	0,1
ER-19	12,6	29,2	13,8	3,7	0,4	2,9	nd	1,9	0,1	0,7	0,1
ER-33	1,9	2,8	1,1	0,4	0,1	0,3	nd	0,4	0,1	0,3	0,1
ER-34	2,8	4,7	1,2	0,4	0,1	0,3	nd	0,4	0,0	0,1	0,0
ER-146	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

FACIES GALIÑEIRO																
Muestra	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-17*	*ER-17*	*ER-17*	*ER-17*	*ER-17*	*ER-17*	*ER-17*
Nº An.	*A-3*	*A-4*	*A-5*	*A-6*	*A-7*	*A-9*	*A-10*	*A-11*	*A-13*	*R-3*	*A-4*	*A-6*	*A-8*	*A-9*	*A-12*	*A-13*
SiO2	49,68	49,75	49,16	49,80	49,71	50,34	49,71	49,55	49,42	48,67	49,48	49,33	48,60	48,20	49,00	48,72
TiO2	0,67	0,73	0,44	0,62	0,54	0,59	0,53	0,47	0,54	0,70	0,60	0,75	0,83	0,87	0,76	0,95
Al2O3	1,27	1,30	1,34	1,23	1,24	1,28	1,28	1,34	1,26	1,26	0,99	1,08	1,17	1,04	1,26	1,18
FeO	35,80	34,87	35,34	34,61	35,34	35,82	35,54	35,89	35,59	33,53	34,58	34,33	33,28	33,88	33,46	33,98
MnO	0,74	0,78	0,68	0,78	0,79	0,79	0,81	0,60	0,81	0,89	0,77	0,65	0,88	0,71	0,70	0,71
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,96	1,19	1,09	0,75	0,85	1,07	0,85
CaO	0,21	0,21	0,26	0,21	0,19	0,21	0,25	0,25	0,21	1,15	1,11	1,16	1,31	1,19	1,22	1,25
NA2O	7,06	7,00	6,98	7,23	6,86	7,39	7,31	6,83	7,18	7,28	6,56	6,49	6,86	6,60	6,58	6,76
K2O	1,47	1,48	1,47	1,57	1,55	1,50	1,53	1,54	1,50	1,53	1,44	1,56	1,42	1,38	1,51	1,54
TOTAL	96,90	96,12	95,67	96,05	96,22	97,92	96,99	96,47	96,56	95,97	96,72	96,44	95,10	94,72	95,56	95,94
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)																
	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	*	**	**	**	**	**
SI	7,852	7,921	7,870	7,961	7,900	7,892	7,874	7,855	7,850	7,820	7,816	7,816	7,868	7,805	7,842	7,808
Al(IV)	0,148	0,079	0,130	0,039	0,100	0,108	0,126	0,145	0,150	0,180	0,184	0,184	0,132	0,195	0,158	0,192
Al(VI)	0,089	0,165	0,123	0,193	0,132	0,129	0,113	0,105	0,086	0,059	0,000	0,017	0,091	0,003	0,080	0,031
Ti	0,080	0,087	0,053	0,075	0,065	0,070	0,063	0,056	0,065	0,085	0,071	0,089	0,101	0,106	0,091	0,115
Fe3+	1,368	1,207	1,345	1,064	1,346	1,223	1,248	1,432	1,347	0,974	1,322	1,286	0,937	1,210	1,126	1,086
Fe2+	3,364	3,436	3,387	3,563	3,351	3,474	3,461	3,326	3,381	3,531	3,246	3,263	3,569	3,379	3,352	3,468
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,012	0,230	0,280	0,257	0,181	0,205	0,255	0,203
Mn	0,099	0,105	0,092	0,106	0,106	0,105	0,109	0,081	0,109	0,121	0,103	0,087	0,121	0,097	0,095	0,096
ΣOct	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	5,001	5,001	5,000	5,000	5,000	5,022	4,999	5,000	5,000	4,999	4,999
Ca	0,036	0,036	0,045	0,036	0,032	0,035	0,042	0,042	0,036	0,198	0,188	0,197	0,227	0,206	0,209	0,215
Na(B)	1,964	1,964	1,955	1,964	1,968	1,965	1,958	1,958	1,964	1,802	1,790	1,803	1,773	1,794	1,791	1,785
B	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,001	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000	1,999	1,999
Na(A)	0,199	0,197	0,211	0,277	0,146	0,282	0,288	0,142	0,247	0,466	0,220	0,191	0,381	0,279	0,251	0,315
K	0,296	0,301	0,300	0,320	0,314	0,300	0,309	0,311	0,304	0,314	0,290	0,315	0,293	0,285	0,308	0,315
A	0,505	0,505	0,521	0,605	0,470	0,590	0,605	0,463	0,560	0,786	0,518	0,515	0,680	0,571	0,567	0,638
XMg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,061	0,079	0,073	0,048	0,057	0,071	0,055

** Fórmula estructural calculada considerando que Si+Al=8*

*** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-(Ca+K+Na)=13*

**** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-K=15.*

FACIES GALINEIRO																
Muestra	*ER-17*	*ER-24*	*ER-24*	*ER-24*	*ER-24*	*ER-43*	*ER-43*	*ER-43*	*ER-43*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*
Nº An.	*A-14*	*R4-1*	*R4-2*	*R5-3*	*R6-3*	*R1-1*	*R2-2*	*R3-2*	*R4-3*	*A-3*	*A-4*	*A-5*	*A-6*	*A-7*	*A-8*	*A-10*
SiO2	48,16	49,56	50,74	50,24	50,49	47,99	48,15	49,81	49,65	48,23	47,84	48,17	48,00	48,73	48,36	48,30
TiO2	0,87	0,43	0,12	0,25	0,19	0,62	0,67	0,22	0,33	0,48	0,55	0,44	0,46	0,47	0,51	0,54
Al2O3	1,08	1,13	0,76	0,87	0,92	1,60	1,66	0,77	0,95	1,68	1,73	1,73	1,81	1,76	1,74	1,80
FeO	33,85	36,39	37,65	35,47	36,00	34,13	34,83	34,94	34,59	33,50	33,43	34,13	34,30	34,63	34,43	34,16
MnO	0,89	0,64	0,74	1,07	0,71	1,37	1,54	1,38	1,04	1,31	1,41	1,50	1,67	1,23	1,57	1,41
MgO	0,91	0,60	0,43	0,58	0,58	0,21	0,20	0,18	0,32	0,54	0,51	0,44	0,47	0,53	0,45	0,46
CaO	1,19	1,33	0,19	1,22	0,71	1,04	1,08	0,24	0,41	0,21	0,22	0,22	0,17	0,13	0,31	0,27
NA2O	6,38	6,35	6,96	6,41	6,83	6,82	6,89	7,05	7,15	7,20	7,03	7,13	6,97	6,78	7,12	7,26
K2O	1,60	0,73	0,36	0,57	0,32	1,44	1,45	0,99	1,10	1,44	1,41	1,34	1,32	1,35	1,38	1,31
TOTAL	94,93	97,16	97,95	96,68	96,75	95,22	96,47	95,58	95,54	94,59	94,13	95,10	95,17	95,61	95,87	95,51
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)																
	*	*	*	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**
SI	7,794	7,791	7,861	7,879	7,880	7,763	7,695	7,941	7,939	7,788	7,754	7,730	7,677	7,730	7,705	7,725
AI(IV)	0,206	0,209	0,139	0,121	0,120	0,237	0,305	0,059	0,061	0,212	0,246	0,270	0,323	0,270	0,295	0,275
AI(VI)	0,000	0,000	0,000	0,040	0,050	0,069	0,008	0,086	0,118	0,108	0,085	0,057	0,018	0,039	0,032	0,065
Ti	0,106	0,051	0,014	0,029	0,022	0,075	0,081	0,026	0,040	0,058	0,067	0,053	0,055	0,056	0,061	0,065
Fe3+	1,192	1,457	1,708	1,548	1,657	1,220	1,335	1,458	1,283	1,363	1,450	1,538	1,705	1,696	1,554	1,468
Fe2+	3,390	3,328	3,170	3,105	3,042	3,397	3,320	3,201	3,343	3,161	3,082	3,042	2,883	2,898	3,034	3,101
Mg	0,219	0,141	0,099	0,136	0,135	0,051	0,048	0,043	0,076	0,130	0,123	0,105	0,112	0,125	0,107	0,110
Mn	0,122	0,085	0,097	0,142	0,094	0,188	0,208	0,186	0,141	0,179	0,194	0,204	0,226	0,165	0,212	0,191
ΣOct	5,029	5,062	5,088	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	4,999	5,001	4,999	4,999	4,999	5,000	5,000
Ca	0,206	0,224	0,032	0,205	0,119	0,180	0,185	0,041	0,070	0,036	0,038	0,038	0,029	0,022	0,053	0,046
Na(B)	1,765	1,715	1,880	1,795	1,881	1,820	1,815	1,959	1,930	1,964	1,962	1,962	1,971	1,978	1,947	1,954
B	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	1,999	2,001	1,999	1,999	1,999	2,000	2,000
Na(A)	0,237	0,220	0,211	0,154	0,186	0,319	0,320	0,220	0,287	0,291	0,248	0,256	0,191	0,107	0,253	0,298
K	0,330	0,146	0,071	0,114	0,064	0,297	0,296	0,201	0,224	0,297	0,292	0,274	0,269	0,273	0,281	0,267
A	0,576	0,371	0,285	0,272	0,252	0,625	0,624	0,428	0,518	0,596	0,549	0,540	0,470	0,391	0,543	0,574
XMg	0,061	0,041	0,030	0,042	0,042	0,015	0,014	0,013	0,022	0,040	0,038	0,033	0,037	0,041	0,034	0,034

** Fórmula estructural calculada considerando que Si+Al=8*

*** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-(Ca+K+Na)=13*

**** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-K=15.*

FACIES GALIÑEIRO																
Muestra	*ER-75*	*ER-75*	*ER-75*	*ER-77*	*ER-77*	*ER-77*	*ER-122*	*ER-122*	*ER-122*	*ER-122*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-137*	*ER-141*	*ER-141*
Nº An.	*R1-1*	*R2-1*	*R3-2*	*R1-1*	*R1-6*	*R2-6*	*R1-1*	*R2-2*	*R3-2*	*R6-4*	*R1-2*	*R2-2*	*R5-6*	*R1-3*	*R1-1*	*R2-1*
SiO2	48,24	48,45	48,24	49,45	48,92	48,84	48,53	48,55	48,51	48,48	49,57	49,81	51,43	49,32	49,39	48,82
TiO2	0,71	0,65	0,68	0,53	0,40	0,00	0,75	0,49	0,41	0,56	0,36	0,23	0,26	0,44	0,35	0,63
Al2O3	1,73	1,74	1,78	1,81	1,79	1,80	1,92	1,95	1,78	1,84	1,47	1,32	1,39	1,82	1,49	1,63
FeO	34,60	34,80	34,69	32,65	32,68	32,85	35,74	36,27	35,12	36,33	27,93	28,06	28,64	32,14	36,10	35,89
MnO	1,28	1,28	1,34	0,00	0,42	0,00	1,27	1,14	1,39	1,48	0,75	0,64	0,72	1,07	0,93	0,83
MgO	0,20	0,16	0,21	1,84	1,79	1,70	0,41	0,44	0,42	0,37	4,68	5,15	4,46	1,79	0,19	0,19
CaO	0,44	0,81	0,72	1,73	1,70	1,43	1,17	1,21	1,17	1,26	1,56	1,31	1,06	0,96	0,81	0,94
NA2O	7,22	7,46	7,62	6,15	6,51	6,07	6,42	6,57	6,72	6,62	7,08	7,28	7,29	7,01	6,62	6,49
K2O	1,45	1,34	1,26	1,91	1,99	2,59	1,32	1,18	1,13	1,26	1,51	1,44	1,49	1,27	1,04	1,10
TOTAL	95,87	96,69	96,54	96,07	96,20	95,28	97,53	97,80	96,65	98,20	94,91	95,24	96,74	95,82	96,92	96,52
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)																
	**	**	**	**	**	**	*	*	**	*	**	**	**	**	**	**
SI	7,730	7,736	7,713	7,837	7,785	7,842	7,643	7,638	7,682	7,657	7,807	7,781	7,915	7,795	7,766	7,719
Al(IV)	0,270	0,264	0,287	0,163	0,215	0,158	0,357	0,362	0,318	0,343	0,193	0,219	0,085	0,205	0,234	0,281
Al(VI)	0,056	0,064	0,048	0,175	0,121	0,182	0,000	0,000	0,014	0,000	0,080	0,024	0,167	0,134	0,043	0,023
Ti	0,086	0,078	0,082	0,063	0,048	0,000	0,089	0,058	0,049	0,067	0,043	0,027	0,030	0,052	0,041	0,075
Fe3+	1,352	1,184	1,210	0,999	1,005	1,064	1,434	1,426	1,517	1,200	1,036	1,211	1,041	1,236	1,608	1,578
Fe2+	3,284	3,463	3,429	3,329	3,345	3,347	3,274	3,346	3,134	3,599	2,643	2,454	2,646	3,012	3,139	3,168
Mg	0,048	0,038	0,050	0,435	0,425	0,407	0,096	0,103	0,099	0,087	1,098	1,199	1,023	0,422	0,045	0,045
Mn	0,174	0,173	0,181	0,000	0,057	0,000	0,169	0,152	0,186	0,198	0,100	0,085	0,094	0,143	0,124	0,111
ΣOct	5,000	5,000	5,000	5,001	5,001	5,000	5,062	5,085	4,999	5,151	5,000	5,000	5,001	4,999	5,000	5,000
Ca	0,076	0,139	0,123	0,294	0,290	0,246	0,197	0,204	0,199	0,213	0,263	0,219	0,175	0,163	0,136	0,159
Na(B)	1,924	1,861	1,877	1,706	1,710	1,754	1,740	1,711	1,801	1,636	1,737	1,781	1,825	1,837	1,864	1,841
B	2,000	2,000	2,000	2,001	2,001	2,000	1,999	2,000	1,999	2,000	2,000	2,000	2,001	1,999	2,000	2,000
Na(A)	0,319	0,448	0,486	0,184	0,299	0,136	0,220	0,294	0,262	0,391	0,425	0,424	0,350	0,311	0,155	0,149
K	0,296	0,273	0,257	0,386	0,404	0,531	0,265	0,237	0,228	0,254	0,303	0,287	0,293	0,256	0,209	0,222
A	0,624	0,728	0,750	0,578	0,712	0,679	0,494	0,538	0,498	0,652	0,736	0,719	0,649	0,574	0,371	0,379
XMg	0,014	0,011	0,014	0,116	0,113	0,108	0,028	0,030	0,031	0,024	0,294	0,328	0,279	0,123	0,014	0,014

** Fórmula estructural calculada considerando que Si+Al=8*

*** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-(Ca+K+Na)=13*

**** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-K=15.*

FACIES ZORRO																
Muestra	*ER-7*	*ER-7*	*ER-7*	*ER-7*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*
Nº An.	*A7-1*	*A7-2*	*A7-3*	*A7-4*	*R-1*	*R-2*	*R-3*	*R1-1*	*R2-1*	*R4-1*	*R3-2*	*A-1*	*A-1a*	*A-2*	*A-1b*	*A-2b*
SiO2	49,02	49,08	51,31	49,14	48,16	49,21	48,60	49,82	48,79	49,32	49,68	48,91	49,86	48,60	49,10	48,85
TiO2	0,20	0,55	0,15	0,76	1,00	0,90	0,79	0,72	0,83	0,68	0,51	0,89	0,16	0,90	0,88	0,85
Al2O3	1,57	1,74	0,42	1,64	1,73	1,72	1,57	1,46	1,41	1,33	1,40	1,37	0,46	1,66	1,33	0,00
FeO	36,15	37,51	34,32	36,75	35,91	37,19	36,22	34,46	34,38	34,90	34,70	34,64	37,51	35,77	35,61	35,79
MnO	0,20	0,29	1,98	0,26	1,00	0,23	0,71	0,81	0,80	0,92	0,59	1,05	0,13	0,86	0,93	0,72
MgO	0,12	0,05	0,91	0,29	0,04	0,00	0,09	0,25	0,09	0,22	0,26	0,10	0,11	0,03	0,22	0,01
CaO	2,32	2,17	0,91	1,91	2,15	1,66	2,01	1,32	1,37	1,31	1,02	1,20	0,29	2,16	1,03	1,06
NA2O	5,75	5,48	6,11	5,70	5,46	5,91	5,66	6,97	6,89	6,76	6,96	6,26	6,08	5,33	6,35	6,54
K2O	1,23	1,10	0,69	1,22	1,43	1,32	1,43	1,52	1,50	1,52	1,48	1,50	0,33	1,41	1,56	1,47
TOTAL	96,56	97,97	96,80	97,67	96,88	98,14	97,08	97,33	96,06	96,96	96,60	95,92	94,93	96,72	97,01	95,29
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)																
	**	*	***	*	*	**	*	**	**	**	**	**	***	**	**	*
SI	7,809	7,679	7,978	7,697	7,675	7,688	7,707	7,902	7,865	7,848	7,913	7,830	7,934	7,712	7,763	8,000
Al(IV)	0,191	0,321	0,022	0,303	0,325	0,312	0,293	0,098	0,135	0,152	0,087	0,170	0,066	0,288	0,237	0,000
Al(VI)	0,104	0,000	0,055	0,000	0,000	0,005	0,000	0,175	0,133	0,098	0,175	0,089	0,020	0,023	0,011	0,000
Ti	0,024	0,065	0,018	0,090	0,120	0,106	0,094	0,086	0,101	0,081	0,061	0,107	0,019	0,107	0,105	0,105
Fe3+	1,220	1,536	1,638	1,496	1,272	1,487	1,364	0,851	0,865	1,050	0,992	1,206	1,817	1,390	1,407	0,817
Fe2+	3,596	3,372	2,825	3,318	3,514	3,372	3,439	3,720	3,771	3,595	3,631	3,432	3,175	3,357	3,301	4,085
Mg	0,028	0,012	0,211	0,068	0,010	0,000	0,021	0,059	0,022	0,052	0,062	0,024	0,026	0,007	0,052	0,002
Mn	0,027	0,038	0,261	0,034	0,135	0,030	0,095	0,109	0,109	0,124	0,080	0,142	0,018	0,116	0,125	0,100
ΣOct	4,999	5,023	5,008	5,006	5,051	5,000	5,013	5,000	5,001	5,000	5,001	5,000	5,075	5,000	5,001	5,109
Ca	0,396	0,364	0,152	0,321	0,367	0,278	0,342	0,224	0,237	0,223	0,174	0,206	0,049	0,367	0,174	0,186
Na(B)	1,604	1,613	1,842	1,673	1,582	1,722	1,644	1,776	1,763	1,777	1,826	1,794	1,876	1,633	1,826	1,705
B	1,999	2,000	2,002	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	2,001	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000
Na(A)	0,172	0,049	0,000	0,058	0,105	0,068	0,096	0,368	0,390	0,309	0,323	0,149	0,000	0,007	0,121	0,372
K	0,250	0,220	0,137	0,244	0,291	0,263	0,289	0,308	0,309	0,309	0,301	0,306	0,067	0,285	0,315	0,307
A	0,429	0,276	0,142	0,310	0,404	0,340	0,394	0,681	0,705	0,625	0,631	0,464	0,070	0,302	0,446	0,684
XMg	0,008	0,004	0,069	0,020	0,003	0,000	0,006	0,016	0,006	0,014	0,017	0,007	0,008	0,002	0,016	0,000

* *Fórmula estructural calculada considerando que Si+Al=8*

** *Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-(Ca+K+Na)=13*

*** *Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-K=15.*

FACIES ZORRO					FACIES MAGNETITA										
Muestra	ER-70	ER-70	ER-70	ER-70	ER-3	ER-3	ER-3	ER-3	ER-3	ER-3	ER-3	ER-3	ER-3	ER-3	ER-62
Nº An.	A-6	A-8	A-9	A-10	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8	R-3	R2-3	R-2
SiO2	48,04	48,18	48,60	48,27	48,69	49,33	49,68	49,56	49,48	48,40	49,35	49,05	49,63	49,40	49,09
TiO2	0,93	0,73	0,57	0,94	0,50	0,40	0,53	0,31	0,49	0,39	0,40	0,40	0,27	0,51	0,33
Al2O3	1,31	1,26	1,23	1,26	1,63	1,71	1,66	1,54	1,57	1,60	1,66	1,62	1,61	1,73	1,69
FeO	34,55	34,55	35,34	34,82	32,34	32,90	33,15	32,76	32,79	33,30	32,15	32,00	32,47	32,49	34,13
MnO	1,05	0,83	0,80	0,87	1,60	1,54	1,68	0,90	1,06	1,24	1,46	1,40	1,71	1,79	0,48
MgO	0,30	0,11	0,11	0,15	1,76	1,84	1,88	1,91	2,10	1,26	1,92	1,67	1,98	2,00	0,88
CaO	1,16	1,11	1,02	1,22	0,49	0,50	0,48	0,38	0,34	0,43	0,48	0,48	0,25	0,34	0,13
NA2O	6,24	6,22	6,16	6,50	7,06	7,16	7,15	7,05	6,68	6,75	6,86	7,11	7,39	7,51	7,18
K2O	1,39	1,38	1,34	1,51	1,33	1,32	1,40	1,31	1,33	1,22	1,47	1,36	1,34	1,42	1,24
TOTAL	94,97	94,38	95,17	95,54	95,40	96,70	97,61	95,72	95,84	94,59	95,75	95,09	96,65	97,19	95,15
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)															
	**	**	**	**	**	**	*	**	**	**	**	**	**	**	**
SI	7,757	7,832	7,812	7,791	7,718	7,707	7,697	7,799	7,736	7,734	7,768	7,805	7,747	7,692	7,821
AI(IV)	0,243	0,168	0,188	0,209	0,282	0,293	0,303	0,201	0,264	0,266	0,232	0,195	0,253	0,308	0,179
AI(VI)	0,006	0,072	0,045	0,031	0,023	0,022	0,000	0,084	0,025	0,035	0,076	0,109	0,043	0,009	0,139
Ti	0,113	0,089	0,069	0,114	0,060	0,047	0,062	0,037	0,058	0,047	0,047	0,048	0,032	0,060	0,040
Fe3+	1,371	1,283	1,459	1,183	1,535	1,578	1,573	1,502	1,719	1,650	1,512	1,357	1,560	1,517	1,446
Fe2+	3,295	3,414	3,292	3,517	2,752	2,721	2,723	2,809	2,568	2,800	2,721	2,902	2,679	2,714	3,102
Mg	0,072	0,028	0,026	0,036	0,416	0,428	0,434	0,448	0,489	0,300	0,450	0,396	0,461	0,464	0,209
Mn	0,144	0,114	0,109	0,119	0,215	0,204	0,220	0,120	0,140	0,168	0,195	0,189	0,226	0,236	0,065
ΣOct	5,001	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	5,012	5,000	4,999	5,000	5,001	5,001	5,001	5,000	5,001
Ca	0,201	0,193	0,176	0,211	0,083	0,084	0,080	0,064	0,057	0,074	0,081	0,082	0,042	0,057	0,022
Na(B)	1,799	1,807	1,824	1,789	1,917	1,916	1,909	1,936	1,943	1,926	1,919	1,918	1,958	1,943	1,978
B	2,001	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,001	2,000	1,999	2,000	2,001	2,001	2,001	2,000	2,001
Na(A)	0,154	0,154	0,096	0,245	0,253	0,253	0,239	0,215	0,082	0,165	0,175	0,275	0,278	0,324	0,240
K	0,286	0,287	0,275	0,311	0,269	0,263	0,277	0,263	0,265	0,249	0,295	0,276	0,267	0,282	0,252
A	0,449	0,450	0,379	0,564	0,531	0,525	0,526	0,487	0,358	0,423	0,480	0,560	0,555	0,616	0,501
XMg	0,021	0,008	0,008	0,010	0,131	0,136	0,137	0,138	0,160	0,097	0,142	0,120	0,147	0,146	0,063

** Fórmula estructural calculada considerando que Si+Al=8*

*** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-(Ca+K+Na)=13*

**** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-K=15.*

FACIES MAGNETITA																
Muestra	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*
Nº An.	*R-3*	*R-4*	*R-5*	*R-6*	*R-7*	*A-1*	*A-2*	*A-3*	*A-4*	*A-5*	*A-6*	*A-7*	*A-8*	*A-9*	*A-10*	*R1-1*
SiO2	48,56	48,85	50,53	49,09	48,88	48,06	47,77	49,79	48,25	47,84	48,66	48,57	49,41	48,32	50,44	49,12
TiO2	0,51	0,51	0,52	0,57	0,41	0,47	0,41	0,12	0,29	0,34	0,36	0,47	0,12	0,28	0,00	0,43
Al2O3	1,74	1,64	1,43	1,66	1,61	1,99	1,67	0,61	1,59	1,72	1,64	1,63	0,79	1,58	0,50	1,85
FeO	33,69	33,75	35,65	34,14	34,21	34,99	34,03	35,35	34,85	35,01	34,43	35,42	35,48	34,20	36,78	32,88
MnO	1,78	1,59	0,85	1,70	1,85	0,80	0,73	0,21	0,59	0,72	0,54	0,82	0,17	0,75	0,23	0,89
MgO	0,68	0,80	0,42	0,75	0,69	0,86	0,81	0,96	0,73	0,77	0,79	0,63	1,12	0,94	0,57	0,90
CaO	0,42	0,40	0,15	0,42	0,40	0,45	0,46	0,09	0,22	0,52	0,23	0,45	0,08	0,52	0,02	0,46
NA2O	7,46	7,42	7,18	7,02	7,41	6,01	6,47	6,47	6,55	6,80	6,59	6,88	6,46	6,96	6,49	7,58
K2O	1,37	1,40	1,00	1,40	1,28	1,13	1,14	0,33	1,09	1,14	1,22	1,16	0,57	1,15	0,17	1,30
TOTAL	96,21	96,36	97,73	96,75	96,74	94,76	93,49	93,93	94,16	94,86	94,46	96,03	94,20	94,70	95,20	95,41
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)																
	**	**	**	**	**	***	**	**	**	*	**	*	*	**	***	**
SI	7,728	7,751	7,842	7,727	7,722	7,660	7,730	7,916	7,737	7,675	7,781	7,696	7,852	7,752	7,928	7,862
Al(IV)	0,272	0,249	0,158	0,273	0,278	0,340	0,270	0,084	0,263	0,325	0,219	0,304	0,148	0,248	0,072	0,138
Al(VI)	0,054	0,058	0,103	0,035	0,022	0,034	0,049	0,030	0,037	0,000	0,091	0,000	0,000	0,051	0,020	0,211
Ti	0,061	0,061	0,061	0,067	0,049	0,056	0,050	0,014	0,035	0,041	0,043	0,056	0,014	0,034	0,000	0,052
Fe3+	1,373	1,367	1,525	1,537	1,496	1,822	1,696	1,934	1,821	1,676	1,670	1,675	1,950	1,550	1,996	1,047
Fe2+	3,111	3,111	3,102	2,958	3,024	2,842	2,910	2,766	2,852	3,021	2,934	3,018	2,765	3,038	2,839	3,354
Mg	0,161	0,189	0,097	0,176	0,162	0,204	0,195	0,227	0,174	0,184	0,188	0,149	0,265	0,225	0,134	0,215
Mn	0,240	0,214	0,112	0,227	0,248	0,108	0,100	0,028	0,080	0,098	0,073	0,110	0,023	0,102	0,031	0,121
ΣOct	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,066	5,000	4,999	4,999	5,020	4,999	5,008	5,017	5,000	5,020	5,000
Ca	0,072	0,068	0,025	0,071	0,068	0,077	0,080	0,015	0,038	0,089	0,039	0,076	0,014	0,089	0,003	0,079
Na(B)	1,928	1,932	1,975	1,929	1,932	1,857	1,920	1,985	1,962	1,890	1,961	1,915	1,968	1,911	1,978	1,921
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	1,999	1,999	1,999	1,999	1,999	1,999	2,000	2,001	2,000
Na(A)	0,373	0,351	0,185	0,213	0,337	0,000	0,110	0,010	0,074	0,225	0,083	0,198	0,022	0,254	0,000	0,431
K	0,278	0,283	0,198	0,281	0,258	0,230	0,235	0,067	0,223	0,233	0,249	0,234	0,116	0,235	0,034	0,265
A	0,660	0,643	0,390	0,504	0,604	0,239	0,354	0,080	0,306	0,467	0,341	0,442	0,143	0,498	0,036	0,703
XMg	0,049	0,057	0,030	0,056	0,051	0,067	0,063	0,076	0,058	0,057	0,060	0,047	0,087	0,069	0,045	0,060

* *Fórmula estructural calculada considerando que Si+Al=8*

** *Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-(Ca+K+Na)=13*

*** *Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-K=15.*

FACIES MAGNETITA						
Muestra	ER-88	ER-117	ER-117	SG5-6	SG5-6	SG5-6
Nº An.	R2-1	A-1	A-3	R5-2	R5-4	R5-5
SiO2	49,23	51,47	50,35	51,30	49,90	49,43
TiO2	0,27	0,17	0,41	0,48	0,00	0,00
Al2O3	1,60	0,60	1,31	0,77	0,57	0,88
FeO	33,30	30,86	29,54	33,67	32,21	32,96
MnO	0,93	0,73	0,53	0,28	2,88	2,82
MgO	0,82	3,73	4,05	2,22	1,84	1,50
CaO	0,55	0,70	2,19	0,08	2,56	2,04
NA2O	7,46	6,49	5,63	6,60	5,03	5,37
K2O	1,29	0,56	1,23	0,47	0,77	0,75
TOTAL	95,45	95,31	95,24	95,87	95,76	95,75
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)						
	**	**	**	***	*	*
SI	7,884	7,938	7,849	7,920	7,894	7,836
Al(IV)	0,116	0,062	0,151	0,080	0,106	0,164
Al(VI)	0,186	0,047	0,090	0,060	0,000	0,000
Ti	0,033	0,020	0,048	0,056	0,000	0,000
Fe3+	1,097	1,693	1,287	1,791	1,378	1,464
Fe2+	3,363	2,287	2,564	2,556	2,883	2,906
Mg	0,196	0,857	0,941	0,511	0,434	0,354
Mn	0,126	0,095	0,070	0,037	0,386	0,379
ΣOct	5,001	4,999	5,000	5,011	5,081	5,103
Ca	0,094	0,116	0,366	0,013	0,434	0,346
Na(B)	1,906	1,884	1,634	1,976	1,485	1,551
B	2,001	1,999	2,000	2,000	2,000	2,000
Na(A)	0,411	0,056	0,068	0,000	0,058	0,100
K	0,264	0,110	0,245	0,093	0,155	0,152
A	0,681	0,171	0,319	0,096	0,218	0,256
XMg	0,055	0,273	0,268	0,167	0,131	0,109

ROCAS METASOMATICAS RAD-2				
SG5B-11	SG5B-11	SG5B-11	SG5B-11	SG5B-11
A-1	A-6	A-9	A-10	A-11
49,81	50,26	49,11	49,21	51,89
0,52	0,55	0,60	0,48	0,00
1,65	1,61	1,58	1,43	0,40
36,80	36,14	37,21	35,88	38,20
0,79	0,74	0,65	0,61	0,30
0,10	0,13	0,10	0,15	0,12
0,40	0,43	0,42	0,40	0,00
6,96	6,83	6,77	6,75	6,82
1,25	1,26	1,23	1,25	0,15
98,28	97,95	97,67	96,16	97,88
**	**	*	**	**
7,733	7,814	7,708	7,801	7,960
0,267	0,186	0,292	0,199	0,040
0,034	0,109	0,000	0,068	0,033
0,061	0,064	0,071	0,057	0,000
1,636	1,496	1,573	1,552	1,949
3,142	3,203	3,311	3,205	2,952
0,023	0,030	0,023	0,035	0,027
0,104	0,097	0,086	0,082	0,039
5,000	4,999	5,064	4,999	5,000
0,067	0,072	0,071	0,068	0,000
1,933	1,928	1,865	1,932	2,000
2,000	1,999	2,000	1,999	2,000
0,162	0,131	0,196	0,143	0,029
0,248	0,250	0,246	0,253	0,029
0,418	0,389	0,451	0,404	0,059
0,007	0,009	0,007	0,011	0,009

** Fórmula estructural calculada considerando que Si+Al=8*

*** Fórmula estructural calculada considerando que ∑cationes-(Ca+K+Na)=13*

**** Fórmula estructural calculada considerando que ∑cationes-K=15.*

ROCAS METASOMATICAS RAD-2										
Muestra	*SG10B-16*	*SG10B-16*	*SG10B-16*	*SG10B-16*	*SG10B-16*	*SG10B-16*	*SG10B-16*	*SG10B-16*	*SG10B-16*	*SG10B-16*
Nº An.	*A-1*	*A-2*	*A-3*	*A-3B*	*A-4*	*A-4B*	*A-5*	*A-6*	*A-7*	*A-8*
SiO2	49,66	49,62	49,62	49,38	49,20	50,33	49,13	48,47	49,78	49,55
TiO2	0,39	0,41	0,45	0,47	0,47	0,42	0,36	0,50	0,48	0,48
Al2O3	1,67	1,38	1,71	1,76	1,64	1,59	1,57	1,70	1,46	1,62
FeO	36,14	36,11	35,50	35,82	36,18	35,86	35,24	35,37	36,35	36,49
MnO	0,59	0,54	0,51	0,63	0,61	0,81	0,73	0,77	0,72	0,57
MgO	0,13	0,10	0,12	0,20	0,20	0,14	0,14	0,16	0,15	0,21
CaO	0,30	0,25	0,27	0,29	0,29	0,15	0,25	0,30	0,13	0,14
NA2O	6,83	7,01	7,25	6,93	7,33	6,95	6,98	6,72	6,69	7,03
K2O	1,43	1,41	1,47	1,46	1,43	1,41	1,42	1,41	1,33	1,41
TOTAL	97,14	96,83	96,90	96,94	97,35	97,66	95,82	95,40	97,09	97,50
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)										
	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**
SI	7,793	7,832	7,840	7,772	7,747	7,845	7,832	7,748	7,788	7,748
Al(IV)	0,207	0,168	0,160	0,228	0,253	0,155	0,168	0,252	0,212	0,252
Al(VI)	0,102	0,089	0,159	0,098	0,052	0,137	0,127	0,069	0,057	0,047
Ti	0,046	0,049	0,053	0,056	0,056	0,049	0,043	0,060	0,056	0,056
Fe3+	1,547	1,468	1,285	1,512	1,467	1,489	1,423	1,589	1,704	1,632
Fe2+	3,196	3,299	3,406	3,202	3,298	3,185	3,275	3,139	3,052	3,140
Mg	0,030	0,024	0,028	0,047	0,047	0,033	0,033	0,038	0,035	0,049
Mn	0,078	0,072	0,068	0,084	0,081	0,107	0,099	0,104	0,095	0,076
ΣOct	4,999	5,001	4,999	4,999	5,001	5,000	5,000	4,999	4,999	5,000
Ca	0,050	0,042	0,046	0,049	0,049	0,025	0,043	0,051	0,022	0,023
Na(B)	1,950	1,958	1,954	1,951	1,951	1,975	1,957	1,949	1,978	1,977
B	1,999	2,001	1,999	1,999	2,001	2,000	2,000	1,999	1,999	2,000
Na(A)	0,129	0,188	0,267	0,164	0,287	0,125	0,200	0,134	0,051	0,155
K	0,286	0,284	0,296	0,293	0,287	0,280	0,289	0,288	0,265	0,281
A	0,425	0,481	0,572	0,467	0,584	0,415	0,498	0,432	0,327	0,447
XMg	0,009	0,007	0,008	0,014	0,014	0,010	0,010	0,012	0,011	0,015

** Fórmula estructural calculada considerando que Si+Al=8*

*** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-(Ca+K+Na)=13*

**** Fórmula estructural calculada considerando que Σcationes-K=15.*

ROCAS METASOMATICAS RAD-1														
Muestra	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*
Nº An.	*A-1*	*A-2*	*A-3*	*A-4*	*A-6*	*A-7*	*GR-5*	*GR-7*	*GR-8*	*GR-9*	*GR-12*	*GR-16*	*GR-17*	*GR-18*
SiO2	48,83	48,45	48,60	48,71	47,41	48,43	47,28	47,56	46,77	46,46	47,21	47,89	48,14	47,74
TiO2	0,05	0,10	0,02	0,05	0,06	0,06	0,04	0,08	0,06	0,03	0,00	0,01	0,06	0,06
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	0,05	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al2O3	0,48	0,52	0,29	0,29	0,65	0,53	0,28	0,27	0,38	0,55	0,59	0,30	0,05	0,56
Cr2O3	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00
FeOt	45,46	44,24	46,63	46,21	44,70	45,65	46,21	44,64	46,53	44,99	45,30	45,40	45,57	43,75
MnO	1,56	1,69	1,56	1,38	1,33	1,32	1,61	1,38	1,36	1,34	1,40	1,43	0,36	1,45
MgO	2,51	2,32	2,13	2,03	1,87	2,15	2,10	2,27	2,20	2,20	2,09	1,95	2,19	2,33
CaO	0,59	0,63	0,40	0,43	0,54	0,63	0,49	0,37	0,45	0,68	0,37	0,28	0,36	0,61
Na2O	0,21	0,21	0,12	0,10	0,00	0,34	0,18	0,19	0,18	0,34	0,15	0,10	0,03	0,31
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
TOTAL	99,71	98,15	99,75	99,23	96,63	99,11	98,24	96,88	97,94	96,62	97,11	97,38	96,78	96,80
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)														
Si	7,827	7,891	7,829	7,890	7,889	7,816	7,735	7,868	7,671	7,694	7,801	7,909	7,989	7,870
Al(IV)	0,091	0,101	0,055	0,056	0,111	0,101	0,054	0,052	0,074	0,107	0,116	0,059	0,011	0,109
Fe 3+	0,082	0,009	0,116	0,055	0,000	0,083	0,211	0,079	0,255	0,198	0,083	0,032	0,001	0,021
AL(VI)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,006	0,012	0,002	0,006	0,007	0,007	0,005	0,010	0,008	0,004	0,000	0,002	0,007	0,007
Cr	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000
Fe3+	0,224	0,151	0,206	0,128	0,080	0,275	0,311	0,169	0,370	0,399	0,246	0,115	0,003	0,214
Fe2+	5,788	5,866	5,960	6,078	6,141	5,805	5,799	5,928	5,758	5,634	5,932	6,123	6,320	5,797
Mn	0,212	0,233	0,213	0,190	0,187	0,180	0,222	0,193	0,190	0,188	0,196	0,199	0,050	0,202
Mg	0,601	0,562	0,512	0,490	0,463	0,516	0,513	0,559	0,537	0,542	0,514	0,481	0,542	0,571
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,003	0,007	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Σ Oct.	6,834	6,825	6,893	6,893	6,904	6,786	6,857	6,874	6,862	6,772	6,887	6,920	6,928	6,792
Ca	0,101	0,109	0,069	0,075	0,096	0,109	0,087	0,066	0,079	0,120	0,065	0,050	0,063	0,108
Na(B)	0,066	0,066	0,038	0,032	0,000	0,105	0,056	0,060	0,059	0,108	0,047	0,030	0,009	0,099
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	2,000	2,000
Na(A)	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	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000
A	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000
XMg	0,094	0,087	0,079	0,075	0,070	0,082	0,081	0,086	0,085	0,088	0,080	0,073	0,079	0,090

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS																
Muestra	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*
Nº An.	*A-1*	*A-2*	*A-3*	*A-4*	*A-5*	*A-6*	*A-7*	*A-8*	*A-9*	*A-10*	*A-1*	*A-2*	*A-3*	*A-4*	*A-5*	*A-6*
SiO2	40,52	41,36	41,39	41,54	41,77	41,97	41,42	41,52	40,97	41,22	39,23	39,68	39,75	41,43	39,07	39,15
TiO2	0,56	0,55	0,55	0,57	0,55	0,59	0,57	0,60	0,52	0,56	0,72	0,77	0,78	0,55	0,84	0,87
Al2O3	8,72	9,20	9,00	9,04	9,09	9,03	9,21	9,14	9,59	9,64	10,02	10,70	10,73	11,84	10,76	11,10
Cr2O3	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
FeOt	26,36	27,96	27,59	27,26	27,84	27,94	27,44	28,05	28,44	27,30	27,33	27,71	27,76	26,69	27,89	27,97
NiO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,12	0,07
MnO	0,81	1,03	1,03	0,95	1,03	0,84	1,00	1,06	0,88	0,86	0,64	0,75	0,66	0,72	0,70	0,63
MgO	4,28	4,27	4,42	4,23	4,29	4,26	4,09	4,19	4,07	4,20	3,44	3,75	3,70	3,56	3,69	3,46
CaO	10,98	11,35	11,51	11,28	11,25	11,44	11,22	11,37	11,50	11,41	11,27	11,57	11,49	11,11	11,48	11,10
NaO	1,58	1,64	1,45	1,63	1,48	1,43	1,47	1,56	1,52	1,45	1,18	1,25	1,28	1,14	1,27	1,31
K2O	1,36	1,33	1,37	1,27	1,37	1,35	1,34	1,36	1,45	1,39	1,37	1,43	1,49	1,39	1,52	1,57
TOTAL	95,66	99,37	98,84	98,23	99,32	99,43	98,29	99,43	99,73	98,52	95,68	98,20	98,22	98,93	98,04	97,93
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)																
Si	6,552	6,454	6,487	6,542	6,505	6,532	6,518	6,475	6,387	6,470	6,367	6,270	6,280	6,410	6,199	6,204
Al(IV)	1,448	1,546	1,513	1,458	1,495	1,468	1,482	1,525	1,613	1,530	1,633	1,730	1,720	1,590	1,801	1,796
Al(VI)	0,215	0,147	0,150	0,221	0,174	0,190	0,225	0,156	0,149	0,254	0,285	0,264	0,278	0,568	0,212	0,277
Ti	0,068	0,064	0,064	0,068	0,064	0,069	0,068	0,071	0,060	0,066	0,088	0,091	0,093	0,064	0,100	0,104
Cr	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004
Fe3+	0,519	0,704	0,656	0,541	0,719	0,622	0,622	0,686	0,746	0,585	0,600	0,696	0,676	0,594	0,780	0,821
Fe2+	3,046	2,945	2,962	3,050	2,907	3,015	2,989	2,973	2,962	2,999	3,109	2,966	2,992	2,859	2,920	2,886
Mg	1,032	0,992	1,032	0,993	0,995	0,987	0,960	0,975	0,946	0,983	0,831	0,883	0,870	0,820	0,872	0,816
Mn	0,111	0,136	0,136	0,127	0,135	0,111	0,134	0,140	0,116	0,114	0,087	0,100	0,088	0,094	0,094	0,084
Ni	0,010	0,000	0,000	0,000	0,006	0,005	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,016	0,008
ΣOct	5,000	5,000	5,000	5,000	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	1,902	1,897	1,933	1,904	1,878	1,908	1,891	1,901	1,920	1,920	1,959	1,958	1,944	1,842	1,951	1,884
Na(B)	0,098	0,103	0,067	0,096	0,122	0,092	0,109	0,099	0,080	0,080	0,041	0,042	0,056	0,158	0,049	0,116
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	2,000	2,000	2,000	2,000
Na(A)	0,396	0,392	0,372	0,402	0,324	0,341	0,338	0,371	0,380	0,361	0,330	0,342	0,335	0,183	0,343	0,286
K	0,280	0,265	0,273	0,254	0,272	0,267	0,268	0,270	0,287	0,278	0,283	0,288	0,301	0,274	0,308	0,317
A	0,676	0,657	0,645	0,656	0,596	0,608	0,606	0,641	0,667	0,639	0,613	0,630	0,636	0,457	0,652	0,603
XMg	0,253	0,252	0,258	0,246	0,255	0,247	0,243	0,247	0,242	0,247	0,211	0,229	0,225	0,223	0,230	0,220

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS															
Muestra	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*
Nº An.	*A-7*	*A-8*	*A-9*	*A-1*	*A-2*	*A-3*	*A-4*	*A-5*	*A-6*	*A-7*	*A-8*	*A-9*	*A-10*	*A-11*	*A-12*
SiO2	39,17	39,30	39,31	46,06	45,09	43,59	45,49	44,19	41,83	45,81	40,55	47,39	42,53	43,04	43,57
TiO2	0,93	0,68	0,35	0,56	0,68	0,65	0,55	0,70	0,75	0,33	0,93	0,42	0,80	0,74	0,86
Al2O3	10,45	10,84	10,83	6,25	7,72	8,73	7,25	8,29	9,76	7,75	10,75	5,59	9,66	9,52	8,88
Cr2O3	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeOt	28,33	27,41	27,13	22,38	22,58	22,43	22,90	24,44	24,95	24,42	25,75	24,43	24,95	25,51	24,58
NiO	0,03	0,16	0,00	0,02	0,08	0,00	0,05	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,11	0,00	0,00
MnO	0,73	0,63	0,62	0,53	0,63	0,47	0,49	0,69	0,49	0,47	0,63	0,65	0,53	0,55	0,60
MgO	3,41	3,79	3,69	7,11	6,37	6,13	6,56	6,15	5,39	6,39	5,05	7,35	5,55	5,65	5,89
CaO	11,62	11,51	11,50	11,59	11,96	11,68	11,74	11,59	11,56	11,73	11,53	12,06	11,64	11,57	11,85
NaO	1,08	1,33	1,27	0,72	0,73	0,84	0,79	0,85	1,02	0,72	1,25	0,64	1,25	1,11	0,99
K2O	1,50	1,50	1,49	0,79	0,84	1,18	0,88	1,07	1,32	0,85	1,56	0,63	1,32	1,15	1,17
TOTAL	97,87	97,76	96,69	96,15	96,73	95,77	96,82	98,44	97,56	98,82	98,58	99,53	98,71	99,38	98,70
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)															
Si	6,239	6,242	6,305	7,160	7,005	6,855	7,053	6,782	6,532	6,963	6,310	7,143	6,566	6,579	6,701
Al(IV)	1,761	1,758	1,695	0,840	0,995	1,145	0,947	1,218	1,468	1,037	1,690	0,857	1,434	1,421	1,299
Al(VI)	0,202	0,271	0,353	0,306	0,419	0,473	0,378	0,282	0,328	0,351	0,281	0,136	0,325	0,294	0,311
Ti	0,111	0,081	0,043	0,066	0,080	0,077	0,064	0,080	0,088	0,037	0,108	0,048	0,093	0,086	0,099
Cr	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,732	0,687	0,606	0,167	0,047	0,091	0,126	0,501	0,525	0,412	0,662	0,419	0,440	0,613	0,359
Fe2+	3,041	2,953	3,033	2,743	2,887	2,859	2,843	2,636	2,733	2,692	2,690	2,661	2,782	2,649	2,803
Mg	0,810	0,897	0,882	1,647	1,474	1,437	1,515	1,407	1,253	1,447	1,172	1,652	1,278	1,288	1,350
Mn	0,099	0,084	0,084	0,069	0,083	0,063	0,065	0,089	0,065	0,060	0,083	0,083	0,069	0,071	0,078
Ni	0,004	0,020	0,000	0,002	0,010	0,000	0,006	0,004	0,006	0,000	0,003	0,000	0,014	0,000	0,000
ΣOct	5,000	5,000	5,000	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	1,983	1,959	1,975	1,931	1,991	1,967	1,951	1,906	1,934	1,910	1,922	1,948	1,925	1,894	1,952
Na(B)	0,017	0,041	0,025	0,069	0,009	0,033	0,049	0,094	0,066	0,090	0,078	0,052	0,075	0,106	0,048
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	2,000	2,000	2,000
Na(A)	0,316	0,368	0,369	0,148	0,212	0,223	0,187	0,158	0,242	0,123	0,299	0,136	0,299	0,224	0,248
K	0,306	0,305	0,306	0,156	0,167	0,236	0,173	0,210	0,263	0,166	0,310	0,121	0,259	0,225	0,229
A	0,621	0,673	0,675	0,305	0,378	0,460	0,361	0,368	0,505	0,289	0,608	0,257	0,558	0,449	0,477
XMg	0,210	0,233	0,225	0,375	0,338	0,335	0,348	0,348	0,314	0,350	0,303	0,383	0,315	0,327	0,325

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS															
Muestra	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*
Nº An.	*A8-1*	*A8-2*	*A8-3*	*A8-4*	*A8-5*	*A8-6*	*A8-7*	*A8-8*	*A8-9*	*A8-10*	*A8-11*	*A8-12*	*A8-13*	*A8-14*	*A8-15*
SiO2	38,90	38,60	39,11	38,85	38,60	38,85	39,13	39,05	39,04	37,89	38,11	38,73	37,54	37,74	37,46
TiO2	0,94	0,32	0,82	0,51	0,68	0,43	0,67	0,58	0,64	0,34	0,84	0,42	0,64	0,37	0,26
Al2O3	10,00	10,10	9,78	9,96	10,37	9,67	9,96	9,71	9,83	10,73	10,44	10,41	10,88	11,07	10,99
Cr2O3	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOt	31,11	31,02	31,07	31,50	31,11	31,09	31,17	30,80	30,43	30,44	30,40	30,60	31,18	30,43	31,11
NiO	0,05	0,04	0,06	0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,04	0,21	0,00
MnO	0,85	0,92	0,85	0,77	0,84	0,80	0,72	0,69	0,43	0,96	0,90	0,83	0,81	0,87	0,72
MgO	2,05	1,86	2,10	2,03	1,92	1,86	1,84	1,85	2,04	1,90	1,76	2,10	1,76	1,75	1,85
CaO	11,05	10,74	11,08	10,93	10,82	10,96	11,09	10,76	10,37	11,12	10,94	11,05	10,89	11,10	10,93
NaO	1,61	1,56	1,48	1,35	1,57	1,38	1,50	1,50	1,61	1,56	1,63	1,60	1,67	1,56	1,49
K2O	1,64	1,78	1,71	1,78	1,69	1,84	1,81	1,77	1,74	1,81	1,95	1,87	2,21	1,93	2,08
TOTAL	98,87	97,69	98,79	98,65	98,46	97,52	98,47	97,30	96,79	97,44	97,50	98,26	98,31	97,66	97,64
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)															
Si	6,226	6,251	6,263	6,227	6,195	6,311	6,296	6,343	6,346	6,162	6,203	6,235	6,081	6,131	6,089
Al(IV)	1,774	1,749	1,737	1,773	1,805	1,689	1,704	1,657	1,654	1,838	1,797	1,765	1,919	1,869	1,911
Al(VI)	0,113	0,179	0,110	0,109	0,156	0,164	0,185	0,202	0,229	0,219	0,206	0,210	0,159	0,251	0,195
Ti	0,113	0,039	0,098	0,062	0,083	0,053	0,081	0,070	0,078	0,042	0,102	0,050	0,078	0,045	0,031
Cr	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,814	0,910	0,811	0,997	0,931	0,791	0,693	0,730	0,785	0,793	0,649	0,758	0,843	0,775	0,946
Fe2+	3,351	3,291	3,351	3,225	3,244	3,432	3,501	3,455	3,351	3,347	3,489	3,362	3,380	3,359	3,282
Mg	0,488	0,450	0,502	0,485	0,458	0,449	0,440	0,448	0,493	0,461	0,427	0,503	0,424	0,423	0,447
Mn	0,115	0,126	0,115	0,105	0,114	0,111	0,098	0,095	0,059	0,132	0,124	0,113	0,111	0,120	0,099
Ni	0,006	0,005	0,007	0,013	0,014	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,003	0,005	0,027	0,000
ΣOct	5,000	5,000	5,000	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	1,894	1,863	1,902	1,877	1,860	1,907	1,912	1,873	1,806	1,938	1,908	1,906	1,890	1,932	1,904
Na(B)	0,106	0,137	0,098	0,123	0,140	0,093	0,088	0,127	0,194	0,062	0,092	0,094	0,110	0,068	0,096
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	2,000	2,000	2,000
Na(A)	0,394	0,352	0,362	0,298	0,347	0,340	0,379	0,344	0,315	0,428	0,422	0,406	0,416	0,423	0,373
K	0,334	0,368	0,350	0,363	0,346	0,381	0,371	0,367	0,361	0,375	0,405	0,384	0,456	0,399	0,431
A	0,728	0,720	0,712	0,662	0,693	0,721	0,750	0,712	0,676	0,803	0,827	0,790	0,871	0,822	0,804
XMg	0,127	0,120	0,130	0,131	0,124	0,116	0,112	0,115	0,128	0,121	0,109	0,130	0,111	0,112	0,120

ANFIBOLITAS										
Muestra	*ER-56*	*ER-56*	*ER-56*	*ER-56*	*ER-56*	*ER-56*	*ER-143*	*ER-143*	*ER-143*	*ER-143*
Nº An.	*A-1*	*A-2*	*A-3*	*A-4*	*A-5*	*A-6*	*A-1C*	*A-3B*	*A-4*	*A-5*
SiO2	41,67	39,23	38,17	39,78	39,76	39,22	48,97	47,68	48,85	49,80
TiO2	0,37	0,68	0,83	0,73	0,68	0,62	0,19	0,36	0,39	0,38
Al2O3	11,83	13,93	14,52	13,40	13,49	13,70	7,40	10,90	9,06	7,26
Cr2O3	0,06	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,19	0,18	0,00	0,00
FeOt	21,60	22,68	22,26	22,38	21,17	21,46	14,53	14,70	15,22	14,97
NiO	0,07	0,04	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,57	0,54	0,34	0,36	0,33	0,36	0,36	0,34	0,45	0,44
MgO	6,46	5,41	5,40	6,00	6,32	5,91	12,68	10,89	12,39	12,95
CaO	12,33	12,27	12,17	11,83	12,18	11,97	11,58	11,95	11,63	11,72
NaO	1,09	1,28	1,28	1,23	1,20	1,30	0,67	0,87	0,71	0,60
K2O	1,41	1,73	1,71	1,70	1,67	1,76	0,00	0,09	0,15	0,14
TOTAL	97,63	98,04	97,01	97,89	97,08	96,54	97,12	98,20	99,54	98,86
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 23 Oxígenos)										
Si	6,435	6,094	5,986	6,146	6,181	6,149	7,127	6,905	6,948	7,128
Al(IV)	1,565	1,906	2,014	1,854	1,819	1,851	0,873	1,095	1,052	0,872
Al(VI)	0,590	0,646	0,670	0,586	0,653	0,681	0,396	0,767	0,467	0,352
Ti	0,042	0,079	0,098	0,085	0,079	0,073	0,021	0,040	0,042	0,041
Cr	0,008	0,000	0,007	0,009	0,000	0,000	0,022	0,020	0,000	0,000
Fe3+	0,197	0,289	0,322	0,469	0,259	0,254	0,615	0,262	0,734	0,653
Fe2+	2,593	2,657	2,598	2,423	2,493	2,559	1,153	1,519	1,077	1,139
Mg	1,486	1,252	1,261	1,381	1,465	1,382	2,749	2,351	2,627	2,763
Mn	0,075	0,071	0,045	0,048	0,043	0,047	0,044	0,041	0,054	0,053
Ni	0,009	0,005	0,000	0,000	0,008	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣOct	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	2,041	2,042	2,045	1,958	2,029	2,011	1,805	1,854	1,772	1,798
Na(B)	0,000	0,000	0,000	0,042	0,000	0,000	0,188	0,146	0,196	0,166
B	2,041	2,042	2,045	2,000	2,029	2,011	1,993	2,000	1,968	1,963
Na(A)	0,327	0,386	0,388	0,326	0,361	0,396	0,000	0,097	0,000	0,000
K	0,277	0,343	0,343	0,336	0,330	0,352	0,000	0,016	0,027	0,025
A	0,604	0,729	0,731	0,662	0,691	0,748	0,000	0,113	0,027	0,025
XMg	0,364	0,320	0,327	0,363	0,370	0,351	0,704	0,608	0,709	0,708

FACIES GALIÑEIRO																
Muestra	*ER-24*	*ER-24*	*ER-77*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-127*	*12B-10*	*12B-10*	*12B-10*	*12B-12*	*12B-12*	*12B-9*	*12B-9*	*12B-9*	*12B-9*	*12B-9*
Nº An	*B1-3*	*B2-3*	*B1-5*	*B1-1*	*B2-1*	*B3-1*	*B-1*	*B-2*	*B-3*	*B-1*	*B-2*	*B-1*	*B-2*	*B-3*	*B-4*	*B-5*
SiO2	35,27	35,16	35,24	39,27	39,27	39,78	36,89	38,31	38,49	35,90	34,92	34,69	35,06	35,40	34,96	35,19
TiO2	3,73	4,40	3,37	3,11	2,66	2,73	1,47	1,56	1,76	2,38	2,75	1,77	1,80	1,61	1,67	1,71
Al2O3	9,14	9,22	8,87	8,25	8,21	7,78	11,05	11,31	11,87	9,90	10,22	10,90	11,18	10,98	11,01	11,04
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,05	0,08	0,00
Fe2O3	8,02	7,90	7,82	5,59	5,71	5,72	8,35	7,95	7,63	8,29	8,15	8,59	8,71	8,62	8,62	8,58
FeO	29,09	28,66	28,36	20,26	20,71	20,75	30,28	28,84	27,67	30,06	29,57	31,16	31,58	31,26	31,26	31,12
NiO2	0,03	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
MnO	0,49	0,38	0,00	0,49	0,58	0,57	0,30	0,31	0,62	0,16	0,19	0,31	0,20	0,29	0,20	0,21
MgO	1,43	1,61	1,69	7,13	6,46	7,27	0,39	0,42	0,44	0,47	0,50	0,37	0,39	0,43	0,31	0,37
CaO	0,00	0,00	0,14	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,03	0,10	0,18	0,25	0,02	0,02
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,07	0,02	0,00	0,04	0,03	0,03	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00
K2O	8,67	8,93	9,90	9,29	9,46	9,23	8,93	9,08	9,25	7,53	8,61	8,21	8,10	8,02	8,83	8,89
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *
TOTAL	95,89	96,29	95,39	93,52	93,14	93,90	97,68	97,82	97,77	94,86	94,97	96,17	97,24	96,94	96,98	97,13
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)																
Si	5,800	5,750	5,840	6,260	6,300	6,320	5,930	6,070	6,070	5,930	5,800	5,730	5,710	5,780	5,730	5,750
Al(IV)	1,770	1,780	1,730	1,550	1,550	1,460	2,070	1,930	1,930	1,930	2,000	2,120	2,150	2,110	2,130	2,130
Fe 3+	0,430	0,470	0,430	0,190	0,140	0,220	0,000	0,000	0,000	0,140	0,200	0,150	0,140	0,110	0,140	0,120
Al(VI)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,190	0,280	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,460	0,540	0,420	0,370	0,320	0,330	0,180	0,190	0,210	0,300	0,340	0,220	0,220	0,200	0,210	0,210
Fe3+	0,560	0,500	0,550	0,480	0,550	0,460	1,010	0,950	0,910	0,890	0,820	0,910	0,930	0,940	0,930	0,930
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,010	0,000
Fe2+	4,000	3,920	3,930	2,700	2,780	2,760	4,070	3,820	3,650	4,150	4,110	4,300	4,300	4,260	4,290	4,250
Mg	0,350	0,390	0,420	1,690	1,540	1,720	0,090	0,100	0,100	0,120	0,120	0,090	0,090	0,100	0,080	0,090
Mn	0,070	0,050	0,000	0,070	0,080	0,080	0,040	0,040	0,080	0,020	0,030	0,040	0,030	0,040	0,030	0,030
Ni	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣOct.	5,450	5,410	5,310	5,310	5,270	5,340	5,420	5,290	5,230	5,470	5,420	5,570	5,580	5,560	5,530	5,520
Ca	0,000	0,000	0,020	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,010	0,020	0,030	0,040	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,010	0,020	0,020	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000
K	1,820	1,860	2,090	1,890	1,940	1,870	1,830	1,840	1,860	1,590	1,820	1,730	1,680	1,670	1,850	1,850
ΣA	1,820	1,860	2,120	1,910	1,960	1,890	1,840	1,840	1,870	1,620	1,840	1,750	1,730	1,720	1,850	1,860
F	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	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,920	0,910	0,900	0,610	0,640	0,620	0,980	0,970	0,970	0,970	0,970	0,980	0,980	0,980	0,980	0,980

(*) Muestras de sondeos

FACIES GALIÑEIRO							FACIES MAGNETITA			
Muestra	12B-9	12B-9	12B-9	14B-1	14B-1	14B-1	ER-3	ER-3	ER-3	SG6-4
Nº An	B-6	B-7	B-8	B-1	B-2	B-3	B1-2	B2-2	B-1	B-1
SiO2	34,35	35,65	35,38	35,30	34,73	35,52	37,32	37,65	36,63	36,83
TiO2	1,79	1,54	1,52	2,32	3,42	3,46	2,93	2,73	2,86	3,21
Al2O3	11,02	11,13	10,87	9,99	10,54	10,38	7,50	8,35	7,28	11,89
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,07	0,03
Fe2O3	8,41	8,36	8,65	8,41	8,31	8,35	7,36	7,04	7,34	7,10
FeO	30,51	30,32	31,36	30,51	30,13	30,29	26,70	25,52	26,62	25,76
NiO2	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,10
MnO	0,22	0,16	0,39	0,41	0,40	0,54	1,73	1,49	1,37	0,21
MgO	0,30	0,38	0,33	0,63	0,47	0,46	3,41	3,67	3,19	2,35
CaO	0,04	0,00	0,00	0,24	0,12	0,06	0,03	0,30	0,06	0,22
Na2O	0,05	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,15
K2O	8,86	8,66	8,89	8,13	8,16	8,76	9,28	9,03	8,74	7,07
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,60	n.d.
	*	*	*	*	*	*				
TOTAL	95,57	96,24	97,46	95,97	96,29	97,83	96,30	95,80	95,81	94,92
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)										
Si	5,710	5,840	5,780	5,820	5,690	5,740	6,060	6,080	5,960	5,890
Al(IV)	2,160	2,150	2,090	1,940	2,040	1,980	1,440	1,590	1,400	2,110
Fe 3+	0,130	0,010	0,130	0,240	0,270	0,280	0,500	0,330	0,640	0,000
Al(VI)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,130
Ti	0,220	0,190	0,190	0,290	0,420	0,420	0,360	0,330	0,350	0,390
Fe3+	0,930	1,020	0,930	0,800	0,760	0,730	0,400	0,520	0,260	0,850
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000
Fe2+	4,240	4,150	4,280	4,200	4,130	4,090	3,630	3,440	3,620	3,440
Mg	0,070	0,090	0,080	0,150	0,110	0,110	0,830	0,880	0,770	0,560
Mn	0,030	0,020	0,050	0,060	0,060	0,070	0,240	0,200	0,190	0,030
Ni	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
ΣOct.	5,500	5,470	5,540	5,500	5,480	5,430	5,450	5,390	5,200	5,410
Ca	0,010	0,000	0,000	0,040	0,020	0,010	0,010	0,050	0,010	0,040
Na	0,020	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,050
K	1,880	1,810	1,850	1,710	1,710	1,810	1,920	1,860	1,810	1,440
ΣA	1,900	1,820	1,860	1,760	1,730	1,820	1,930	1,910	1,840	1,520
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,820	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,980	0,980	0,980	0,960	0,970	0,970	0,810	0,800	0,820	0,860

(*) Muestras de sondeos

ROCAS METASOMATICAS RAD-1																
Muestra	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*SG3-6*	*SG3-6*	*SG3-6*	*SG3-6*	*SG3-6*	*SG3-6*	*SG3-7*	*SG3-7*
Nº An	*B-1*	*B-2*	*B-3*	*B-4*	*B-5F*	*B-6F*	*B-7F*	*B-9F*	*B3-2*	*B3-3*	*B3-5*	*B3-6*	*B3-7*	*B3-8*	*B3-1*	*B3-2*
SiO2	35,39	35,36	35,01	35,52	33,88	34,57	34,97	35,36	34,39	34,53	34,72	34,44	36,62	34,77	33,19	34,33
TiO2	2,90	2,65	2,57	2,90	2,85	2,49	2,90	2,70	3,53	3,52	3,79	3,26	2,96	2,78	1,55	2,06
Al2O3	10,46	10,24	10,31	10,23	10,19	10,55	10,71	10,50	11,81	11,70	11,60	11,72	12,67	12,39	11,11	11,45
Cr2O3	0,06	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,08	0,11
Fe2O3	7,29	7,63	7,69	7,60	7,52	7,74	7,32	7,55	7,37	7,37	7,45	7,64	7,08	7,40	8,11	7,81
FeO	26,44	27,68	27,89	27,55	27,28	28,07	26,55	27,37	26,74	26,72	27,01	27,72	25,67	26,82	29,40	28,31
NiO2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02
MnO	0,26	0,16	0,29	0,24	0,25	0,15	0,17	0,12	2,02	2,33	2,75	1,40	1,99	2,33	1,67	1,73
MgO	3,58	3,10	3,09	3,23	3,70	3,19	3,42	3,41	0,52	0,54	0,51	0,49	0,43	0,36	0,59	0,64
CaO	0,24	0,13	0,08	0,06	0,03	0,14	0,05	0,02	0,00	0,04	0,08	0,00	0,12	0,01	0,11	0,16
Na2O	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,09	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11	0,01	0,02	0,00	0,01
K2O	7,90	7,75	8,31	8,28	8,42	7,82	8,19	8,33	9,44	9,59	9,49	8,60	8,77	9,41	9,68	9,30
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,59	0,67	0,37	0,70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	94,57	94,77	95,29	95,62	94,71	95,48	94,74	96,06	95,87	96,38	97,41	95,49	96,32	96,32	95,49	95,93
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)																
Si	5,770	5,780	5,730	5,770	5,590	5,640	5,700	5,710	5,640	5,640	5,620	5,660	5,860	5,670	5,580	5,670
Al(IV)	2,010	1,970	1,990	1,960	1,980	2,030	2,060	2,000	2,280	2,250	2,210	2,270	2,140	2,330	2,200	2,230
Fe 3+	0,220	0,240	0,280	0,270	0,430	0,330	0,240	0,300	0,080	0,100	0,160	0,070	0,000	0,000	0,210	0,100
Al(VI)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,240	0,050	0,000	0,000
Ti	0,360	0,330	0,320	0,350	0,350	0,310	0,360	0,330	0,440	0,430	0,460	0,400	0,360	0,340	0,200	0,260
Fe3+	0,670	0,700	0,670	0,660	0,500	0,620	0,660	0,620	0,830	0,800	0,740	0,880	0,850	0,910	0,810	0,870
Cr	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010
Fe2+	3,600	3,790	3,820	3,740	3,760	3,830	3,620	3,690	3,670	3,650	3,660	3,810	3,430	3,660	4,140	3,910
Mg	0,870	0,760	0,750	0,780	0,910	0,770	0,830	0,820	0,130	0,130	0,120	0,120	0,100	0,090	0,150	0,160
Mn	0,040	0,020	0,040	0,030	0,030	0,020	0,020	0,020	0,280	0,320	0,380	0,190	0,270	0,320	0,240	0,240
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣOct.	5,550	5,600	5,600	5,570	5,560	5,540	5,500	5,470	5,340	5,340	5,360	5,420	5,250	5,360	5,540	5,460
Ca	0,040	0,020	0,010	0,010	0,010	0,020	0,010	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,020	0,000	0,020	0,030
Na	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,000	0,010	0,000	0,000
K	1,640	1,620	1,730	1,710	1,770	1,630	1,700	1,710	1,970	2,000	1,960	1,800	1,790	1,960	2,080	1,960
ΣA	1,700	1,640	1,750	1,730	1,780	1,680	1,730	1,720	1,970	2,010	1,970	1,840	1,810	1,960	2,100	1,990
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,310	0,350	0,190	0,360	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,810	0,830	0,840	0,830	0,810	0,830	0,810	0,820	0,970	0,970	0,970	0,970	0,970	0,980	0,970	0,960

ROCAS METASOMATICAS RAD-1					
Muestra	SG3-7	SG3-7	SG3-7	SG3-4	SG3-4
Nº An	B3-4	B3-5	B3-6	B3-1	B3-2
SiO2	33,90	34,16	34,03	35,59	34,65
TiO2	1,87	2,01	1,95	2,63	2,14
Al2O3	11,13	11,26	11,12	13,56	13,40
Cr2O3	0,05	0,03	0,06	0,00	0,00
Fe2O3	8,14	7,96	8,12	7,43	7,51
FeO	29,52	28,86	29,46	26,94	27,23
NiO2	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
MnO	2,09	2,01	2,11	0,44	0,32
MgO	0,68	0,59	0,57	0,61	1,00
CaO	0,02	0,00	0,22	0,00	0,21
Na2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	8,84	9,46	9,53	8,30	7,06
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	96,26	96,41	97,17	95,50	93,52
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)					
Si	5,620	5,650	5,610	5,730	5,690
Al(IV)	2,170	2,190	2,160	2,270	2,310
Fe 3+	0,200	0,150	0,230	0,000	0,000
Al(VI)	0,000	0,000	0,000	0,310	0,290
Ti	0,230	0,250	0,240	0,320	0,260
Fe3+	0,810	0,840	0,780	0,900	0,930
Cr	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000
Fe2+	4,090	3,990	4,060	3,630	3,740
Mg	0,170	0,150	0,140	0,150	0,240
Mn	0,290	0,280	0,290	0,060	0,040
Ni	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000
ΣOct.	5,610	5,520	5,520	5,360	5,510
Ca	0,000	0,000	0,040	0,000	0,040
Na	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
K	1,870	2,000	2,000	1,700	1,480
ΣA	1,880	2,000	2,040	1,700	1,520
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,960	0,960	0,970	0,960	0,940

ROCAS METASOMATICAS RAD-2										
5B-2	5B-2	5B-2	5B-2	5B-2	5B-2	5B-2	5B-2	5B-2	5B-2
B-1	B-2	B-3	B-4	B-5	B-5B	B-6	B-7	B-8	B-9
37,53	37,97	37,82	37,44	38,02	37,37	37,56	37,65	37,67	38,79
2,08	1,86	2,00	1,91	1,87	2,13	1,99	1,96	1,99	1,73
15,28	15,49	15,51	16,16	15,67	16,25	15,81	16,81	15,93	15,09
0,13	0,12	0,00	0,13	0,01	0,07	0,05	0,11	0,08	0,07
3,55	3,69	3,54	3,61	3,62	3,82	3,61	3,78	3,77	3,46
12,88	13,39	12,83	13,08	13,12	13,87	13,09	13,72	13,68	12,54
0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,02	0,07	0,00	0,06
0,04	0,11	0,02	0,06	0,05	0,04	0,10	0,00	0,05	0,07
12,50	12,63	12,48	12,16	12,61	11,97	12,28	11,79	12,63	13,61
0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,05	0,43	0,09	0,00
0,04	0,05	0,05	0,02	0,02	0,03	0,05	0,17	0,04	0,04
9,66	9,97	9,76	9,87	9,96	9,87	9,58	8,80	9,58	10,00
n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *
93,70	95,28	94,01	94,49	94,98	95,48	94,19	95,29	95,51	95,46
5,700	5,690	5,710	5,640	5,700	5,600	5,670	5,610	5,620	5,760
2,300	2,310	2,290	2,360	2,300	2,400	2,330	2,390	2,380	2,240
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,430	0,420	0,470	0,510	0,460	0,470	0,480	0,560	0,430	0,410
0,240	0,210	0,230	0,220	0,210	0,240	0,230	0,220	0,220	0,190
0,410	0,420	0,400	0,410	0,410	0,430	0,410	0,420	0,420	0,390
0,020	0,010	0,000	0,020	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
1,630	1,680	1,620	1,650	1,640	1,740	1,650	1,710	1,710	1,560
2,830	2,820	2,810	2,730	2,810	2,670	2,760	2,620	2,810	3,010
0,010	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,010
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,000	0,010
5,550	5,560	5,530	5,540	5,550	5,570	5,550	5,550	5,600	5,580
0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,070	0,010	0,000
0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,050	0,010	0,010
1,870	1,900	1,880	1,900	1,900	1,890	1,840	1,670	1,820	1,890
1,880	1,920	1,890	1,910	1,910	1,900	1,870	1,790	1,850	1,910
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,370	0,370	0,370	0,380	0,370	0,390	0,370	0,400	0,380	0,340

(*) Muestras de sondeos

ROCAS METASOMATICAS RAD-2																
Muestra	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-1*	*5B-1*	*5B-1*	*5B-1*	*5B-1*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*
Nº An	*B-1*	*B-2*	*B-3*	*B-4*	*B-5*	*B-6*	*B-9*	*B-3*	*B-4*	*B-5*	*B-6*	*B-7*	*B-1*	*B-2*	*B-3*	*B-4*
SiO2	34,83	35,39	35,24	34,99	35,10	34,46	33,74	36,68	36,61	38,11	37,37	37,60	39,95	39,69	40,40	39,77
TiO2	3,90	3,99	3,48	3,77	2,86	3,04	2,71	2,15	2,74	2,22	2,60	2,16	1,66	1,83	1,85	1,84
Al2O3	10,22	10,48	10,11	10,12	9,87	10,65	10,63	17,25	17,06	17,77	16,84	17,76	11,23	11,08	11,38	11,09
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,07	0,13	0,00	0,05	0,00	0,11	0,00	0,02
Fe2O3	7,90	7,99	8,12	8,15	8,31	7,98	8,38	3,55	3,80	3,42	3,63	3,69	4,49	4,52	4,26	4,19
FeO	28,65	28,99	29,46	29,56	30,14	28,94	30,39	12,89	13,76	12,39	13,18	13,38	16,30	16,38	15,43	15,20
NiO2	0,00	0,00	0,07	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09
MnO	0,64	0,77	0,82	0,91	0,93	0,67	0,50	0,04	0,12	0,07	0,05	0,06	0,22	0,28	0,22	0,28
MgO	1,10	0,87	0,78	0,71	0,95	1,46	1,11	11,37	10,81	11,19	10,89	11,50	11,23	10,79	11,70	11,57
CaO	0,02	0,04	0,02	0,17	0,00	0,23	0,02	0,06	0,06	0,11	0,13	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00
Na2O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,07	0,03	0,06	0,10	0,09	0,06	0,05	0,04	0,02
K2O	8,44	8,56	8,95	8,16	8,58	6,90	7,54	9,46	9,53	8,75	8,90	9,60	9,76	9,53	9,88	9,77
F	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *
TOTAL	95,71	97,08	97,05	96,54	96,87	94,38	95,08	93,53	94,59	94,22	93,69	95,94	94,92	94,26	95,17	93,84
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)																
Si	5,720	5,720	5,740	5,720	5,750	5,700	5,620	5,560	5,530	5,670	5,640	5,560	6,100	6,100	6,110	6,110
Al(IV)	1,980	2,000	1,940	1,950	1,910	2,080	2,080	2,440	2,470	2,330	2,360	2,440	1,900	1,900	1,890	1,890
Fe 3+	0,310	0,280	0,310	0,340	0,340	0,220	0,300	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al(VI)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,650	0,560	0,790	0,640	0,660	0,120	0,110	0,140	0,120
Ti	0,480	0,490	0,430	0,460	0,350	0,380	0,340	0,250	0,310	0,250	0,300	0,240	0,190	0,210	0,210	0,210
Fe3+	0,670	0,690	0,680	0,670	0,690	0,770	0,750	0,410	0,430	0,380	0,410	0,410	0,520	0,520	0,480	0,480
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,020	0,000	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000
Fe2+	3,930	3,920	4,010	4,040	4,130	4,000	4,230	1,640	1,740	1,540	1,660	1,660	2,080	2,110	1,950	1,950
Mg	0,270	0,210	0,190	0,170	0,230	0,360	0,280	2,570	2,430	2,480	2,450	2,530	2,550	2,470	2,640	2,650
Mn	0,090	0,110	0,110	0,130	0,130	0,090	0,070	0,010	0,020	0,010	0,010	0,010	0,030	0,040	0,030	0,040
Ni	0,000	0,000	0,010	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
∑Oct.	5,440	5,420	5,440	5,470	5,550	5,610	5,670	5,510	5,490	5,470	5,470	5,520	5,480	5,470	5,460	5,470
Ca	0,000	0,010	0,000	0,030	0,000	0,040	0,000	0,010	0,010	0,020	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,020	0,010	0,020	0,030	0,030	0,020	0,010	0,010	0,010
K	1,770	1,770	1,860	1,700	1,790	1,460	1,600	1,830	1,830	1,660	1,710	1,810	1,900	1,870	1,910	1,920
∑A	1,770	1,770	1,860	1,730	1,790	1,510	1,600	1,860	1,850	1,700	1,760	1,840	1,920	1,880	1,920	1,920
F	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	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,940	0,950	0,950	0,960	0,950	0,920	0,940	0,390	0,420	0,380	0,400	0,400	0,450	0,460	0,430	0,420

(*) Muestras de sondeos

ROCAS METASOMATICAS RAD-2																
Muestra	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-16*	*10B-16*	*10B-24b*	*10B-24b*	*10B-24b*	*10B-24b*	*10B-24b*	*10B-24b*	*10B-24b*	*10B-24b*	*10B-18*
Nº An	*B-5*	*B-6*	*B-7*	*B-8*	*B-9*	*B-1*	*B-2b*	*B-1*	*B-2*	*B-4*	*B-6*	*B-7*	*B-8*	*B-9*	*B-10*	*B-1*
SiO2	39,92	39,47	40,27	39,83	41,95	37,71	37,53	40,11	39,91	40,38	40,06	39,74	40,41	40,31	39,81	42,22
TiO2	1,78	1,24	1,96	2,02	2,19	3,37	3,17	2,10	1,71	1,82	1,77	1,77	1,74	1,66	1,80	2,53
Al2O3	11,13	11,16	11,18	11,16	12,60	8,82	9,15	11,80	11,60	11,58	11,40	11,60	11,37	11,15	11,51	9,66
Cr2O3	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04
Fe2O3	4,20	4,08	4,21	4,28	4,01	8,11	7,85	4,61	4,53	4,48	4,59	4,62	4,40	4,56	4,41	5,20
FeO	15,23	14,81	15,26	15,52	14,54	29,40	28,48	16,71	16,44	16,26	16,64	16,75	15,95	16,55	15,98	18,87
NiO2	0,00	0,07	0,02	0,07	0,13	0,01	0,05	0,09	0,00	0,10	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,12
MnO	0,23	0,25	0,18	0,23	0,23	0,55	0,51	0,29	0,30	0,20	0,23	0,33	0,25	0,18	0,32	0,20
MgO	11,48	11,99	10,87	11,08	12,84	0,41	0,43	10,97	11,37	11,30	11,35	11,19	11,92	11,44	11,25	7,99
CaO	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,07	0,04	0,26	0,01	0,02	0,00	0,03	0,06	0,07	0,00	0,12
Na2O	0,03	0,03	0,07	0,00	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05	0,00	0,02	0,07	0,03	0,02	0,00	0,06
K2O	9,53	9,80	9,76	9,91	9,18	8,85	8,48	9,37	9,95	10,10	9,76	9,73	9,66	9,65	9,77	8,69
F	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *	n.d. *
TOTAL	93,53	92,96	93,79	94,15	97,70	97,34	95,72	96,40	95,87	96,24	95,91	95,92	95,83	95,59	94,85	95,70
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)																
Si	6,140	6,120	6,180	6,110	6,100	6,070	6,110	6,030	6,040	6,080	6,060	6,020	6,090	6,110	6,070	6,410
Al(IV)	1,860	1,880	1,820	1,890	1,900	1,670	1,750	1,970	1,960	1,920	1,940	1,980	1,910	1,890	1,930	1,590
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,260	0,140	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al(VI)	0,160	0,160	0,200	0,130	0,260	0,000	0,000	0,120	0,110	0,140	0,090	0,090	0,110	0,100	0,140	0,140
Ti	0,210	0,140	0,230	0,230	0,240	0,410	0,390	0,240	0,190	0,210	0,200	0,200	0,200	0,190	0,210	0,290
Fe3+	0,490	0,480	0,490	0,490	0,440	0,730	0,820	0,520	0,520	0,510	0,520	0,530	0,500	0,520	0,510	0,590
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	1,960	1,920	1,960	1,990	1,770	3,960	3,870	2,100	2,080	2,050	2,100	2,120	2,010	2,100	2,040	2,400
Mg	2,630	2,770	2,480	2,530	2,780	0,100	0,100	2,460	2,560	2,540	2,560	2,530	2,670	2,580	2,560	1,810
Mn	0,030	0,030	0,020	0,030	0,030	0,070	0,070	0,040	0,040	0,030	0,030	0,040	0,030	0,020	0,040	0,030
Ni	0,000	0,010	0,000	0,010	0,020	0,000	0,010	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
∑Oct.	5,470	5,510	5,380	5,430	5,520	5,270	5,260	5,490	5,500	5,470	5,510	5,520	5,520	5,500	5,490	5,280
Ca	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,040	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,020
Na	0,010	0,010	0,020	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,020	0,010	0,010	0,000	0,020
K	1,870	1,940	1,910	1,940	1,700	1,820	1,760	1,800	1,920	1,940	1,880	1,880	1,860	1,860	1,900	1,680
∑A	1,880	1,950	1,930	1,940	1,710	1,840	1,780	1,850	1,940	1,940	1,890	1,910	1,870	1,880	1,900	1,720
F	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	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,430	0,410	0,440	0,440	0,390	0,980	0,970	0,460	0,450	0,450	0,450	0,460	0,430	0,450	0,440	0,570

(*) Muestras de sondeos

ROCAS METASOMATICAS RAD-2																	
Muestra	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-19*	*10B-19*	*10B-19*	*10B-19*	*10B-19*	*10B-19*
Nº An	*B/2*	*B-2*	*B-3*	*B-4*	*B-5*	*B-6*	*B-7*	*B-9*	*B-10*	*B-11*	*B-12*	*B-2*	*B-3*	*B-4*	*B-5*	*B-7*	*B-8*
SiO2	40,83	41,17	42,40	41,28	41,60	40,90	40,00	39,91	40,43	40,63	39,81	40,94	40,90	40,22	39,52	40,51	40,24
TiO2	2,37	2,41	2,05	2,42	2,22	2,32	2,52	2,39	3,25	2,24	2,31	2,42	2,66	2,50	2,06	2,18	2,11
Al2O3	9,76	9,34	9,45	9,21	9,11	9,48	9,32	9,10	9,23	9,18	9,52	9,48	9,72	9,47	9,79	9,41	9,35
Cr2O3	0,03	0,13	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,13	0,09	0,12	0,01	0,00
Fe2O3	5,36	5,13	4,77	5,31	5,00	5,52	5,51	5,48	5,44	5,74	5,44	5,30	5,33	5,53	6,01	5,77	5,80
FeO	19,42	18,62	17,30	19,26	18,15	20,02	19,97	19,88	19,71	20,82	19,72	19,20	19,34	20,06	21,81	20,94	21,02
NiO2	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	0,02	0,00	0,08	0,03
MnO	0,24	0,33	0,22	0,41	0,33	0,35	0,35	0,28	0,40	0,34	0,31	0,37	0,51	0,46	0,58	0,50	0,35
MgO	7,73	8,25	9,00	7,98	8,51	7,96	7,26	8,02	7,58	8,11	8,21	8,36	7,72	7,98	7,42	7,77	7,71
CaO	0,13	0,09	0,09	0,11	0,08	0,07	0,09	0,00	0,03	0,13	0,04	0,10	0,06	0,01	0,01	0,00	0,00
Na2O	0,08	0,09	0,02	0,02	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,05	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,44
K2O	8,35	8,45	8,49	8,39	8,70	9,06	8,56	9,33	9,37	9,15	9,28	9,46	9,26	9,35	9,66	9,64	9,61
F	1,38	1,60	1,87	1,55	1,63	1,57	1,55	1,53	1,40	1,60	1,57	1,72	1,63	1,88	1,46	1,46	1,53
	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TOTAL	95,68	95,61	95,66	95,96	95,40	97,27	95,17	95,92	96,84	98,05	96,26	97,36	97,30	97,58	98,44	98,27	98,19
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)																	
Si	6,230	6,260	6,370	6,270	6,320	6,180	6,180	6,150	6,150	6,130	6,100	6,170	6,170	6,090	6,010	6,130	6,100
Al(IV)	1,750	1,670	1,630	1,650	1,630	1,690	1,700	1,650	1,660	1,630	1,720	1,680	1,730	1,690	1,750	1,680	1,670
Fe 3+	0,020	0,060	0,000	0,080	0,040	0,130	0,120	0,200	0,190	0,230	0,180	0,140	0,100	0,220	0,230	0,190	0,230
Al(VI)	0,000	0,000	0,040	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	0,000
Ti	0,270	0,280	0,230	0,280	0,250	0,260	0,290	0,280	0,370	0,250	0,270	0,270	0,300	0,280	0,240	0,250	0,240
Fe3+	0,600	0,520	0,540	0,530	0,530	0,500	0,520	0,430	0,430	0,420	0,450	0,460	0,500	0,410	0,450	0,460	0,440
Cr	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,010	0,010	0,000	0,000
Fe2+	2,480	2,370	2,170	2,450	2,310	2,530	2,580	2,560	2,510	2,630	2,530	2,420	2,440	2,540	2,770	2,650	2,670
Mg	1,760	1,870	2,010	1,810	1,930	1,790	1,670	1,840	1,720	1,820	1,870	1,880	1,730	1,800	1,680	1,750	1,740
Mn	0,030	0,040	0,030	0,050	0,040	0,040	0,050	0,040	0,050	0,040	0,040	0,050	0,070	0,060	0,070	0,060	0,040
Ni	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	0,000	0,000	0,010	0,000
ΣOct.	5,140	5,090	5,020	5,110	5,060	5,130	5,110	5,150	5,080	5,170	5,160	5,080	5,060	5,110	5,230	5,190	5,130
Ca	0,020	0,010	0,010	0,020	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	0,020	0,010	0,020	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,020	0,030	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,020	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,130
K	1,620	1,640	1,630	1,630	1,690	1,750	1,690	1,830	1,820	1,760	1,810	1,820	1,780	1,810	1,870	1,860	1,860
ΣA	1,670	1,680	1,650	1,650	1,710	1,760	1,710	1,830	1,820	1,800	1,840	1,840	1,800	1,810	1,880	1,860	1,990
F	0,670	0,770	0,890	0,740	0,780	0,750	0,760	0,740	0,670	0,760	0,760	0,820	0,780	0,900	0,700	0,700	0,730
Fe/(Fe+Mg)	0,590	0,560	0,520	0,580	0,540	0,590	0,610	0,580	0,590	0,590	0,570	0,560	0,580	0,590	0,620	0,600	0,600

(*) Muestras de sondeos

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS																
Muestra	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*SG8-1*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*
Nº An	*B8-1*	*B8-2*	*B8-5*	*B8-7*	*B-3*	*B-4*	*B-5*	*B-6*	*B-7*	*B-8*	*B-9*	*B-11*	*B-1*	*B-2*	*B-4*	*B-5*
SiO2	34,00	34,35	34,31	34,18	36,16	36,47	36,29	36,52	35,88	36,16	36,07	36,63	34,93	34,63	34,35	34,23
TiO2	2,84	2,51	3,15	3,35	1,76	1,75	1,90	1,72	2,47	1,12	2,45	2,75	2,71	3,53	2,64	3,01
Al2O3	13,23	13,48	12,95	12,83	13,19	13,43	12,98	13,52	13,12	14,10	13,54	13,56	13,86	13,60	13,76	13,59
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Fe2O3	7,38	7,16	7,31	7,49	5,92	6,18	6,11	6,05	6,17	6,18	6,24	6,01	6,43	6,36	6,50	6,44
FeO	26,75	25,95	26,52	27,17	21,46	22,40	22,15	21,94	22,36	22,39	22,63	21,78	23,31	23,05	23,58	23,35
NiO2	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,14	0,03	0,03	0,06	0,00	0,15	0,01	0,17	0,02
MnO	0,52	0,53	0,45	0,36	0,61	0,53	0,62	0,68	0,55	0,65	0,70	0,52	0,49	0,44	0,58	0,47
MgO	2,89	2,90	2,72	2,84	6,58	6,80	6,72	6,48	6,43	5,96	6,30	6,63	5,29	4,81	5,05	4,98
CaO	0,09	0,03	0,00	0,12	0,07	0,03	0,05	0,04	0,00	0,02	0,07	0,00	0,09	0,18	0,01	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,01	0,09	0,07	0,05	0,07	0,00	0,09	0,05	0,00
K2O	9,59	9,78	9,58	9,55	8,91	8,99	8,95	9,05	9,15	9,01	9,08	9,21	8,86	8,82	9,15	9,15
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	97,33	96,71	97,01	97,93	94,69	96,59	95,88	96,15	96,26	95,69	97,21	97,16	96,12	95,56	95,84	95,24
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)																
Si	5,450	5,510	5,500	5,450	5,720	5,680	5,700	5,710	5,630	5,690	5,600	5,650	5,520	5,500	5,480	5,480
Al(IV)	2,500	2,490	2,450	2,410	2,280	2,320	2,300	2,290	2,370	2,310	2,400	2,350	2,480	2,500	2,520	2,520
Fe 3+	0,050	0,000	0,050	0,140	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al(VI)	0,000	0,060	0,000	0,000	0,180	0,140	0,100	0,200	0,050	0,300	0,080	0,120	0,100	0,040	0,060	0,040
Ti	0,340	0,300	0,380	0,400	0,210	0,200	0,220	0,200	0,290	0,130	0,290	0,320	0,320	0,420	0,320	0,360
Fe3+	0,840	0,860	0,830	0,760	0,700	0,720	0,720	0,710	0,730	0,730	0,730	0,700	0,760	0,760	0,780	0,780
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	0,010	0,000	0,000
Fe2+	3,580	3,480	3,550	3,620	2,840	2,910	2,910	2,870	2,930	2,940	2,940	2,810	3,080	3,060	3,140	3,120
Mg	0,690	0,690	0,650	0,670	1,550	1,580	1,570	1,510	1,500	1,400	1,460	1,520	1,250	1,140	1,200	1,190
Mn	0,070	0,070	0,060	0,050	0,080	0,070	0,080	0,090	0,070	0,090	0,090	0,070	0,070	0,060	0,080	0,060
Ni	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,010	0,000	0,020	0,000	0,020	0,000
ΣOct.	5,530	5,480	5,480	5,500	5,570	5,630	5,610	5,600	5,580	5,590	5,600	5,530	5,600	5,490	5,600	5,560
Ca	0,020	0,010	0,000	0,020	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	0,010	0,000	0,020	0,030	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,020	0,000	0,030	0,020	0,020	0,020	0,000	0,030	0,020	0,000
K	1,960	2,000	1,960	1,940	1,800	1,780	1,790	1,800	1,830	1,810	1,800	1,810	1,790	1,790	1,860	1,870
ΣA	1,970	2,010	1,960	1,970	1,810	1,790	1,820	1,810	1,860	1,830	1,830	1,830	1,800	1,840	1,880	1,870
F	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	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,840	0,830	0,850	0,840	0,650	0,650	0,650	0,660	0,660	0,680	0,670	0,650	0,710	0,730	0,720	0,720

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS									ANFIBOLITAS			
Muestra	ER-55	ER-55	ER-55	ER-55	ER-55	ER-55	ER-55	ER-55	ER-56	ER-56	ER-56	ER-56
Nº An	B-3	B-4	B-5	B-6	B-7	B-8	B-9	B-10	B-1	B-2	B-3	B-4
SiO2	35,38	35,63	36,26	35,87	36,13	35,78	35,90	36,21	35,03	35,39	35,28	35,05
TiO2	2,75	2,89	2,31	2,32	2,50	2,20	2,44	3,11	2,14	2,06	1,98	2,09
Al2O3	13,99	14,17	14,57	14,30	14,81	15,36	14,32	14,49	16,68	15,75	17,07	15,53
Cr2O3	0,00	0,06	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00
Fe2O3	6,07	5,87	6,05	5,82	5,61	5,76	5,99	6,00	5,14	5,03	4,86	5,14
FeO	22,02	21,28	21,94	21,09	20,33	20,90	21,71	21,74	18,63	18,24	17,63	18,65
NiO2	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00
MnO	0,42	0,34	0,38	0,33	0,35	0,36	0,22	0,40	0,34	0,39	0,22	0,24
MgO	6,46	6,54	6,68	6,90	6,84	6,72	6,56	6,56	8,54	8,72	8,92	9,06
CaO	0,19	0,05	0,17	0,03	0,02	0,08	0,04	0,04	0,39	0,00	0,22	0,00
Na2O	0,00	0,05	0,00	0,10	0,01	0,06	0,07	0,07	0,09	0,00	0,02	0,04
K2O	9,26	9,31	9,20	9,27	9,45	8,82	9,66	9,25	7,34	9,48	7,49	9,06
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	96,54	96,19	97,66	96,06	96,05	96,09	96,91	97,87	94,50	95,06	93,72	94,86
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)												
Si	5,520	5,550	5,560	5,590	5,600	5,540	5,570	5,540	5,410	5,480	5,450	5,450
Al(IV)	2,480	2,450	2,440	2,410	2,400	2,460	2,430	2,460	2,590	2,520	2,550	2,550
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al(VI)	0,090	0,150	0,200	0,210	0,300	0,340	0,180	0,150	0,450	0,360	0,550	0,290
Ti	0,320	0,340	0,270	0,270	0,290	0,260	0,280	0,360	0,250	0,240	0,230	0,240
Fe3+	0,710	0,690	0,700	0,680	0,650	0,670	0,700	0,690	0,600	0,590	0,560	0,600
Cr	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000
Fe2+	2,870	2,770	2,820	2,750	2,630	2,710	2,810	2,780	2,410	2,360	2,280	2,420
Mg	1,500	1,520	1,530	1,600	1,580	1,550	1,510	1,500	1,970	2,010	2,050	2,100
Mn	0,060	0,040	0,050	0,040	0,050	0,050	0,030	0,050	0,040	0,050	0,030	0,030
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000
ΣOct.	5,560	5,520	5,570	5,550	5,500	5,580	5,520	5,530	5,730	5,610	5,710	5,680
Ca	0,030	0,010	0,030	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,060	0,000	0,040	0,000
Na	0,000	0,020	0,000	0,030	0,000	0,020	0,020	0,020	0,030	0,000	0,010	0,010
K	1,840	1,850	1,800	1,840	1,870	1,740	1,910	1,800	1,450	1,870	1,470	1,790
ΣA	1,870	1,870	1,830	1,880	1,870	1,770	1,940	1,830	1,540	1,870	1,520	1,810
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,660	0,650	0,650	0,630	0,630	0,640	0,650	0,650	0,550	0,540	0,530	0,540

PARANEISES										
Muestra	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*
Nº An	*B-1*	*B-2*	*B-3*	*B-4*	*B-5*	*B-6*	*B-6b*	*B-7*	*B-8*	*B-9*
SiO2	37,40	37,12	37,55	37,56	37,31	37,23	37,87	37,71	37,62	37,31
TiO2	1,73	1,75	2,11	1,59	1,66	1,82	1,59	1,75	1,80	1,28
Al2O3	17,84	17,88	18,43	18,50	18,98	18,12	18,75	19,16	18,23	17,60
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	5,36	5,33	5,34	5,17	5,11	5,39	5,02	5,04	5,30	5,13
FeO	19,42	19,34	19,37	18,76	18,53	19,54	18,20	18,29	19,21	18,60
NiO2	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,35	0,43	0,45	0,37	0,40	0,47	0,40	0,53	0,52	0,44
MgO	6,19	6,16	6,15	6,06	6,01	6,15	6,16	5,80	6,08	7,31
CaO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,02	0,00	0,04	0,07	0,04	0,01	0,05	0,04	0,09	0,00
K2O	9,28	9,19	9,24	9,32	9,30	9,17	9,37	9,23	9,26	9,26
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	97,59	97,22	98,71	97,46	97,39	97,91	97,42	97,55	98,11	96,93
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)										
Si	5,610	5,590	5,560	5,620	5,580	5,570	5,640	5,610	5,600	5,620
Al(IV)	2,390	2,410	2,440	2,380	2,420	2,430	2,360	2,390	2,400	2,380
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al(VI)	0,760	0,760	0,780	0,880	0,920	0,760	0,930	0,970	0,800	0,740
Ti	0,200	0,200	0,230	0,180	0,190	0,200	0,180	0,200	0,200	0,140
Fe3+	0,600	0,600	0,600	0,580	0,570	0,610	0,560	0,560	0,590	0,580
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	2,440	2,440	2,400	2,350	2,320	2,440	2,270	2,270	2,390	2,340
Mg	1,380	1,380	1,360	1,350	1,340	1,370	1,370	1,290	1,350	1,640
Mn	0,040	0,050	0,060	0,050	0,050	0,060	0,050	0,070	0,070	0,060
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣOct.	5,430	5,440	5,420	5,380	5,390	5,450	5,360	5,350	5,410	5,500
Ca	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,010	0,000	0,010	0,020	0,010	0,000	0,010	0,010	0,030	0,000
K	1,780	1,770	1,740	1,780	1,770	1,750	1,780	1,750	1,760	1,780
ΣA	1,780	1,770	1,760	1,800	1,790	1,750	1,800	1,760	1,780	1,780
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,640	0,640	0,640	0,630	0,630	0,640	0,620	0,640	0,640	0,590

FACIES GALIÑEIRO																
Muestra	*ER-17*	*ER-17*	*ER-17*	*ER-17*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-75*	*ER-75*
A.Q.	*PX-1*	*PX-2*	*PX-3*	*PX-4*	*PX-1*	*PX1-2*	*PX-3*	*PX-4*	*PX-7*	*PX-8*	*PX-9*	*PX-10*	*PX-11*	*PX-12*	*PX1-1*	*PX2-1*
SiO2	52,18	51,09	51,02	51,78	50,69	52,02	51,73	51,69	51,85	51,33	50,98	51,31	51,58	51,28	51,82	51,69
TiO2	0,30	0,13	0,28	0,15	0,19	0,00	0,07	0,09	0,11	0,08	0,13	0,12	0,12	0,11	0,06	0,04
Al2O3	0,41	0,49	0,33	0,31	0,40	0,51	0,38	0,43	0,44	0,49	0,42	0,35	0,41	0,43	0,47	0,48
Cr2O3	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
FeOt	30,74	30,37	30,84	30,79	30,06	29,52	30,99	30,26	31,07	31,02	30,35	31,06	30,74	30,97	29,71	30,75
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,14	0,19	0,23	0,12	0,24	0,00	0,10	0,18	0,12	0,19	0,23	0,21	0,17	0,17	0,41	0,30
MgO	0,09	0,07	0,14	0,04	0,03	0,08	0,00	0,02	0,02	0,02	0,06	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01
CaO	0,42	1,67	3,30	1,42	0,40	0,36	0,32	0,41	0,57	0,10	0,50	0,50	0,52	0,39	0,89	0,70
Na2O	13,09	12,06	11,01	12,21	12,39	12,94	12,28	12,36	12,23	12,63	12,37	12,29	12,41	12,68	12,95	13,10
K2O	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	1,15	0,02	0,00	0,00	0,08	0,03	0,01	0,03	0,00	0,05	0,02
TOTAL	97,40	96,06	97,22	96,87	94,44	96,59	95,88	95,44	96,43	95,99	95,06	95,88	95,99	96,04	96,39	97,11
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 4 Cationes)																
Si	1,993	1,992	1,986	2,003	2,004	1,964	2,021	2,024	2,016	1,997	2,003	2,005	2,009	1,993	1,997	1,977
Al(IV)	0,007	0,008	0,014	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,007	0,003	0,022
Al(VI)	0,012	0,014	0,001	0,014	0,019	0,000	0,018	0,020	0,020	0,019	0,019	0,016	0,019	0,012	0,019	0,000
Ti	0,009	0,004	0,008	0,004	0,006	0,000	0,002	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001
Cr	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe3+	0,949	0,898	0,828	0,885	0,913	0,992	0,868	0,865	0,864	0,935	0,911	0,900	0,895	0,944	0,949	0,989
Fe2+	0,033	0,092	0,176	0,111	0,080	0,000	0,145	0,126	0,146	0,074	0,087	0,115	0,107	0,062	0,009	0,000
Mn	0,005	0,006	0,008	0,004	0,008	0,000	0,003	0,006	0,004	0,006	0,008	0,007	0,005	0,005	0,013	0,010
Mg	0,005	0,004	0,008	0,002	0,002	0,005	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,017	0,070	0,137	0,059	0,017	0,014	0,013	0,017	0,024	0,004	0,021	0,021	0,022	0,016	0,037	0,029
Na	0,969	0,912	0,831	0,916	0,950	0,947	0,930	0,939	0,922	0,952	0,942	0,931	0,937	0,955	0,968	0,971
K	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,055	0,001	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001
Q%*	2,695	7,690	13,962	7,913	4,708	0,986	7,272	6,635	7,825	3,863	5,262	6,394	6,096	3,866	2,247	1,447
JD%	1,219	1,571	0,143	1,569	1,990	0,000	1,994	2,269	2,303	2,022	2,079	1,749	2,050	1,271	1,960	0,000
AE%	96,086	90,740	85,895	90,519	93,301	99,014	90,734	91,096	89,872	94,115	92,659	91,857	91,854	94,864	95,792	98,553

FACIES GALIÑEIRO								
Muestra	ER-75	ER-75	ER-75	ER-75	ER-137	ER-141	ER-141	ER-141
A.Q.	PX3-1	PX4-2	PX5-2	PX6-2	PX1-4	PX1-3	PX2-3	PX3-3
SiO2	51,08	51,29	51,28	52,10	52,38	51,82	51,87	51,94
TiO2	0,17	0,00	0,23	0,00	0,00	0,19	0,17	0,09
Al2O3	0,49	0,48	0,49	0,49	0,52	0,37	0,45	0,53
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,05
FeOt	31,41	30,85	30,97	30,59	29,58	30,62	31,00	30,04
NiO	0,05	0,04	0,00	0,12	0,03	0,00	0,05	0,00
MnO	0,37	0,22	0,28	0,37	0,50	0,32	0,32	0,25
MgO	0,03	0,02	0,03	0,00	0,13	0,03	0,02	0,00
CaO	1,21	1,21	1,35	1,12	2,31	2,23	2,13	2,21
Na2O	12,88	12,85	12,80	13,12	12,63	11,78	11,91	11,77
K2O	0,13	0,01	0,09	0,10	0,02	0,04	0,00	0,09
TOTAL	97,81	96,96	97,52	98,02	98,11	97,39	97,92	96,96
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 4 Cationes)								
Si	1,935	1,969	1,958	1,965	1,989	2,001	1,992	2,011
Al(IV)	0,022	0,022	0,022	0,022	0,011	0,000	0,008	0,000
Al(VI)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,017	0,012	0,024
Ti	0,005	0,000	0,007	0,000	0,000	0,005	0,005	0,003
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002
Fe3+	1,023	0,994	0,995	0,988	0,930	0,855	0,873	0,835
Fe2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,134	0,123	0,138
Mn	0,012	0,007	0,009	0,012	0,016	0,011	0,010	0,008
Mg	0,001	0,001	0,002	0,000	0,008	0,001	0,001	0,000
Ni	0,001	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	0,001	0,000
Ca	0,049	0,050	0,055	0,045	0,094	0,092	0,088	0,092
Na	0,946	0,956	0,948	0,959	0,930	0,882	0,886	0,883
K	0,006	0,000	0,004	0,005	0,001	0,002	0,000	0,004
Q*%	2,526	2,522	2,816	2,246	5,316	10,272	9,657	10,336
JD%	0,000	0,000	0,000	0,000	1,258	1,933	1,371	2,840
AE%	97,474	97,478	97,184	97,754	93,426	87,795	88,973	86,824

FACIES ZORRO							
ER-37	ER-37	ER-37	ER-37	ER-37	ER-37	ER-37
PX-1	PX-2	PX-3	PX-4	PX-5	PX-6	PX-8
52,55	52,64	52,03	52,77	51,92	51,55	52,09
0,32	0,46	0,29	0,35	0,24	0,24	0,28
0,95	0,60	0,62	0,34	0,41	0,27	0,35
0,00	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04
29,73	30,06	31,20	30,92	30,59	29,71	31,36
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
0,00	0,04	0,00	0,00	0,19	0,42	0,15
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
0,09	0,09	0,11	0,08	1,20	4,76	1,20
12,70	12,58	12,32	12,03	11,53	10,00	11,81
0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
96,35	96,56	96,58	96,52	96,08	97,00	97,34
2,031	2,035	2,019	2,055	2,037	2,025	2,016
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,043	0,027	0,028	0,016	0,019	0,013	0,016
0,009	0,013	0,008	0,010	0,007	0,007	0,008
0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
0,830	0,819	0,844	0,763	0,770	0,685	0,820
0,131	0,153	0,169	0,244	0,233	0,291	0,195
0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,014	0,005
0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
0,004	0,004	0,005	0,003	0,051	0,200	0,050
0,952	0,943	0,927	0,908	0,877	0,762	0,887
0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
6,199	7,129	7,881	10,740	12,223	19,647	10,815
4,970	3,241	3,287	2,041	2,426	1,927	1,927
88,830	89,630	88,832	87,220	85,351	78,426	87,258

FACIES GALIÑEIRO																
Muestra	*ER-17*	*ER-17*	*ER-17*	*ER-17*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-66*	*ER-75*	*ER-75*
A.Q.	*PX-1*	*PX-2*	*PX-3*	*PX-4*	*PX-1*	*PX1-2*	*PX-3*	*PX-4*	*PX-7*	*PX-8*	*PX-9*	*PX-10*	*PX-11*	*PX-12*	*PX1-1*	*PX2-1*
SiO2	52,18	51,09	51,02	51,78	50,69	52,02	51,73	51,69	51,85	51,33	50,98	51,31	51,58	51,28	51,82	51,69
TiO2	0,30	0,13	0,28	0,15	0,19	0,00	0,07	0,09	0,11	0,08	0,13	0,12	0,12	0,11	0,06	0,04
Al2O3	0,41	0,49	0,33	0,31	0,40	0,51	0,38	0,43	0,44	0,49	0,42	0,35	0,41	0,43	0,47	0,48
Cr2O3	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
FeOt	30,74	30,37	30,84	30,79	30,06	29,52	30,99	30,26	31,07	31,02	30,35	31,06	30,74	30,97	29,71	30,75
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,14	0,19	0,23	0,12	0,24	0,00	0,10	0,18	0,12	0,19	0,23	0,21	0,17	0,17	0,41	0,30
MgO	0,09	0,07	0,14	0,04	0,03	0,08	0,00	0,02	0,02	0,02	0,06	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01
CaO	0,42	1,67	3,30	1,42	0,40	0,36	0,32	0,41	0,57	0,10	0,50	0,50	0,52	0,39	0,89	0,70
Na2O	13,09	12,06	11,01	12,21	12,39	12,94	12,28	12,36	12,23	12,63	12,37	12,29	12,41	12,68	12,95	13,10
K2O	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	1,15	0,02	0,00	0,00	0,08	0,03	0,01	0,03	0,00	0,05	0,02
TOTAL	97,40	96,06	97,22	96,87	94,44	96,59	95,88	95,44	96,43	95,99	95,06	95,88	95,99	96,04	96,39	97,11
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 4 Cationes)																
Si	1,993	1,992	1,986	2,003	2,004	1,964	2,021	2,024	2,016	1,997	2,003	2,005	2,009	1,993	1,997	1,977
Al(IV)	0,007	0,008	0,014	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,007	0,003	0,022
Al(VI)	0,012	0,014	0,001	0,014	0,019	0,000	0,018	0,020	0,020	0,019	0,019	0,016	0,019	0,012	0,019	0,000
Ti	0,009	0,004	0,008	0,004	0,006	0,000	0,002	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001
Cr	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe3+	0,949	0,898	0,828	0,885	0,913	0,992	0,868	0,865	0,864	0,935	0,911	0,900	0,895	0,944	0,949	0,989
Fe2+	0,033	0,092	0,176	0,111	0,080	0,000	0,145	0,126	0,146	0,074	0,087	0,115	0,107	0,062	0,009	0,000
Mn	0,005	0,006	0,008	0,004	0,008	0,000	0,003	0,006	0,004	0,006	0,008	0,007	0,005	0,005	0,013	0,010
Mg	0,005	0,004	0,008	0,002	0,002	0,005	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,017	0,070	0,137	0,059	0,017	0,014	0,013	0,017	0,024	0,004	0,021	0,021	0,022	0,016	0,037	0,029
Na	0,969	0,912	0,831	0,916	0,950	0,947	0,930	0,939	0,922	0,952	0,942	0,931	0,937	0,955	0,968	0,971
K	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,055	0,001	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001
Q%*	2,695	7,690	13,962	7,913	4,708	0,986	7,272	6,635	7,825	3,863	5,262	6,394	6,096	3,866	2,247	1,447
JD%	1,219	1,571	0,143	1,569	1,990	0,000	1,994	2,269	2,303	2,022	2,079	1,749	2,050	1,271	1,960	0,000
AE%	96,086	90,740	85,895	90,519	93,301	99,014	90,734	91,096	89,872	94,115	92,659	91,857	91,854	94,864	95,792	98,553

FACIES GALIÑEIRO								
Muestra	ER-75	ER-75	ER-75	ER-75	ER-137	ER-141	ER-141	ER-141
A.Q.	PX3-1	PX4-2	PX5-2	PX6-2	PX1-4	PX1-3	PX2-3	PX3-3
SiO2	51,08	51,29	51,28	52,10	52,38	51,82	51,87	51,94
TiO2	0,17	0,00	0,23	0,00	0,00	0,19	0,17	0,09
Al2O3	0,49	0,48	0,49	0,49	0,52	0,37	0,45	0,53
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,05
FeOt	31,41	30,85	30,97	30,59	29,58	30,62	31,00	30,04
NiO	0,05	0,04	0,00	0,12	0,03	0,00	0,05	0,00
MnO	0,37	0,22	0,28	0,37	0,50	0,32	0,32	0,25
MgO	0,03	0,02	0,03	0,00	0,13	0,03	0,02	0,00
CaO	1,21	1,21	1,35	1,12	2,31	2,23	2,13	2,21
Na2O	12,88	12,85	12,80	13,12	12,63	11,78	11,91	11,77
K2O	0,13	0,01	0,09	0,10	0,02	0,04	0,00	0,09
TOTAL	97,81	96,96	97,52	98,02	98,11	97,39	97,92	96,96
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 4 Cationes)								
Si	1,935	1,969	1,958	1,965	1,989	2,001	1,992	2,011
Al(IV)	0,022	0,022	0,022	0,022	0,011	0,000	0,008	0,000
Al(VI)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,017	0,012	0,024
Ti	0,005	0,000	0,007	0,000	0,000	0,005	0,005	0,003
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002
Fe3+	1,023	0,994	0,995	0,988	0,930	0,855	0,873	0,835
Fe2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,134	0,123	0,138
Mn	0,012	0,007	0,009	0,012	0,016	0,011	0,010	0,008
Mg	0,001	0,001	0,002	0,000	0,008	0,001	0,001	0,000
Ni	0,001	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	0,001	0,000
Ca	0,049	0,050	0,055	0,045	0,094	0,092	0,088	0,092
Na	0,946	0,956	0,948	0,959	0,930	0,882	0,886	0,883
K	0,006	0,000	0,004	0,005	0,001	0,002	0,000	0,004
Q*%	2,526	2,522	2,816	2,246	5,316	10,272	9,657	10,336
JD%	0,000	0,000	0,000	0,000	1,258	1,933	1,371	2,840
AE%	97,474	97,478	97,184	97,754	93,426	87,795	88,973	86,824

FACIES ZORRO							
ER-37	ER-37	ER-37	ER-37	ER-37	ER-37	ER-37
PX-1	PX-2	PX-3	PX-4	PX-5	PX-6	PX-8
52,55	52,64	52,03	52,77	51,92	51,55	52,09
0,32	0,46	0,29	0,35	0,24	0,24	0,28
0,95	0,60	0,62	0,34	0,41	0,27	0,35
0,00	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04
29,73	30,06	31,20	30,92	30,59	29,71	31,36
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
0,00	0,04	0,00	0,00	0,19	0,42	0,15
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
0,09	0,09	0,11	0,08	1,20	4,76	1,20
12,70	12,58	12,32	12,03	11,53	10,00	11,81
0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
96,35	96,56	96,58	96,52	96,08	97,00	97,34
2,031	2,035	2,019	2,055	2,037	2,025	2,016
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,043	0,027	0,028	0,016	0,019	0,013	0,016
0,009	0,013	0,008	0,010	0,007	0,007	0,008
0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
0,830	0,819	0,844	0,763	0,770	0,685	0,820
0,131	0,153	0,169	0,244	0,233	0,291	0,195
0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,014	0,005
0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
0,004	0,004	0,005	0,003	0,051	0,200	0,050
0,952	0,943	0,927	0,908	0,877	0,762	0,887
0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
6,199	7,129	7,881	10,740	12,223	19,647	10,815
4,970	3,241	3,287	2,041	2,426	1,927	1,927
88,830	89,630	88,832	87,220	85,351	78,426	87,258

FACIES ZORRO																
Muestra	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*
A.Q.	*PX-9*	*PX-10*	*PX-11*	*PX-12*	*PX2-5*	*PX-4*	*PX-4B*	*PX-5*	*PX-7*	*PX-8*	*PX-9*	*PX-11*	*PX-12*	*PX-13*	*PX-14*	*PX-1F*
SiO2	51,54	52,24	51,40	51,32	52,88	52,45	52,14	51,54	51,41	51,96	51,72	51,86	52,11	51,80	51,66	50,79
TiO2	0,34	1,27	0,36	0,12	0,29	0,16	0,11	0,19	0,24	0,12	0,16	0,11	0,16	0,14	0,15	0,56
Al2O3	0,55	0,55	0,60	0,31	0,70	2,19	0,42	0,33	0,43	0,39	0,36	0,56	0,38	0,35	0,46	0,57
Cr2O3	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
FeOt	30,79	29,56	30,79	31,26	29,30	28,21	30,55	30,80	30,15	29,78	30,43	31,17	30,81	30,91	30,91	30,51
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,09	0,00
MnO	0,00	0,08	0,00	0,06	0,05	0,19	0,21	0,20	0,22	0,21	0,26	0,14	0,14	0,16	0,21	0,02
MgO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,06	0,02	0,06	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,05
CaO	0,14	0,05	0,13	0,67	0,10	2,05	2,14	2,58	2,95	2,57	2,62	1,90	2,41	2,13	1,65	0,00
Na2O	12,78	12,53	12,70	12,24	13,99	10,73	11,47	11,14	10,72	11,20	11,04	11,71	11,23	11,27	11,42	12,76
K2O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,16	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00	0,05	0,01	0,01	0,02	0,04
TOTAL	96,17	96,31	96,05	96,03	97,34	96,20	97,08	96,90	96,17	96,27	96,60	97,48	97,30	96,86	96,58	95,31
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 4 Cationes)																
Si	1,998	2,029	1,997	2,003	1,975	2,053	2,024	2,011	2,026	2,035	2,025	2,003	2,024	2,021	2,018	1,986
Al(IV)	0,002	0,000	0,003	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014
Al(VI)	0,024	0,025	0,024	0,014	0,006	0,101	0,019	0,015	0,020	0,018	0,017	0,026	0,017	0,016	0,021	0,012
Ti	0,010	0,037	0,010	0,003	0,008	0,005	0,003	0,005	0,007	0,004	0,005	0,003	0,005	0,004	0,005	0,017
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Fe3+	0,920	0,787	0,914	0,899	0,966	0,606	0,789	0,796	0,734	0,755	0,762	0,841	0,772	0,785	0,799	0,938
Fe2+	0,079	0,173	0,087	0,122	0,000	0,317	0,203	0,209	0,260	0,220	0,235	0,165	0,229	0,224	0,211	0,060
Mn	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007	0,009	0,004	0,005	0,005	0,007	0,001
Mg	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,003	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003
Ni	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000
Ca	0,006	0,002	0,006	0,028	0,004	0,086	0,089	0,108	0,125	0,108	0,110	0,078	0,100	0,089	0,069	0,000
Na	0,961	0,943	0,957	0,927	1,013	0,814	0,863	0,843	0,819	0,850	0,838	0,877	0,846	0,852	0,865	0,968
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002
Q%*	4,076	7,861	4,453	6,990	0,193	16,644	12,690	13,758	16,046	13,971	14,566	10,878	14,043	13,439	12,266	3,042
JD%	2,509	3,123	2,581	1,551	0,577	14,877	2,454	1,925	2,733	2,386	2,186	2,996	2,265	2,077	2,618	1,302
AE%	93,414	89,016	92,967	91,458	99,230	68,479	84,857	84,318	81,222	83,643	83,247	86,125	83,692	84,484	85,116	95,656

ANALISIS QUIMICO DE MINERALES. PIROXENOS

FACIES ZORRO					FACIES MAGNETITA										
Muestra	ER-70	ER-70	ER-70	ER-70	ER-3	ER-3	ER-3	ER-3	ER-62	ER-62	ER-62	ER-62	ER-62	ER-62	ER-62
A.Q.	PX-2F	PX-3F	PX-4F	PX-5F	PX1-1	PX2-1	PX3-2	PX4-3	PX-1	PX-2	PX-3	PX-5	PX-6	PX-8	PX-9
SiO2	51,58	51,13	50,90	51,44	52,50	51,90	52,08	52,88	51,46	52,49	51,74	51,87	51,77	52,36	52,27
TiO2	0,12	0,27	0,47	0,15	0,17	0,00	0,15	0,07	0,02	0,04	0,10	0,08	0,05	0,00	0,07
Al2O3	0,28	0,35	0,71	0,38	0,56	0,47	0,91	1,81	0,42	0,43	0,47	0,45	0,40	1,12	1,05
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00
FeOt	30,08	30,30	30,25	30,08	30,95	30,60	31,03	29,73	30,42	30,92	31,10	30,97	30,72	30,22	30,29
NiO	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
MnO	0,11	0,31	0,16	0,12	0,36	0,32	0,25	0,31	0,32	0,36	0,29	0,23	0,39	0,19	0,15
MgO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,09	0,07	0,10	0,08	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
CaO	0,41	3,31	1,90	2,17	1,01	1,02	0,80	0,37	0,83	0,82	0,80	0,64	0,93	0,09	0,33
Na2O	12,44	10,68	11,56	11,25	13,01	12,70	13,15	13,12	12,77	13,40	12,73	12,98	13,02	13,42	13,12
K2O	0,06	0,02	0,03	0,03	0,07	0,13	0,18	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04
TOTAL	95,07	96,43	96,01	95,62	98,77	97,23	98,66	98,44	96,33	98,50	97,34	97,32	97,32	97,44	97,33
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 4 Cationes)															
Si	2,025	2,011	1,995	2,028	1,980	1,990	1,953	1,991	1,990	1,966	1,985	1,985	1,978	1,989	1,993
Al(IV)	0,000	0,000	0,005	0,000	0,020	0,010	0,040	0,009	0,010	0,019	0,015	0,015	0,018	0,011	0,007
Al(VI)	0,013	0,016	0,028	0,018	0,005	0,011	0,000	0,072	0,009	0,000	0,006	0,005	0,000	0,039	0,040
Ti	0,004	0,008	0,014	0,004	0,005	0,000	0,004	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,000	0,002
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,880	0,762	0,829	0,779	0,959	0,950	0,992	0,891	0,956	0,994	0,948	0,966	0,984	0,960	0,935
Fe2+	0,108	0,235	0,162	0,213	0,017	0,032	0,000	0,045	0,028	0,000	0,049	0,026	0,000	0,000	0,031
Mn	0,004	0,010	0,005	0,004	0,012	0,010	0,008	0,010	0,010	0,012	0,009	0,008	0,013	0,006	0,005
Mg	0,000	0,000	0,003	0,000	0,005	0,004	0,005	0,004	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
Ni	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,017	0,140	0,080	0,092	0,041	0,042	0,032	0,015	0,034	0,033	0,033	0,026	0,038	0,004	0,013
Na	0,947	0,815	0,878	0,860	0,951	0,944	0,956	0,958	0,957	0,973	0,947	0,963	0,965	0,988	0,970
K	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003	0,007	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Q*%	5,835	15,758	10,895	13,078	3,097	3,811	1,892	3,135	3,187	1,738	4,081	2,606	1,978	0,304	2,261
JD%	1,452	2,139	3,293	2,293	0,493	1,165	0,000	7,445	0,965	0,000	0,650	0,565	0,000	3,908	4,121
AE%	92,713	82,104	85,812	84,629	96,410	95,024	98,108	89,420	95,848	98,262	95,269	96,829	98,022	95,788	93,618

FACIES GALIÑEIRO																
Muestra	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-5*	*ER-17*	*ER-24*	*ER-24*	*ER-24*	*ER-24*	*ER-24*	*ER-43*
Nº An.	*FO-1*	*FO-2*	*FO-3*	*FO-4*	*FO-5*	*FO-6*	*FO-7*	*FO-9*	*FO-10*	*P1-1*	*P1-1*	*P2-1*	*F1-5*	*P3-5*	*P4-5*	*F1-2*
SiO2	64,83	65,14	65,95	66,13	65,79	65,55	68,99	65,33	64,57	67,40	68,40	68,55	64,72	68,68	68,68	63,68
TiO2	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01
Al2O3	17,84	18,11	18,00	17,73	17,75	17,66	19,20	17,88	17,70	19,06	18,90	19,12	17,87	19,14	19,00	17,55
Cr2O3	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00
FeOt	0,48	0,37	0,09	0,49	0,33	0,56	0,33	0,57	0,43	0,50	0,24	0,25	0,11	0,27	0,07	0,53
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,03	0,00	0,01
MnO	0,04	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,06	0,09	0,13	0,17	0,14	0,20	0,19	0,22
MgO	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,02	0,00	0,14	0,00	0,27	0,00
Na2O	0,23	0,27	0,29	0,12	0,24	0,20	11,18	0,37	0,26	12,12	12,19	11,87	0,32	11,86	11,89	0,30
K2O	16,24	15,81	15,70	16,14	16,14	16,06	0,15	15,88	16,03	0,10	0,17	0,14	16,38	0,13	0,23	16,30
TOTAL	17,00	16,45	16,16	16,76	16,77	16,85	11,71	16,86	16,82	12,86	12,78	12,51	17,11	12,49	12,67	17,37
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	3,011	3,012	3,029	3,033	3,028	3,026	3,012	3,014	3,014	2,981	2,998	2,998	3,007	2,996	3,000	3,001
Al	0,977	0,987	0,975	0,959	0,963	0,961	0,988	0,972	0,974	0,994	0,976	0,986	0,979	0,985	0,978	0,975
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,018	0,014	0,004	0,019	0,013	0,022	0,012	0,022	0,017	0,019	0,009	0,009	0,004	0,010	0,003	0,021
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,005	0,006	0,005	0,007	0,007	0,009
Mg	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000	0,007	0,000	0,013	0,000
Na	0,021	0,024	0,026	0,011	0,022	0,018	0,947	0,033	0,023	1,039	1,036	1,007	0,029	1,003	1,007	0,028
K	0,962	0,933	0,920	0,944	0,948	0,946	0,009	0,934	0,955	0,005	0,009	0,008	0,971	0,007	0,013	0,980
Or%	97,89	97,49	97,08	98,87	97,75	98,17	0,90	96,62	97,36	0,52	0,89	0,79	96,43	0,70	1,24	97,26
Ab%	2,11	2,51	2,77	1,13	2,24	1,83	99,08	3,38	2,38	99,25	99,01	99,21	2,87	99,30	97,52	2,74
An%	0,00	0,00	0,15	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,26	0,23	0,10	0,00	0,70	0,00	1,24	0,00

FACIES GALIÑEIRO																
Muestra	*ER-43*	*ER-43*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-75*	*ER-75*	*ER-77*	*ER-122*	*ER-122*	*ER-122*	*ER-123*	*ER-123*
Nº An.	*F2-2*	*P2-3*	*FO-2*	*FO-3*	*FO-4*	*FO-5*	*FO-6*	*FO-7*	*F2-2*	*P1-3*	*P1-5*	*P1-5*	*F1-2*	*F2-4*	*F2-1*	*P2-4*
SiO2	64,43	69,06	65,09	65,09	64,37	64,64	64,56	69,50	64,14	68,74	68,12	68,86	65,00	64,35	64,83	68,88
TiO2	0,04	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	17,84	20,04	17,66	17,84	17,85	17,86	17,53	19,24	18,01	19,40	19,50	19,39	17,96	17,84	18,00	19,35
Cr2O3	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,08	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00
FeOt	0,40	0,41	0,45	0,47	0,43	0,36	0,59	0,57	0,16	0,30	0,00	0,66	0,36	0,33	0,29	0,11
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,01	0,13	0,09	0,09	0,08
MnO	0,18	0,30	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,06	0,00	0,11	0,17	0,31	0,19	0,30
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	0,21	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,04	0,00	0,17	0,05	0,44	0,00	0,00
Na2O	0,30	11,46	0,18	0,27	0,29	0,32	0,31	11,65	0,40	11,49	11,16	11,28	0,34	0,17	0,17	11,73
K2O	16,51	0,14	16,10	16,25	15,93	16,07	16,18	0,12	16,42	0,18	1,33	0,14	16,05	16,49	16,03	0,19
TOTAL	17,60	12,68	16,74	17,03	16,64	16,75	17,14	12,36	17,12	12,15	12,51	12,37	17,10	17,83	16,77	12,43
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	2,997	2,974	3,020	3,014	3,008	3,010	3,015	3,007	2,996	2,997	2,987	2,995	3,006	2,993	3,009	2,996
Al	0,978	1,017	0,966	0,974	0,984	0,980	0,965	0,981	0,992	0,997	1,008	0,994	0,979	0,978	0,985	0,992
Ti	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	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	0,002	0,000	0,001	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,015	0,015	0,017	0,018	0,017	0,014	0,023	0,020	0,006	0,011	0,000	0,024	0,014	0,013	0,011	0,004
Mn	0,007	0,011	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000	0,004	0,007	0,012	0,007	0,011
Mg	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,005	0,003	0,003	0,003
Ca	0,011	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,002	0,000	0,008	0,002	0,022	0,000	0,000
Na	0,027	0,957	0,016	0,024	0,026	0,028	0,028	0,977	0,037	0,972	0,948	0,951	0,031	0,015	0,015	0,990
K	0,980	0,007	0,953	0,960	0,950	0,955	0,964	0,006	0,978	0,010	0,074	0,008	0,947	0,978	0,949	0,011
Or%	96,28	0,76	98,33	97,57	97,30	97,11	97,20	0,64	96,16	1,02	7,27	0,80	96,62	96,34	98,40	1,08
Ab%	2,69	97,47	1,67	2,43	2,70	2,89	2,80	99,23	3,59	98,78	92,73	98,37	3,13	1,52	1,60	98,92
An%	1,03	1,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,26	0,20	0,00	0,83	0,25	2,14	0,00	0,00

FACIES GALIÑEIRO																
Muestra	*ER-123*	*ER-123*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-127*	*ER-137*	*ER-137*	*ER-137*	*ER-137*	*ER-141*	*ER-141*
Nº An.	*F1-2*	*F3-1*	*P2-3*	*P4-3*	*P5-3*	*F1-4*	*P6-6*	*P8-7*	*P7-6*	*F3-4*	*F1-1*	*F2-1*	*F3-3*	*P1-3*	*P2-1*	*P3-3*
SiO2	63,95	63,81	67,59	67,58	67,68	63,17	69,08	70,00	69,50	64,78	64,71	64,86	64,95	69,37	69,09	69,22
TiO2	0,07	0,03	0,04	0,22	0,12	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00
Al2O3	17,66	17,90	19,67	19,12	19,13	17,60	19,06	19,27	19,02	17,40	17,91	18,21	17,79	18,81	18,98	19,33
Cr2O3	0,01	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,03
FeOt	0,88	0,41	0,12	0,13	0,11	0,61	0,01	0,18	0,09	0,42	0,42	0,10	0,31	0,81	0,45	0,19
NiO	0,00	0,07	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,10	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02
MnO	0,43	0,65	0,10	0,00	0,00	0,02	0,09	0,09	0,07	0,09	0,01	0,19	0,00	0,00	0,16	0,02
MgO	0,00	0,02	0,01	0,17	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,02	0,00
CaO	0,37	0,33	0,00	0,12	0,21	0,00	0,04	0,14	0,00	0,00	0,00	0,23	0,01	0,75	0,00	0,00
Na2O	0,16	0,15	11,41	11,52	11,36	0,42	11,89	11,75	11,88	0,36	0,56	0,56	0,37	11,82	11,60	11,46
K2O	16,11	16,29	0,24	0,26	0,31	16,52	0,30	0,28	0,31	16,04	16,19	16,17	16,29	0,12	0,17	0,25
TOTAL	17,94	17,92	11,89	12,20	12,41	17,56	12,32	12,45	12,37	16,95	17,28	17,26	17,01	13,59	12,43	11,94
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	2,989	2,980	2,980	2,985	2,983	2,992	3,008	3,010	3,012	3,024	3,002	2,993	3,012	2,998	3,008	3,008
Al	0,973	0,985	1,022	0,996	0,994	0,983	0,979	0,977	0,971	0,958	0,980	0,991	0,973	0,958	0,974	0,990
Ti	0,002	0,001	0,001	0,007	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Cr	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,034	0,016	0,004	0,005	0,004	0,024	0,000	0,007	0,003	0,016	0,016	0,004	0,012	0,029	0,016	0,007
Mn	0,017	0,026	0,004	0,000	0,000	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,000	0,007	0,000	0,000	0,006	0,001
Mg	0,000	0,001	0,001	0,011	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,005	0,001	0,000
Ni	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Ca	0,019	0,017	0,000	0,006	0,010	0,000	0,002	0,006	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,035	0,000	0,000
Na	0,015	0,014	0,976	0,986	0,971	0,038	1,004	0,979	0,998	0,033	0,050	0,050	0,033	0,990	0,979	0,965
K	0,961	0,971	0,014	0,015	0,017	0,998	0,016	0,015	0,017	0,956	0,958	0,952	0,964	0,007	0,009	0,014
Or%	96,68	96,98	1,37	1,47	1,74	96,29	1,60	1,53	1,70	96,68	95,03	93,91	96,66	0,63	0,96	1,42
Ab%	1,46	1,36	98,63	97,95	97,28	3,71	98,22	97,83	98,30	3,32	4,97	4,95	3,30	96,00	99,04	98,58
An%	1,87	1,66	0,00	0,58	0,98	0,00	0,17	0,64	0,00	0,00	0,00	1,14	0,03	3,37	0,00	0,00

FACIES GALIÑEIRO															
Muestra	*12B-7*	*12B-7*	*12B-9*	*12B-9*	*12B-9*	*12B-9*	*12B-9*	*12B-10*	*12B-10*	*12B-10*	*12B-10*	*12B-10*	*12B-12*	*14B-1*	*14B-1*
Nº An.	*FO-2*	*FO-3*	*PG-1*	*PG-2*	*PG-3*	*PG-4*	*PG-5*	*FO-2*	*FO-3*	*FO-4*	*FO-5*	*FO-6*	*PG-1*	*FK-1*	*PG-1*
SiO2	65,64	69,73	68,95	68,99	69,19	68,89	69,15	69,67	70,02	65,11	64,78	69,44	69,02	65,02	68,96
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al2O3	18,21	19,32	19,64	19,51	19,57	19,94	19,90	19,11	19,46	17,87	17,80	19,09	19,31	18,24	19,45
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	0,02	0,01	0,06	0,06	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05
FeOt	0,21	0,10	0,15	0,12	0,09	0,17	0,04	0,03	0,23	0,12	0,05	0,02	0,36	0,13	0,07
NiO	0,15	0,06	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,01	0,20	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,01	0,06	0,00	0,08	0,00	0,03	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
CaO	0,00	0,00	0,05	0,05	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,02
Na2O	0,19	11,55	11,29	11,76	11,41	11,41	11,17	11,47	11,69	0,31	0,21	11,59	11,32	0,13	11,71
K2O	16,74	0,15	0,13	0,10	0,16	0,11	0,15	0,20	0,13	16,52	16,78	0,13	0,17	16,68	0,20
	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TOTAL	17,30	11,88	11,62	12,21	11,67	11,76	11,40	11,76	12,30	17,04	17,13	11,75	11,93	16,95	12,00
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)															
Si	3,006	3,014	3,000	2,993	3,004	2,989	2,998	3,020	3,006	3,013	3,012	3,019	3,006	3,004	2,999
Al	0,983	0,984	1,008	0,998	1,002	1,020	1,017	0,976	0,985	0,975	0,976	0,978	0,992	0,993	0,997
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
Fe3+	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	0,000	0,000
Fe2+	0,008	0,003	0,005	0,004	0,003	0,006	0,002	0,001	0,008	0,005	0,002	0,001	0,013	0,005	0,003
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000
Mg	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Ni	0,006	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001
Na	0,017	0,968	0,953	0,989	0,961	0,960	0,939	0,964	0,973	0,028	0,019	0,977	0,956	0,012	0,987
K	0,978	0,008	0,007	0,005	0,009	0,006	0,009	0,011	0,007	0,976	0,996	0,007	0,009	0,983	0,011
Or%	98,34	0,85	0,77	0,53	0,89	0,60	0,90	1,14	0,73	97,19	98,06	0,75	0,95	98,82	1,10
Ab%	1,66	99,14	99,01	99,23	99,06	99,32	98,96	98,78	99,27	2,81	1,89	99,25	98,85	1,18	98,79
An%	0,00	0,00	0,22	0,23	0,05	0,08	0,15	0,08	0,00	0,00	0,05	0,00	0,20	0,00	0,11

(*) Muestras de sondeos

FACIES ZORRO																
Muestra	*ER-7*	*ER-7*	*ER-7*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*	*ER-37*
Nº An.	*PG7-2*	*FK7-1*	*FK7-2*	*FTO-1*	*FTO-2*	*FTO-3*	*PG-1*	*PG-2*	*FK-1*	*PG-3*	*FK-2*	*FK-3*	*FK-4*	*FK-5*	*FK-6*	*PG-4*
SiO2	69,81	65,74	65,65	64,44	65,14	64,49	67,92	68,63	63,92	68,29	64,20	63,70	63,42	64,24	64,14	68,09
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
Al2O3	19,94	18,09	18,40	18,21	18,00	17,71	18,98	19,08	17,98	19,34	17,76	17,89	17,79	17,72	17,76	19,23
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	0,09	0,02	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00
FeOt	0,54	0,09	0,22	0,78	0,44	0,36	0,50	0,45	0,38	0,12	0,27	0,10	0,41	0,40	0,20	0,43
NiO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,08	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	0,03	0,01	0,08	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
Na2O	11,46	0,39	0,35	0,22	0,25	0,20	11,22	11,22	0,28	11,25	0,24	0,28	0,33	0,25	0,28	11,45
K2O	0,02	15,92	16,08	16,29	16,40	16,15	0,14	0,12	15,83	0,20	16,22	16,62	16,12	16,10	15,86	0,05
TOTAL	12,05	16,44	16,74	17,39	17,15	16,79	11,89	11,79	16,51	11,60	16,75	17,11	16,89	16,75	16,37	11,95
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	2,995	3,020	3,006	2,989	3,008	3,013	3,004	3,011	3,001	3,001	3,008	2,996	2,996	3,010	3,013	2,998
Al	1,008	0,980	0,993	0,996	0,980	0,975	0,990	0,987	0,996	1,002	0,981	0,992	0,990	0,979	0,983	0,998
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,019	0,003	0,008	0,030	0,017	0,014	0,018	0,016	0,015	0,004	0,011	0,004	0,016	0,016	0,008	0,016
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,002	0,001	0,004	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,953	0,035	0,031	0,019	0,022	0,018	0,962	0,954	0,025	0,958	0,022	0,025	0,030	0,022	0,026	0,978
K	0,001	0,933	0,939	0,964	0,966	0,962	0,008	0,007	0,948	0,011	0,970	0,997	0,971	0,963	0,951	0,003
Or%	0,12	96,32	96,41	97,91	97,75	98,11	0,81	0,71	97,40	1,14	97,79	97,52	96,97	97,72	97,37	0,27
Ab%	99,72	3,61	3,19	1,96	2,25	1,80	99,19	99,29	2,60	98,86	2,21	2,45	3,03	2,28	2,63	99,61
An%	0,16	0,07	0,40	0,13	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,12

FACIES ZORRO						
Muestra	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*	*ER-70*
Nº An.	*FK2-5*	*FK-1*	*FK-2*	*PG-1*	*PG-2*	*PG1-5*
SiO2	65,09	64,28	64,51	69,07	68,01	69,50
TiO2	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Al2O3	18,08	17,92	17,83	19,37	18,53	19,35
Cr2O3	0,05	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01
FeOt	0,39	0,49	0,35	0,12	0,71	0,09
NiO	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07
MnO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
Na2O	0,26	0,23	0,27	11,21	11,20	11,94
K2O	16,49	15,84	15,65	0,08	0,14	0,23
TOTAL	17,22	16,57	16,31	11,50	12,06	12,32
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)						
Si	3,004	3,007	3,015	3,011	3,016	3,004
Al	0,983	0,988	0,982	0,995	0,969	0,986
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,015	0,019	0,014	0,005	0,026	0,003
Mn	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Ni	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002
Ca	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000
Na	0,023	0,020	0,025	0,947	0,963	1,001
K	0,970	0,946	0,933	0,004	0,008	0,012
Or%	97,70	97,88	97,22	0,47	0,79	1,22
Ab%	2,30	2,12	2,56	99,48	99,19	98,78
An%	0,00	0,00	0,22	0,05	0,02	0,00

FACIES MAGNETITA									
ER-3	*ER-3*	*ER-3*	*ER-3*	*ER-3*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*	*ER-88*
PG1-1	*FK1-1*	*PG2-2*	*PG3-2*	*PG4-3*	*PG1-1*	*PG2-2*	*FK1-2*	*PG4-3*
68,95	65,41	68,98	69,26	69,18	69,49	69,57	65,65	69,88
0,16	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04
19,38	17,87	19,40	19,11	19,44	19,12	18,95	17,36	19,03
0,06	0,00	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,46	0,12	0,09	0,20	0,00	0,28	0,38	0,15
0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01
0,21	0,11	0,13	0,17	0,06	0,09	0,06	0,02	0,11
0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,15	0,01	0,01	0,00
0,38	0,02	0,21	0,22	0,00	0,66	0,00	0,01	0,00
11,64	0,31	11,66	11,35	11,35	11,95	11,85	0,37	12,07
0,18	16,12	0,23	0,34	0,28	0,25	0,12	16,33	0,13
12,40	17,07	12,38	12,17	11,91	13,10	12,31	17,16	12,47
2,990	3,014	2,994	3,011	3,005	2,996	3,017	3,032	3,014
0,991	0,971	0,993	0,979	0,996	0,972	0,968	0,945	0,968
0,005	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
0,002	0,000	0,003	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	0,000	0,000
0,000	0,018	0,005	0,003	0,007	0,000	0,010	0,014	0,006
0,008	0,004	0,005	0,006	0,002	0,003	0,002	0,001	0,004
0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,009	0,001	0,000	0,000
0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
0,017	0,001	0,010	0,010	0,000	0,030	0,000	0,001	0,000
0,978	0,028	0,981	0,957	0,956	0,999	0,996	0,033	1,009
0,010	0,948	0,013	0,019	0,016	0,014	0,006	0,962	0,007
0,99	97,04	1,26	1,90	1,62	1,33	0,65	96,58	0,71
97,27	2,87	97,76	97,06	98,38	95,75	99,35	3,36	99,29
1,74	0,09	0,98	1,05	0,00	2,92	0,00	0,05	0,00

FACIES MAGNETITA																
Muestra	*SG5-3*	*SG5-3*	*SG5-3*	*SG5-3*	*SG5-3*	*SG5-4*	*SG5-4*	*SG5-4*	*SG5-4*	*SG5-4*	*SG5-6*	*SG5-6*	*SG5-6*	*SG5-6*	*ER-62*	*ER-62*
Nº An.	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-5*	*F-6*	*FK5-1*	*PG5-1*	*PG5-2*	*PG5-4*	*PG5-5*	*FK5-1*	*FK5-2*	*FK5-3*	*PG5-1*	*P-1*	*P-2*
SiO2	64,88	65,34	70,63	69,84	69,74	64,92	69,22	69,66	68,61	69,30	64,30	63,87	63,66	69,79	68,93	68,84
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,03	0,25	0,06	0,00	0,10	0,00	0,00	0,10	0,03
Al2O3	18,25	18,51	20,56	19,61	19,97	18,56	19,82	20,01	19,87	20,14	18,10	18,03	17,99	19,83	19,45	19,47
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,07	0,02	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00
FeOt	0,11	0,09	0,23	0,22	0,10	0,60	0,39	0,00	0,50	0,13	0,31	0,09	0,24	0,43	0,14	0,13
NiO	0,00	0,08	0,10	0,00	0,13	0,00	0,00	0,10	0,11	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
MgO	0,04	0,01	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,06	0,01	0,06	0,07	0,00	0,02	0,00	0,02	0,05	0,00	0,06
Na2O	0,19	0,30	10,39	11,64	11,64	0,25	11,44	11,05	11,19	11,22	0,43	0,34	0,34	10,92	12,21	12,02
K2O	16,30	15,94	0,07	0,10	0,10	17,25	0,19	0,27	0,24	0,24	16,20	16,42	16,58	0,27	0,15	0,19
TOTAL	16,64	16,42	10,81	12,07	12,01	18,16	12,05	11,49	12,13	11,63	17,04	16,84	17,21	11,71	12,52	12,40
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	3,004	3,004	3,005	3,003	2,992	2,975	2,990	2,998	2,977	2,989	2,994	2,994	2,989	3,004	2,989	2,991
Al	0,996	1,003	1,031	0,994	1,010	1,003	1,010	1,015	1,017	1,024	0,994	0,997	0,996	1,006	0,994	0,997
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,008	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,004	0,004	0,008	0,008	0,004	0,023	0,014	0,000	0,018	0,005	0,012	0,003	0,009	0,016	0,005	0,005
Mn	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Mg	0,003	0,001	0,001	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,003	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,001	0,003	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003
Na	0,017	0,027	0,857	0,971	0,968	0,022	0,958	0,922	0,941	0,938	0,039	0,031	0,031	0,912	1,027	1,013
K	0,963	0,935	0,004	0,006	0,006	1,008	0,010	0,015	0,013	0,013	0,962	0,982	0,993	0,015	0,008	0,010
Or%	98,26	97,22	0,43	0,58	0,57	97,59	1,06	1,57	1,40	1,38	95,98	96,94	96,92	1,60	0,82	1,01
Ab%	1,74	2,78	99,54	99,34	99,37	2,15	98,87	98,13	98,25	98,62	3,91	3,06	3,01	98,18	99,18	98,72
An%	0,00	0,00	0,02	0,08	0,06	0,26	0,06	0,30	0,34	0,00	0,11	0,00	0,07	0,22	0,00	0,27

FACIES MAGNETITA														
Muestra	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-62*	*ER-117*	*ER-117*	*ER-117*	*ER-117*	*ER-117*
Nº An.	*P-3*	*P-4*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*	*F-6*	*F-7*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*
SiO2	69,29	67,79	64,05	64,41	63,39	64,29	64,50	64,72	64,22	64,56	69,86	64,36	68,65	64,86
TiO2	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01
Al2O3	19,39	18,86	17,22	17,22	17,21	17,62	17,18	17,19	17,41	17,45	19,17	17,39	18,48	17,59
Cr2O3	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02
FeOt	0,20	0,21	0,27	0,41	0,71	0,49	0,38	0,91	0,94	0,23	0,32	0,36	0,04	0,29
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,02
MgO	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01
Na2O	12,40	12,05	0,25	0,21	0,29	0,31	0,29	0,24	0,23	0,25	10,47	0,22	10,89	0,29
K2O	0,08	0,10	16,59	16,51	16,37	16,22	16,41	16,33	16,53	16,27	0,21	16,46	0,22	15,94
TOTAL	12,71	12,36	17,14	17,17	17,39	17,06	17,12	17,47	17,77	16,81	11,02	17,05	11,21	16,55
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)														
Si	2,992	2,998	3,019	3,024	3,009	3,010	3,026	3,024	3,006	3,023	3,033	3,019	3,037	3,024
Al	0,987	0,984	0,957	0,953	0,963	0,972	0,950	0,947	0,961	0,963	0,981	0,962	0,964	0,967
Ti	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Fe3+	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	0,000
Fe2+	0,007	0,008	0,011	0,016	0,028	0,019	0,015	0,036	0,037	0,009	0,012	0,014	0,002	0,011
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001
Mg	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	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	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	1,039	1,033	0,023	0,019	0,026	0,028	0,027	0,021	0,021	0,023	0,881	0,020	0,934	0,026
K	0,004	0,006	0,998	0,989	0,991	0,969	0,982	0,973	0,987	0,972	0,012	0,985	0,012	0,948
Or%	0,42	0,56	97,74	98,09	97,41	97,22	97,36	97,85	97,86	97,63	1,30	98,04	1,29	97,24
Ab%	99,57	99,44	2,26	1,89	2,59	2,78	2,64	2,15	2,09	2,30	98,57	1,96	98,71	2,71
An%	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,07	0,13	0,00	0,00	0,05

ROCAS METASOMATICAS RAD-1																
Muestra	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*ER-57*	*SG3-1*	*SG3-2*	*SG3-2*	*SG3-3*	*SG3-5*	*SG3-5*	*SG3-6*	*SG3-6*	*SG3-7*	*SG3-7*	*SG3-7*
Nº An.	*FTO-1*	*FTO-2*	*FTO-3*	*FTO-4*	*FTO-5*	*PG3-1*	*PG3-1*	*PG3-2*	*PG3-2*	*PG3-1*	*PG3-4*	*PG3-1*	*PG3-3*	*PG3-4*	*PG3-3*	*PG3-2*
SiO2	68,88	69,27	69,48	69,12	69,52	69,54	69,04	70,68	69,80	69,16	69,59	69,74	69,20	69,03	69,50	72,08
TiO2	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	19,61	19,68	19,47	19,19	19,93	19,55	20,12	20,51	20,18	20,15	20,44	20,31	20,25	19,60	19,81	20,51
Cr2O3	0,05	0,01	0,00	0,11	0,00	0,10	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,11	0,10
FeOt	0,14	0,14	0,21	0,17	0,16	0,00	0,05	0,05	0,26	0,07	0,08	0,15	0,01	0,08	0,21	0,00
NiO	0,00	0,09	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	0,00
MnO	0,01	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,08	0,00	0,03	0,04	0,00	0,10	0,00
MgO	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	0,03	0,01	0,03	0,00	0,03	0,31	0,08	0,15	0,07	0,02	0,08	0,08	0,10	0,20	0,42	0,30
Na2O	11,45	11,28	11,45	11,59	11,49	9,88	11,19	10,24	11,25	11,41	11,11	11,36	11,12	11,48	11,53	6,03
K2O	0,11	0,09	0,08	0,12	0,08	0,00	0,00	0,00	0,26	0,16	0,23	0,30	0,30	0,06	0,00	0,00
TOTAL	11,74	11,70	11,84	11,89	11,77	10,19	11,34	10,61	11,85	11,74	11,49	11,93	11,58	11,82	12,25	6,33
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	2,997	3,001	3,007	3,009	2,995	3,029	2,991	3,009	2,991	2,986	2,977	2,986	2,987	2,998	2,989	3,088
Al	1,006	1,005	0,993	0,985	1,012	1,004	1,028	1,029	1,019	1,026	1,031	1,025	1,030	1,004	1,004	1,036
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,003
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,005	0,005	0,007	0,006	0,006	0,000	0,002	0,002	0,009	0,003	0,003	0,006	0,000	0,003	0,007	0,000
Mn	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,003	0,000	0,001	0,002	0,000	0,004	0,000
Mg	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ni	0,000	0,003	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	0,000
Ca	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,015	0,004	0,007	0,003	0,001	0,004	0,004	0,005	0,009	0,019	0,014
Na	0,966	0,948	0,961	0,978	0,960	0,835	0,940	0,845	0,935	0,955	0,921	0,943	0,931	0,967	0,961	0,501
K	0,006	0,005	0,004	0,007	0,005	0,000	0,000	0,000	0,014	0,009	0,013	0,016	0,016	0,003	0,000	0,000
Or%	0,60	0,52	0,43	0,69	0,47	0,00	0,00	0,00	1,47	0,89	1,34	1,70	1,72	0,32	0,00	0,00
Ab%	99,27	99,41	99,43	99,31	99,41	98,29	99,61	99,21	98,19	99,01	98,26	97,92	97,79	98,74	98,05	97,31
An%	0,13	0,06	0,14	0,00	0,12	1,71	0,39	0,79	0,34	0,10	0,40	0,38	0,49	0,94	1,95	2,69

ROCAS METASOMATICAS RAD-2																
Muestra	*5B-1*	*5B-1*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*
Nº An.	*F-1*	*F-2*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*	*F-6*	*F-7*	*F-8*	*F-9*	*F-10.C*	*F-11B*	*F-13C*	*F-14M*	*F-15B*
SiO2	65,97	69,70	69,72	69,57	70,04	69,10	65,54	69,44	68,84	70,40	65,97	70,04	70,04	69,09	69,30	64,95
TiO2	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02
Al2O3	22,39	20,18	19,59	19,59	19,72	19,76	22,19	19,98	19,23	19,71	21,97	20,02	19,72	19,33	19,16	22,11
Cr2O3	0,05	0,00	0,04	0,03	0,10	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	0,02	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00
FeOt	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,23	0,00	0,01	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,03	0,20
NiO	0,04	0,03	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,09	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00
MnO	0,05	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,03	0,00	0,07	0,00	0,02
MgO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	2,88	0,15	0,10	0,06	0,05	0,28	3,33	0,11	0,40	0,03	2,82	0,10	0,05	0,07	0,07	3,51
Na2O	9,01	11,06	11,32	11,00	11,39	11,15	9,06	11,12	11,28	11,55	9,68	11,45	11,39	11,56	11,41	9,49
K2O	0,29	0,15	0,20	0,19	0,17	0,22	0,28	0,14	0,20	0,12	0,12	0,14	0,17	0,21	0,13	0,20
	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TOTAL	12,36	11,41	11,70	11,24	11,63	11,75	12,91	11,42	11,90	11,76	12,86	11,76	11,63	11,92	11,65	13,42
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	2,871	2,995	3,008	3,014	3,007	2,995	2,864	2,998	3,006	3,010	2,876	2,999	3,007	3,005	3,017	2,850
Al	1,149	1,023	0,996	1,000	0,998	1,010	1,143	1,017	0,990	0,993	1,129	1,011	0,998	0,991	0,983	1,144
Ti	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,008	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,007
Mn	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001
Mg	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Ni	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,134	0,007	0,005	0,003	0,002	0,013	0,156	0,005	0,019	0,002	0,132	0,004	0,002	0,003	0,003	0,165
Na	0,760	0,921	0,947	0,924	0,948	0,937	0,768	0,931	0,955	0,958	0,818	0,950	0,948	0,975	0,963	0,808
K	0,016	0,008	0,011	0,010	0,009	0,012	0,016	0,008	0,011	0,006	0,007	0,008	0,009	0,012	0,007	0,011
Or%	1,75	0,87	1,14	1,09	0,96	1,28	1,66	0,82	1,13	0,66	0,71	0,81	0,96	1,19	0,72	1,11
Ab%	83,49	98,39	98,37	98,63	98,81	97,37	81,73	98,63	96,96	99,18	85,54	98,74	98,81	98,48	98,95	82,10
An%	14,76	0,74	0,49	0,28	0,23	1,35	16,61	0,54	1,91	0,16	13,75	0,45	0,23	0,33	0,33	16,79

(*) Muestras de sondeos.

ROCAS METASOMATICAS RAD-2																
Muestra	*5B-2*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*
Nº An.	*F-16B*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*	*F-6*	*F-7*	*F-8*	*F-9*	*F-10*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*
SiO2	66,03	70,14	70,16	68,78	69,11	69,20	70,06	70,24	67,66	68,95	69,76	69,15	69,33	70,71	70,62	68,88
TiO2	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,04	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,06
Al2O3	21,25	19,09	19,40	18,98	19,28	19,83	19,94	19,85	18,64	19,16	19,54	18,83	19,18	20,19	20,04	18,85
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOt	0,09	0,14	0,14	0,06	0,00	0,13	0,06	0,07	0,06	0,09	0,12	0,03	0,06	0,05	0,18	0,63
NiO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,02	0,00	0,07	0,04	0,00	0,00	0,03
MgO	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00
CaO	2,51	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,03	0,02	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,00	0,03	0,02
Na2O	10,12	11,69	11,16	11,53	11,26	11,38	11,28	11,49	11,44	11,09	11,60	11,34	11,34	10,80	11,17	11,10
K2O	0,07	0,14	0,18	0,16	0,12	0,20	0,16	0,17	0,21	0,17	0,11	0,23	0,19	0,12	0,10	0,15
	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TOTAL	12,88	11,97	11,50	11,80	11,40	11,72	11,62	11,80	11,76	11,44	11,87	11,73	11,66	11,00	11,54	11,93
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxigenos)																
Si	2,896	3,023	3,022	3,015	3,015	2,995	3,003	3,004	3,014	3,016	3,008	3,023	3,017	3,013	3,008	3,017
Al	1,099	0,970	0,985	0,981	0,992	1,012	1,007	1,001	0,979	0,988	0,993	0,970	0,984	1,014	1,006	0,973
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,003	0,005	0,005	0,002	0,000	0,005	0,002	0,002	0,002	0,003	0,004	0,001	0,002	0,002	0,006	0,023
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001
Mg	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000
Ni	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca	0,118	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
Na	0,861	0,977	0,932	0,980	0,953	0,955	0,937	0,953	0,988	0,941	0,970	0,961	0,957	0,892	0,923	0,943
K	0,004	0,008	0,010	0,009	0,007	0,011	0,009	0,009	0,012	0,010	0,006	0,013	0,010	0,007	0,005	0,008
Or%	0,39	0,78	1,04	0,90	0,68	1,13	0,90	0,94	1,18	1,01	0,64	1,30	1,07	0,75	0,57	0,86
Ab%	87,62	99,22	98,84	98,93	99,32	98,84	98,94	98,97	98,58	98,80	99,22	98,56	98,82	99,25	99,29	99,03
An%	11,99	0,00	0,12	0,17	0,00	0,04	0,16	0,09	0,24	0,19	0,14	0,14	0,12	0,00	0,14	0,11

(*) Muestras de sondeos.

ROCAS METASOMATICAS RAD-2																
Muestra	*5B-7*	*5B-11*	*5B-11*	*5B-11*	*5B-11*	*5B-11*	*5B-11*	*10B-16*	*10B-16*	*10B-16*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-19*
Nº An.	*F-6*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*	*F-6*	*PG-1*	*PG-2*	*FK-1*	*PG-1*	*PG-2*	*PG-3*	*PG-4*	*PG-5*	*PG-1*
SiO2	69,07	64,62	68,93	68,97	65,16	65,09	69,16	68,91	68,66	65,23	69,48	69,24	69,56	68,94	69,15	68,53
TiO2	0,03	0,03	0,00	0,02	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al2O3	19,30	17,55	19,32	19,64	17,96	17,64	19,37	19,65	19,50	18,19	19,80	19,68	19,73	19,57	19,63	19,48
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,11	0,00	0,04	0,09
FeOt	0,24	0,28	0,37	0,02	0,39	0,75	0,16	0,07	0,09	0,33	0,17	0,12	0,05	0,09	0,15	0,08
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,06	0,00	0,04	0,04	
MnO	0,00	0,05	0,07	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	
MgO	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	10,93	0,22	11,32	11,40	0,24	0,25	11,53	11,23	11,53	0,25	11,54	11,28	11,32	11,40	11,32	11,31
K2O	0,09	16,20	0,29	0,21	15,93	15,98	0,12	0,15	0,09	16,16	0,15	0,14	0,15	0,12	0,12	0,17
	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TOTAL	11,30	16,75	12,04	11,65	16,61	17,01	11,82	11,47	11,74	16,79	11,89	11,60	11,57	11,66	11,63	11,56
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	3,016	3,020	3,004	2,999	3,016	3,018	3,007	3,002	2,999	3,007	2,997	3,003	3,003	3,002	3,002	3,000
Al	0,994	0,967	0,993	1,007	0,980	0,964	0,993	1,009	1,004	0,989	1,007	1,006	1,004	1,004	1,005	1,005
Ti	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	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	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,004	0,000	0,001	0,003
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,009	0,011	0,013	0,001	0,015	0,029	0,006	0,003	0,003	0,013	0,006	0,004	0,002	0,003	0,005	0,003
Mn	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,925	0,020	0,956	0,961	0,021	0,022	0,972	0,949	0,976	0,022	0,965	0,948	0,948	0,962	0,953	0,960
K	0,005	0,966	0,016	0,012	0,940	0,945	0,007	0,009	0,005	0,951	0,008	0,008	0,008	0,006	0,007	0,009
Or%	0,54	98,00	1,66	1,19	97,60	97,70	0,70	0,89	0,53	97,70	0,83	0,83	0,86	0,67	0,69	0,96
Ab%	99,32	2,00	98,34	98,81	2,20	2,30	99,26	99,04	99,47	2,30	99,00	99,14	99,14	99,31	99,31	99,04
An%	0,14	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,17	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00

(*) Muestras de sondeos.

ROCAS METASOMATICAS RAD-2																
Muestra	*5B-2*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-3*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*	*5B-7*
Nº An.	*F-16B*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*	*F-6*	*F-7*	*F-8*	*F-9*	*F-10*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*
SiO2	66,03	70,14	70,16	68,78	69,11	69,20	70,06	70,24	67,66	68,95	69,76	69,15	69,33	70,71	70,62	68,88
TiO2	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,04	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,06
Al2O3	21,25	19,09	19,40	18,98	19,28	19,83	19,94	19,85	18,64	19,16	19,54	18,83	19,18	20,19	20,04	18,85
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOt	0,09	0,14	0,14	0,06	0,00	0,13	0,06	0,07	0,06	0,09	0,12	0,03	0,06	0,05	0,18	0,63
NiO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,02	0,00	0,07	0,04	0,00	0,00	0,03
MgO	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00
CaO	2,51	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,03	0,02	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,00	0,03	0,02
Na2O	10,12	11,69	11,16	11,53	11,26	11,38	11,28	11,49	11,44	11,09	11,60	11,34	11,34	10,80	11,17	11,10
K2O	0,07	0,14	0,18	0,16	0,12	0,20	0,16	0,17	0,21	0,17	0,11	0,23	0,19	0,12	0,10	0,15
	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TOTAL	12,88	11,97	11,50	11,80	11,40	11,72	11,62	11,80	11,76	11,44	11,87	11,73	11,66	11,00	11,54	11,93
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	2,896	3,023	3,022	3,015	3,015	2,995	3,003	3,004	3,014	3,016	3,008	3,023	3,017	3,013	3,008	3,017
Al	1,099	0,970	0,985	0,981	0,992	1,012	1,007	1,001	0,979	0,988	0,993	0,970	0,984	1,014	1,006	0,973
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,003	0,005	0,005	0,002	0,000	0,005	0,002	0,002	0,002	0,003	0,004	0,001	0,002	0,002	0,006	0,023
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001
Mg	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000
Ni	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca	0,118	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
Na	0,861	0,977	0,932	0,980	0,953	0,955	0,937	0,953	0,988	0,941	0,970	0,961	0,957	0,892	0,923	0,943
K	0,004	0,008	0,010	0,009	0,007	0,011	0,009	0,009	0,012	0,010	0,006	0,013	0,010	0,007	0,005	0,008
Or%	0,39	0,78	1,04	0,90	0,68	1,13	0,90	0,94	1,18	1,01	0,64	1,30	1,07	0,75	0,57	0,86
Ab%	87,62	99,22	98,84	98,93	99,32	98,84	98,94	98,97	98,58	98,80	99,22	98,56	98,82	99,25	99,29	99,03
An%	11,99	0,00	0,12	0,17	0,00	0,04	0,16	0,09	0,24	0,19	0,14	0,14	0,12	0,00	0,14	0,11

(*) Muestras de sondeos.

ROCAS METASOMATICAS RAD-2																
Muestra	*5B-7*	*5B-11*	*5B-11*	*5B-11*	*5B-11*	*5B-11*	*5B-11*	*10B-16*	*10B-16*	*10B-16*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-18*	*10B-19*
Nº An.	*F-6*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*	*F-6*	*PG-1*	*PG-2*	*FK-1*	*PG-1*	*PG-2*	*PG-3*	*PG-4*	*PG-5*	*PG-1*
SiO2	69,07	64,62	68,93	68,97	65,16	65,09	69,16	68,91	68,66	65,23	69,48	69,24	69,56	68,94	69,15	68,53
TiO2	0,03	0,03	0,00	0,02	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al2O3	19,30	17,55	19,32	19,64	17,96	17,64	19,37	19,65	19,50	18,19	19,80	19,68	19,73	19,57	19,63	19,48
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,11	0,00	0,04	0,09
FeOt	0,24	0,28	0,37	0,02	0,39	0,75	0,16	0,07	0,09	0,33	0,17	0,12	0,05	0,09	0,15	0,08
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,06	0,00	0,04	0,04	
MnO	0,00	0,05	0,07	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	
MgO	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	10,93	0,22	11,32	11,40	0,24	0,25	11,53	11,23	11,53	0,25	11,54	11,28	11,32	11,40	11,32	11,31
K2O	0,09	16,20	0,29	0,21	15,93	15,98	0,12	0,15	0,09	16,16	0,15	0,14	0,15	0,12	0,12	0,17
	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TOTAL	11,30	16,75	12,04	11,65	16,61	17,01	11,82	11,47	11,74	16,79	11,89	11,60	11,57	11,66	11,63	11,56
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	3,016	3,020	3,004	2,999	3,016	3,018	3,007	3,002	2,999	3,007	2,997	3,003	3,003	3,002	3,002	3,000
Al	0,994	0,967	0,993	1,007	0,980	0,964	0,993	1,009	1,004	0,989	1,007	1,006	1,004	1,004	1,005	1,005
Ti	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	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	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,004	0,000	0,001	0,003
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,009	0,011	0,013	0,001	0,015	0,029	0,006	0,003	0,003	0,013	0,006	0,004	0,002	0,003	0,005	0,003
Mn	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,925	0,020	0,956	0,961	0,021	0,022	0,972	0,949	0,976	0,022	0,965	0,948	0,948	0,962	0,953	0,960
K	0,005	0,966	0,016	0,012	0,940	0,945	0,007	0,009	0,005	0,951	0,008	0,008	0,008	0,006	0,007	0,009
Or%	0,54	98,00	1,66	1,19	97,60	97,70	0,70	0,89	0,53	97,70	0,83	0,83	0,86	0,67	0,69	0,96
Ab%	99,32	2,00	98,34	98,81	2,20	2,30	99,26	99,04	99,47	2,30	99,00	99,14	99,14	99,31	99,31	99,04
An%	0,14	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,17	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00

(*) Muestras de sondeos.

ROCAS METASOMATICAS RAD-2															
Muestra	*10B-19*	*10B-19*	*10B-19*	*10B-19*	*10B-19*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*	*10B-24*
Nº An.	*PG-3*	*PG-4*	*PG-5*	*PG-6*	*PG-7*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*FK-1*	*PG-1*	*PG-2*	*PG-3*	*PG-4*	*PG-5*
SiO2	69,19	69,22	69,31	68,95	68,87	69,66	70,11	71,06	69,72	64,61	68,92	68,95	68,77	69,18	68,65
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al2O3	19,57	19,76	19,47	19,52	19,86	19,62	19,91	19,93	19,91	18,54	19,82	19,82	19,63	19,70	19,60
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,05	0,05	0,02	0,08	0,00	0,00	0,07	0,11	0,01	0,04	0,04	0,00
FeOt	0,14	0,13	0,07	0,17	0,12	0,03	0,00	0,02	0,14	0,10	0,28	0,02	0,06	0,00	0,14
NiO	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
CaO	0,04	0,00	0,01	0,00	0,02	0,12	0,07	0,04	0,11	0,00	0,11	0,02	0,02	0,04	0,08
Na2O	11,65	11,24	11,19	11,35	11,40	11,07	10,88	10,11	11,07	0,33	11,41	11,53	11,29	11,22	11,33
K2O	0,12	0,19	0,13	0,12	0,21	0,12	0,10	0,11	0,10	16,37	0,18	0,18	0,17	0,11	0,14
	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TOTAL	12,04	11,55	11,43	11,70	11,78	11,35	11,13	10,30	11,42	16,82	11,98	11,79	11,55	11,37	11,70
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)															
Si	2,998	3,001	3,012	3,002	2,990	3,011	3,011	3,035	3,003	2,989	2,988	2,993	2,999	3,003	2,997
Al	1,000	1,010	0,997	1,002	1,016	1,000	1,008	1,003	1,011	1,011	1,013	1,014	1,009	1,009	1,009
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,003	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,002	0,001	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000
Fe2+	0,005	0,005	0,002	0,006	0,004	0,001	0,000	0,001	0,005	0,004	0,010	0,001	0,002	0,000	0,005
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,003	0,002	0,005	0,000	0,005	0,001	0,001	0,002	0,004
Na	0,979	0,945	0,943	0,958	0,960	0,928	0,906	0,837	0,924	0,030	0,959	0,970	0,955	0,944	0,959
K	0,007	0,010	0,007	0,007	0,012	0,007	0,005	0,006	0,006	0,966	0,010	0,010	0,009	0,006	0,008
Or%	0,66	1,09	0,76	0,69	1,18	0,73	0,59	0,70	0,60	97,00	1,00	1,04	0,96	0,62	0,83
Ab%	99,16	98,91	99,19	99,31	98,72	98,70	99,04	99,09	98,88	3,00	98,50	98,88	98,97	99,19	98,79
An%	0,18	0,00	0,04	0,00	0,10	0,57	0,37	0,21	0,52	0,00	0,50	0,09	0,08	0,20	0,39

(*) Muestras de sondeos.

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS																
Muestra	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-14*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-25*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*	*ER-55*
Nº An.	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*	*F-5*	*F-6*	*F-7*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*FTO-4*	*F-5*	*F-1*	*F-2*	*F-3*	*F-4*
SiO2	63,35	69,36	69,83	69,24	65,16	64,93	65,72	64,09	63,54	63,69	64,42	63,81	64,54	64,77	64,23	64,79
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,02	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al2O3	21,07	19,52	19,95	19,37	21,85	21,72	21,40	21,64	22,25	18,30	22,05	21,79	18,40	18,46	18,16	18,24
Cr2O3	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00
FeOt	0,08	0,02	0,11	0,12	0,05	0,08	0,18	0,11	0,10	0,05	0,14	0,00	0,15	0,06	0,03	0,00
NiO	0,05	0,06	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,07	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
MgO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	3,27	0,12	0,22	0,11	3,26	3,47	2,87	3,21	4,14	0,00	3,64	3,41	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	9,16	11,22	11,42	11,68	9,64	9,25	9,93	9,36	8,39	0,50	9,01	9,12	0,37	0,52	0,27	0,56
K2O	0,18	0,15	0,10	0,12	0,15	0,28	0,12	0,16	0,10	15,46	0,22	0,14	15,93	15,74	16,18	15,84
TOTAL	12,76	11,58	11,89	12,09	13,24	13,09	13,12	12,89	12,78	16,04	13,06	12,70	16,49	16,34	16,48	16,40
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																
Si	2,869	3,008	2,996	3,004	2,862	2,866	2,885	2,860	2,836	2,993	2,850	2,855	2,997	2,998	3,000	3,005
Al	1,125	0,998	1,009	0,991	1,131	1,130	1,107	1,139	1,171	1,014	1,150	1,149	1,007	1,008	1,000	0,997
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,003	0,001	0,004	0,004	0,002	0,003	0,007	0,004	0,004	0,002	0,005	0,000	0,006	0,002	0,001	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Mg	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000
Ni	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,159	0,006	0,010	0,005	0,153	0,164	0,135	0,153	0,198	0,000	0,173	0,163	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,805	0,944	0,950	0,982	0,821	0,791	0,845	0,810	0,726	0,046	0,773	0,791	0,033	0,047	0,025	0,050
K	0,010	0,008	0,006	0,007	0,008	0,016	0,007	0,009	0,006	0,927	0,013	0,008	0,944	0,929	0,964	0,937
Or%	1,07	0,86	0,59	0,68	0,85	1,60	0,69	0,91	0,61	95,29	1,31	0,83	96,60	95,22	97,49	94,92
Ab%	82,62	98,54	98,38	98,81	83,55	81,50	85,63	83,32	78,12	4,70	80,68	82,20	3,40	4,77	2,51	5,08
An%	16,30	0,60	1,03	0,50	15,60	16,90	13,68	15,76	21,27	0,01	18,01	16,97	0,00	0,01	0,00	0,00

ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS										ANFIBOLITA					PARANEIS		
Muestra	ER-55	ER-55	ER-55	ER-55	ER-55	ER-55	SG8-1	SG8-1	SG8-1	ER-143	ER-56	ER-56	ER-56	ER-56	ER-59	ER-59	ER-59
Nº An.	F-5	F-6	F-7	F-8	F-9	F-10	P8-1	P8-2	F8-1	PG-1	F-1	F-2	F-4	F-5	F-1	F-2	F-4
SiO2	64,76	64,69	64,67	64,98	64,87	64,91	68,08	69,51	64,01	52,47	60,02	55,40	59,68	60,14	67,96	68,36	69,19
TiO2	0,02	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,17	0,00	0,05	0,03	0,01	0,04	0,03	0,01	0,00	0,01
Al2O3	18,24	18,29	18,35	18,65	23,05	23,30	19,33	19,85	17,91	29,76	24,93	27,21	25,26	24,20	19,76	19,84	19,52
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
FeOt	0,05	0,00	0,04	0,07	0,11	0,15	0,04	0,10	0,28	0,12	0,06	0,04	0,07	0,03	0,01	0,02	0,02
NiO	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,11	0,07	0,00	0,07	0,01	0,04	0,07
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,04	0,00	0,03	0,00	0,65	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	3,89	3,87	0,22	0,11	0,04	12,86	7,08	10,73	7,71	6,25	0,32	0,23	0,03
Na2O	0,45	0,21	0,35	0,19	8,99	8,88	11,37	11,00	0,38	4,28	7,44	5,31	7,39	7,88	10,99	11,06	11,64
K2O	16,00	16,28	16,10	16,28	0,21	0,27	0,16	0,13	17,42	0,04	0,11	0,06	0,08	0,20	0,12	0,11	0,08
TOTAL	16,50	16,49	16,48	16,63	13,36	13,24	11,80	11,41	18,17	17,97	14,82	16,21	15,25	14,49	11,44	11,47	11,91
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 8 Oxígenos)																	
Si	3,003	3,002	3,000	2,993	2,823	2,819	2,997	3,000	2,986	2,381	2,679	2,523	2,658	2,706	2,988	2,990	3,001
Al	0,997	1,000	1,004	1,013	1,183	1,193	1,003	1,010	0,985	1,592	1,312	1,460	1,326	1,284	1,024	1,023	0,998
Ti	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,005	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe3+	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	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,002	0,000	0,001	0,003	0,004	0,006	0,001	0,004	0,011	0,005	0,002	0,002	0,003	0,001	0,000	0,001	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	0,025	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001
Ni	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,004	0,003	0,000	0,002	0,000	0,001	0,003
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,182	0,180	0,010	0,005	0,002	0,625	0,339	0,523	0,368	0,301	0,015	0,011	0,002
Na	0,040	0,019	0,031	0,017	0,758	0,748	0,971	0,920	0,034	0,376	0,644	0,469	0,638	0,687	0,937	0,938	0,979
K	0,947	0,964	0,953	0,957	0,012	0,015	0,009	0,007	1,037	0,002	0,006	0,003	0,004	0,011	0,006	0,006	0,005
Or%	95,94	98,07	96,81	98,28	1,23	1,57	0,88	0,77	96,65	0,21	0,61	0,33	0,44	1,12	0,67	0,67	0,47
Ab%	4,06	1,93	3,19	1,72	79,70	79,32	98,09	98,71	3,19	37,50	65,11	47,10	63,16	68,72	97,77	98,23	99,37
An%	0,00	0,00	0,00	0,00	19,07	19,11	1,03	0,52	0,16	62,29	34,28	52,57	36,40	30,16	1,55	1,10	0,16

ROCAS METASOMATICAS RAD-2										*PARANEISES*						
Muestra	*5B-1*	*5B-1*	*5B-1*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*5B-2*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*	*ER-59*
Nº An.	*M-2*	*M-3*	*M-4*	*M-1*	*M-2*	*M-3*	*M-7*	*M-8*	*M-11*	*M-1*	*M-2*	*M-3*	*M-4*	*M-4B*	*M-5*	*M-6*
SiO2	48,14	53,34	47,56	48,73	48,38	48,68	48,75	50,68	48,18	46,70	46,98	47,12	46,72	47,07	46,45	46,73
TiO2	0,60	0,27	1,68	1,45	1,26	1,65	0,94	0,65	1,32	0,50	0,48	0,50	0,56	0,38	0,47	0,47
Al2O3	34,70	29,67	33,87	31,41	31,66	31,42	32,60	28,21	31,62	31,06	31,84	31,34	31,72	32,13	31,92	31,76
Cr2O3	0,05	0,07	0,07	0,09	0,20	0,00	0,04	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOt	1,04	1,51	1,15	1,41	1,63	1,56	1,41	1,88	1,22	3,38	3,57	3,35	3,49	3,07	3,28	3,40
NiO	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
MnO	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,08	0,00	0,09	0,10	0,04	0,05	0,09
MgO	1,19	2,93	1,30	1,79	1,77	1,85	1,97	3,13	1,88	1,55	1,71	1,78	1,56	1,46	2,18	1,68
CaO	0,09	0,11	0,01	0,04	0,10	0,03	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,30	0,18	0,29	0,20	0,18	0,19	0,22	0,11	0,22	0,31	0,31	0,29	0,27	0,27	0,23	0,36
K2O	9,78	9,34	10,44	8,73	9,41	10,55	10,76	10,94	10,41	10,33	10,15	10,23	10,49	10,22	10,47	10,47
	*	*	*	*	*	*	*	*	*							
TOTAL	95,88	97,43	96,40	93,90	94,58	95,94	96,76	95,62	94,95	93,94	95,04	94,71	94,93	94,66	95,06	94,96
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 22 Oxígenos)																
Si	6,309	6,842	6,247	6,498	6,445	6,435	6,389	6,734	6,421	6,373	6,329	6,370	6,318	6,349	6,270	6,316
Al(IV)	1,691	1,158	1,753	1,502	1,555	1,565	1,611	1,266	1,579	1,627	1,671	1,630	1,682	1,651	1,730	1,684
Al(VI)	3,670	3,327	3,491	3,436	3,417	3,332	3,426	3,153	3,391	3,371	3,386	3,363	3,375	3,458	3,348	3,377
Ti	0,059	0,026	0,166	0,145	0,126	0,164	0,092	0,065	0,133	0,052	0,048	0,050	0,057	0,038	0,048	0,047
Cr	0,005	0,007	0,007	0,010	0,021	0,000	0,005	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,114	0,162	0,126	0,157	0,181	0,172	0,155	0,209	0,136	0,386	0,402	0,378	0,395	0,346	0,370	0,384
Mn	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,007	0,002	0,000	0,009	0,000	0,011	0,012	0,005	0,006	0,011
Mg	0,232	0,560	0,255	0,357	0,351	0,365	0,384	0,619	0,373	0,315	0,343	0,359	0,315	0,293	0,438	0,337
Ni	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000
ΣOct	4,081	4,084	4,047	4,110	4,096	4,034	4,070	4,047	4,036	4,136	4,181	4,162	4,155	4,143	4,212	4,156
Ca	0,013	0,015	0,002	0,006	0,014	0,004	0,000	0,003	0,010	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Na	0,076	0,045	0,073	0,050	0,048	0,049	0,056	0,029	0,056	0,081	0,081	0,077	0,071	0,072	0,060	0,095
K	1,635	1,529	1,750	1,485	1,599	1,780	1,800	1,855	1,769	1,799	1,745	1,765	1,810	1,758	1,802	1,804
ΣA	1,723	1,588	1,825	1,541	1,660	1,833	1,855	1,886	1,836	1,880	1,826	1,842	1,882	1,830	1,862	1,900
XMg	0,671	0,776	0,669	0,694	0,659	0,680	0,713	0,748	0,734	0,449	0,461	0,487	0,444	0,459	0,542	0,468

(*) Muestras de sondeos.

FACIES GALIÑEIRO															
Muestra	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*ER-73*	*12B-10*	*12B-10*
Nº An.	*CL-1*	*CL-2*	*CL-3*	*CL-4*	*CL-5*	*CL-6*	*CL-7*	*CL-8*	*CL-9*	*CL-10*	*CL-11*	*CL-12*	*CL-13*	*CL-1*	*CL-2*
SiO2	23,91	24,32	24,60	24,68	24,54	25,16	24,19	23,53	24,63	23,96	24,20	23,98	24,58	24,15	24,13
TiO2	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,04	0,06	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
Al2O3	16,03	16,29	16,60	16,48	16,47	16,92	16,82	16,70	17,75	15,88	16,40	16,44	16,05	16,96	16,78
Cr2O3	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	44,20	44,69	43,46	42,66	42,97	41,87	42,18	45,09	40,82	47,12	42,62	44,23	43,62	50,20	50,77
MnO	1,96	1,94	1,37	1,31	1,20	1,29	1,33	1,65	1,19	1,38	1,35	2,03	1,56	0,31	0,36
MgO	1,74	2,27	2,97	3,69	3,64	4,80	3,33	1,61	4,55	1,52	3,95	1,95	2,77	0,37	0,41
CaO	0,04	0,05	0,08	0,08	0,06	0,10	0,09	0,01	0,08	0,02	0,07	0,09	0,08	0,09	0,12
Na2O	0,04	0,12	0,00	0,00	0,06	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00
K2O	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03	0,05 *	0,03 *
TOTAL	88,04	89,75	89,21	89,07	88,95	90,22	87,97	88,67	89,18	89,89	88,67	88,80	88,70	92,15	92,60
FORMULA ESTRUCTURAL. (Sobre 10 Cationes)															
Si	2,841	2,827	2,851	2,850	2,840	2,842	2,829	2,776	2,809	2,801	2,805	2,817	2,874	2,874	2,874
Al(IV)	1,159	1,173	1,149	1,150	1,160	1,158	1,171	1,224	1,191	1,199	1,195	1,183	1,126	1,126	1,126
Al(VI)	1,086	1,060	1,118	1,094	1,088	1,096	1,149	1,098	1,196	0,989	1,045	1,093	1,086	1,086	1,086
Ti	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,003	0,002	0,003	0,005	0,001	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe2+	4,392	4,346	4,213	4,121	4,159	3,956	4,126	4,449	3,894	4,607	4,131	4,346	4,265	4,265	4,265
Fe3+	0,073	0,107	0,031	0,055	0,072	0,055	0,017	0,120	-0,014	0,208	0,150	0,076	0,039	0,039	0,039
Mn	0,197	0,191	0,134	0,128	0,118	0,123	0,132	0,165	0,115	0,136	0,132	0,202	0,154	0,154	0,154
Mg	0,307	0,393	0,513	0,634	0,628	0,808	0,580	0,282	0,774	0,264	0,682	0,342	0,483	0,483	0,483
Ni	0,012	0,000	0,010	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣOct	6,069	6,101	6,022	6,045	6,065	6,043	6,006	6,118	5,976	6,206	6,141	6,065	6,030	6,030	6,030
Ca	0,005	0,006	0,009	0,010	0,007	0,012	0,011	0,002	0,009	0,002	0,009	0,011	0,010	0,010	0,010
Na	0,010	0,027	0,000	0,000	0,013	0,005	0,002	0,007	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,003	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,005	0,002	0,004	0,004	0,004
XMg	0,065	0,083	0,109	0,133	0,131	0,170	0,123	0,060	0,166	0,054	0,142	0,073	0,102	0,102	0,102

(*) Muestras de sondeos

FACIES MAGNETITA							R. METASOMATICAS RAD-2			
Muestra	ER-117	SG5-3	SG5-3	SG5-3	SG5-3	SG5-3	5B-3	5B-3	5B-3	5B-3
Nº An.	CL-1	CL-1	CL-2	CL-3	CL-5	CL-6	CL-1	CL-3	CL-4	CL-5
SiO2	28,33	27,25	26,80	29,58	29,05	28,62	27,27	26,77	27,20	28,18
TiO2	0,19	0,36	0,16	0,04	0,05	0,00	0,11	0,12	0,02	0,07
Al2O3	9,18	15,92	16,73	16,87	16,80	16,55	11,82	12,61	12,37	13,98
Cr2O3	0,03	0,00	0,04	0,04	0,02	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
FeO	47,60	36,95	35,15	34,06	33,94	34,00	46,31	43,85	46,59	42,81
MnO	0,00	0,12	0,28	0,21	0,24	0,21	0,22	0,25	0,31	0,40
MgO	0,21	8,37	8,67	8,51	8,43	8,14	0,49	0,49	0,60	0,84
CaO	0,55	0,14	0,12	0,45	0,46	0,24	0,44	0,36	0,28	0,39
Na2O	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00
K2O	0,25	0,10	0,00	0,04	0,00	0,04	1,50 *	1,42 *	1,47 *	0,28 *
TOTAL	86,39	89,37	88,00	89,86	88,99	87,79	88,27	86,00	88,88	86,93
FORMULA ESTRUCTURAL. (Sobre 10 Cationes)										
Si	3,540	3,027	2,998	3,236	3,208	3,211	3,347	3,354	3,308	3,416
Al(IV)	0,460	0,973	1,002	0,764	0,792	0,789	0,653	0,646	0,692	0,584
Al(VI)	0,891	1,112	1,203	1,412	1,396	1,400	1,057	1,216	1,081	1,413
Ti	0,018	0,030	0,013	0,003	0,004	0,000	0,010	0,011	0,002	0,006
Cr	0,003	0,000	0,004	0,004	0,002	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000
Fe2+	4,974	3,433	3,289	3,116	3,135	3,190	4,753	4,594	4,738	4,339
Fe3+	-0,470	-0,199	-0,231	-0,658	-0,613	-0,612	-0,432	-0,593	-0,393	-0,841
Mn	0,000	0,011	0,026	0,020	0,023	0,020	0,023	0,027	0,032	0,041
Mg	0,039	1,386	1,446	1,388	1,388	1,361	0,090	0,091	0,109	0,151
Ni	0,001	0,011	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000
ΣOct	5,456	5,784	5,754	5,289	5,333	5,360	5,510	5,359	5,570	5,109
Ca	0,074	0,017	0,014	0,053	0,054	0,028	0,058	0,049	0,037	0,050
Na	0,009	0,009	0,000	0,000	0,003	0,000	0,004	0,003	0,010	0,000
K	0,040	0,015	0,000	0,005	0,001	0,006	0,235	0,228	0,227	0,043
XMg	0,008	0,288	0,305	0,308	0,307	0,299	0,019	0,019	0,023	0,034

(*) Muestras de sondeos

FACIES GALIÑEIRO									*FACIES MAGNETITA*				
Muestra	ER-73	ER-73	ER-122	ER-122	ER-122	ER-123	ER-137	ER-137	SG5-3	SG5-3	SG5-3	SG5-4	SG5-4
Nº An.	MG-1	MG-2	MG2-3	MG3-3	MG-5	MG3-3	MG1-6	MG2-6	MG-1	MG-2	MG-3	MG5-1	MG5-2
SiO2	0,12	0,07	0,09	0,08	0,09	0,11	0,03	0,02	0,05	0,04	0,11	0,14	0,20
TiO2	1,24	1,28	0,38	0,12	0,43	0,00	0,09	0,08	0,14	0,11	0,54	0,04	0,16
Al2O3	0,34	0,25	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr2O3	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,09	0,00	0,03	0,00
FeOt	89,32	91,13	95,13	95,46	95,97	92,02	91,55	90,93	94,15	95,51	93,90	92,20	92,85
NiO	0,00	0,14	0,09	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,15	0,00
MnO	0,06	0,05	0,30	0,32	0,07	0,26	0,05	0,00	0,02	0,00	0,16	0,00	0,14
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,07	0,02	0,01	0,00
CaO	0,00	0,02	0,18	0,12	0,10	0,13	0,00	0,09	0,03	0,03	0,01	0,05	0,02
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
K2O	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,08	0,05
TOTAL	91,09	93,02	96,19	96,15	96,70	92,64	91,73	91,11	94,50	95,88	94,77	92,71	93,42
FeO	31,531	31,925	31,885	31,752	32,513	30,311	30,639	30,355	31,516	31,831	31,916	30,647	31,216
Fe2O3	64,218	65,79	70,286	70,799	70,514	68,578	67,692	67,321	69,602	70,764	68,888	68,403	68,489
total	97,52	99,61	103,23	103,24	103,76	99,512	98,506	97,852	101,47	102,96	101,67	99,56	100,28
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 4 Oxígenos)													
Si	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,001	0,001	0,002	0,001	0,004	0,005	0,008
Ti	0,037	0,037	0,011	0,003	0,012	0,000	0,003	0,002	0,004	0,003	0,015	0,001	0,005
Al	0,016	0,011	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,001	0,000
Fe3+	1,902	1,909	1,972	1,987	1,968	1,996	1,992	1,994	1,988	1,991	1,962	1,990	1,978
Fe2+	1,038	1,030	0,994	0,990	1,009	0,980	1,002	0,999	1,000	0,995	1,010	0,991	1,002
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,001	0,001	0,000
Ni	0,000	0,004	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000
Mn	0,002	0,002	0,009	0,010	0,002	0,009	0,002	0,000	0,001	0,000	0,005	0,000	0,004
Ca	0,000	0,001	0,007	0,005	0,004	0,005	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
K	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,003
Fe/Fe+Mg	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	0,996	0,999	0,999	1,000

FACIES MAGNETITA													*R. M. RAD-2*		
Muestra	SG5-4	SG5-4	SG5-4	SG5-4	SG5-4	SG5-4	SG5-4	SG5-4	SG5-4	SG5-4	SG5-4	SG5-4	5B-11	5B-11	5B-11
Nº An.	M5-3	M5-4	M5-5	M5-6	M5-7	M5-8	M5-9	M5-10	M5-11	M5-12	M5-13	M5-14	MG-1	MG-2	MG-3
SiO2	0,16	0,11	0,16	0,16	0,08	0,12	0,12	0,09	0,06	0,09	0,07	0,10	0,25	0,07	0,01
TiO2	0,00	0,19	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,15	0,20	0,12	0,08	0,03	1,14	1,39	1,26
Al2O3	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00	0,03
Cr2O3	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
FeOt	91,76	91,57	90,69	92,27	92,47	91,64	92,40	93,38	92,00	92,24	92,18	92,00	90,57	90,40	90,68
NiO	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,01	0,10	0,00	0,00
MnO	0,07	0,07	0,06	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,14	0,06	0,00	0,01	0,11
MgO	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,08	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02
CaO	0,08	0,07	0,00	0,08	0,06	0,02	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na2O	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	0,04	0,00
K2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,02	0,00	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00
TOTAL	92,11	92,20	90,97	92,55	93,03	91,92	92,65	93,83	92,42	92,62	92,56	92,29	92,12	91,93	92,13
FeO	30,65	30,71	30,43	30,91	31,26	30,63	30,92	31,21	30,85	30,95	30,82	30,79	31,789	31,715	31,67
Fe2O3	67,9	67,64	66,97	68,19	68,02	67,8	68,32	69,09	67,95	68,12	68,19	68,03	65,327	65,217	65,582
total	98,91	98,98	97,68	99,38	99,84	98,71	99,5	100,7	99,22	99,45	99,39	99,11	98,661	98,46	98,694
													*	*	*
FORMULA ESTRUCTURAL (Sobre 4 Oxígenos)															
Si	0,006	0,004	0,006	0,006	0,003	0,005	0,004	0,003	0,002	0,004	0,003	0,004	0,010	0,003	0,001
Ti	0,000	0,005	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,004	0,006	0,003	0,002	0,001	0,033	0,041	0,037
Al	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	1,989	1,980	1,986	1,987	1,973	1,990	1,989	1,987	1,984	1,984	1,988	1,988	1,915	1,917	1,924
Fe2+	0,998	0,999	1,003	1,001	1,008	0,999	1,001	0,997	1,001	1,002	0,998	1,000	1,036	1,036	1,032
Mg	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Ni	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Mn	0,002	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,002	0,000	0,000	0,004
Ca	0,003	0,003	0,000	0,003	0,003	0,001	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Na	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	0,003	0,000
K	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000
Fe/Fe+Mg	1,000	1,000	0,999	0,998	1,000	0,997	0,998	1,000	1,000	0,995	1,000	0,998	1,000	1,000	0,999

(*) Muestras de sondeos

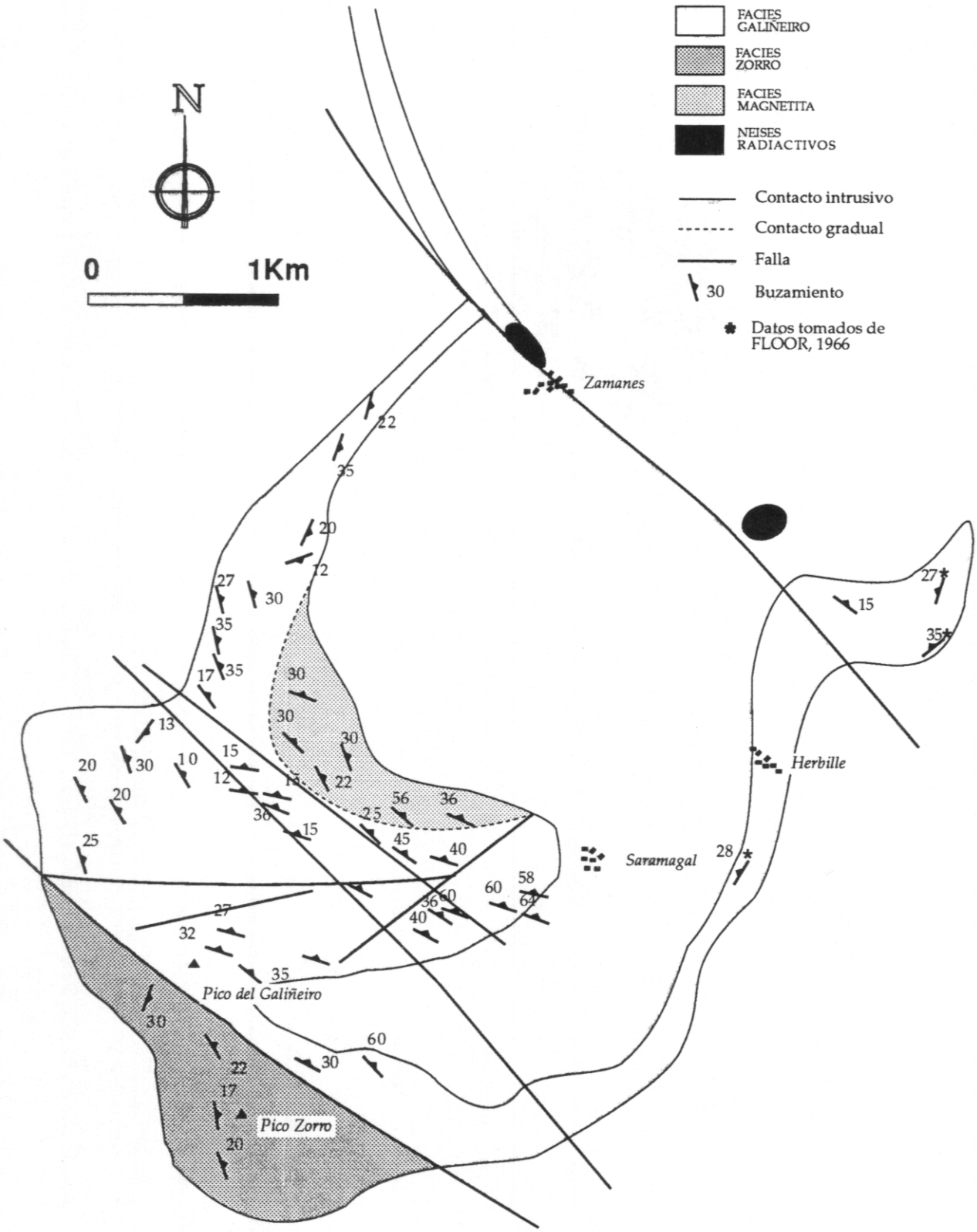
GAL		*ZORRO*	*RAD-2*									*R.ANF-BIOT*			*PARANEIS*	
Muestra	ER-24	ER-7	10B-16	10B-24	10B-24	10B-24	10B-24	10B-24	10B-24	10B-24	10B-24	ER-14	ER-14	ER-14	ER-143	ER-143
N° An.	ILL-1	IL7-1	ILM-1	IL-1	ILM-1	ILM-2	ILM-3	ILM-4	ILM-5	ILM-7	ILM-8	IL-1	IL-2	IL-3	IL-1	IL-2
SiO2	0,05	0,00	0,03	0,02	0,18	0,39	1,18	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	2,01	0,00	0,05	0,05
TiO2	58,98	51,84	53,31	53,70	50,41	49,88	49,52	52,32	51,77	50,51	50,88	56,08	54,37	56,18	53,58	53,47
Al2O3	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,06	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03
Cr2O3	0,02	0,00	0,06	0,01	0,00	0,09	0,00	0,00	0,13	0,02	0,03	0,00	0,08	0,02	0,00	0,01
FeOt	31,73	44,51	39,37	42,30	42,21	37,11	42,40	43,84	43,72	41,92	38,22	38,23	38,09	37,85	45,50	45,48
NiO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00
MnO	0,37	2,98	5,13	5,77	6,44	10,03	4,93	4,52	4,86	7,33	11,10	6,23	6,82	7,02	2,04	1,90
MgO	0,07	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
CaO	0,59	0,09	0,03	0,04	0,02	0,03	0,09	0,00	0,07	0,01	0,06	0,48	0,89	0,36	0,25	0,09
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
K2O	0,05	0,11	0,04	0,02	0,12	0,09	0,02	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03
TOTAL	91,92	99,55	97,98	101,87	99,40	97,80	98,44	100,72	100,76	99,88	100,34	101,04	102,36	101,45	101,48	101,13
FeO	31,73	43,16	39,37	42,30	38,60	34,72	40,53	42,36	41,10	37,81	34,30	38,23	38,09	37,85	45,50	45,48
Fe2O3	0,00	1,49	0,00	0,00	4,01	2,66	2,08	1,65	2,92	4,57	4,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	91,92	99,70	97,98	101,87	99,80	98,07	98,65	100,89	101,05	100,34	100,78	101,04	102,36	101,45	101,48	101,13
FORMULA ESTRCUTURAL (Sobre 3 Oxígenos)																
			*	*	*	*	*	*	*	*	*					
Si	0,001	0,000	0,001	0,001	0,005	0,010	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,049	0,000	0,001	0,001
Ti	1,230	0,987	1,034	1,000	0,959	0,964	0,948	0,985	0,973	0,957	0,959	1,055	1,002	1,052	1,002	1,003
Al	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,028	0,000	0,000	0,076	0,051	0,040	0,031	0,055	0,087	0,082	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,683	0,914	0,839	0,876	0,817	0,746	0,863	0,887	0,859	0,796	0,719	0,785	0,767	0,775	0,945	0,947
Mg	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Mn	0,009	0,064	0,112	0,121	0,138	0,218	0,106	0,096	0,103	0,156	0,236	0,132	0,142	0,148	0,043	0,040
Ca	0,017	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,013	0,023	0,010	0,007	0,002
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
K	0,002	0,003	0,001	0,001	0,004	0,003	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001

(*) Muestras de sondeos

ROCAS METASOMATICAS RAD-1							*FACIES MAGNETITA*		
Muestra	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG5-6*	*SG5-6*	*SG5-6*
Nº An.	*BL3-1*	*BL3-2*	*BL3-3*	*BL3-4*	*BL3-5*	*BL3-6*	*BL5-1*	*BL5-2*	*BL5-3*
Zn	57,96	57,93	57,79	58,31	58,19	57,38	58,31	59,46	60,36
Fe	9,31	9,01	8,67	8,36	8,29	9,10	7,98	6,68	6,69
Cd	0,06	0,01	0,01	0,03	0,03	0,08	0,10	0,16	0,15
Mn	0,17	0,18	0,13	0,15	0,13	0,16	0,14	0,12	0,13
S	33,11	32,80	33,05	33,20	32,15	32,70	32,47	32,03	32,23
Hg	0,11	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
Sb	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ge	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,01	0,04	0,18	0,08
TOTAL	100,73	99,93	99,65	100,15	98,85	99,42	99,05	98,66	99,67

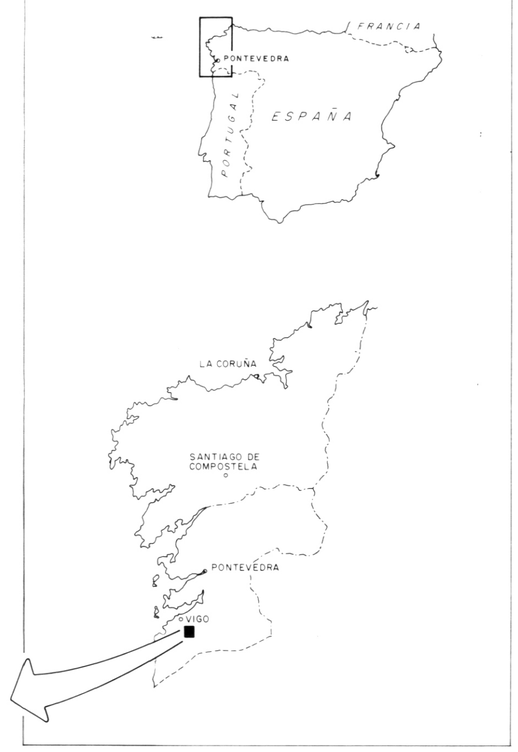
ROCAS METASOMATICAS RAD-1								
Muestra	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*	*SG3-3*
Nº An.	*PY3-1*	*PY3-2*	*PY3-3*	*PY3-4*	*PY3-5*	*PY3-6*	*PY3-7*	*PY3-8*
Fe	45,42	46,47	46,46	46,40	46,09	46,77	46,97	47,02
Ni	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	52,97	52,66	52,85	52,40	52,31	52,62	52,65	52,71
As	0,03	0,09	0,16	0,00	0,00	0,24	0,03	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	98,42	99,24	99,48	98,82	98,40	99,63	99,66	99,75

Esquema de Foliaciones del Complejo del Galiñeiro



COMPLEJO PERALCALINO DEL GALIÑEIRO (PONTEVEDRA-ESPAÑA) — MAPA DE MUESTRAS

ESQUEMA DE LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA



— LEYENDA —

- GALIÑEIRO
- ZORRO
- MAGNETITA

} FACIES PERALCALINAS

- NEISES RADIACTIVOS (Rocas metasomáticas)
- ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS (Ortoderivadas)
- ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS (Paraderivadas)
- ANFIBOLITAS
- PARANEIS
- GRANITO
- PEGMATITA

— SIGNOS CONVENCIONALES —

- Contorno de afloramiento
- Contacto gradual
- Falla
- Labor minera
- Cantera

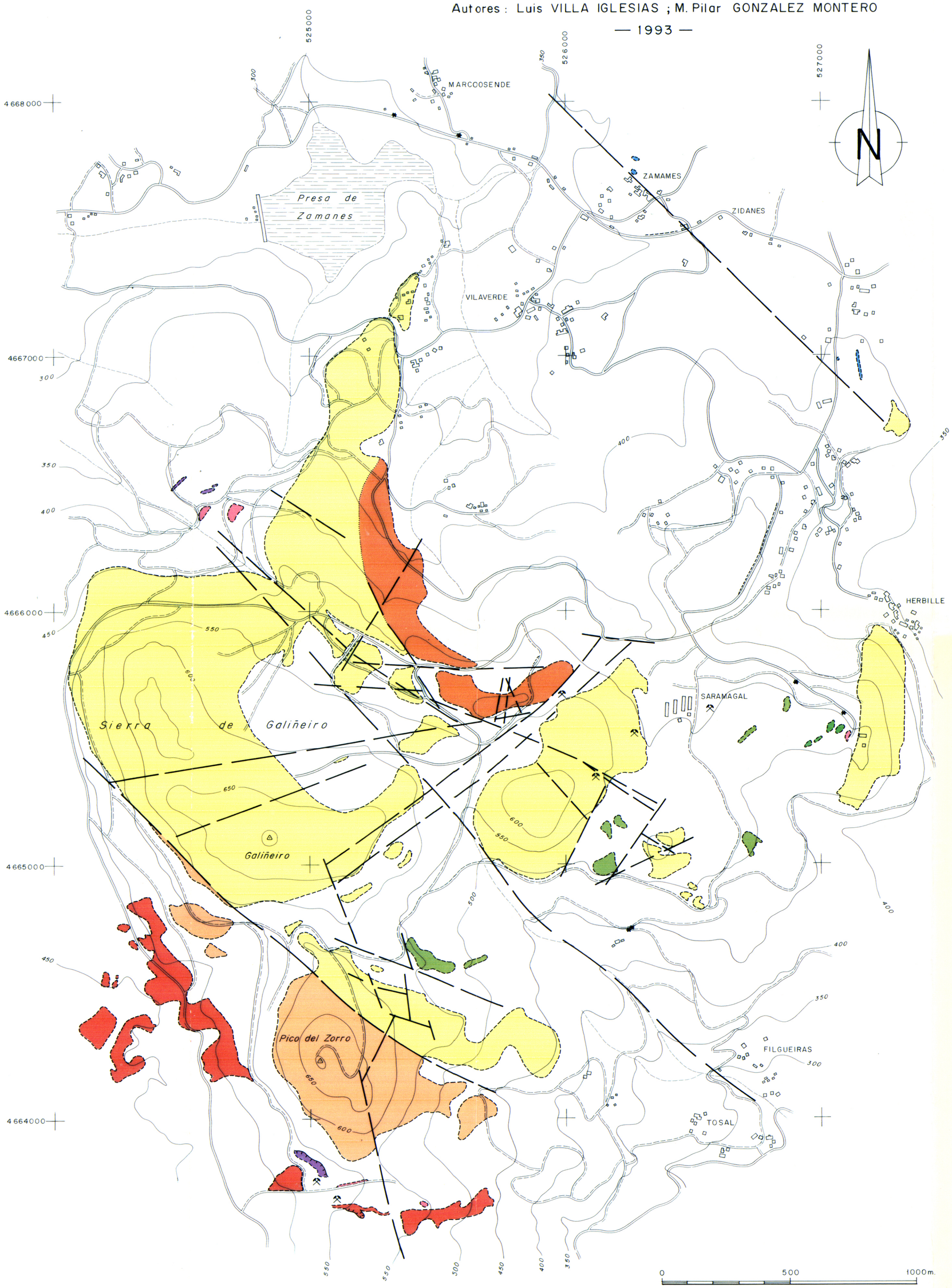
ER-27 — MUESTRA

SG-2 — SONDEO

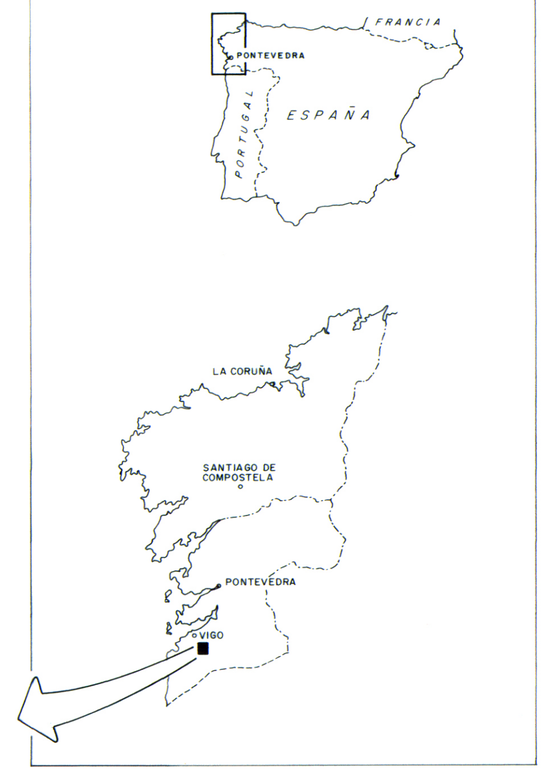
COMPLEJO PERALCALINO DEL GALIÑEIRO (PONTEVEDRA-ESPAÑA) MAPA GEOLÓGICO DE AFLORAMIENTOS

Autores: Luis VILLA IGLESIAS ; M. Pilar GONZALEZ MONTERO

— 1993 —



ESQUEMA DE LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA



— LEYENDA —

- GALIÑEIRO
- ZORRO
- MAGNETITA

} FACIES PERALCALINAS

- NEISES RADIACTIVOS (Rocas metasomáticas)
- ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS (Ortoderivadas)
- ROCAS ANFIBOLICO-BIOTITICAS (Paraderivadas)
- ANFIBOLITAS
- PARANEIS
- GRANITO
- PEGMATITA

— SIGNOS CONVENCIONALES —

- Contorno de afloramiento
- Contacto gradual
- Falla
- Labor minera
- Cantera