

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Petrología y Geoquímica



**ESTUDIO DE LOS GRANITOS URANÍFEROS DEL MACIZO DE
CADALSO – CASILLAS DE FLORES
(SALAMANCA – CÁCERES, ESPAÑA)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Abdullahi Hassan Mohamud

Bajo la dirección de los doctores

María Josefa Pellicer Bautista

Luis Pérez del Villar

Madrid, 1996

ISBN: 978-84-669-1335-5

BIBLIOTECA UCM



5309257399

T
911

ABDULLAHI HASSAN MOHAMUD

**ESTUDIO DE LOS GRANITOS URANÍFEROS DEL
MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES
(SALAMANCA-CÁCERES, ESPAÑA)**



FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

S-S

DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

R-7-224

MADRID, 1996

ESTUDIO DE LOS GRANITOS URANÍFEROS DEL MACIZO DE
CADALSO-CASILLAS DE FLORES
(SALAMANCA-CÁCERES, ESPAÑA)

Esta memoria ha sido elaborada en el C.I.E.M.A.T y en el departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, U.C.M. bajo la dirección de los Doctores Luis Pérez del Villar, C.I.E.M.A.T. y Maria José Pellicer Bautista, profesora titular de la U.C.M. y presentada por Don Abdullahi Hassan Mohamud para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Madrid, 16 de Mayo de 1996.

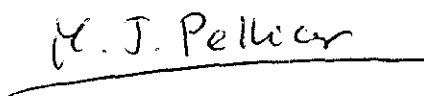
El Doctorando
Abdullahi Hassan Mohamud

Vº Bº Directores

Luis Pérez del Villar



Mª Jose Pellicer Bautista



*A mi mujer, mis hijos
y la tía Aisha.*

AGRADECIMIENTO

Al final de un trabajo de tesis, la página de los agradecimientos es la más grata de escribir pero también la más difícil. Me resulta casi imposible resumir en unas cuantas líneas los sentimientos de agradecimiento que, acumulados durante varios años, tendría que expresar a todas aquellas personas e instituciones que han hecho posible la realización de esta memoria.

En primer lugar, vaya mi más sincero agradecimiento para los directores de esta tesis, Dr. Luis Pérez del Villar Guillen (IMA, Geología, CIEMAT) y Dra. M. José Pellicer Bautista (Dpt. Pet. Geol. U.C.M), de quienes recibí, en todo momento, el apoyo y colaboración que las tareas de investigación y redacción precisaron.

Mi agradecimiento también para todos los miembros del Departamento de Petrología y Geoquímica, por su acogida y amabilidad. Especialmente estoy agradecido a los Drs. Soledad Fernández Santín, Cesar Casquet Martín y Carlos Villaseca Gonzalez, por la ayuda, el apoyo y la colaboración que de ellos recibí a lo largo del tiempo que ha durado este trabajo. Muy especialmente quiero recordar y agradecer aquí la amistad que encontré en el Dr. John Norman Snelling, así como su ayuda en el trabajo, desgraciadamente fallido, sobre la datación de los granitos estudiados en esta tesis.

A las instituciones que han hecho posible que este trabajo se haya realizado: Centro de Investigaciones Energéticas Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT), Empresa Nacional del Uranio (ENUSA) y Universidad de Oviedo, vaya mi reconocimiento y gratitud. De estas instituciones quiero resaltar y agradecer la ayuda prestada por Don. Juan S. Cozar (CIEMAT), en microscopía electrónica de barrido, Don Javier Arnaiz Guezala (ENUSA), en el muestreo de los granitos y la documentación existente sobre el área y al Dr. Guillermo Corretgé Castañón, por facilitarme la utilización de la microsonda electrónica.

Finalmente quiero expresar mi agradecimiento al Dr. Ramón Casillas Ruíz, de la Universidad de La Laguna, por su ayuda y consejos en las etapas iniciales de este trabajo, a Dña. M. Isabel Sevillano, analista del Departamento de Petrología y Geoquímica, por su predisposición para resolver algunos de los problemas analíticos planteados.

No quiero olvidar aquí a mis amigos y camaradas Larbí, Víctor y Miguel. Y un recuerdo especial a todas las gentes del pueblo de Casillas de Flores por los cálidos veranos que pasamos juntos.

ÍNDICE

Índice

Pág.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	1
1.2. ANTECEDENTES	
1.2.1. Antecedentes de índole general	2
1.2.2. Antecedentes sobre el Complejo Esquisto-Grauváquico	2
1.2.3. Antecedentes sobre el macizo de Cadalso-Casillas de Flores y otros granitoides semejantes	5
1.2.4. Antecedentes sobre la prospección, geoquímica y distribución del U en el macizo granítico de Cadalso-Casillas de Flores	12
1.2.5. Resumen de los antecedentes	15
1.3. OBJETIVOS	15
1.4. METODOLOGÍA	
1.4.1. Trabajos de campo: cartografía y muestreo	17
1.4.2. Trabajos de gabinete	18
1.4.3. Estudios de laboratorio	20

2. LAS UNIDADES GRANÍTICAS DEL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES Y RELACIONES ENTRE ELLAS

2.1. EL COMPLEJO GRANÍTICO DE PAYO	24
2.2. EL COMPLEJO GRANÍTICO DE PEÑAPARDA	25
2.3. RELACIONES DE CONTACTO ENTRE AMBOS COMPLEJOS Y LAS UNIDADES Y FACIES GRANÍTICAS	25

3. CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y MINERALÓGICA DE LAS UNIDADES GRANÍTICAS	
3.1. LAS UNIDADES DEL COMPLEJO DE PAYO	
3.1.1. Granito biotítico de grano grueso y porfídico de Gata (G1)	31
3.1.2. Granito biotítico de grano grueso y porfídico de Payo (G2)	42
3.1.3. Granito de dos micas de Casillas de Flores (G3)	64
3.1.4. Granito moscovítico ± biotita de La Alberguería (G4)	73
3.2. LAS UNIDADES DEL COMPLEJO DE PEÑAPARDA	
3.2.1. Granito biotítico de grano fino de Peñaparda (G5)	80
3.2.2. Granito moscovítico de grano fino de la Ermita de San Blas (G6)	90
3.3. AFLORAMIENTOS ENGLOBADOS EN G7	
3.3.1. El afloramiento de Villar de Flores (G7A)	99
3.3.2. Los afloramientos de La Fuente del Espinar (G7B)	102
4. QUÍMICA MINERAL	108
4.1. MINERALES ESENCIALES	
4.1.1. Biotita	109
4.1.2. Moscovita	123
4.2. MINERALES ACCESORIOS	139
4.2.1. Minerales accesorios del complejo de Payo	
4.2.1.1. Monacita	140
4.2.1.2. Xenotima	151
4.2.1.3. Apatito	155
4.2.1.4. Circón	158
4.2.1.5. Allanita	161
4.2.1.6. Andalucita	164
4.2.1.7. Los óxidos de Fe o de Fe y Ti	166

	Pág.
4.2.1.8. Uraninita	168
4.2.2. Minerales accesorios del complejo de Peñaparda	
4.2.2.1. Monacita	169
4.2.2.2. Xenotima	174
4.2.2.3. Apatito	175
4.2.2.4. Circón	176
4.2.2.5. Ilmenita	177
4.2.2.6. Uraninita	178
4.3. COMPARACIÓN ENTRE EL COMPORTAMIENTO GEOQUÍMICO Y LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS MINERALES ACCESORIOS DE AMBOS COMPLEJOS	179
4.4. RESUMEN Y CONCLUSIONES	180
5. GEOQUÍMICA	182
5.1. ANÁLISIS DISCRIMINANTE	183
5.2. ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS. ESTADÍSTICA UNIVARIANTE	186
5.2.1. Elementos mayores	187
5.2.2. Elementos traza	192
5.3. ESTADÍSTICA DIVARIANTE Y RELACIONES INTERELEMENTALES	
5.3.1. Relaciones interelementales en el complejo de Payo	196
5.3.2. Relaciones interelementales en el complejo de Peñaparda	214
5.3.3. Relaciones interelementales en los dos complejos	221
5.4. ESTADÍSTICA MULTIVARIANTE	222
5.4.1. Análisis factorial	223
5.5. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL MACIZO DE CADALSO- CASILLAS DE FLORES	
5.5.1. Complejo de Payo	230
5.5.2. Complejo de Peñaparda	233
5.6. GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS DEL GRUPO DE LAS TIERRAS RARAS	236

5.6.1. Contenido y comportamiento geoquímico de las TR en el macizo de Cadalso-Casillas de Flores	237
5.7. CONCLUSIONES	242

6. GÉNESIS Y EVOLUCIÓN

6.1. EL COMPLEJO DE PAYO	
6.1.1. Naturaleza de la roca fuente	244
6.1.2. Condiciones de fusión	245
6.1.3. Profundidad y mecanismo de emplazamiento	248
6.1.4. Diferenciación del magma del complejo de Payo	252
6.2. EL COMPLEJO DE PEÑAPARDA	255

7. DISTRIBUCIÓN GEOQUÍMICA Y MINERALÓGICA DEL URANIO Y TORIO

7.1. DISTRIBUCIÓN DEL K,Th Y U EN EL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES MEDIANTE PROSPECCIÓN AERORRADIOMÉTRICA	
7.1.1. Mapa de actividad Gamma total	261
7.1.2. Mapa de contenido en K	262
7.1.3. Mapa de Th eq.	264
7.1.4. Mapa de U eq.	265
7.1.5. Mapa de la relación U eq./Th eq.	267
7.2. ESTUDIO DE LA DISTRIBUCIÓN DEL U MEDIANTE REGRESIÓN MÚLTIPLE	
7.2.1. Las unidades del complejo de Payo	269
7.2.2. Las unidades del complejo de Peñaparda	273
7.3. DISTRIBUCIÓN MINERALÓGICA TEÓRICA DEL U Y Th MEDIANTE ANÁLISIS QUÍMICO	
7.3.1. Distribución mineralógica del Th	274
7.3.2. Distribución mineralógica del U	275
7.3.3. Comparación con la distribución mineralógica del U	

	Pág.
en otros macizos graníticos peraluminicos	278
7.4. DISTRIBUCIÓN ACTUAL DEL U EN EL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES	278
7.5. EL PAPEL DEL F Y EL P EN LA REDISTRIBUCIÓN MINERALÓGICA DEL U	284
7.6. LA ROCA COMO FUENTE DE U Y EL ORIGEN DE LOS INDICIOS	286
8. CONCLUSIONES GENERALES	288
9. REFERENCIAS	293
ANEXO 1. TABLAS DE QUÍMICA MINERAL	
ANEXO 2. TABLAS DE GEOQUÍMICA	

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

**SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y
GEOLÓGICA**

ANTECEDENTES

Antecedentes de índole general

**Antecedentes sobre el complejo
esquisto-grauváquico**

**Antecedentes sobre el macizo de
Cadalso-Casillas de Flores y otros
granitoides semejantes**

**Antecedentes sobre la prospección,
geoquímica y distribución del U en el
macizo granítico de Cadalso- Casillas de
Flores**

Resumen de los antecedentes

OBJETIVOS

METODOLOGÍA

Trabajos de campo: cartografía y muestreo

Trabajos de gabinete

Estudios de laboratorio

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La zona objeto de estudio está situada en el extremo W del Sistema Central Español, en la denominada Sierra de Gata, entre las provincias de Salamanca y Cáceres. Está comprendida en las hojas 1:50.000 del M.T.N n^os 550 (Fuenteguinaldo), 573 (Gata) y 574 (Casar de Palomero), y ocupa una superficie aproximada de 300 Km², dentro del área delimitada por las coordenadas U.T.M. 4485000-4450000 y 715000-680000 del huso 29. Se extiende desde el pueblo de Cadalso, en la provincia de Cáceres, hasta las proximidades del pueblo de La Alberguería, en la provincia de Salamanca, cerca de la frontera con Portugal. Desde el punto de vista geológico, se encuadra en el sector central de la zona Centro-Ibérica de Julivert et al. (1974) (Fig. A).

Los granitoides de la zona, en los que se ha centrado el estudio, pertenecen a la prolongación más meridional, hacia España, del batolito de Guarda, que ocupa una amplia extensión en el país vecino. Dichos granitoides forman un complejo plutónico, denominado "macizo granítico de Cadalso-Casillas de Flores", que está constituido por varias unidades. Tiene forma alargada, con el eje mayor orientado al NW-SE y con una longitud aproximada de 34 Km. La longitud del eje menor varía entre 6 Km, en el sector SE, y 17 Km en el NW. Es intrusivo en los materiales metamórficos pre-ordovícicos del Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) pero, en el sector NW, está cubierto por los sedimentos terciario-cuaternarios del borde S de la cuenca de Ciudad Rodrigo.

El macizo granítico de Cadalso-Casillas de Flores está separado del gran batolito hercínico del Sistema Central Español, situado más hacia el E, por los materiales del CEG.

1.2 ANTECEDENTES

Los materiales constitutivos del basamento hercínico de la región pertenecen principalmente a dos unidades: la primera, está formada por los materiales precámbrico-cámbricos del CEG y, la segunda, por los materiales paleozóicos (ordovícico-silúricos), que no afloran en las inmediaciones del macizo de Cadalso-Casillas de Flores.

Al objeto de facilitar la lectura de este apartado, los antecedentes geológicos sobre la región se han clasificado de la siguiente manera:

- *Antecedentes de índole general*
- *Antecedentes sobre los materiales del CEG.*
- *Antecedentes sobre el macizo granítico de Cadalso-Casillas de Flores y otros semejantes en áreas cercanas.*
- *Antecedentes sobre la prospección, minería, mineralogía y geoquímica del U.*

1.2.1 Antecedentes de índole general

Las primeras referencias bibliográficas sobre la región corresponden a los trabajos geológicos y mineros de Egozcue y Mallada (1876) y Gil y Maestre (1880 y 1883).

En cuanto a la parte portuguesa, Nery Delgado (1905); Carrington (1950); Texeira (1955); Schermerhorn (1956) y Oen (1958,1960) entre otros, asentaron las bases más importantes en el conocimiento de los materiales metamórficos y graníticos de la zona centro-oriental de Portugal.

1.2.2. Antecedentes sobre el Complejo Esquisto Grauváquico

Lotze (1929) fue el primer autor que indicó la existencia de una fase sárdica entre el cámbrico y el silúrico. Alvarado (1935) se refirió, por primera vez, al Precámbrico y no al "estrato cristalino" como se venía haciendo hasta entonces. Pero es Schmidt-Thome (1945) quien contribuyó de forma destacada al conocimiento de los

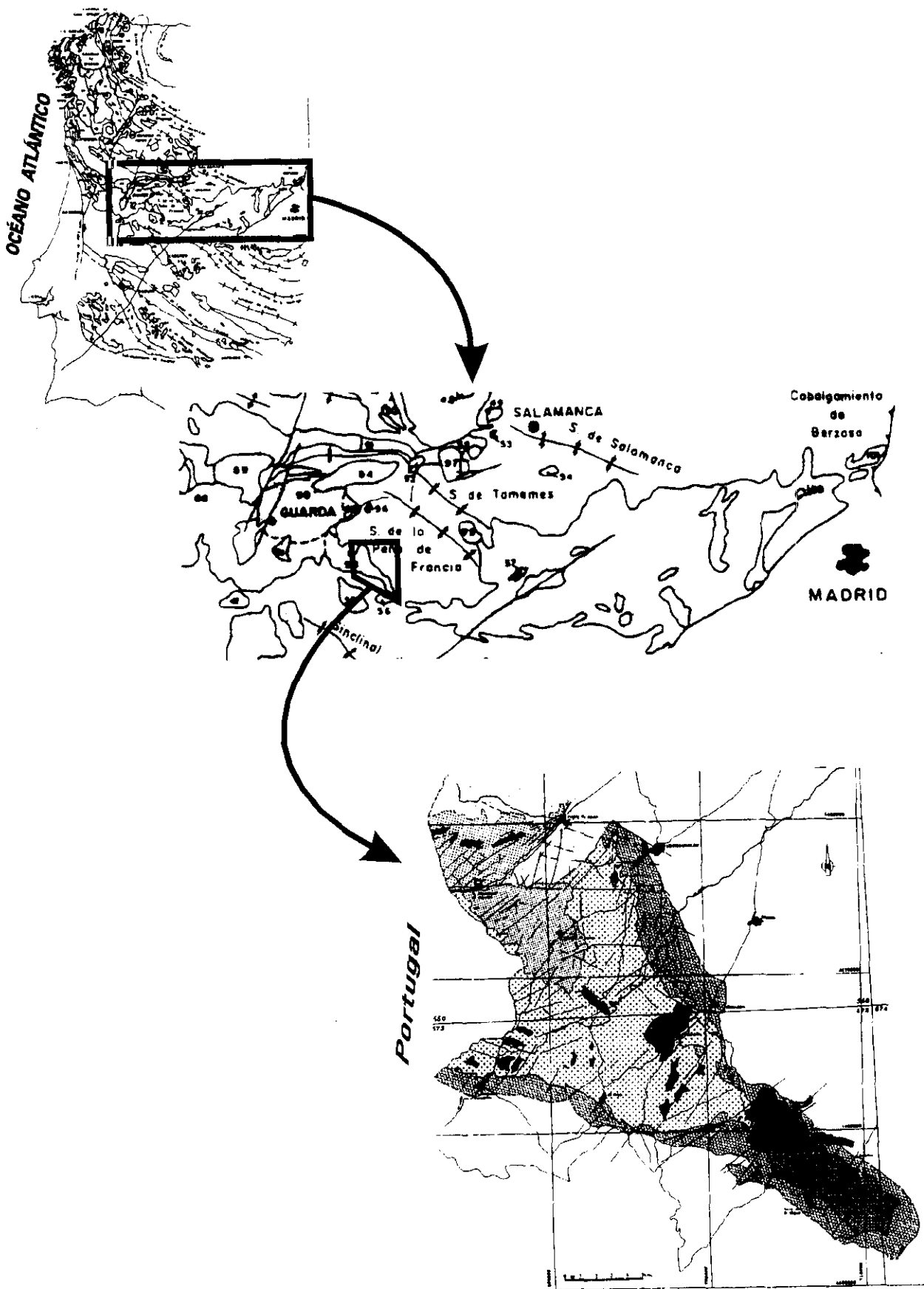


Figura A. Localización geográfica del Macizo de Cadalso-Casillas de Flores.

materiales geológicos existentes en las provincias de Cáceres y Salamanca. Este autor consideró cámbricas las formaciones del CEG existentes al S de la provincia de Salamanca, estableciendo una serie estratigráfica sobre la que situó, discordantemente, los materiales ordovícicos. Además, como ya hizo Lotze (1929), señaló que estos materiales estaban deformados por la fase sárdica y por los plegamientos variscos.

A partir de los años setenta es cuando proliferan los estudios sobre los materiales del CEG, tanto en la zona de estudio como en otras próximas. Entre ellos destacan los debidos a García de Figuerola (1970); García de Figuerola y Ugidos (1971); Corretgé y López Plaza (1976), Díez Balda (1975, 1982, 1986); Rodríguez Alonso (1979, 1982, 1985); Carnicero (1980); Martín Izard (1985); Robles Casas y Alvarez Nava (1988); Alvarez Nava y Robles Casas (1988); Martín Herrero (1989); Díez Balda et al., (1992); García Luis, A.I. (1992) y García de Figuerola et al., (1992). De todos estos trabajos sólo se hará referencia a aquellos que tratan el CEG en el entorno inmediato de los granitos del macizo de Cadalso-Casillas de Flores.

En la zona de estudio, los materiales del CEG fueron separados por Rodríguez Alonso (1982, 1985) en dos grandes unidades: la inferior y la superior. Posteriormente, Robles Casas y Alvarez Nava (1988) mantuvieron la unidad inferior y dividieron la superior en otras dos, denominadas intermedia y superior. De acuerdo con estos autores, la unidad inferior se caracteriza por presentar tramos arenosos y pelíticos, alternantes en distintas proporciones, junto con niveles conglomeráticos, que suelen ser escasos. Se trata de una unidad de origen marino y de carácter turbidítico, cuyo límite inferior es desconocido. El límite superior está marcado por una discordancia sobre la que se disponen los materiales de la unidad superior (Rodríguez Alonso, 1982 y 1985), o de la intermedia (Robles Casas y Alvarez Nava, 1988). Esta unidad inferior aflora con mayor extensión en la región de las Hurdes (García de Figuerola et al., 1992).

La unidad intermedia es discordante sobre la anterior (Robles Casas y Alvarez Nava, 1988) y está constituida por pelitas negras, rocas carbonatadas-detríticas, pelitas grises, areniscas, conglomerados y rocas cuarzo-anfibólicas, que representan una sedimentación en un medio de talud-plataforma. Esta unidad tiene escasa extensión lateral y ha sido cartografiada en la zona NW y SW de Ciudad Rodrigo. La existencia de las pelitas negras supone un cambio en las condiciones de depósito en la cuenca,

indicando una sedimentación lenta, con escaso aporte de materiales detríticos gruesos, en ambiente reductor y rico en materia orgánica. En estas condiciones se favoreció la precipitación de fosfatos, los cuales forman láminas finas o nódulos dispersos en dichas pelitas negras.

La unidad superior se caracteriza por un predominio pelítico, presentando varios tramos de pelitas negras, con o sin niveles fosfatados. Entre ellos alternan otros de naturaleza pelítico-arenosa, así como niveles de conglomerados. Esta unidad se dispone discordantemente sobre la intermedia o la inferior, por medio de un nivel conglomerático brechoide y de naturaleza carbonático-detrítica, representando, en su conjunto, una sedimentación propia de un medio de talud-plataforma. Esta unidad superior ha sido también definida, en Las Hurdes y la Sierra de Gata, por Rodríguez Alonso (1982 y 1985).

Desde el punto de vista tectónico y a escala regional, en los materiales del CEG se ha reconocido una fase de deformación prehercínica (Schmidt Thome, 1945; Lotze, 1945; Gracia de Figuerola, 1970; Oen, 1970; Roltz, 1972; Martínez García y Nicolau, 1973; Ribeiro, 1974; Rodríguez Alonso, 1976; Carnicero, 1980 y Díez Balda, 1981). Esta fase se sitúa, según Oen (1970), Martínez García y Nicolau (1973) y Ribeiro (1974), en el Cámbrico superior. Estos autores se basan fundamentalmente en: i) la existencia de una discordancia entre los materiales preordovícicos y ordovícicos y ii) la ausencia del Cámbrico medio o superior en algunas zonas.

En cuanto a la deformación hercínica, a escala regional se reconocen tres fases principales. La primera y más importante desarrolló pliegues de dirección NW-SE a N-S y con plano axial subvertical, o vergentes al NE. Lleva asociada una esquistosidad de tipo "slaty cleavage" subparalela al plano axial de los pliegues. La segunda, dió lugar a zonas de cizallamiento dúctil subhorizontal, generando pliegues menores de plano axial subhorizontal, con esquistosidad asociada y que pliegan las estructuras de la primera fase (López-Plaza y Martínez Catalán, 1987; Díez Balda et al., 1992). La tercera fase originó pliegues abiertos de dirección E-W y NW-SE, de plano axial subvertical, con esquistosidad de crenulación asociada (Díez Balda et al., 1992).

Por lo que se refiere a la zona de estudio y a otras cercanas, Corretgé y López-Plaza (1976), Carnicero (1980), Díez Balda (1981), Rodríguez Alonso (1982), López-Plaza (1982), Rodríguez Alonso (1985) y García Luis, A.I (1992), coinciden en la importancia de la primera fase hercínica (F1). No obstante, Rodríguez Alonso (1982) descartó la existencia de la segunda fase hercínica en esta zona, y constató la presencia de varias fases tardías.

Finalmente, cabe destacar la existencia de una fase importante de fracturación tardi-posthercínica, que afectó a los materiales metamórficos y a los granitos, condicionando la morfología actual de la región.

1.2.3 Antecedentes sobre el macizo de Cadalso-Casillas de Flores y otros granitoides semejantes

Son numerosos los autores que se han ocupado de los granitoides de la zona centroccidental española y zonas limítrofes de Portugal. Sin embargo, sólo se hará referencia a los trabajos dedicados a los granitos tardi-hercínicos de zonas próximas o colindantes con la aquí estudiada.

Sobre los granitoides situados en zonas próximas a la de estudio, merece destacarse la síntesis realizada por Oen (1970) sobre los granitos portugueses, en la que distingue, según el momento de su intrusión, los granitos más viejos ("older granites") de los granitos más jóvenes ("younger granites").

Los *primeros* forman bandas alargadas según NW-SE y concordantes con las estructuras de la primera fase hercínica. A pesar de su concordancia, estos granitos no están deformados, salvo algunos que presentan estructuras gneísicas. Aunque son posteriores a la primera fase hercínica, aparentemente presentan ciertas relaciones con ella. Según el citado autor, el emplazamiento de este grupo de granitos fue controlado por fallas pre-sinintrusivas.

Los *segundos*, en relación con la Orogenia Hercínica, son discordantes en el S y generalmente concordantes en la parte más septentrional. Atendiendo a criterios petrográficos y de campo, el autor subdivide estos granitoides así:

- I.- Intrusiones menores de rocas básicas e intermedias.
- II.- Granitos biotíticos con dos micas y de grano medio a fino.
- III.- Granitos con dos micas, de grano medio a grueso y ricos en moscovita y albita, a veces, porfídicos.
- IV.- Granito biotíticos de grano grueso y porfídicos.
- V.- Granitos y granodioritas de dos micas de grano fino.

Según este autor, el emplazamiento de los granitos de la zona centroseptentrional de Portugal, incluido el Complejo de Guarda, estuvo controlado, en general, por fallas y fracturas pre-intrusivas, y las diferentes intrusiones de un mismo complejo fueron rápidas y se efectuaron mediante mecanismos de "stopping" y subsidencia de caldera. En otros casos, las intrusiones estuvieron controladas por fracturas anulares, así como por otros sistemas de fracturas y fallas.

Corretgé y López Plaza (1977) estudiaron los granitoides de la zona situada al W de Ciudad Rodrigo. En ellos, estos autores reconocieron ocho facies diferentes y establecieron la siguiente secuencia de diferenciación: granodioritas-granitos monzoníticos-leucogranitos. Consideraron todas estas facies como epizonales y derivadas de un magma calcoalcalino contaminado con material mesocortical. Además, indicaron que los granitos de la zona de Fuentes de Oñoro están constituidos esencialmente por los granitos del grupo III y IV de Oen (1970), aunque están representados los cinco tipos definidos por este autor en el batolito de Guarda. Por último, admitieron que los granitos de la zona están afectados por los desgarres relacionados con la tercera fase hercínica (F-3) y que la intrusión granítica se efectuó con posterioridad a la segunda fase (F-2).

El Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca (1980) dividió los granitoides de la zona Centro Ibérica en tres grupos: (a) granitoides de las serie appinítica o rocas básicas e intermedias, (b) granitos de feldespato calcoalcalino y (c) granitos de feldespato alcalino. Este estudio, de carácter regional, abarca los granitoides aflorantes en las provincias de Salamanca y Zamora, así como en el N de la provincia de Cáceres y el W de la de Avila, incluyendo por lo tanto los granitos aquí estudiados y otros cercanos, también de carácter tardío.

García Garzón y Locutura (1981) dataron, por el método Rb-Sr, los granitoides de Lumbrales-Sobradillo y Villar del Ciervo-Puerto Seguro, obteniendo 300 ± 8 M.a. para los primeros y 284 ± 8 M.a. para los segundos.

López Plaza (1982) llevó a cabo el estudio estructural de los granitos de la Penillanura Salmantino-Zamorana, del cual merece destacarse lo referente a los granitos de Villar del Ciervo y Fuentes de Oñoro por tratarse ambos de prolongaciones del complejo de Guarda, al igual que el macizo aquí estudiado.

Al primero lo considera, en su conjunto, como un cuerpo discordante y alargado en dirección E-W, que corta las estructuras hercínicas de fase-1 (F-1), con direcciones NW-SE ó WNW-ESE. Está afectado por la segunda fase de deformación hercínica (F-2), incluso desde sus estadios precoces de cristalización, demostrado por el aplastamiento de la cordierita según los planos de esquistosidad (S-2). Para dicho autor, se trata de un cuerpo intrusivo posterior a la fase-1 y sincinemático tardío con respecto a la fase-2. Además, está constituido por los siguientes tipos de granitos: (I) granito cordierítico de dos micas y grano fino, (II) granito biotítico \pm moscovita de grano grueso y porfídico y (III) granito aplítico o leucocrático.

En los granitos de Fuentes de Oñoro constató la presencia de los cinco tipos de granitos establecidos por Oen (1970) en los granitos "younger", así como el aumento progresivo de SiO₂ hacia el interior de este complejo, y su contenido bajo en CaO, salvo en una facies de borde, denominada granodiorita porfídica. Así mismo, postuló los mecanismos que dieron lugar al emplazamiento de estos cuerpos graníticos.

López Plaza y Carnicero (1987) caracterizaron, desde el punto de vista geoquímico y estructural, los granitoides de la Penillanura Salmantino-Zamorana, y establecieron su relación con las deformaciones. En este trabajo se distinguieron los siguientes grupos de granitoides: (a) rocas básicas e intermedias, subdivididas en (I) rocas tonalíticas de grano fino y (II) meladioritas y melamonzonitas, y (b) granitos de feldespato calcoalcalino, tanto precoces como tardíos. Dado el carácter tardío del macizo de Cadalso-Casillas de Flores, se ha considerado conveniente destacar de este trabajo, sólo lo referente a los granitos tardíos de feldespato calcoalcalino.

Así, los granitos tardíos de feldespato calcoalcalino engloban a granodioritas, granitos biotíticos, y de dos micas, generalmente porfídicos, y a sus términos más evolucionados, que suelen ser ricos en albita, turmalina y minerales alumínicos, como cordierita, andalucita y algo de sillimanita. Afloran al SW de la provincia de Salamanca, constituyendo la continuación del batolito de Guarda. Más hacia el E aparecen también varios plutones de la misma naturaleza, como son el de Villavieja de Yeltes y el situado al W de Garcirrey.

En estos granitos tardíos se distinguen las siguientes facies: (a) granito de dos micas, porfídico y de grano medio o grueso, que es la más común y se considera equivalente al granito del tipo III de Oen (1970). (b) La facies de borde, que es un granito o granodiorita biotítica, porfídica y de grano grueso, cuyo contacto con el anterior es gradual, y equivalente al tipo IV de Oen. (c) La facies de grano fino o aplogranito, no porfídico y con predominio de la moscovita, que aparece formando masas irregulares y probablemente cupuliformes, al igual que los granitos de la Zafrilla del batolito de Cabeza de Araya (Corretge, 1971) y que equivale a los granitos del tipo V de Oen (1970). (d) La facies leucocrática rica en moscovita y/o turmalina, albita y cuarzo, considerada como el producto de la diferenciación local de la facies más común, y que solamente aflora en el área de Fuentes de Oñoro, ocupando una superficie muy reducida.

Las diferencias fundamentales con los granitos precoces son: (a) la ausencia del carácter porfídico de la biotita; (b) su fábrica isótropa o débilmente orientada; (c) la existencia de facies diferenciadas y (d) la mayor importancia de los procesos tardi-postmagmáticos, que llevan asociados yacimientos o indicios de Sn y/o W. Además son siempre alóctonos, desarrollan generalmente una aureola estrecha de metamorfismo de contacto, con andalucita y/o cordierita, y nunca tienen macroenclaves básicos ni masas asociadas de rocas básicas, abundando los enclaves del encajante metamórfico en las zonas de borde.

Desde el punto de vista geoquímico, los granitos tardíos de feldespato calcoalcalino se caracterizan por su alto contenido en Li, lo que se interpreta como el resultado de la combinación de una roca fuente diferente a la de los granitos precoces, y de un alto grado de diferenciación magmática.

Desde el punto de vista de sus relaciones con las deformaciones hercínicas, dichos autores insisten en que, en la penillanura Salmantino-Zamorana, no hay evidencias de granitoides sincinemáticos con respecto a la fase 1 hercínica. Por otra parte, los granitos calcoalcalinos tardíos de la penillanura Salmantino-Zamorana y el complejo de Guarda, así como sus prolongaciones hacia España (el granito de Fuentes de Oñoro, el de Villar del Ciervo y el del macizo de Cadalso-Casillas de Flores), son considerados como posteriores a la fase-3 hercínica.

López Plaza y Martínez Catalán (1987) realizaron una síntesis estructural de los granitoides hercínicos del macizo Hespérico, en la que se tratan los siguientes aspectos: la forma cartográfica, el desenraizamiento, la zonación composicional, la relación con la deformación, etc. de los distintos cuerpos graníticos. Además, definieron los granitos del macizo de Cadalso-Casillas de Flores, los del complejo de Guarda, los granitos de Villar del Ciervo y los de Fuentes de Oñoro como granitos tardi-post fase-3, compuestos por granitoides biotíticos y leucogranitos, alóctonos y con zonación composicional concéntrica.

Por último, en la recopilación geoquímica realizada por Bea et al. (1987), los granitos aquí estudiados se incluyen en el sector 7, que incluye además al complejo de Guarda. Aunque no se dan análisis químicos de los granitos del macizo de Cadalso-Casillas de Flores, aportan datos de otros similares como son los granitos de Fuentes de Oñoro, definiéndolos como pertenecientes a una asociación alumínica, rica en K y con cierta tendencia monzonítica.

Sobre los granitos del macizo de Cadalso-Casillas de Flores, existen pocos trabajos específicos publicados. No obstante, se han encontrado varias publicaciones que, directa o indirectamente, tratan este macizo.

García de Figuerola (1954) estudió el contacto entre los granitos de Cadalso-Casillas de Flores y la roca encajante, en las proximidades del Río Perosín, cerca del pueblo de Peñaparda. En este trabajo, dichos granitos fueron considerados como sincinemáticos con respecto a la primera fase de deformación hercínica (F-1), dado el paralelismo existente entre la linealidad definida por la cordierita desarrollada en la zona

de contacto y los ejes de los pliegues de plano axial vertical y dirección nortada.

García de Figuerola (1972) cartografió la parte SE del macizo Cadalso-Casillas de Flores, situada en la Hoja nº 573, y diferenció dos facies graníticas: (a) granito biotítico \pm moscovita de grano grueso y porfídico y (b) granitos de grano fino de dos micas y porfídicos. En el primero destacó las variaciones en el tamaño y la abundancia de los fenocristales de feldespato potásico y la moscovita, siendo ambos minerales escasos en el borde SE. Así mismo, apuntó el desarrollo tardío de la albita, así como la formación de mirmequitas. Desde el punto de vista mineralógico, este granito está compuesto por cuarzo, con o sin extinción ondulante, que incluye ocasionalmete agujas de rutilo; plagioclasa (23-25%An); feldespato potásico; biotita y moscovita. La biotita forma láminas grandes y otras más pequeñas, estas últimas alteradas generalmente a clorita. La moscovita se presenta con formas menos idiomorfas que la biotita y incluye restos de silimanita y/o andalucita.

La segunda facies aflora en dos grandes manchas al N y NW de Peñaparda y en las elevaciones de Las Jañonas, al N de Gata. Está compuesta por cuarzo, plagioclasa, no zonada y relativamente más ácida que la del granito anterior, feldespato potásico, generalmente anhedral y que sustituye a la plagioclasa, biotita, ocasionalmente en láminas grandes, y moscovita en proporciones variables.

En el trabajo realizado por el Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca (1980), la mayor parte de los granitos del macizo de Cadalso-Casillas de Flores se clasificaron como *granitos de feldespato calcoalcalino*, intruídos en las rocas metamórficas de bajo grado del CEG, y en las que indujeron un metamorfismo de contacto en facies de las corneanas hornbléndicas, con desarrollo de cordierita y andalucita. Por otra parte, algunos afloramientos existentes entre Peñaparda y Gata fueron clasificados como *granitos de feldespato alcalino*.

López Plaza (1982) realizó un análisis aproximado del mecanismo de emplazamiento de los granitos aquí estudiados, indicando que su intrusión estuvo probablemente controlada por un fallamiento preintrusivo, condicionado por una zona de debilidad estructural de origen profundo. Al intruir los granitos, éstos sufrirían una

expansión posterior que conllevó que su emplazamiento fuese débilmente forzado sobre el encajante.

Respecto a las relaciones existentes entre el macizo de Cadalso-Casillas de Flores y la deformación regional, Rodríguez Alonso (1982) consideró que:

- La intrusión granítica es siempre posterior a las dos primeras fases hercínicas (F-1 y F-2).
- Respecto a las deformaciones posteriores (F-3 y F-4), la intrusión granítica puede ser sincinemática o posterior.
- En las zonas afectada por el metamorfismo de contacto se desarrollaron minerales como epidota-clinozoisita, actinolita, biotita, clorita, cordierita y quistolita, dependiendo de la litología afectada y de su proximidad al contacto.

Con posterioridad, López Plaza y Carnicero (1987), refiriéndose a las lineaciones de cordierita observadas por García de Figuerola (1954) en la zona de contacto, sugirieron que dicha lineación estaba relacionada con la última fase de deformación hercínica (F-4).

Por otra parte, en la síntesis estructural realizada por López Plaza y Martínez Catalán (1987), los granitos del complejo de Cadalso-Casillas de Flores se consideraron como formando parte de los plutones con formas cartográficas irregulares, alóctonos, tardi a post-tectónicos y de composición variable entre los términos graníticos, con biotita dominante, y los leucograníticos.

El trabajo más reciente sobre los granitos de Cadalso-Casillas de Flores es el correspondiente al proyecto MAGNA (Hoja 550, Fuenteguinaldo) del IGME (1990). En él se aportan datos sobre las rocas graníticas aflorantes, la red filoniana asociada y el metamorfismo de contacto generado por dichas rocas en el encajante. Se distinguen tres facies diferentes: (a) granito biotítico \pm moscovita, de grano grueso y porfídico, (b) granito de grano fino de dos micas y porfídico y (c) granito biotítico \pm moscovita y de grano fino.

J309CT7399

La primera facies está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. El cuarzo se encuentra en sineusis de varios cristales euhedrales o gotiformes dentro de ambos feldespatos. El feldespato potásico se encuentra en forma de fenocristales idiomorfos o como cristales pequeños de carácter intersticial. La plagioclasa aparece con tendencia subhedral, frecuentemente zonada, con núcleos más cálcicos (18-22% An) y bordes más albíticos (7-12% An). Por último, la biotita se encuentra en forma de láminas grandes, casi siempre alterada a clorita.

La segunda está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Destaca el tamaño de grano fino de ambos feldespatos, su acusado idiomorfismo y la falta de orientación.

La tercera facies está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Destacan las variaciones en la abundancia de las micas y los feldespatos, según las zonas.

En cuanto a las rocas filonianas, los autores indicaron la existencia de diques de cuarzo, pórfidos y de un dique de episienita. Los primeros tienen escaso desarrollo, tanto en longitud como en potencia, y están orientados según N30-50E. El segundo tipo está representado solamente por un dique con escasa potencia y fuera de la masa granítica. Además, apuntan que está cortado por una fractura de dirección N10E, con desplazamiento dextro. El dique de episienita se considera un lampróvido episienitizado, y representa la única roca básica que aparece en esta hoja.

Finalmente, de este trabajo hay que destacar lo referente al metamorfismo de contacto generado por la intrusión granítica en el encajante, que corresponde a la facies de las corneanas hornbléndicas, y afecta a las distintas litologías de las unidades inferior y superior del CEG.

1.2.4 Antecedentes sobre la prospección, geoquímica y distribución del U en el macizo granítico de Cadalso-Casillas de Flores

Los informes internos de la Junta de Energía Nuclear (JEN) y la Empresa Nacional de Uranio (ENUSA), dedicados a la investigación, exploración y minería del U del sector NW del macizo de Cadalso-Casillas de Flores, constituyen los únicos

antecedentes sobre estos aspectos.

Los trabajos realizados por la JEN se resumen fundamentalmente en: planos radiométricos de superficie, geofísica de resistividades, calicatas y pozos de reconocimiento denominados: Satélite, Mochuelo 1 y 2 y Salamanca, 18 sondeos verticales de testigo continuos y otros 11 inclinados, sondeos de wagon-drill y un socavón y galería en el filón n° 50 de Fuenteguinaldo.

Los trabajos realizados por ENUSA consistieron en: planos radiométricos a malla de 70x70 m y 100x50 m, y la revisión de todas las anomalías encontradas por la JEN, así como el descubrimiento de otras nuevas. Ambos estudios se centran en los granitos aflorantes en la hoja de Fuenteguinaldo (550).

En ambos casos, los indicios uraníferos son impregnaciones en granitos muy tectonizados e intensamente alterados, así como enriquecimientos en diques y rellenos arcillosos de fracturas.

Para estudiar dichas mineralizaciones se procedió a la apertura de cuatro pozos. El denominado Satélite, fue emplazado en uno de los ángulos menores formado por la intersección de un dique de diabasa y una estructura brechoide, ambos con suficiente desarrollo y mineralización en superficie. Tanto el dique básico como la brecha presentaban fuertes impregnaciones de óxidos negros de U, sobre todo en la zona de intersección situada a 20 m de profundidad. Además, en la brecha, y a una profundidad de 40 m, aparecieron varias diaclasas abiertas y rellenos arcillosos de fractura con óxidos negros y autunita.

Los pozos Mochuelo 1 y 2, que fueron comunicados entre sí, sirvieron para explorar el nivel 20 de dos bloques separados por una falla, con fuerte desplazamiento en la horizontal. El resultado más destacable fué el descubrimiento de varias fracturas secundarias, cuyas brechas principales estaban mineralizadas con autunita, pero con signos patentes de lixiviación, en régimen fuertemente oxidante.

Tanto en estos pozos como en el anterior se hicieron sondeos para determinar un posible enriquecimiento en niveles más inferiores, donde la oxidación pudiera haber sido más limitada. Aunque el resultado de dichos sondeos fue negativo, hay que destacar que, a una profundidad de 150 m, se siguieron cortando fracturas potentes, con

fuerte alteración.

En cuanto al pozo Salamanca, con el que se pretendió estudiar una mancha radiométrica relativamente pequeña pero con un importante halo de dispersión, el resultado fue que las mineralizaciones no alcanzaban los 20 m de profundidad.

En resumen, los resultados de estas investigaciones se pueden sintetizar de la siguiente manera:

- Los minerales de U más abundantes son los fosfatos del tipo torbernita y autunita, los óxidos negros, neopechblenda y coloides de oxihidróxidos de Fe con U adsorbido. Los primeros se encuentran principalmente formando impregnaciones en zonas de brecha o asociados a diques de cuarzo. La neopechblenda y los óxidos negros se encuentran formando delgadas películas sobre diaclasas abiertas. Los coloides con U aparecen en las mismas estructuras, pero en las zonas con mayor alteración supergénica.

- La pirita es el mineral que aparece normalmente asociado con los minerales de U, aunque a veces aparecen también la marcasita y la melnicovita. Estos sulfuros de Fe son particularmente abundantes en algunas brechas y frecuentemente tapizan las superficies de las diaclasas y fracturas abiertas (Fernández Polo, 1965). De acuerdo con las relaciones texturales observadas entre los minerales de U y los sulfuros de Fe, la sucesión establecida fue la siguiente: pirita, pechblenda y fosfatos de UO_2^{2+} o pirita y fosfatos de UO_2^{2+} , en ausencia de pechblenda.

- La ganga está representada por cuarzo y, especialmente, por brechas cuarzo feldespáticas que, al alterarse, dieron lugar a arcillas caoliníticas y sílice calcedoniosa. En algunos puntos se observaron láminas de sílice jasperoidea, asociadas tanto a las zonas más uraníferas como a las estériles. Además, se constató la presencia constante de limonita y manchas de flourita.

- Por último, la dirección de las estructuras mineralizadas está comprendida principalmente entre N25E y N70E.

En lo que se refiere a la geoquímica y distribución del U en los granitos del complejo de Cadalso-Casillas de Flores, no se han encontrado trabajos dedicados a

dichos aspectos.

1.2.5 Resumen de los antecedentes

- ▶ El basamento hercínico de la región comprende dos unidades: la primera, formada por los materiales precámbrico-cámbricos del CEG, y la segunda por los materiales paleozoicos.
- ▶ Los granitos objeto de este estudio son intrusivos en la primera unidad.
- ▶ Dichos granitos aprovecharon para intruir zonas de debilidad estructural, determinadas por fallas pre-intrusivas de origen profundo.
- ▶ Se emplazaron en niveles altos de la corteza.
- ▶ El metamorfismo de contacto generado por la intrusión granítica se encuadra en la facies de las corneanas hornbléndicas.
- ▶ El macizo granítico de Cadalso-Casillas de Flores es de tardi a postectónico en relación con la Orogenia Hercínica.
- ▶ Dicho macizo está formado por granitos biotíticos y leucogranitos.
- ▶ Presentan indicios y mineralizaciones intragraníticas de U, cuyas características metalogénicas apenas se conocen.

1.3. OBJETIVOS

Como se ha visto en el apartado de antecedentes, cuando se planteó la realización de este trabajo, el conocimiento existente sobre el macizo granítico de Cadalso-Casillas de Flores estaba esencialmente recogido en publicaciones realizadas por los miembros del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca y en la cartografía geológica y memorias de las Hojas geológicas del Plan Magna. A estos trabajos hay que añadir otros, en su mayoría no publicados y con fines mineros, realizados por investigadores de la antigua JEN y de

ENUSA.

Por ello, la realización de este estudio tuvo como objetivo la caracterización sistemática de las rocas graníticas de dicho macizo, incluyendo su cartografía, las relaciones de contacto entre las distintas unidades y la descripción y definición petrológica, mineralógica y geoquímica de las mismas.

Además, dado que las rocas del macizo presentan indicios y mineralizaciones de U, también se planteó el estudio de estas rocas graníticas como posible fuente del U concentrado en dichas mineralizaciones.

Con todo ello se pretendió establecer, por un lado, el modelo petrogenético de las rocas graníticas del macizo de Cadalso-Casillas de Flores y, por otro, el de la distribución del U en dichas rocas, teniendo en cuenta, para este último, los procesos de cristalización, diferenciación, alteración hidrotermal y meteórica que afectaron a las unidades representadas en dicho macizo. Por último, se pretendió explicar también el porqué de la existencia de las mineralizaciones uraníferas en estos granitos.

Para lograr estos objetivos se elaboró un plan de trabajo que consistió en:

- 1) La realización de la cartografía de las distintas facies graníticas existentes en el macizo, el establecimiento de sus relaciones espaciales y su cronología relativa.
- 2) La caracterización petrográfica de las distintas rocas graníticas, atendiendo a su mineralogía primaria y secundaria.
- 3) La caracterización cristaloquímica de las distintas fases minerales de dichos granitos.
- 4) La caracterización geoquímica de las rocas, teniendo en cuenta los elementos mayores, menores y traza, especialmente el U.
- 5) El tratamiento estadístico de los datos químicos, mediante análisis (uni, bi y multivariante).
- 6) La confección de los modelos petrogenéticos de origen y evolución del o de los magmas graníticos generadores del macizo.
- 7) El establecer las relaciones existentes entre la evolución de dichos magmas y la

distribución del U, así como las modificaciones causadas por los procesos posteriores de alteración, con el fin de conocer el potencial uranífero de dichos granitos como rocas fuentes de dicho elemento.

8) Definir las rocas como fuente del U concentrado en las mineralizaciones y, en la medida de lo posible, explicar la formación de estas últimas.

1.4 METODOLOGÍA

Los resultados obtenidos en esta memoria proceden de la realización de trabajos de campo, gabinete y laboratorio.

1.4.1 Trabajos de campo: cartografía y muestreo

La primera fase del trabajo realizado consistió en el levantamiento cartográfico, a escala 1:50.000, de la zona de estudio, ayudado por la cartografía existente a la misma escala, hojas nº 550 (Fuenteguinaldo), 573 (Gata) y 574 (Casar de Palomero), del proyecto MAGNA. El levantamiento cartográfico se realizó directamente sobre fotografías aéreas a escala 1:30.000 y 1:18.000.

De manera simultánea se recogieron un total de 400 muestras de las diferentes facies graníticas constitutivas del macizo de Cadalso-Casillas de Flores y de su encajante.

Estas muestras, de acuerdo con su naturaleza y finalidad, se distribuyen de la siguiente manera: 20 muestras del CEG, en concreto de la zona de metamorfismo de contacto, para su estudio microscópico, 13 de enclaves para el mismo fin, 367 muestras de granitos para el estudio microscópico, de las cuales 72 fueron destinadas para el estudio geoquímico.

Las muestras con fines geoquímicos están desigualmente distribuidas debido a problemas de accesibilidad, o a la falta de canteras y/o afloramientos adecuados para el muestreo. No obstante, en aquellos sectores del macizo en que ha sido posible, el muestreo sigue aproximadamente una malla de 1.5 Km x 1.5 Km.

El muestreo geoquímico se ha llevado a cabo teniendo en cuenta los siguientes criterios:

1) El estado inalterado de la muestras. El muestreo se ha realizado con la ayuda de un cantero, contratado por ENUSA, para asegurar siempre el estado inalterado de las mismas. Conviene destacar aquí la gran dificultad que se ha encontrado a la hora de seguir este criterio, lo que ha sido debido, por un lado, a la casi total ausencia de canteras y, por otro, a la intensa y profunda meteorización que afecta a la mayor parte de los afloramientos.

2) La cantidad de muestra. Osciló entre 10 y 20 Kg con el fin de garantizar la representatividad de la misma. La cantidad de muestra estuvo directamente relacionada con el tamaño de grano de la misma y, por lo tanto, con su carácter más o menos porfídico.

3) La representatividad del muestreo. En la medida de lo posible, se ha intentado que el número de muestras por facies fuese suficiente como para garantizar la representación de las distintas facies o subfacies de variación. Como se ha dicho anteriormente, este criterio ha estado muy condicionado por la accesibilidad a las distintas zonas, por la falta de canteras y cortes naturales, y por el grado de alteración superficial de los afloramientos. Por ello, existen facies bien muestreadas, a malla más o menos regular, y otras cuyo muestreo es más desigual.

4) La existencia de indicios de U. La intensidad del muestreo ha sido mayor en aquellos sectores donde los indicios de mineralizaciones de U eran numerosos.

1.4.2 Trabajos de gabinete

Digitalización del mapa geológico

La cartografía levantada en el campo ha sido convertida, desde su formato analógico convencional, a un formato numérico digital. Para ello, se ha utilizado, además de un ordenador, un paquete informático (Autocad v.12), dispositivos de salida (impresora y ploter) HP, un digitalizador, y una estructura o modelo vectorial de

entrada y almacenamiento de la información. El primero consiste en una matriz de circuitos colocados debajo de una superficie plana (tableta), que permite detectar el punto exacto en el que se encuentra el cursor. De esta forma se ha transmitido la información recogida en el mapa con sus coordenadas sobre la tableta al ordenador. El segundo consiste en la definición de las distintas unidades temáticas por las coordenadas de su bordes y su introducción, en forma de líneas o polígonos. Posteriormente, se reconstruyeron las variables temáticas, con la ayuda de la información topológica asociada.

Interpretación de los mapas aerorradiométricos del macizo de Cadalso-Casillas de Flores

La zona estudiada está incluida dentro de una campaña de prospección aeromagnética y aerorradiométrica realizada por Geodata International (1980), a instancias de la JEN, que cubre cerca de 150 hojas a escala 1:50.000 de la parte española del Macizo Ibérico. El equipo de medida estaba constituido por un detector compuesto por seis cristales de NaI activados con Tl, que totalizaban un volumen de 1855 pulgadas cúbicas, y que se utilizó para medir la radiación gamma total en una geometría esférica. Además, el equipo disponía de otro detector, con idéntica composición, de 160 pulgadas cúbicas y semiapantallado. Este se usó para medir la radiación gamma emitida por el ^{214}Bi atmosférico, de forma que la diferencia entre los valores obtenidos por ambos detectores representaba la radiación gamma de la superficie terrestre.

El espectrómetro tenía 256 canales, lo que permitió medir el espectro de la radiación gamma en un intervalo de energías comprendido entre 0 y 6 MeV.

Para medir la intensidad total del campo magnético terrestre se empleó un magnetómetro de precisión protónica, de alta resolución, y suspendido del avión mediante un cable, a fin de minimizar el efecto magnético del mismo.

La toma de datos se realizó según líneas de vuelo orientadas N30E, con una separación entre sí de 1 Km. Las líneas de vuelo de verificación han sido perpendiculares y con una separación media de 14 Km. El registro de los datos se realizó mediante una cinta magnética doble, con objeto de poder grabar a la vez los

datos espectrométricos, los magnéticos y los periféricos.

Para la corrección de las medidas se controlaron la presión atmosférica y la temperatura del aire, así como la altura y la dirección de las líneas de vuelo. Entre las correcciones aplicadas a las medidas de la intensidad del campo magnético total, la más importante fue la I.G.R.F. (International Geomagnetic Reference Field), mediante la cual se obtuvo la intensidad del campo magnético residual.

Los datos más importantes proyectados sobre los mapas 1:50.000 son los siguientes: líneas de vuelo, campo magnético residual, radiación gamma total, K (en %), Th equivalente Ra (en ppm), U equivalente Ra (en ppm), y las relaciones U/Th, U/K y Th/K. En la interpretación de estos mapas se han tenido en cuenta los mapas geológicos del proyecto MAGNA, así como el realizado en este trabajo.

1.4.3 Estudios de laboratorio

Las muestras tomadas han sido estudiadas desde el punto de vista petrográfico, mineralógico y geoquímico.

Las características petrográficas y mineralógicas se han obtenido, fundamentalmente, mediante el estudio microscópico, en luz transmitida, de láminas delgadas, teñidas para el feldespato potásico.

La caracterización precisa de los minerales esenciales y la andalucita se ha realizado por análisis químico puntual, utilizando láminas delgadas pulidas y la microsonda electrónica Cameca SX-50 del Laboratorio de Geología y Geoquímica de los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo. El total de análisis realizados ha sido de 227, repartidos de la siguiente manera: biotita 77, moscovita 48, plagioclasa 69, feldespato potásico 29 y andalucita 4.

Estos minerales pertenecen a 25 muestras que representan las diferentes facies encontradas en el macizo de Cadalso-Casillas de Flores.

La mineralogía de las rocas graníticas, especialmente en lo referente a los minerales accesorios y sus productos de alteración, se ha completado mediante el estudio de láminas delgadas pulidas, metalizadas con grafito, por Microscopía Electrónica de Barrido (MEB), modelo ZEISS D S M 960, acoplado con un microanalizador de energías dispersivas de rayos X (EDX), modelo Link e X L. Este estudio ha sido realizado sobre 18 muestras representativas de las distintas unidades y facies existentes en la zona de estudio, siendo el n° total de análisis semicuantitativos realizados de 128 (Tabla 1.1).

Además de los análisis químicos semicuantitativos, se han determinado y precisado las relaciones texturales existentes entre los minerales esenciales, esenciales y accesorios, esenciales y secundarios, y entre los accesorios.

Paralelamente se han tomado imágenes electrónicas (electrones retrodispersados) para ilustrar los minerales tanto esenciales como accesorios y sus productos de alteración, así como las características texturales más relevantes de ambos. Este estudio ha sido realizado en la unidad de Geología IMA del CIEMAT.

El estudio geoquímico se ha realizado a partir del análisis químico de 72 muestras, en las que se han determinado los elementos recogidos en la (Tabla 1.2).

La metodología seguida en las determinaciones analíticas se resume de la siguiente manera: las muestras seleccionadas fueron molidas hasta un tamaño $< 63 \mu\text{m}$, utilizando sucesivamente una trituradora primaria de mandíbula WEDAG, un molino de anillos de la misma marca y finalmente un molino de ágata WEDAG pulverisete. Las dos últimas fases de la molienda fueron precedidas por sendos cuarteos. El control final de la granulometría de la muestra se realizó mediante un tamiz de $63 \mu\text{m}$.

El análisis químico de las muestras se realizó combinando las siguientes técnicas analíticas:

- Espectrometría de I.C.P. (Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, MnO , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 ,

- As, Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, W, Y, Zn y Mo).
- F.R.X. (SiO₂, Zr, Rb, Th y U).
- Emision en llama (Na, K y Li).
- Electrodo de ión selectivo (F).
- Analizador elemental Leko cs-244 (S y C)
- Valoración con MnO₄K en atmósfera inerte (FeO).

Tabla 1.1
DISTRIBUCION DE LOS ANALISIS QUIMICOS POR EDX.

Mineral	Nº de analisis
Fibrolita	6
Circón	24
Monacita	18
Apatito	11
Ilmenita	10
Allanita	5
Complejos de TRL	5
Complj. de P, Fe & U	8
Xenotima	10
Compleos de Th	8
Rutilo	3
Uraninita	3
Sulfuros	5
Fluorita	1

El de los elementos del grupo de las Tierras Raras (TR) La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb y Lu en 15 muestras seleccionadas se ha realizado en el "Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques" de Nancy (Francia). Las determinaciones se han realizado también mediante espectrometría de ICP-MS. Paralelamente se determinaron también, mediante ICP e ICP-MS, los elementos mayores, menores y traza de las muestras.

Tabla 1.2
ELEMENTOS QUÍMICOS ANALIZADOS EN LAS MUESTRAS GRANÍTICAS.

Elementos Mayores	Elementos Menores
SiO ₂	Ba
Al ₂ O ₃	Rb
Fe ₂ O ₃	Sr
MnO	Zr
MgO	Cr
CaO	Ni
Na ₂ O	U
K ₂ O	Th
TiO ₂	Y
P ₂ O ₅	Cu
H ₂ O ⁻	Co
H ₂ O ⁺	As
C	Zn
S	W
	V
	F
	Li
	Mo

Capítulo 2

**LAS UNIDADES GRANÍTICAS DEL
MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE
FLORES Y RELACIONES ENTRE
ELLAS**

EL COMPLEJO DE PAYO

EL COMPLEJO DE PEÑAPARDA

**RELACIONES DE CONTACTO ENTRE AMBOS
COMPLEJOS Y LAS UNIDADES Y FACIES GRANÍTICAS**

2. LAS UNIDADES GRANÍTICAS DEL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES Y RELACIONES ENTRE ELLAS

En el macizo granítico de Cadalso-Casillas de Flores se han diferenciado dos conjuntos graníticos, denominados: *complejo de Payo o primer complejo* y *complejo de Peñaparda o segundo complejo*. Esta diferenciación se ha realizado por sus relaciones de contacto, ya que el primero parece que intruyó antes que el segundo. Cada uno de ellos está constituido por varias unidades o facies cuya distribución está esquematizada en el mapa geológico de la Figura B.

2.1. EL COMPLEJO GRANÍTICO DE PAYO

Este complejo ocupa más del 90% del macizo. Es alargado en dirección NW-SE y está constituido principalmente por cuatro facies graníticas que se han denominado: G1, G2, G3 y G4. Además, sobre la unidad G2 aparecen cúpulas muy diferenciadas y ricas en moscovita, que se han llamado las cúpulas de la Fuente del Espinar. También aparece un afloramiento de granito biotítico de grano fino. Todos estos afloramientos se les ha dado el nombre de G7, independientemente de que pertenezcan a uno u otro complejo.

Las cuatro facies más importantes están dispuestas, aproximadamente, una a continuación de la otra, en la dirección de máximo alargamiento del complejo. En general, el carácter porfídico, la abundancia de enclaves y la abundancia relativa de biotita disminuyen desde el SE al NW, mientras que el contenido en moscovita aumenta.

De acuerdo con sus características "de visu" y teniendo en cuenta la localidad más próxima, las facies diferenciadas se han denominado así:

- G1.- Granito biotítico de grano grueso y porfídico, de Gata.
- G2.- Granito biotítico de grano grueso a muy grueso y porfídico de Payo.
- G3.- Granito de dos micas de grano medio a grueso, de Casillas de Flores.
- G4.- Granito moscovítico \pm biotita de grano medio a grueso, de La Alberguería.
- G7.- Granito biotítico de grano fino, de Villar de Flores y las cúpulas de la Fuente del Espinar.

2.2. EL COMPLEJO GRANÍTICO DE PEÑAPARDA

Este complejo está constituido por dos facies de grano fino, cuyos afloramientos tienen forma elipsoidal, con su eje mayor orientado NE-SW y oblicuo al eje mayor del complejo anterior. Las características mineralógicas de estas facies han permitido denominarlas de la manera siguiente:

- G5.- Granito biotítico de grano fino y a veces porfídico, de Peñaparda.
- G6.- Granito moscovítico de grano fino, de la Ermita de San Blas.

La denominación de estas dos facies no implica orden de intrusión o grado de evolución, ya que, a diferencia de las unidades del complejo de Payo, no existen contactos entre ellas.

2.3. RELACIONES DE CONTACTO ENTRE AMBOS COMPLEJOS Y LAS UNIDADES (O FACIES) GRANÍTICAS

En la medida que los afloramientos lo han permitido, se han estudiado los contactos entre las diferentes facies graníticas para establecer sus relaciones espacio-temporales. Así, en el contacto entre las facies G1 y G2, difícil de observar por estar casi totalmente enmascarado por la facies G6, la presencia de enclaves de la primera en la segunda, tanto en el contacto como en el interior de la facies G2, indica que la unidad G1 es anterior a G2 (lam. 2.1 fotos A y B). Estos hechos sugieren que ambos granitos pueden considerarse como unidades graníticas independientes, más que como dos facies de una misma unidad granítica.

MAPA GEOLOGICO DEL BATOLITO DE CADALSO-CASILLAS

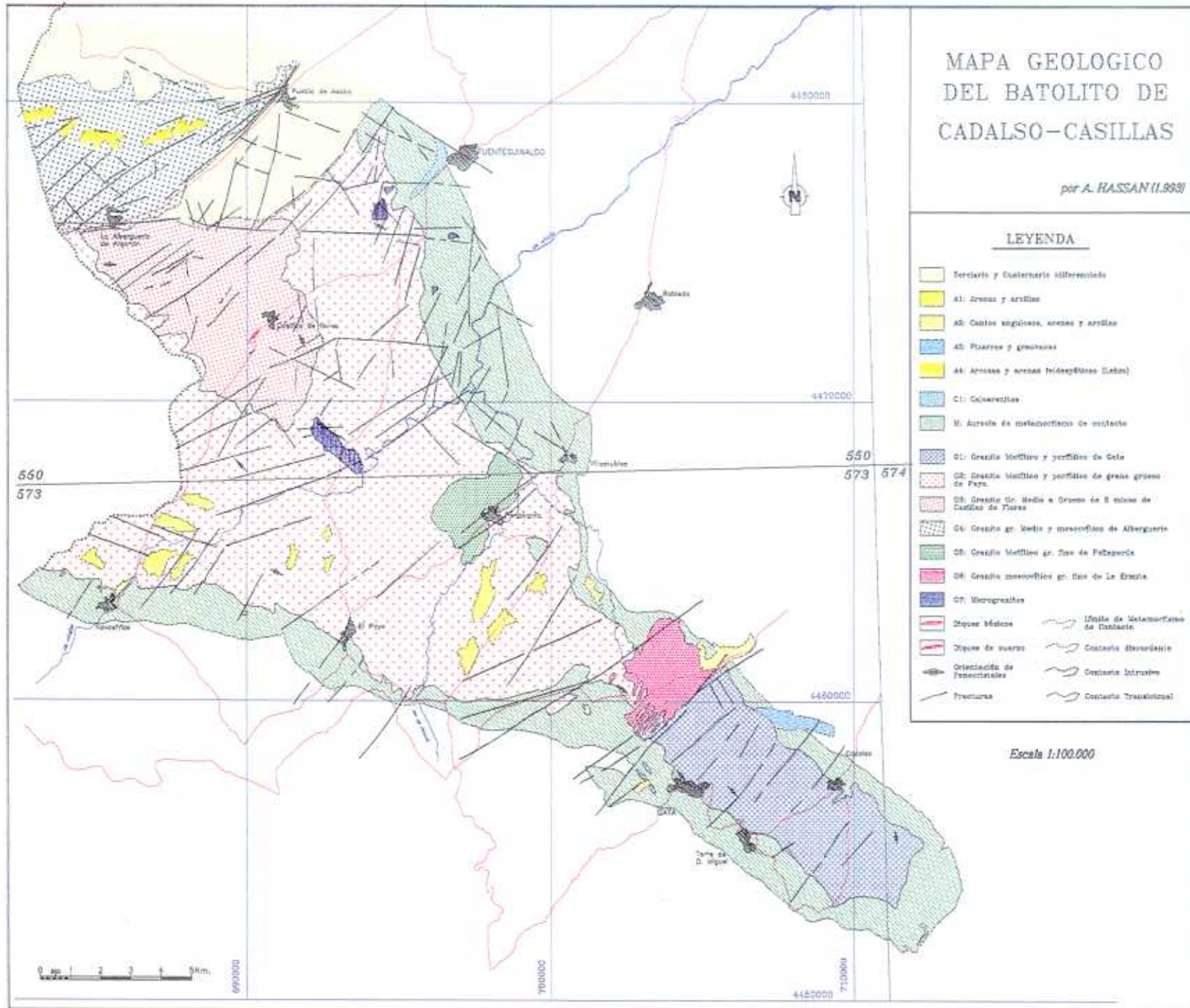
por A. RASSAN (1.988)

LEYENDA

- Terciario y Cuaternario indiferenciado
- A1: Arenas y arcillas
- A2: Cantos angulosos, arenas y arcillas
- A3: Pizarras y gresacas
- A4: Arenas y arenas trisepúlculos (Lahn)
- C1: Calcareitas
- M: Arcillas de metamorfismo de contacto
- G1: Granito Mafico y porfidos de Gola
- G2: Granito Mafico y porfidos de gran grueso de Pazo
- G3: Granito tr. Medio a Grueso de S. Iñigo de Cadalso de Pazo
- G4: Granito gr. Medio y microschisto de Albergaria
- G5: Granito Mafico gr. San de Pedraza
- G6: Granito microclino gr. San de La Estrella
- G7: Microgranitos
- Diques básicos
- Diques de cuarzo
- Orientación de fenocristales
- Fracturas
- Límite de metamorfismo de contacto
- Contacto discordante
- Contacto intrusivo
- Contacto Transicional

Escala 1:100.000

Figura B.



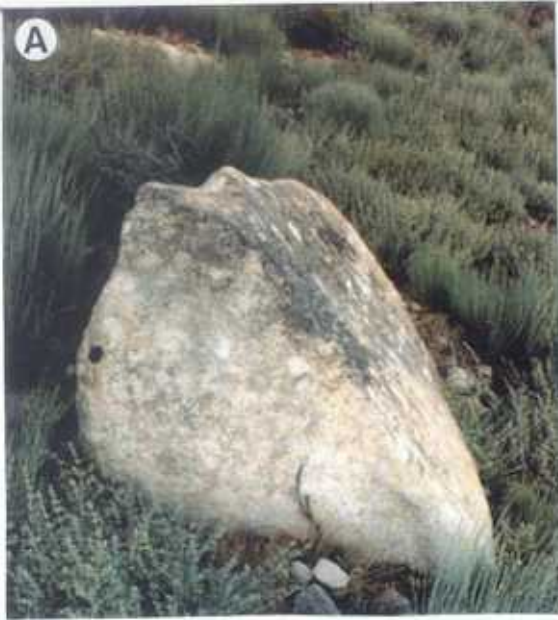
Al N del macizo, la unidad G2 está en contacto principalmente con la facies G3 y, en menor extensión, con la facies G4. El contacto entre G2 y G3 es, en su mayor parte, gradual y marcado por una disminución progresiva del tamaño de grano, contenido en biotita y número de enclaves, especialmente los supermicáceos. Además, la abundancia de fenocristales de feldespato potásico disminuye hacia G3. No obstante, en dos puntos concretos del contacto, aparece una facies de grano más fino, interpretado como una facies de borde del fundido que dió lugar a G3. Esta facies forma una banda paralela al contacto, cuya anchura varía entre los 30 m en el punto A (29TPE,68834447045 en CUTM) y menos de 10 m en el punto B (29TPE,69183447380 en CUTM). En este segundo punto aparecen enclaves microgranulares con formas subredondeadas y muy ricos en biotita, interpretados como procedentes de G2 (LAM. 2.1 foto C). Además, en el granito G3 se observa un aumento del tamaño de grano hacia las zonas más internas del mismo, así como la existencia, en las zonas próximas al contacto, de enclaves del granito G2. Estos enclaves tienen formas alargadas y elipsoidales, de hasta 60 cm de largo, y bordes redondeados (LAM. 2.1 fotos D y E). Todos estos datos de observación sugieren que el granito G3 es intrusivo, en parte, en G2, y que los enclaves alargados fueron incorporados en G3 antes de la consolidación completa de G2. Por ello, el granito G3 se podría tratar también como una unidad independiente.

Los contactos de G2 y G3 con G4 son muy similares al descrito anteriormente, existiendo, en ambos casos y dentro de G4, una franja con tamaño de grano muy fino, de aproximadamente 200 m de anchura, en el primer contacto, y menos de 40 m, en el segundo. En esta zona del contacto también se observa un aumento del tamaño de grano hacia el interior de G4. Por ello, el granito G4 podría tratarse también como una unidad independiente.

De todos los pequeños afloramientos graníticos de grano muy fino localizados sobre la unidad G2 y agrupados bajo las siglas G7, el más representativo es el de Villar de Flores. El contacto entre este granito y el anterior está marcado por un cambio brusco del tamaño de grano, por lo que, teniendo en cuenta solamente los criterios de campo, resulta difícil discernir si se tratan de cuerpos diferenciados del granito G2, o pequeños cuerpos intrusivos en este último.

LÁMINA 2.1

- A) Enclave de G1 en G2 en la zona de contacto entre ambas unidades.
- B) Enclave granítico de grano grueso y porfídico, redondeado. Aparece en la zona central de G2 y posiblemente representa zonas de techo de G1.
- C) Enclave microgranular rico en biotita en el punto "B" del contacto entre G2 y G3. Aparece dentro de la facies no porfídica de G3.
- D) Enclave granítico alargado en la facies porfídica de G3, en las cercanías del contacto con G2.
- E) Enclave similar al anterior y en la misma zona, pero con forma elipsoidal.
- F) Aspecto de la unidad G5 en la zona de contacto con G2. Obsérvese la forma redondeada o subredondeada de los feldespatos, así como la presencia de nidos de biotita.



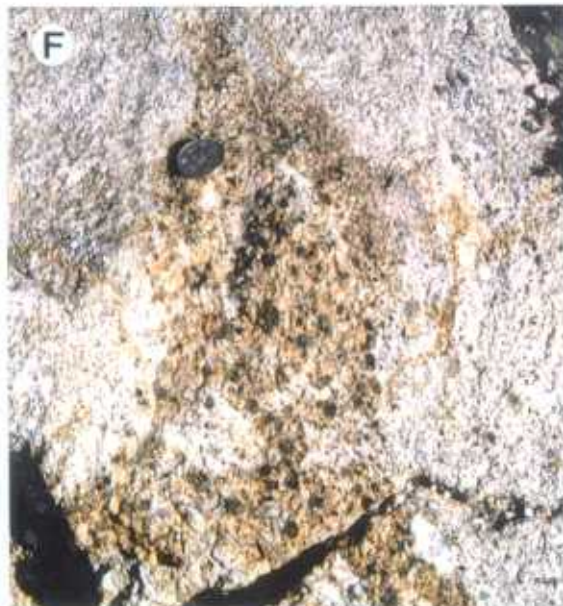
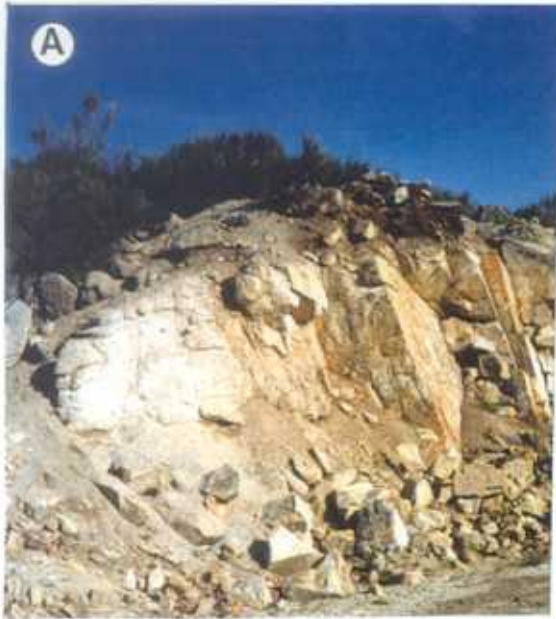
Por ello, al tratar sus características mineralógicas y geoquímicas se intentará dilucidar este problema, en la medida que su reducida superficie lo permita. No obstante, dado el carácter biotítico del afloramiento de Villar de Flores y la presencia de diques de tamaño de grano fino que cortan a G2 en la zona de contacto con este último, dicho afloramiento podría pertenecer al segundo complejo. Por otra parte, el resto de los afloramientos podrían tratarse de cúpulas diferenciadas de las unidades del primer complejo.

Por lo que se refiere a los granitos del complejo de Peñaparda se puede decir que el granito G5 aflora, en su totalidad, dentro del granito G2, concretamente en su borde NE. En las proximidades del contacto, el granito G5 presenta una banda de tamaño de grano medio, porfídica y más biotítica que en el resto del cuerpo. En esta banda, los cristales de biotita aparecen formando nidos, y los fenocristales de feldespato potásico tienen formas redondeadas o subredondeadas (LAM. 2.1 foto F), presentando los bordes corroídos. Ocasionalmente, se encuentran también restos de enclaves del granito G2, con contactos bastante difusos y formas irregulares. Estos dos últimos datos de observación hacen pensar que el granito G5 intruyó en el granito G2 y asimiló algunos fragmentos de este último. Fuera del contacto, el tamaño de grano del granito G5 pasa a ser fino, observándose, en algunas zonas próximas al pueblo de Peñaparda, diques procedentes de G5 encajados en el granito G2 (LAM. 2.2 foto A).

El granito moscovítico de grano fino de la Ermita de San Blas (G6) se pone en contacto con los granitos G1 y G2 del complejo de Payo, presentando, a lo largo de todo el contacto, dos hechos fundamentales: a) en ambas unidades, el granito G6 intruye en forma de diques subverticales (LAM. 2.2 foto B y C) que, con dirección NE, se unen hacia arriba para formar una masa semielíptica, cuyo eje mayor está orientado NE-SW. La potencia de los diques es muy variable desde algunos centímetros hasta más de 500 m, quedando entre ellos franjas de los granitos intruidos. b) Al igual que ocurría en el contacto entre G2 y G5, aquí aparecen, pero con mucha más frecuencia, enclaves de ambos granitos (G1 y G2), con bordes bastante difusos y concentraciones de biotita (LAM. 2.2 foto D, E y F). En algunos puntos del contacto, tanto con G1 como con G2, el granito G6 presenta variaciones texto-estructurales

LÁMINA 2.2

- A) A la derecha de la foto, dique de G5 cortando a G2 (en la salida de Peñaparda hacia Cáceres).
- B) Aspecto del contacto entre G2 y G6. En la foto destaca claramente un dique de G6 cortando a G2.
- C) Aspecto del contacto entre G1 y G6. Se observa un dique de G6 cortando a la unidad G1, cuyo color oscuro es debido a su riqueza en biotita, en comparación con G2 (ver foto 2.2 B).
- D) Aspecto de los enclaves graníticos, parcialmente desintegrados, en el contacto entre G1 y G6.
- E) Aspecto de los enclaves, parcialmente desintegrados, dentro de G6, en el contacto con G1.
- F) Detalle de la anterior. Obsérvese la abundancia de nidos de biotita en la parte central, así como la desintegración parcial del enclave.



importantes, tales como tamaño de grano más grueso, mayor abundancia de biotita y de fenocristales de feldespato potásico. Por el NE, el granito G6 se pone en contacto con los materiales del CEG.

De estos hechos se deduce que la unidad G6 es posterior e intrusiva en las unidades G1 y G2 del primer complejo granítico, a la vez que arrastra material de ambas unidades. Esto se traduce en una mayor contaminación de la unidad G6 respecto a G5 en su zona de contacto con las unidades intruidas.

De todo lo expuesto se llega a la conclusión de que el complejo de Payo está constituido por diversas unidades graníticas que pudieron haberse formado "a priori" a partir de un mismo fundido y por el doble mecanismo de intrusión- diferenciación. Esta hipótesis, que podría explicar fácilmente las relaciones espaciales observadas entre las unidades del complejo de Payo (G1, G2, G3 y G4), resulta más difícil de comprobar en el complejo de Peñaparda, constituido por (G5 y G6), ya que entre dichas unidades no existe relación espacial alguna. Además, entre los afloramientos agrupados en G7, el de Villar de Flores puede pertenecer al segundo complejo y el resto al primero.

Capítulo 3

**CARACTERIZACIÓN
PETROGRÁFICA Y
MINERALÓGICA DE
LAS UNIDADES
GRANÍTICAS**

**LAS UNIDADES DEL
COMPLEJO DE PAYO**

**Granito biotítico de grano grueso y
porfídico de Gata (G1)**

**Granito biotítico de grano grueso y
porfídico de Payo (G2)**

**Granito de dos micas de Casillas de Flores
(G3)**

**Granito moscovítico + biotita de La
Alberquería (G4)**

**LAS UNIDADES DEL
COMPLEJO DE
PEÑAPARDA**

**Granito biotítico de grano fino de
Peñaparda (G5)**

**Granito moscovítico de grano fino de la
Ermita de San Blas (G6)**

**AFLORAMIENTOS
ENGLOBADOS EN G7**

El afloramiento de Villar de Flores (G7A)

**Los afloramientos de La Fuente del Espinar
(G7B)**

3. CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y MINERALÓGICA DE LAS UNIDADES GRANÍTICAS

3.1 LAS UNIDADES DEL COMPLEJO DE PAYO

3.1.1 Granito biotítico de grano grueso y porfídico de Gata (G1)

Características macroscópicas

La unidad granítica G1 aflora en las hojas topográficas nº 573 (Gata) y nº 574 (Casar de Palomero), ambas de la provincia de Cáceres. No obstante, la mayor parte de su superficie se encuentra en la primera hoja. Su extensión es de aproximadamente 30 Km² y su forma es alargada en dirección NW-SE. Esta unidad intruye en los materiales del CEG, aunque por el N está intruída por las unidades graníticas G2 y G6. Se trata de una roca de grano grueso, inequigranular y porfídica, con fenocristales de feldespato potásico. Es el granito más biotítico de los que integran el complejo de Payo, por lo que es también el más melanocrático. Es el granito con mayor densidad de enclaves, siendo estos, a su vez, los de mayor tamaño.

La abundancia de fenocristales de feldespato potásico es casi uniforme, sin que estos lleguen a superar el 25% del volumen total de la roca, ni a formar acumulados. Su tamaño es también bastante uniforme, estando comprendido generalmente entre 1 y 4 cm. El tamaño más frecuente es el comprendido entre 1 y 2.5 cm. Estos fenocristales son, en su mayoría, idiomorfos y, ocasionalmente, están orientados en la misma dirección que la de la unidad. Es decir, NW-SE. Otra característica de esta unidad es la presencia frecuente de nidos de biotita asociados muy ocasionalmente a cordierita, esta última pseudomorfizada por micas y generalmente rodeada por cristales de feldespato y cuarzo.

Son frecuentes las estructuras de flujo que se ponen de manifiesto por la orientación de los fenocristales de feldespato potásico, a veces de la biotita y de la

mayoría de los enclaves, así como por la presencia de bandeados o "schlierens" ricos en biotita. Todas estas estructuras de flujo son paralelas al eje mayor de la unidad, especialmente en las zonas centrales de la misma.

La naturaleza de los enclaves es variada. Los más numerosos son supermicáceos, constituidos principalmente por micas y cuarzo. Su longitud máxima es de 20 cm, y sus bordes casi siempre están redondeados. En muchos casos se disponen paralelos a los fenocristales de feldespato potásico, lo que sugiere que serían enclaves incorporados en profundidad y orientados por el flujo magmático. Los enclaves constituidos esencialmente por cuarzo, biotita, cordierita, silimanita, granate y feldespato potásico son menos frecuentes, y se localizan en las zonas más bajas de la unidad. Su tamaño generalmente es inferior a 5 cm. Estos enclaves, por su mineralogía, se han interpretado como restíticos.

Por último, los enclaves de la roca encajante han sido localizados principalmente en las zonas de contacto con el CEG. Estos xenolitos tienen longitudes que pueden superar los 80 cm, formas generalmente irregulares y bordes angulosos.

La red filoniana instalada en esta unidad está constituida por dos tipos de diques. Los más antiguos son subverticales, orientados NE-SW, con dimensiones que pueden exceder de los 600 m de longitud y los 20 m de potencia. Proceden de la unidad G6. Más recientes son los diques aplíticos o aplopegmatíticos que, con potencias inferiores a los 30 cm y orientados N-S, cortan al haz filoniano anterior.

Características microscópicas

Composición mineralógica

Esenciales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

Accesorios: circón, ilmenita, monacita, apatito1, allanita1, cobaltita, pirita1, arsenopirita y esfalerita.

Secundarios: moscovita, clorita, fluorita, sericita, allanita2, apatito2, arsenopirita2, pirita2 y calcita.

Desde el punto de vista textural, este granito es hipidiomorfo, heterogranular y porfídico.

El cuarzo se presenta mayoritariamente como fenocristales subredondeados, menos frecuentemente como cristales intersticiales, y como inclusiones, a modo de gotas, en los fenocristales de la plagioclasa y del feldespato potásico. Además, es frecuente observar recristalización incipiente en los bordes de los granos de los dos primeros tipos (LAM. 3.1 A).

Como consecuencia de los procesos de tectonización que afectaron la roca, el primer tipo de cuarzo está deformado. Esta deformación se manifiesta por una intensa fracturación, extinción ondulante, indentación entre los granos y la formación de numerosos puntos triples.

La plagioclasa (An₃₀-An_{1.7}%) se presenta como fenocristales euhedrales-subhedrales, generalmente zonados. Las maclas más comunes son las polisintéticas y la combinación de esta con la de Carlsbad. Normalmente está alterada parcialmente a moscovita o sericita (LAM. 3.1 B) y ocasionalmente, presenta signos de deformación como son: el arqueamiento de las maclas, la fracturación y el microcizallamiento (LAM. 3.1 C). Las inclusiones más abundantes son la biotita, que se presenta a veces como diminutos cristales que salpican toda la superficie del cristal patrón (LAM. 3.1 D), el cuarzo gotiforme, el circón, la ilmenita, el apatito y la monacita.

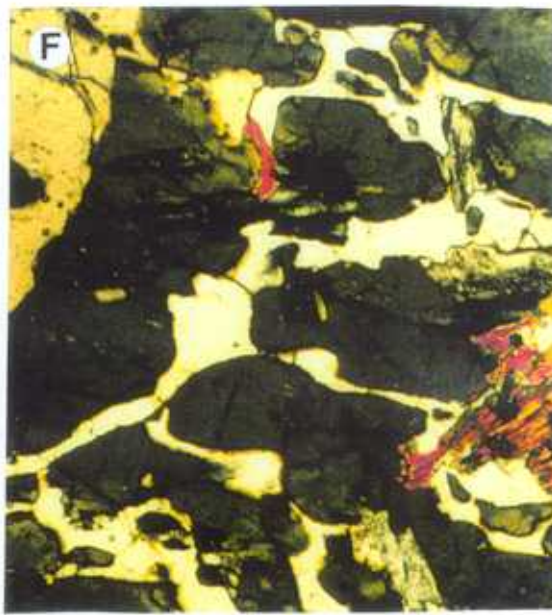
En ciertas ocasiones, la plagioclasa aparece formando cristales pequeños aislados, con bordes albíticos, y localizados en los intersticios entre los cristales de feldespato potásico o de feldespato potásico y plagioclasa.

El feldespato potásico (FdK) forma fenocristales subhedrales, frecuentemente maclados según la ley de Carlsbad y poiquilíticos, con frecuentes inclusiones de biotita, plagioclasa, cuarzo, monacita y circón. Los cristales suelen ser pertíticos, con desmezclas en venas, cordones y parches (LAM. 3.1 E). Los intercrecimientos vermiculares con cuarzo son frecuentes (LAM. 3.1 F y 3.2 A). El FdK también se presenta formando cristales anhedrales más pequeños, mostrando generalmente el maclado en enrejado típico de la microclina.

LÁMINA 3.1

UNIDAD GRANÍTICA G1

- A) Recristalización incipiente del cuarzo en los bordes de los fenocristales de cuarzo.
- B) Fenocristal de plagioclasa casi totalmente sericitizado.
- C) Fenocristal de plagioclasa parcialmente sericitizada. Obsérvese la microfracturación y el arqueamiento de los planos de macla debidos a una deformación posterior a su cristalización.
- D) Fenocristal de plagioclasa plagado de inclusiones de diminutos cristales de biotita, orientados paralelamente al eje mayor del cristal.
- E) Fenocristal de FdK con varias generaciones de pertitas (parches, cordones y vetas).
- F) Intercrecimiento vermicular de cuarzo y Fdk.



La biotita se presenta en grandes placas subidiomorfas, con abundantes inclusiones de circón, ilmenita, apatito y monacita. También se encuentra como inclusiones de tamaño muy fino en los fenocristales de plagioclasa (lam. 3.1 D), feldespato potásico y, ocasionalmente, en el cuarzo (LAM. 3.2 B). Los agregados de varios cristales xenomorfos, cuyo tamaño es generalmente muy inferior al de las placas (LAM. 3.2 C), son relativamente frecuentes.

Las placas de biotita se encuentran alteradas a clorita y, en raras ocasiones, a moscovita (LAM. 3.2 D). Es de destacar que estas placas suelen presentar signos de deformación tales como "microkinking" y arqueamiento de los planos de exfoliación (LAM. 3.2 E).

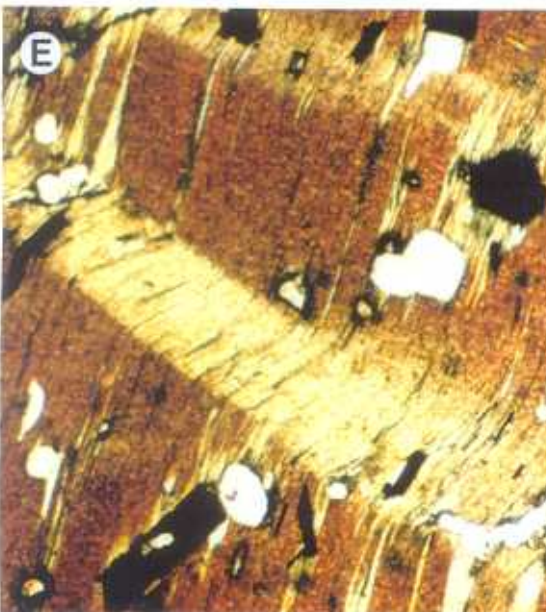
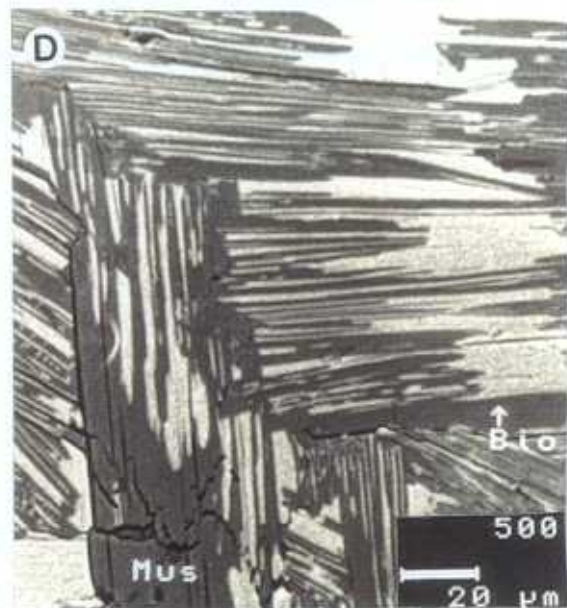
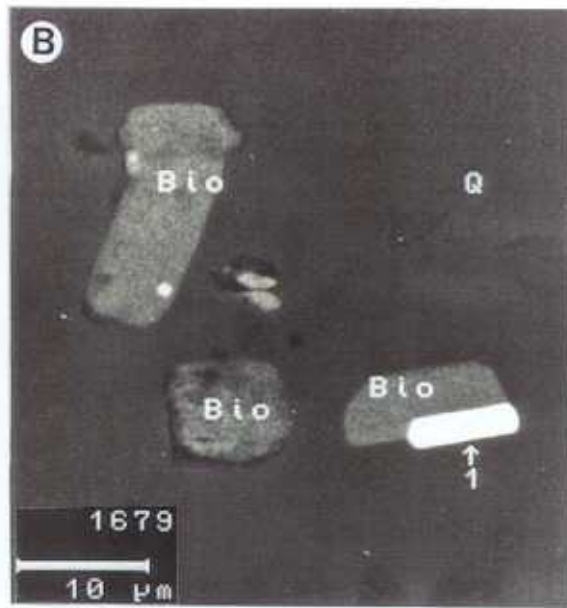
La biotita aparece también, junto a la moscovita, formando agregados que sugieren un fenómeno de pseudomorfismo de un mineral precursor, probablemente cordierita, de la que quedaría solamente su contorno subidiomorfo (LAM. 3.2 F).

El circón es generalmente idiomorfo a subidiomorfo (LAM. 3.3 A) e induce halos pleocroicos en la biotita, en la que normalmente está incluido. También puede aparecer incluido en los fenocristales de plagioclasa y, a veces, en los cristales de apatito, ilmenita y monacita. Según su morfología, se han podido distinguir dos generaciones: la primera está representada por núcleos restíticos, con bordes redondeados y una importante fracturación que no afecta el resto del cristal. La segunda está representada por las capas zonadas que crecen sobre los núcleos restíticos y por cristales individuales, zonados o no. En ambos casos, el tamaño de los cristales puede superar las 60 μm .

La ilmenita es un mineral accesorio muy abundante en este granito. Aparece casi siempre incluida en la biotita y la plagioclasa, formando cristales idiomorfos a subidiomorfos, con hábito tabular hexagonal a pseudo-hexagonal. En ambos casos, el tamaño puede ser de hasta 100 μm . Ocasionalmente se presenta como cristales esqueléticos y formas bastante irregulares. Incluye cristales muy finos de monacita y circón. Con frecuencia se encuentra alterada y rodeada por óxidos de Ti.

LÁMINA 3.2

- A) Intercrecimiento vermicular de cuarzo y Fdk. Se observa también la moscovitización y cloritización parcial del FdK y la biotita respectivamente.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de cuarzo (Q) que incluye diminutos cristales de biotita (Bio) y otro idiomorfo de monacita (1).
- C) Aspecto microscópico de los nidos de biotita. Las formas xenomorfas de todos los cristales de biotita y su gran concentración pueden sugerir un origen por contaminación.
- D) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (Bio) moscovitizada (mus). Obsérvese como la moscovita sustituye a la biotita lámina a lámina.
- E) Microkinking en un fenocristal de biotita rica en inclusiones de minerales accesorios.
- F) Aspecto de cristales de biotita y moscovita que parecen pseudomorfiar a un mineral precursor, probablemente cordierita.



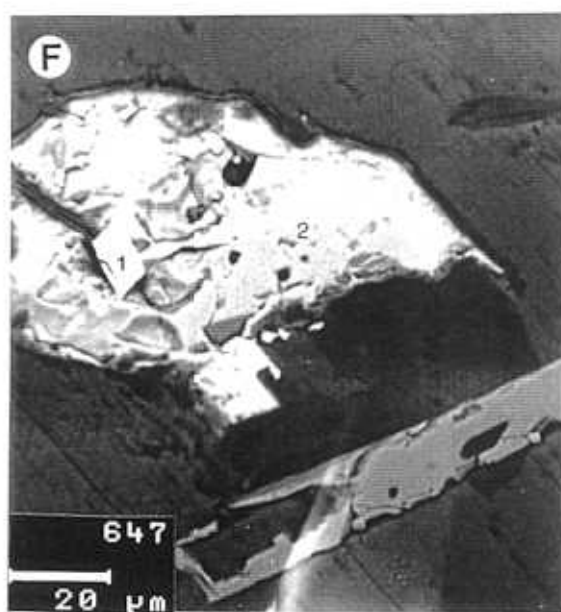
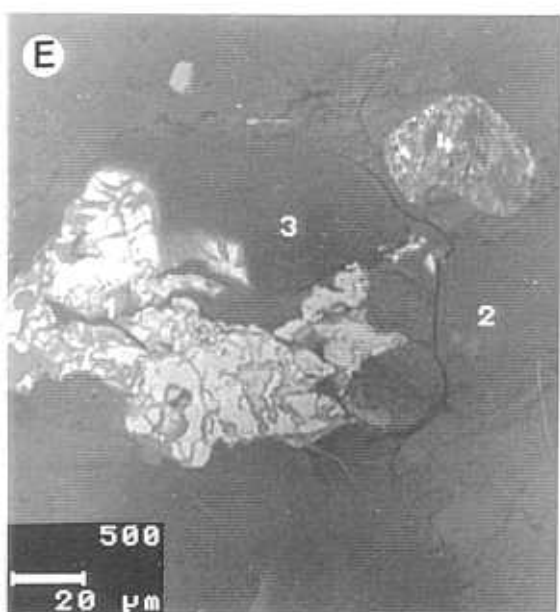
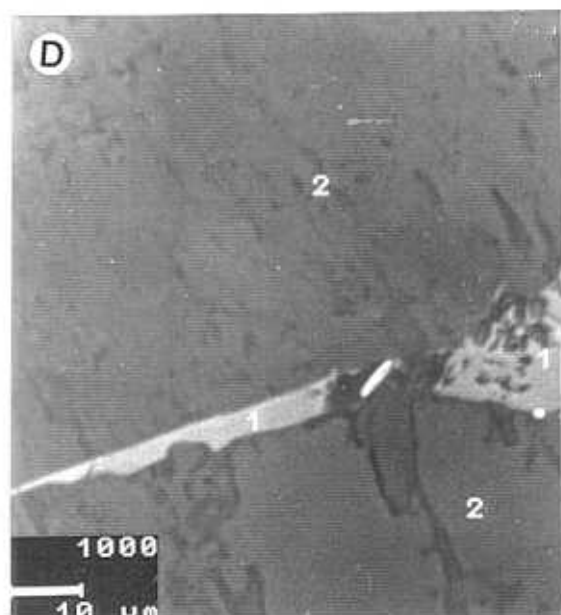
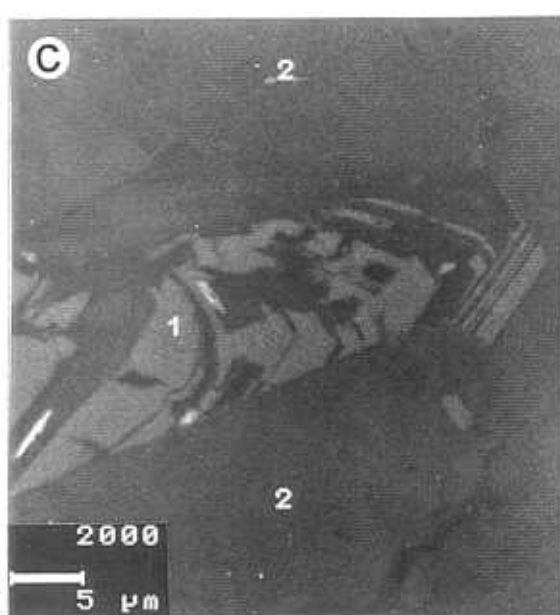
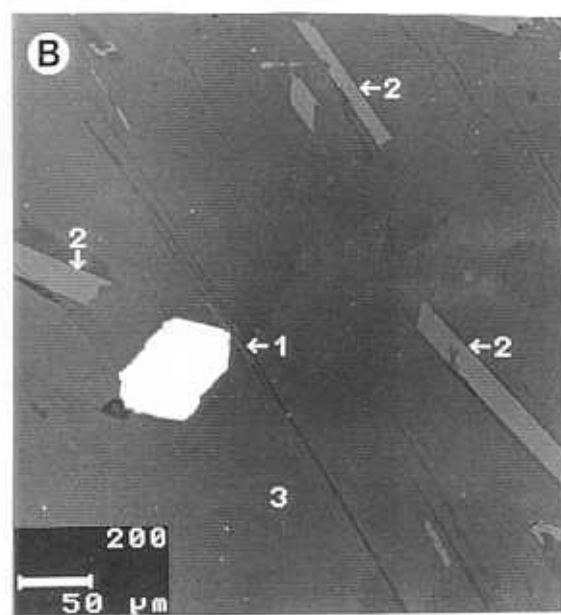
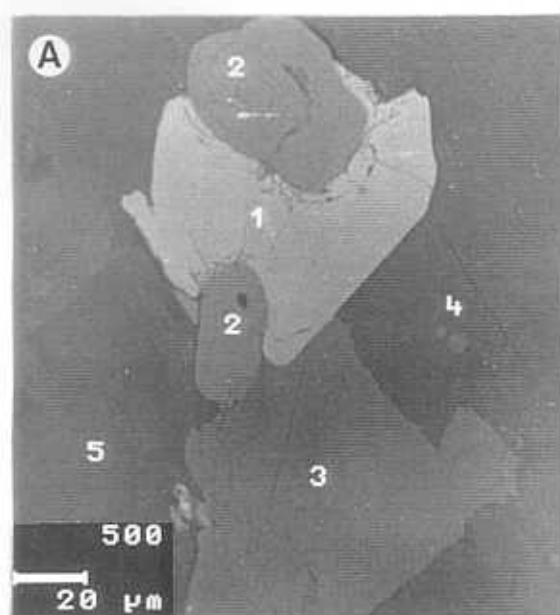
La monacita aparece como cristales idiomorfos a subidiomorfos, con tamaños comprendidos entre 15 y 95 μm (LAM. 3.2 B y 3.3 A y B). Está incluida generalmente en las placas de biotita, en las que induce intensos halos pleocróicos. En alguna ocasión, la monacita está incluida en los fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico o en los granos de cuarzo. En muchos casos se encuentra alterada a apatito, allanita y compuestos complejos de Th, sustituyéndola total o parcialmente. La monacita incluye cristales muy pequeños de circón.

El apatito es generalmente idiomorfo a subidiomorfo. Aunque puede aparecer incluido en los fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico, está normalmente relacionado con las placas grandes de biotita, tanto en forma de inclusiones como rodeando a dichas placas. Aparece en secciones prismáticas con relación longitud/anchura variable, pero inferior a 8. Las secciones basales son las más abundantes. En ocasiones incluye cristales de circón y monacita. De acuerdo con su morfología y relaciones texturales se han distinguido dos generaciones: la primera, ortomagmática con las características anteriormente descritas y, la segunda, postmagmática y representada por cristales con formas irregulares que se encuentran en las microfisuras de ambos feldespatos y que pueden ser el producto de la removilización del apatito ortomagmático. También se encuentra en forma de digitaciones, junto con fosfatos complejos de Th, creciendo sobre los cristales alterados de monacita.

La allanita es escasa y puede considerarse de dos generaciones. La primera es subidiomorfa, zonada y está incluida en el feldespato potásico y la plagioclasa (LAM. 3.3 C). La segunda tiene formas irregulares y ocupa las microfisuras de las plagioclasas (LAM. 3.3 D). Las características texturales de la primera inducen a pensar que este mineral es de cristalización magmática, a pesar de que la allanita no es una fase típica de este tipo granitos. La segunda puede interpretarse como secundaria y producto de la alteración de la monacita, aunque en esta unidad no se haya observado ninguna relación entre esta última y la allanita.

LÁMINA 3.3

- A) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (4), incluyendo un cristal subidiomorfo de monacita (1), que a su vez incluye parcialmente cristales idiomorfos de circón (2). El cristal de biotita incluye además ilmenita (3) y moscovita secundaria (5), esta última producto de la alteración del mineral patrón.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (3) que incluye un cristal idiomorfo de monacita (1), así como diferentes cristales de ilmenita con hábito tabular (2).
- C) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de albita (2) que incluye un cristal subidiomorfo y zonado de allanita (1).
- D) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico (2), en cuyas microfisuras se encuentra allanita secundaria (1).
- E) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (2) que incluye cristal xenomorfo de arsenopirita (1), monacita alterada (4) y cuarzo secundario (3).
- F) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (3) que incluye un cristal subidiomorfo de pirita (2). Obsérvese que la pirita incluye un cristal subidiomorfo de cobaltita (1).



La cobaltita es muy escasa, es subidiomorfa y con tamaño de grano $< 20 \mu\text{m}$. Se encuentra incluida o asociada con los cristales de pirita y ambos incluidos en la biotita (LAM. 3.3 F).

La pirita aparece con dos formas que pueden corresponder a dos etapas de cristalización. La primera es subidiomorfa, está incluida generalmente en las placas de biotita y puede incluir a la cobaltita (LAM. 3.3 F). La segunda es xenomorfa y ocupa las microfisuras de la biotita, junto con fluorita (LAM. 3.4 A y B). La pirita subidiomorfa se ha interpretado como ortomagmática y la xenomorfa como secundaria.

La arsenopirita es de idiomorfa a xenomorfa. Los cristales idiomorfos están incluidos en la biotita inalterada. Los cristales xenomorfos están siempre asociados a monacita alterada e incluidos ambos en la biotita cloritizada o localizados en espacios intergranulares (LAM. 3.3 E). Estas texturas inducen a pensar que este mineral es ortomagmático, pero afectado por la alteración del mineral que lo incluye y de los accesorios asociados como la monacita.

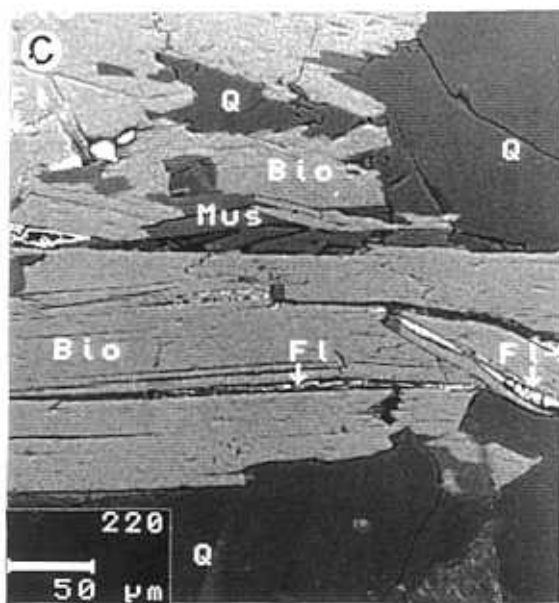
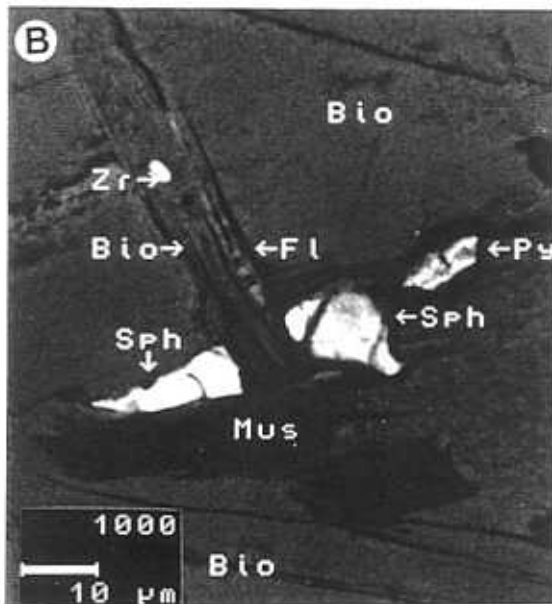
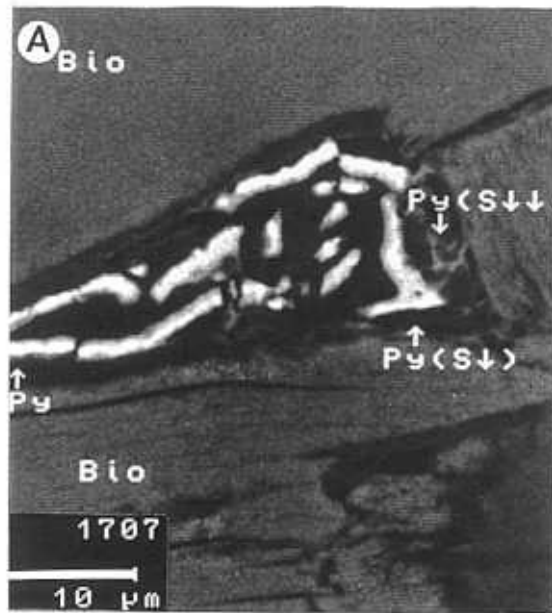
La esfalerita es escasa, tiene formas subidiomorfas a xenomorfas y aparece incluida en la biotita. Los cristales xenomorfos se encuentran ocasionalmente asociados a la fluorita. (LAM. 3.4 B).

La moscovita forma cristales de tamaño de grano medio a fino, y procede de la transformación de la biotita (LAM. 3.2 D y 3.4 C), la plagioclasa y el feldespato potásico. En ella aparecen, en muchos casos, restos de dichos minerales. Tiene formas bastante irregulares y su tamaño de grano es muy inferior al del resto de los minerales esenciales. Por sus características texturales, puede decirse que casi toda la moscovita es secundaria. Además, cuando procede de la biotita, la moscovita suele contener inclusiones de óxidos de Fe y Ti, elementos no incorporados en su red.

La clorita aparece, junto con la moscovita, estrechamente relacionada con la biotita de la que procede. Suele tener tamaño de grano fino y formas irregulares.

LÁMINA 3.4

- A) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (Bio) microfisurada que incluye pirita xenomorfa (Py) de formación secundaria. (S↓ o S↓↓) indican contenidos bajos de S en la pirita.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal microfisurado de biotita (Bio) que incluye esfalerita (Sph), pirita (Py), fluorita (Fl) y circón (Zr). Obsérvese como todos estos minerales se encuentran en las microfisuras de la biotita.
- C) Imagen ampliada de la anterior. En ella destaca la presencia de fluorita (Fl), tanto en los planos de exfoliación como en las microfisuras de la biotita. Obsérvese como la biotita (Bio) es reemplazada por moscovita (Mus) y cuarzo secundarios (Q).



La fluorita es de formación secundaria, tiene formas lenticulares y aparece en las microfisuras y los planos de exfoliación de las placas de biotita parcialmente cloritizadas (LAM. 3.4 B y C).

La sericita forma cristales finísimos, principalmente en las zonas centrales de la plagioclasa zonada.

La calcita aparece en raras ocasiones, es xenomorfa y se encuentra principalmente rellenando las microfisuras del cuarzo.

De acuerdo con las relaciones texturales observadas entre las distintas fases minerales descritas, se sugiere la secuencia de cristalización resumida en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1
SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DE LA UNIDAD G1

MINERALES	ETAPA MAGMÁTICA	ETAPA SUBSOLIDA
Circón	_____	
Ilmenita	_____	
Monacita	_____	
Apatito	_____	_____
Allanita	_____	_____
Cobaltita	_____	_____
Pirita	_____	_____
Arsenopirita	_____	_____
Esfalerita	_____	_____
Biotita	_____	_____
Plagioclasa	_____	_____
FdK	_____	_____
Cuarzo	_____	_____
Moscovita	_____	_____
Clorita	_____	_____
Fluorita	_____	_____
Sericita	_____	_____
Calcita	_____	_____

3.1.2 Granito biotítico de grano grueso y porfídico de Payo (G2)

Características Macroscópicas

Es la unidad más extensa de las que constituyen el macizo de Cadalso-Casillas de Flores. Ocupa una extensión aproximada de 160 Km², repartida entre las Hojas 550 (Fuenteguinaldo) y 573 (Gata).

Se trata de una roca de grano grueso a muy grueso y porfídica, con frecuentes acumulaciones de fenocristales de feldespato potásico. Tiene un contenido moderadamente alto en biotita, y la abundancia de los enclaves es menor que en la unidad G1.

El tamaño de los fenocristales de feldespato potásico varía entre 1 y 8 cm, siendo el más frecuente el comprendido entre 1.5 y 3.5 cm. La mayor parte de ellos son idiomorfos, aunque los de tamaño superior a 5 cm son normalmente subidiomorfos, y con abundantes inclusiones de biotita. Aunque no es frecuente que estos fenocristales estén orientados, han podido medirse algunas direcciones preferenciales, siendo la más frecuente la NW-SE, y las más raras la N-S y E-W. En ocasiones, los fenocristales constituyen aproximadamente el 60 % de la roca, como en el sector de la Dehesa de la Genestosa y en algunas zonas próximas a la frontera con Portugal, entre los términos municipales de Casillas de Flores y Navasfrias. No obstante, en general, los fenocristales de FdK sólo representan alrededor del 30% de la roca.

La biotita está, en general, homogéneamente distribuida, aunque ocasionalmente forma concentraciones, a modo de nidos, cuyos diámetros pueden oscilar entre 1 y 1.4 cm. Los bandeados o "schlierenes" biotíticos son menos frecuentes y se han observado en algunos puntos al N de Casillas de Flores. Asociadas a estos "schlierens" aparecen bandas paralelas muy leucocráticas, formadas por fenocristales de feldespatos y cuarzo.

En muy raras ocasiones aparecen fenocristales aislados de turmalina, idiomorfos a subidiomorfos (LAM. 3.5 A), asociados generalmente con aglomerados de cuarzo.

Otra característica de esta unidad es la presencia de enclaves graníticos redondeados, con diámetros a veces superiores a 80 cm, de tamaño de grano grueso, biotíticos y porfídicos. Estos enclaves están siempre bordeados por fenocristales de feldespato potásico, e incluso por enclaves hornfésicos alargados, lo que sugiere un proceso de "stopping", mediante el cual, los bloques, al incorporarse al fundido magmático, causarían cambios en la orientación de los fenocristales y enclaves pequeños. Estos enclaves han sido interpretados como restos de los bordes y del techo del granito de la unidad G1.

De forma muy puntual, y dentro de la roca encajante, se han podido observar diferenciados aplíticos griesenizados, formados principalmente por moscovita y cuarzo, con textura plumosa.

Los enclaves de esta unidad granítica son de rocas metamórficas y graníticas. Entre los primeros, destacan los enclaves hornfésicos (corneanas), los supermicáceos y los gneísicos. Entre los segundos, dominan los enclaves microgranulares y los de composición granítica de grano grueso.

Los enclaves hornfésicos tienen un tamaño comprendido entre 15 y 40 cm. En general, presentan bordes irregulares y angulosos, siendo muy abundantes en las zonas del granito próximas al contacto con el encajante. Desde el punto de vista textural y composicional son muy semejantes a las rocas metamórficas de la aureola de metamorfismo de contacto desarrollada sobre el CEG. Estas características sugieren que estos enclaves proceden del encajante y que fueron incorporados al magma granítico en el nivel actual de su emplazamiento, o muy cerca de él. Están compuestos esencialmente por cuarzo, moscovita, biotita y cordierita, generalmente alterada a moscovita. Además, en algunas zonas apicales, aparecen "roof pendants" cuyos aspectos texto-mineralógicos son similares a los de los enclaves de la roca encajante (LAM. 3.5 B).

Los enclaves supermicáceos tienen formas elongadas, ovaladas o elipsoidales. Su longitud máxima no supera los 10 cm y su distribución es bastante irregular. Están constituidos esencialmente por biotita, sillimanita, andalucita y cuarzo. La plagioclasa y la moscovita están en menor proporción, mientras que el circón y los minerales

LÁMINA 3.5

UNIDAD GRANÍTICA G2

- A) Fenocristal subidiomorfo de turmalina rodeado por feldespatos y cuarzo.
- B) "Roof Pendent" en la entrada de la localidad de El Payo, por la carretera de Casillas de Flores.
- C) Enclave gneisico de muy pequeño tamaño localizado en la Dehesa de la Genestosa.



opacos son también abundantes. Estas características sugieren que estos enclaves proceden de rocas profundas de la corteza y fueron incorporados al magma granítico durante su ascenso.

Los enclaves gneísicos son muy poco frecuentes, y han sido localizados solamente en tres puntos, dos de ellos en la Dehesa de la Genestosa y otro en el Puente del Villar (LAM. 3.5 C). Son ovalados, con bordes redondeados y su eje mayor no supera los 5 cm. Estas características, junto con el hecho de que este tipo de materiales no afloran en la zona de estudio, sugieren que estos enclaves tienen un origen profundo, pudiendo tratarse de restos del protolito generador del magma granítico, o trozos de material gneísico incorporados al magma en zonas muy profundas de la corteza.

Los enclaves ígneos son microgranulares y graníticos, siendo las únicas diferencias sus dimensiones y el tamaño de grano.

Los enclaves microgranulares son bastante frecuentes, con tamaños que oscilan entre 3 y 15 cm y formas generalmente ovaladas. Su distribución en el plutón es bastante homogénea, aunque son más frecuentes en la zona central y en los bordes. El contacto entre estos enclaves y el granito suele ser neto, aunque también se observan tránsitos graduales. Desde el punto de vista mineralógico son similares al granito que los incluye, pero con un tamaño de grano mucho más fino. Están compuestos por biotita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, como minerales esenciales, e ilmenita, apatito, rutilo, circón, monacita y andalucita, como accesorios. Los minerales secundarios son la moscovita, la sericita, el rutilo, la fibrolita y la anatasa.

Los enclaves graníticos presentan formas variadas (angulosas, ovaladas, discoidales, irregulares o redondeadas) y un tamaño variable entre <5 cm y >75 cm de largo. En general, son muy semejantes al granito que los contiene, pero siempre presentan un color más oscuro. La excepción la determinan aquellos que son más redondeados, cuyo tamaño de grano y contenido en biotita son bastante similares a los del granito. Su composición mineralógica es también similar a la del granito G2. Están compuestos por biotita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, como minerales esenciales, e ilmenita, apatito, circón, rutilo, andalucita y monacita, como accesorios. Entre los minerales secundarios aparecen la moscovita, la fibrolita, la sericita, el rutilo y la anatasa. Muchos de estos enclaves se concentran cerca del contacto entre las unidades G1 y G2, especialmente aquellos con tamaño superior a los 40 cm de longitud.

Igualmente, los enclaves más redondeados son más abundantes en las partes centrales de esta unidad G2.

Las rocas filonianas existentes en esta unidad son diques aplíticos y aplopegmatíticos o graníticos, estos últimos pertenecen a las unidades del segundo complejo. También se han observado venas de turmalina y diques de cuarzo.

Entre los primeros, la generación más antigua está orientada E-W, tiene potencias centimétricas y longitudes métricas. Otra generación posterior, que es muy abundante, está orientada N-S y tiene potencias y longitudes similares a las de la anterior. La tercera generación es más tardía, está orientada NE-SW y, ocasionalmente, presentan potencias de hasta 0.6 m y longitudes de hasta 800 m.

Las venas de turmalina son más abundantes en las zonas centrales de la unidad y menos frecuentes en los bordes. Están siempre orientadas al N o al NE, sus potencias varían entre .5 y 1 cm y sus longitudes pueden alcanzar los 100 m. Estas vénulas cortan a los diques aplíticos o aparecen en el centro de algunos de los filones aplopegmatíticos, por lo que serían posteriores a ambos.

Los diques de cuarzo presentan generalmente una dirección comprendida entre N30 y N50E, potencias que superan el metro y longitudes que a veces pueden exceder los 100 m. El más potente se localiza entre los pueblos de Payo y Peñaparda.

Características microscópicas

Composición mineralógica

Esenciales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico1, biotita y moscovita1.

Accesorios: circón, ilmenita, monacita, apatito1, xenotima, pirita, loellingita, arsenopirita1, esfalerita, calcopirita, andalucita, uraninita, turmalina1 y rutilo1.

Secundarios: moscovita2, clorita, sericita, allanita, arsenopirita2, barita, calcita, rutilo2, turmalina2, fibrolita, fluorita, oxi-hidróxidos de Fe con P, apatito2, compuestos complejos de Th y P, albita y feldespato potásico2.

Su textura es hipidiomorfa, heterogranular de grano grueso y porfídica. Se

caracteriza por la presencia casi constante de prismas idiomorfos a subidiomorfos de andalucita.

El cuarzo, de acuerdo con sus características texturales, puede haberse formado en diferentes fases.

La primera generación (Q1) está constituida por cristales redondeados a subredondeados que, a modo de gotas, están incluidos en los fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico. Este cuarzo incluye ocasionalmente diminutos cristales de biotita y podría representar el cuarzo de cristalización temprana.

La segunda generación (Q2) aparece formando agregados policristalinos o cristales xenomorfos aislados y constituye aproximadamente el 90% del cuarzo de la roca. Este tipo presenta generalmente signos de deformación tales como: extinción ondulante, indentaciones (LAM. 3.6 A) y numerosas fisuras intracristalinas que parecen evidenciar la acción de una tectónica frágil posterior a la cristalización de la unidad.

La tercera generación (Q3) se presenta en cristales intersticiales con un tamaño de grano muy fino. Esta generación parece marcar el final de la cristalización del Q2, ya que se localiza en los bordes de los cristales de esta segunda generación, llegando incluso a rodearlos.

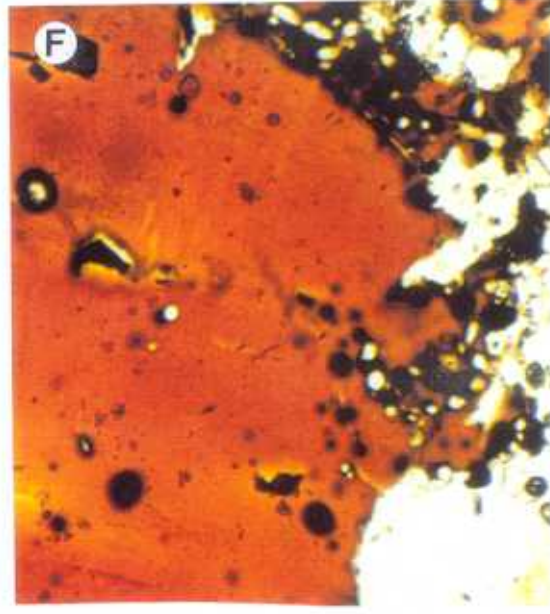
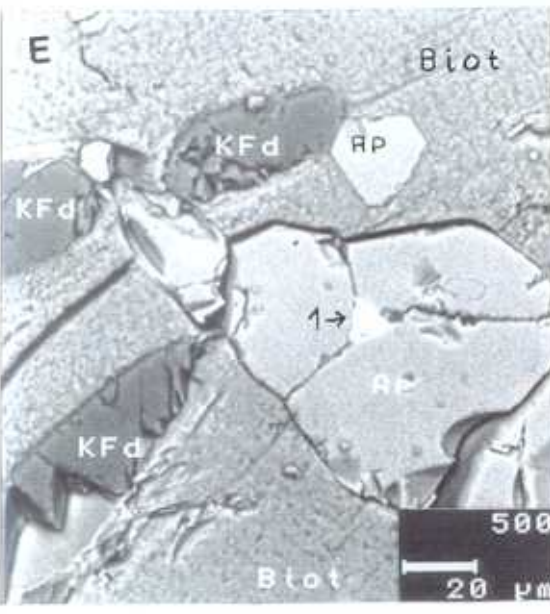
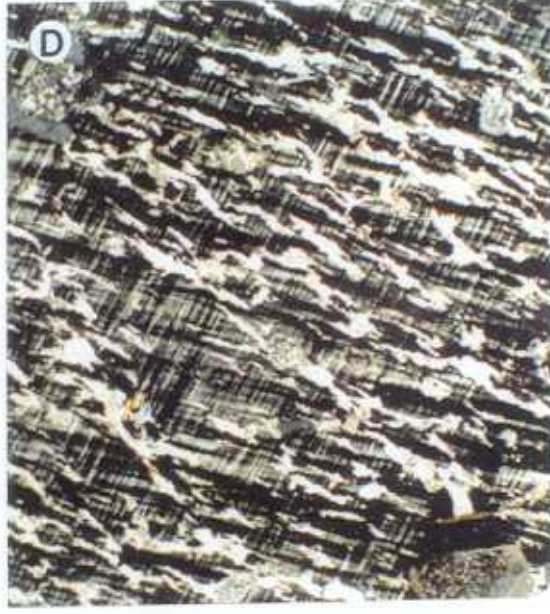
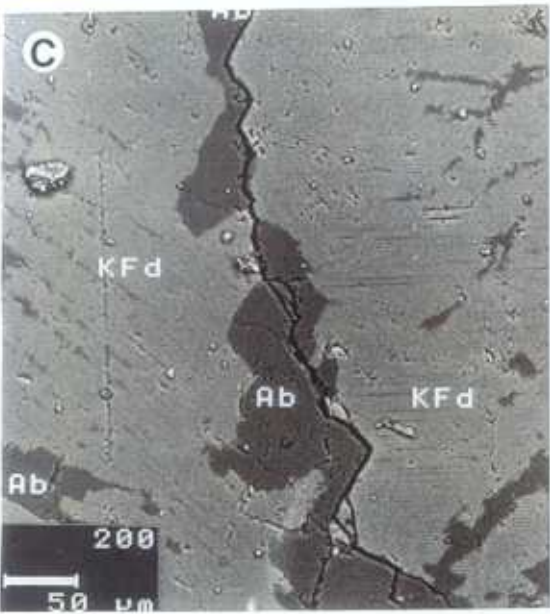
De forma muy puntual, el cuarzo aparece en forma de granos poligonizados, formando entre sí ángulos de 120° (LAM. 3.6 B), o bien relacionado con la formación local de fibrolita, incluyéndola o intercreciendo con ella.

La plagioclasa (An14 An8%) se presenta en fenocristales idiomorfos a subidiomorfos y generalmente zonados. Aunque el carácter zonado es constante, en muchas ocasiones es bastante débil. Las maclas más frecuentes son las polisintéticas, seguidas por la combinación de éstas y la de Carlsbad. Estos fenocristales incluyen cristales de biotita, apatito, ilmenita, cuarzo y, a veces, cristales finos de plagioclasa. La alteración más común es a moscovita y/o sericita, que se localiza fundamentalmente en las partes centrales de los fenocristales.

La plagioclasa (An26-An14%) está también presente como cristales subhedrales-anhedrales con tamaño de grano bastante inferior a los anteriores.

LÁMINA 3.6

- A) Granos de cuarzo indentados y con extinción ondulante.
- B) Granos poligonizados de cuarzo con puntos triples que forman un ángulo de 120° .
- C) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico (KFd). Obsérvese la albita (Ab) secundaria desarrollada en la microfisura del KFd.
- D) Fenocristal de feldespato potásico con varias generaciones de pertitas principalmente vetas y cordones.
- E) Imagen de electrones retrodispersados de una biotita (Biot) parcialmente cloritizada, que incluye cristales de apatito (Ap). Obsérvese las lenticulas de feldespato potásico (KFd), subproducto de la cloritización de la biotita, en los planos de exfoliación de esta última, así como un cristal de xenotima (1) incluido en otro de apatito de mayor tamaño.
- F) Fenocristal de biotita rico en inclusiones de minerales accesorios. Obsérvese como la mayor parte de éstos están asociados con el borde del cristal.



Durante la etapa postmagmática se formó una generación de albita que se localiza en las microfisuras de los fenocristales de feldespato potásico (LAM. 3.6 C).

El feldespato potásico tiene tamaños y morfologías diferentes. Los fenocristales son idiomorfos o subidiomorfos y con tamaños variables entre 1 y 1.6 mm. A menudo presentan la macla de Carlsbad y tienen pertitas en parches, cordones y venas (LAM. 3.6 D). Estos fenocristales presentan intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo. Incluyen cristales de biotita, plagioclasa, cuarzo, circón e ilmenita. Los cristales xenomorfos son de menor tamaño, con la macla en enrejado típica de la microclina y normalmente sin inclusiones. Este mineral también forma lenticulas entre los planos de exfoliación de la biotita cloritizada (LAM. 3.6 E), formado a partir del K liberado durante dicha alteración.

Los dos primeros tipos texturales, sobre todo los fenocristales, están afectados por procesos postmagmáticos de alteración tales como moscovitización y sericitización.

La biotita se presenta en cristales idiomorfos a sub-idiomorfos, con tamaño de grano comprendido entre 0.2 y 0.3 mm. Contiene abundantes e intensos halos pleocróicos originados por la actividad α de los minerales radioactivos incluidos en ella (LAM. 3.6 F y 3.7 A). Entre ellos se han identificado la monacita, el circón, la xenotima y la uraninita. Otros minerales incluidos en la biotita son el apatito, la ilmenita y los sulfuros. La biotita puede, a su vez, estar incluida en los cristales de plagioclasa, feldespato potásico y, más raramente, en los de andalucita. Ocasionalmente, es intergranular, situándose principalmente entre los granos de cuarzo. Ambos tipos están parcial y localmente alterados a clorita, observándose la asociación de óxidos de Ti con esta última (lam. 3.7 B). Además, el primero de ellos está frecuentemente deformado, con los planos de exfoliación curvados y con "microkinking".

La moscovita presenta también aspectos texturales variados que han permitido establecer, al menos, dos generaciones. La moscovital o primaria forma cristales subhedrales, cuyo tamaño es generalmente inferior que el de las biotitas próximas. En este caso, los bordes de los cristales están bien definidos y, a menudo, tienen

inclusiones de circón, monacita, ilmenita, xenotima y apatito, minerales generalmente idiomorfos a subidiomorfos y sin signos de alteración. Además, este tipo de moscovita no presenta en su interior restos de otros minerales esenciales o accesorios ni óxidos de Ti o Fe en sus planos de exfoliación.

La moscovita² o secundaria tiene tamaños variables y se presentan bajo dos tipos texturales diferentes. El primero procede de la alteración de la biotita y presenta formas tabulares ó esqueléticas, incluye generalmente restos de esta última ó manchas de óxidos de Ti y ocasionalmente está asociado a la clorita. El segundo tipo es xenomorfo, se desarrolla sobre los cristales de plagioclasa, feldespato potásico y andalucita a la que puede llegar a sustituir totalmente. Incluye restos de estos minerales o engloba cristales de andalucita.

El circón forma cristales generalmente idiomorfos, con hábito prismático y tamaño variable. Cuando está incluido en la biotita, está rodeado por halos pleocróicos (LAM. 3.7 C). También está incluido en el resto de los minerales esenciales y en algunos accesorios como el apatito y la monacita. Estas características permiten deducir que la cristalización del circón es, en parte, anterior a la del apatito y la monacita.

La ilmenita es el mineral opaco más abundante en este granito. Es idiomorfa, con hábito pseudohexagonal a veces perfecto (LAM. 3.7 D). Puede aparecer también con formas tabulares o esqueléticas. Está incluida en todos los minerales esenciales de la roca, aunque con mayor frecuencia en la biotita. Incluye a su vez minerales accesorios como el circón, la monacita y la xenotima. Esta última relación textural sugiere que la cristalización de dichos minerales accesorios es, en parte, anterior a la de la ilmenita. Ocasionalmente se observan óxidos de Ti en sus bordes, productos de su alteración (LAM. 3.7 E). La ilmenita idiomorfa está siempre incluida en la biotita y tiene tamaños que pueden alcanzar hasta 120 μm , mientras que la esquelética es la de menor tamaño y está incluida en la biotita cloritizada y en los feldespatos.

La monacita se presenta en cristales idiomorfos a subidiomorfos, de tamaño variable, aunque casi nunca superan las 50 μm (LAM. 3.7 E). Está incluida en las placas de biotita, en las que induce halos pleocróicos, en los fenocristales de feldespato

potásico y plagioclasa, en la moscovital y en el apatito. Puede incluir cristales muy pequeños de circón. Al igual que en la unidad granítica anterior, la monacita se encuentra, parcial o totalmente alterada a apatito, compuestos complejos de Th (LAM. 3.8 A) y allanita. La desestabilización de la monacita y sus productos de alteración serán discutidos en el capítulo de química mineral.

El apatito es el mineral accesorio más abundante y con mayor tamaño de grano. Forma prismas cortos y subidiomorfos (LAM. 3.6 E y 3.7 A) y, menos frecuentemente, placas xenomorfas. De acuerdo con sus características morfológicas y texturales, se han distinguido dos generaciones. La primera es ortomagmática y se encuentra incluida o asociada a las placas de biotita y, en menor medida, incluida en los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa. También aparece en los espacios intergranulares de estos minerales. Sus inclusiones son pequeños cristales de circón, xenotima y monacita. La segunda generación es el resultado de la alteración de la monacita. Esta generación de apatito aparece a veces, sobre los cristales alterados de monacita, junto con compuestos complejos de Th (LAM. 3.8 A). En otros casos, sustituye parcial o totalmente a la monacita, presentando en su interior restos de esta última.

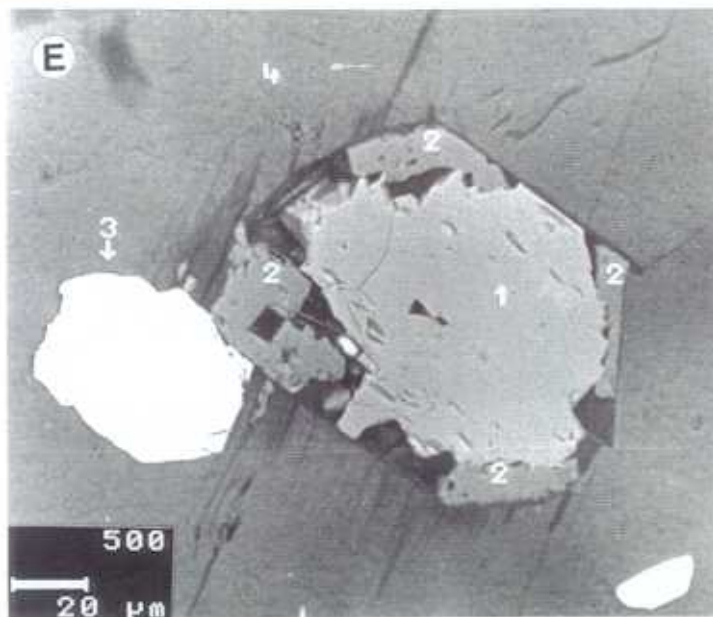
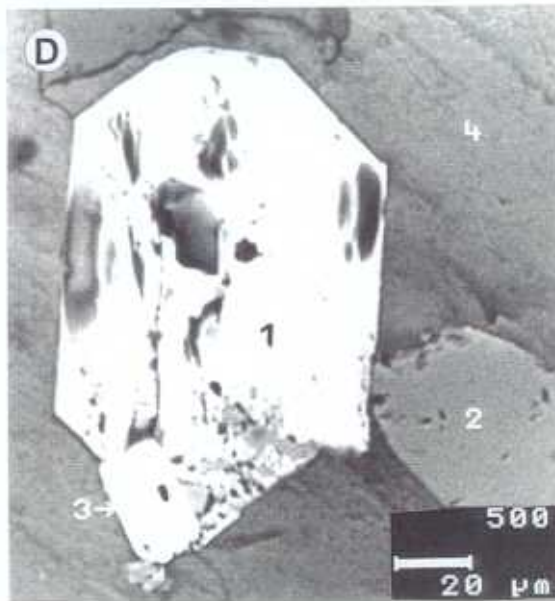
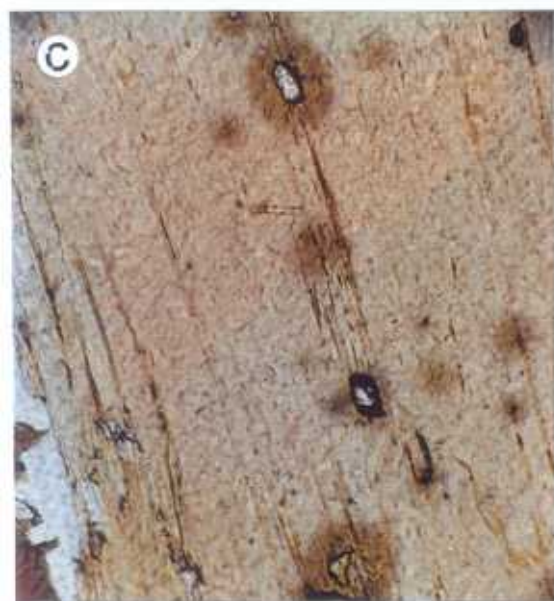
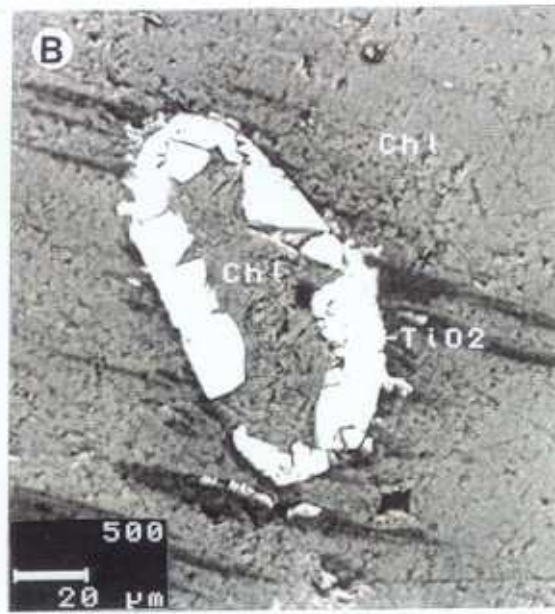
La xenotima es mucho menos frecuente que los accesorios descritos hasta el momento y forma cristales xenomorfos que están incluidos en la ilmenita y el apatito ortomagmático (LAM. 3.6 E). Esta relación textural sugiere que la segregación de la xenotima se inició en etapas muy tempranas de la cristalización magmática.

La pirita es de idiomorfa a xenomorfa y su tamaño varía desde $< 10 \mu\text{m}$ a $> 200 \mu\text{m}$. Está incluida en la biotita o aparece rellenando las microfisuras de la plagioclasa y el feldespato potásico, e incluso los espacios intergranulares. En base a estas observaciones, la pirita puede haberse formado en dos etapas, la magmática y la postmagmática (LAM. 3.8 B y C).

La loellingita es idiomorfa a subidomorfa y con tamaños máximos de $180 \mu\text{m}$. Está incluida siempre en la biotita y, en ocasiones, aparece parcialmente rodeada por arsenopirita. Según estas relaciones texturales la loellingita parece ser ortomagmática y de cristalización precoz (LAM.3.8 D).

LÁMINA 3.7

- A) Fenocristal de biotita rico en inclusiones de minerales accesorios. Es de destacar como los cristales de apatito, que corresponden a las formas pseudo hexagonales, tienden a situarse en las partes periféricas del cristal de biotita. Obsérvense además los halos pleocroicos inducidos por los minerales radioactivos.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de una biotita cloritizada. Observense los óxidos de Ti (TiO_2) en forma de elipse sobre la clorita (Chl), producto de la alteración de la biotita.
- C) Diferentes cristales de circón incluidos en un fenocristal de biotita. Obsérvese la orientación de los cristales de circón paralelos el eje mayor del cristal, así como los halos pleocroicos producidos en su mineral patrón.
- D) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (4), que incluye ilmenita idiomorfa (1), apatito (2) y circón (3).
- E) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (4) que incluye ilmenita idiomorfa (1), rodeada por una corona de óxidos de Ti (2), productos de su alteración. Igualmente, la biotita incluye un cristal idiomorfo de monacita (3).



La arsenopirita forma cristales subidiomorfos a xenomorfos, con tamaños inferiores a 40 μm . Aparece incluida en la biotita y la clorita o rodeando parcialmente algunos cristales de loellingita, incluidos también en la biotita (LAM. 3.8 D y E).

La esfalerita es subidiomorfa a xenomorfa y con tamaños máximos de 50 μm (LAM. 3.8 C y 3.9 A). Se encuentra incluida en la biotita, la clorita y, en ocasiones, en los cristales de pirita incluidos a su vez en la biotita.

La calcopirita es de subidiomorfa a xenomorfa y aparece incluida generalmente en los cristales de cuarzo y moscovita.

De acuerdo con las relaciones texturales entre estos sulfuros y los minerales esenciales del granito, se puede decir que todos ellos son de cristalización ortomagmática, aunque algunos de ellos, como la pirita, hayan sido afectados por procesos posteriores de removilización.

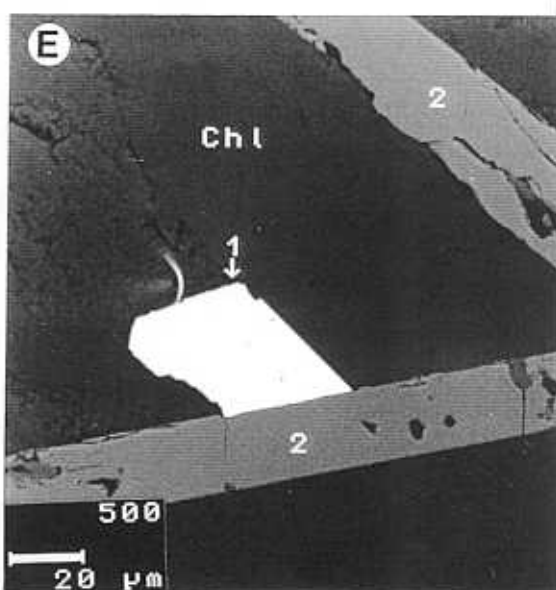
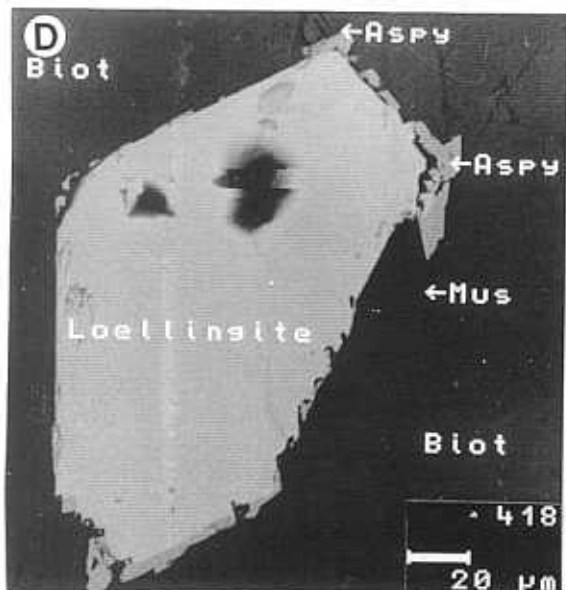
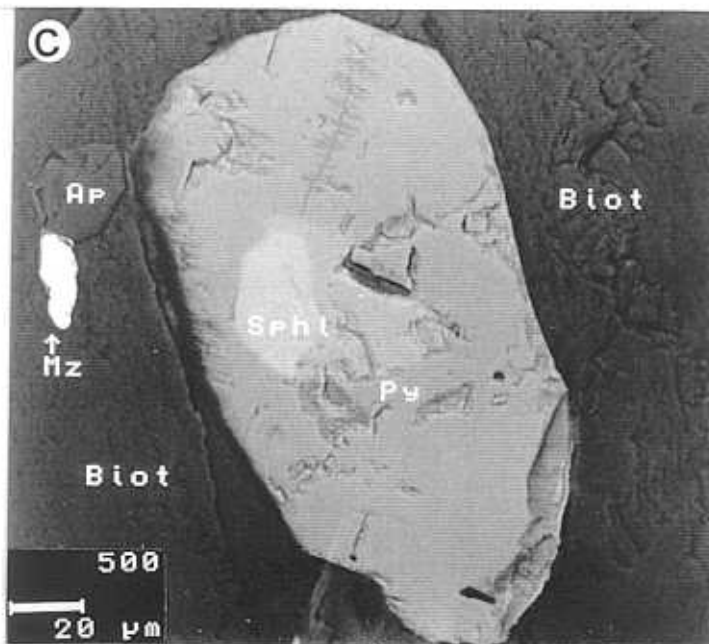
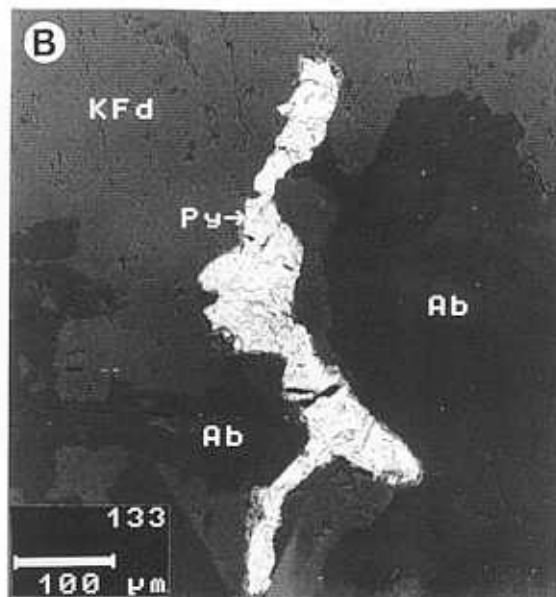
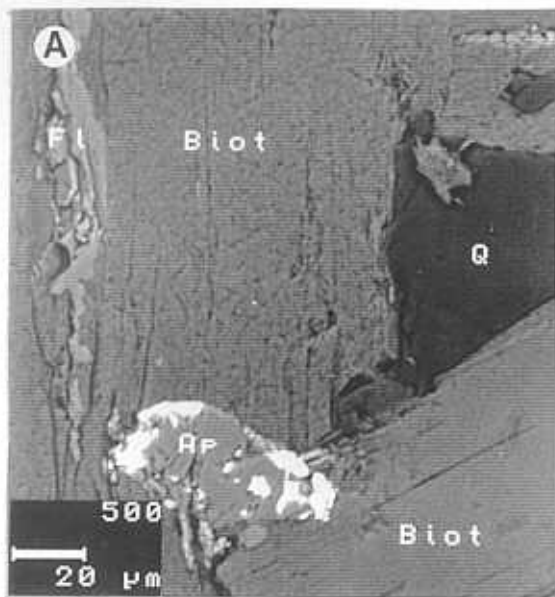
-----oOo-----

Dada la importancia que tiene la presencia de sulfuros magmáticos en este tipo de rocas, se ha creído conveniente hacer aquí un resumen del significado petrogenético de estos minerales.

Tradicionalmente, los sulfuros en las rocas graníticas se han considerado secundarios y formados en etapas hidrotermales. Sin embargo, algunos autores (Pantó, 1975; Speer, 1987; Whalen y Chappell, 1988) indicaron la presencia de sulfuros primarios en rocas graníticas. Por otra parte, sulfuros como la pirita pueden ser ortomagmáticos y de cristalización precoz como ocurre en el complejo de Bushveld (Ramdhor, 1967). También Murata et al. (1983) y Murata e Itaya (1987) indicaron la existencia de pirita, pirrotina, calcopirita y arsenopirita, tanto magmáticas como hidrotermales, en los granitos "S" e "I" de la zona central del Japón. Además, Ishihara et al. (1983) y Ishihara et al., (1988) concluyeron que, en los granitos del tipo "S", el contenido en azufre disminuye al aumentar el % de Ab+Or+Q normativos, y que el sulfuro ortomagmático predominante en estos granitos es la pirrotina, mientras que la calcopirita y la arsenopirita aparecen con menos frecuencia.

LÁMINA 3.8

- A) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal biotita (Biot) microfracturada. En la parte inferior de la imagen se observa un cristal de monacita alterado a apatito (Ap) y a fosfatos complejos de torio (restos blancos). Destaca también la presencia de fluorita en los planos de exfoliación de la biotita.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de feldespato potásico (Kfd) y albita (Ab). Obsérvese la presencia de pirita (Py) xenomorfa entre el Kfd y la albita y en las microfisuras de ambos minerales.
- C) Imagen de electrones retrodispersados de una biotita (Biot) que incluye pirita idiomorfa (Py), apatito (Ap) y monacita (Mz). Obsérvese el cristal subidiomorfo de esfalerita (Sphl) incluido en la pirita.
- D) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal biotita (Biot) parcialmente moscovitizada (Mus) que incluye un cristal subidiomorfo de loellingita. Obsérvese la fina corona de arsenopirita (Aspy) que rodea a la loellingita.
- E) Imagen de electrones retrodispersados de una clorita (Chl) que incluye un cristal subidiomorfo de arsenopirita (1) y óxidos de Ti (2).



En cuanto a los granitos hercínicos españoles, similares a los aquí estudiados, Pérez del Villar y de la Cruz (1989) señalaron la presencia de pirita asociada íntimamente con uraninita ortomagmática en el granito de El Berrocal (Prov. Toledo), argumentando que dicha pirita es ortomagmática. Más tarde, Pérez del Villar et al., (1994 y 1995) identificaron arsenopirita, calcopirita, esfalerita y galena, siempre incluidos en los minerales esenciales del mismo granito, e interpretados como ortomagmáticos.

En resumen, se puede decir que los sulfuros presentes en las rocas graníticas aquí estudiadas pueden ser tanto magmáticos, en algunos casos precoces, como hidrotermales. Los primeros son la pirita₁, esfalerita₁, loellingita, calcopirita₁ y la arsenopirita₁ y los segundos son la pirita₂, arsenopirita₂ y calcopirita₂. Además, la presencia de sulfuros ortomagmáticos es indicativo de la baja f_{O_2} en que estas rocas graníticas cristalizaron.

-----oOo-----

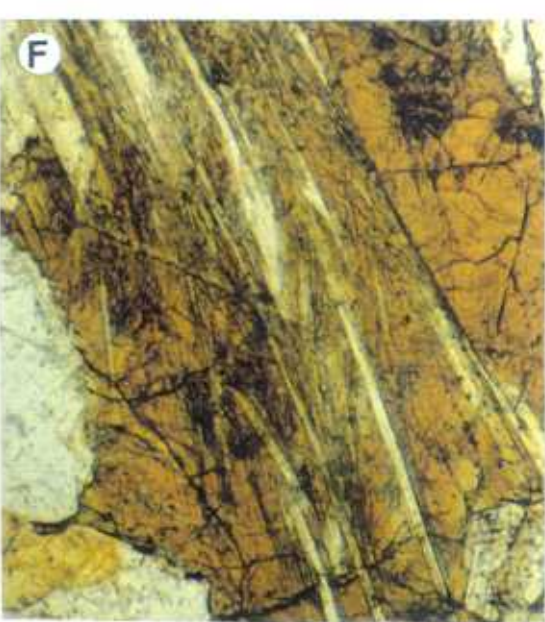
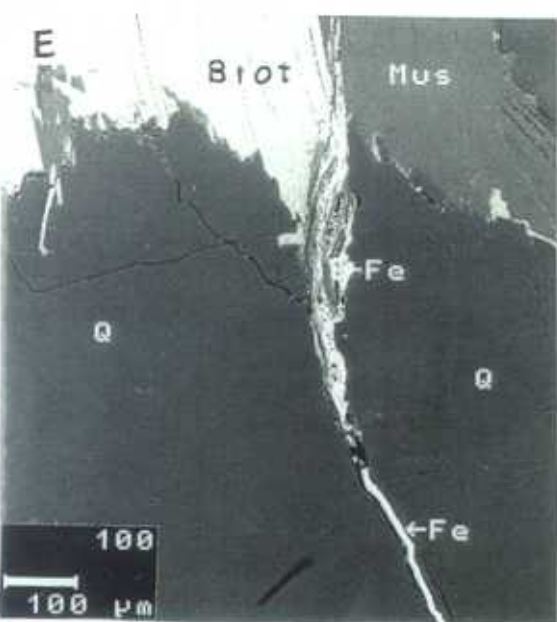
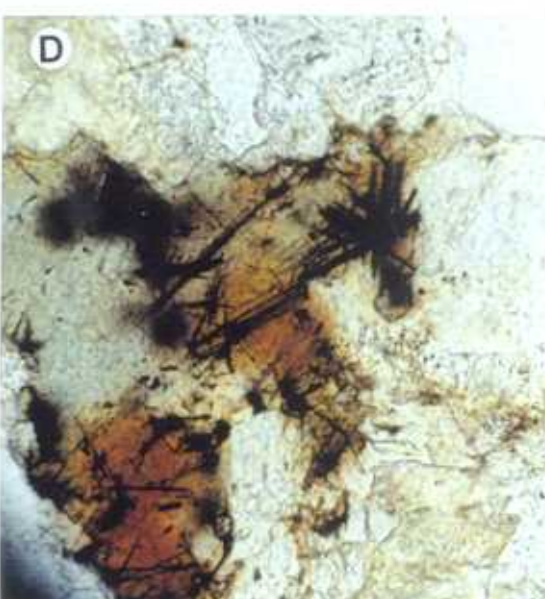
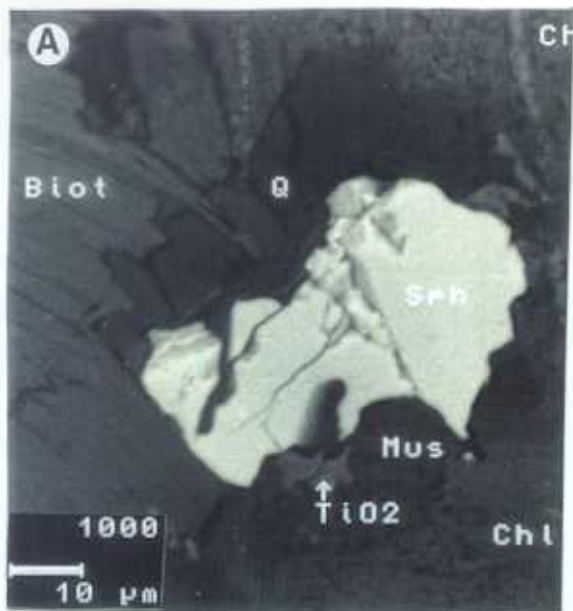
La andalucita es el silicato aluminico más abundante en esta unidad y, en ocasiones, se encuentra en cantidades que pueden llegar al 0.5% de la roca. Sus características texturales pueden resumirse así:

- a) Cristales idiomorfos a subidiomorfos con hábito prismático (LAM. 3.9 A), a veces aciculares, que incluyen cristales de biotita, circón, apatito e ilemnita.
- b) Cristales más isométricos, redondeados a subredondeados, incluidos en la plagioclasa, la biotita y el feldespato potásico.
- c) Cristales subredondeados o prismáticos y blindados por moscovita (LAM. 3.9 C).

Estas características texturales, particularmente el idiomorfismo, sugieren que la andalucita tiene un origen magmático, ya que si fueran xenocristales o fases restíticas tendrían hábitos xenomorfos. Además, ni los enclaves de corneanas encontrados en la zona de contacto entre la unidad G2 y el CEG, ni los supermicáceos, considerados de mayor profundidad, contienen andalucita idiomorfa o con tamaño similar. Igualmente su abundancia no guarda relación con la presencia de enclaves o xenolitos en el granito, por lo que este hecho sería también un criterio para descartar un posible origen restítico o por asimilación.

LÁMINA 3.9

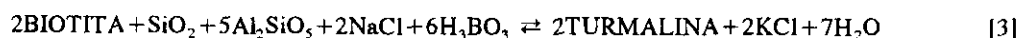
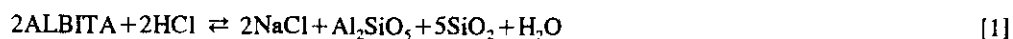
- A) Imagen de electrones retrodispersados de una biotita (Biot) microfisurada y alterada. Obsérvese la presencia de esfalerita xenomorfa (Sph), moscovita (Mus), óxido de Ti (TiO_2), clorita (Chl) y cuarzo (Q) en la zona de alteración.
- B) Cristal idiomorfo y prismático de andalucita.
- C) Cristales de andalucita blindados por moscovita producto de la alteración de la primera.
- D) Cristales pequeños de biotita cloritizados. Obsérvese el aspecto radiado del rutilo secundario.
- E) Imagen de electrones retrodispersados de una biotita (Biot) parcialmente moscovitizada (Mus). Destacan los óxidos de Fe (Fe), productos de dicha alteración, en la microfisura del cuarzo (Q).
- F) Intercrecimiento de fibrolita y turmalina secundaria.



Por otra parte, su posición en la paragénesis, incluyendo a la biotita, al circón, al apatito y a la ilmenita, pero nunca a los feldespatos ni al cuarzo, podría indicar que su formación es anterior a estos últimos minerales esenciales y posterior a los accesorios y esenciales citados anteriormente.

La uraninita solamente ha sido identificada en una lámina. Es subidiomorfa y esta incluida en biotita. No obstante, se han identificado numerosos "boxworks" de este mineral, tanto en la biotita cloritizada como en los feldespatos alcalinos. Esto induce a pensar, por un lado, que la uraninita es ortomagmática y que ha sido afectada por procesos postmagmáticos de alteración, y por otro, que su cristalización tuvo lugar, de forma casi continuada, a lo largo de todo el proceso de cristalización. La ilustración de este mineral se encuentra en el capítulo dedicado a la distribución geoquímica y mineralógica del U.

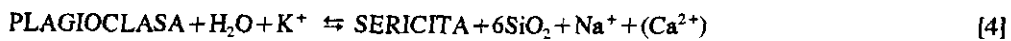
La turmalina, por sus formas y relaciones texturales, parece haberse formado en dos fases: la primera, ortomagmática aunque tardía, aparece en fenocristales subidiomorfos y asociados casi siempre al feldespato potásico y al cuarzo (Q2). La segunda, de cristalización postmagmática, se presenta rellenando los espacios entre los cristales primarios, y englobando al cuarzo, a la plagioclasa y a la andalucita. También rellenan las fisuras intracristalinas de estos minerales esenciales. En ocasiones incluye abundantes fibras de sillimanita o está intercrecida con ella. Por ello, la formación de la turmalina secundaria se puede considerar como simultánea o posterior a la de la fibrolita y, probablemente, inducida por reacciones que consumen feldespato potásico, albita y biotita, en presencia de fluidos ricos en B (Shearer et al., 1984).



El rutilo aparece de dos formas distintas: en forma de cristales aciculares incluidos ocasionalmente en el cuarzo (Q2), y como subproducto de la cloritización de la biotita. En este último caso adopta disposiciones radiales y entrecruzadas, según un ángulo de aproximadamente 60°. Es decir en disposición sagenítica (LAM. 3.9 D).

La clorita se presenta en cristales anhedrales de pequeño tamaño y asociado a la biotita, de la cual procede (LAM. 3.7 B y 3.9 D).

La sericita se presenta en pajuelas muy finas, concentradas en los núcleos más cálcicos de los fenocristales de plagioclasa. La seritización de la plagioclasa se produce probablemente por la siguiente reacción:



El K necesario para esta reacción puede proceder del sobrante en los procesos de cloritización, fibrolitización o moscovitización.

La allanita, mineral en parte ortomagmático en la unidad G1, es secundario en la G2, y formado a partir de la monacita magmática. Este proceso de alteración será discutido en el capítulo de química mineral. La allanita presenta formas irregulares y, en ocasiones, crece sobre la misma biotita que incluye, a su vez, a la monacita alterada. En otros casos aparece incluida o englobada parcialmente por la clorita, o incluso distribuida irregularmente por las microfisuras del feldespato potásico y la plagioclasa. La primera relación textural sugiere que la transformación de la monacita en allanita es simultánea, en parte, con la cloritización de la biotita.

La fluorita aparece incluida en la moscovita y en la biotita cloritizada, aprovechando, en ambos casos, los planos de exfoliación (LAM. 3.8 A). También se encuentra en espacios intergranulares entre la moscovita y el feldespato potásico o entre la plagioclasa y el cuarzo. Con menos frecuencia aparece en las microfisuras de la plagioclasa o rellenando huecos de disolución de este último mineral. En ocasiones se encuentra también asociada a la monacita alterada o junto con la allanita secundaria. Con menos frecuencia engloba fosfatos complejo de Th, silicatos de Fe con As, y cristales muy pequeños de pirita. En todos estos casos la fluorita puede considerarse de formación secundaria.

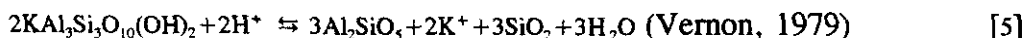
La barita es escasa, xenomorfa y está incluida en los fenocristales del feldespato potásico.

La calcita es más abundante que la barita y se encuentra en las microfisuras de los minerales esenciales y, ocasionalmente, de algunos secundarios como la clorita.

Los oxi-hidróxidos de Fe se encuentran como inclusiones irregulares en los fenocristales de la plagioclasa y el feldespato potásico y relleno de las microfisuras de los cristales del Q2 (LAM. 3.9 E). Además, en este último caso, generalmente están relacionados directamente con la biotita de la que proceden principalmente.

Los compuestos complejos de Th se encuentran principalmente sobre la monacita alterada y asociados al apatito secundario producto de la alteración del primer fosfato. Con menos frecuencia aparecen en las microfisuras del feldespato potásico y la plagioclasa, a veces junto con la fluorita.

La fibrolita, según su distribución espacial, es de dos tipos: el primero, que aparece incluido en las placas de moscovita, es escaso, pero se encuentra distribuido casi uniformemente en toda la unidad. Esta fibrolita podría haberse formado por un proceso de alteración hidrotermal, por la reacción:



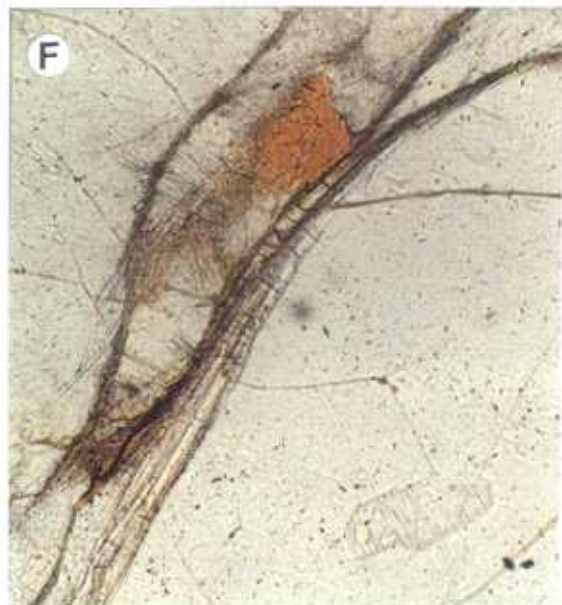
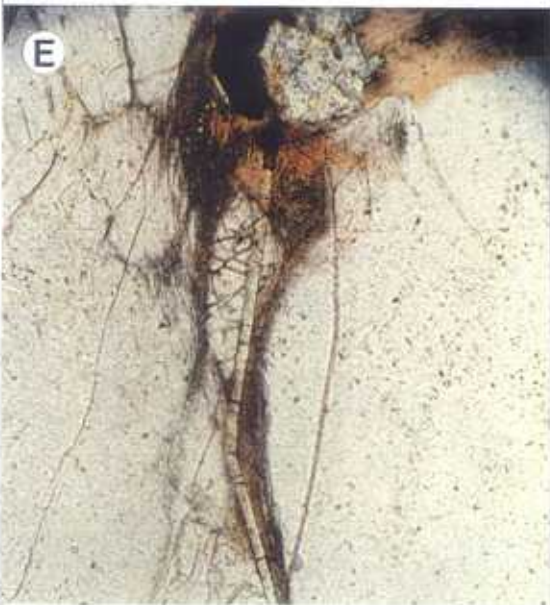
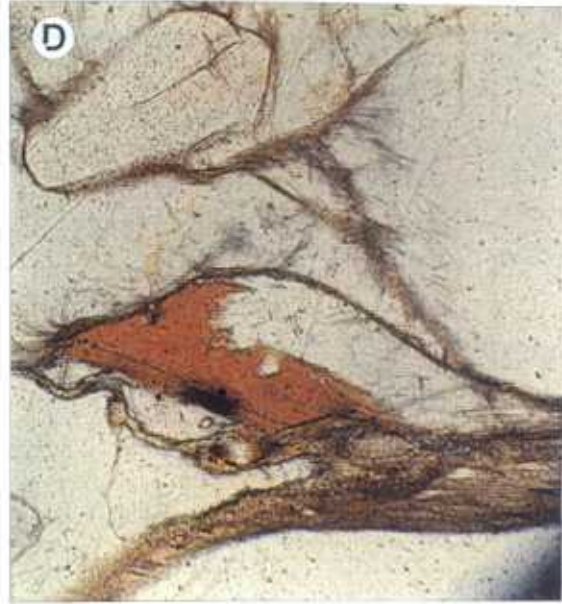
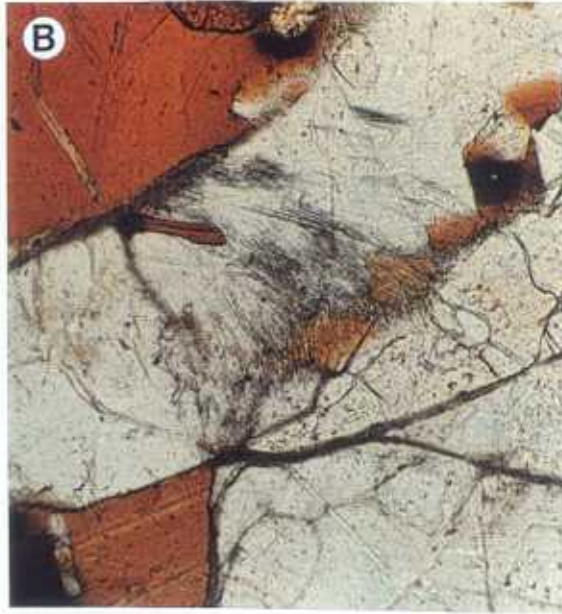
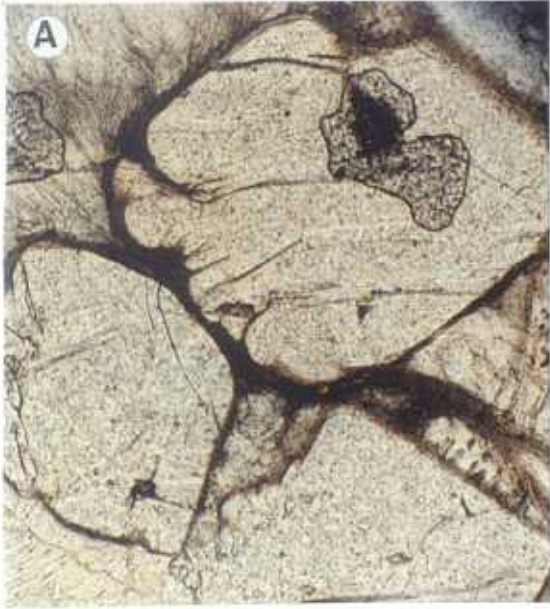
La segunda suele localizarse en las zonas de contacto entre la unidad G2 y la G3, concretamente en los puntos A y B del contacto. Además, en estas zonas aparecen los siguientes rasgos texturales: recristalización y poligonización de los granos de cuarzo, formación de subgranos que tienden a ser lenticulares cuando están relacionados con la fibrolita, y aparición de bordes mirmequíticos en la plagioclasa o en los contactos entre ésta y el feldespato potásico.

Las características texturales de este segundo tipo de fibrolita son las siguientes:

- Fibras incluidas o intercrecidas con la moscovita, la turmalina (LAM. 3.9 F) y el cuarzo.
- Fibras rodeando a los cristales de andalucita, pareciendo radiar desde estos últimos (LAM. 3.10 A).
- Fibras reemplazando a la biotita (LAM. 3.10 B, C, D y E) y, en menor medida, a la plagioclasa y el feldespato potásico.

LÁMINA 3.10

- A) Aspecto de los cristales de andalucita en la muestra tomada en el punto (A) del contacto entre G2 y G3. Se observa como los cristales están total o parcialmente rodeadas por fibrolita (tonalidad marrón oscuro) .
- B) Relación fibrolita-biotita. Obsérvese como las fibras están reemplazando a la biotita, quedando restos de esta última (color anaranjado) entre ellas. Además, las fibras se localizan en las microfisuras del cuarzo.
- C) Fibrolita reemplazando diferentes cristales de biotita.
- D) Fotomicrografía también similar a la anterior. Obsérvese como la biotita es reemplazada por fibrolita y cuarzo.
- E) Fotomicrografía similar a las dos anteriores. En ellas destacan la forma lenticular del FdK, (cristal pequeño y fracturado situado en el centro de la foto), y la presencia de agujas de silimanita junto a las fibras.
- F) Idéntica a la anterior, en la que destaca además, la presencia de cuarzo lenticular en el centro de la foto y las fibras en las microfisuras del cristal de cuarzo.



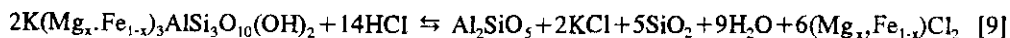
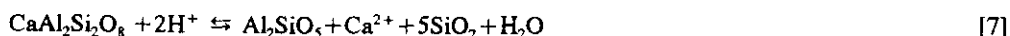
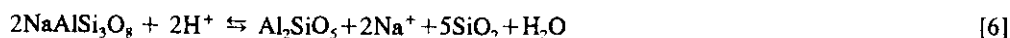
- Fibras concentradas en los espacios intergranulares, bordes de otros cristales o en las microfracturas de la roca (LAM 3.10 A, B, E y F y 3.11 A).

Todas estas características son indicativas de que el segundo tipo de fibrolita también es secundario. Además, la presencia de esta fibrolita en los bordes de los granos, espacios intergranulares y en las microfisuras indicaría la intervención de fluidos en su formación.

La existencia de fibrolita secundaria, tanto en rocas graníticas como en metamórficas, ha sido explicada por un proceso de metamorfismo de contacto (Klien, 1965; Barrera y Bellido, 1986; Kerrick, 1987; Kerrick y Speer, 1988), o por un proceso de metasomatismo ácido o "base cation leaching" (Tozer, 1955; Vernon, 1979; Vernon et al., 1987; Kerrick 1987; Kerrick y WoodsWorth, 1989 y Foster, 1990).

Los autores partidarios del primer proceso explican la fibrolita secundaria de las rocas graníticas como el resultado del metamorfismo de contacto inducido por la intrusión de otro pulso magmático. De esta manera se interpretó la presencia de fibrolita y andalucita en las aureolas de contacto entre los granitos "younger" y "older" en Portugal (Klien, 1965), la existencia de fibrolita y andalucita en los contactos entre los granitos tardíos y los granitos anteriores en Galicia (Barrera y Bellido, 1986) y la fibrolita en las aureolas de contacto de los plutones de Ardara y Fanad (Kerrick, 1987).

Entre los autores partidarios del segundo proceso, Vernon (1979) propone para la formación de la fibrolita, además de la reacción [5], las siguientes reacciones:



El ataque ácido de los minerales precursores se produciría por la interacción de fluidos ricos en H^+ de origen hidrotermal, o bien por la acción de fluidos ricos en HCl , y/o HF liberados durante los estadios tardíos de la cristalización magmática.

En el caso aquí estudiado, todos los aspectos texturales de la fibrolita se podrían explicar considerándola de formación postmagmática y/o hidrotermal y por la

intervención de fluidos tardi-postmagmáticos o hidrotermales de carácter ácido. No obstante, la relación observada entre la fibrolita y la andalucita podría indicar un aumento de la temperatura en aquellas zonas donde el magma de G3 se puso en contacto con zonas consolidadas de G2 (LAM. 3.10 A).

Además, Vernon (1979), al observar relaciones similares entre la andalucita y la fibrolita, sugiere que la fibrolita reemplazó a la andalucita en el campo de estabilidad de esta última a una temperatura comprendida entre 670-700 °C y una presión no superior a 2 Kb. También Frezzotti et al. (1994), determinaron una temperatura comprendida entre 550 y 670 para fibrolitas similares a las aquí estudiadas en granitos peraluminicos de la Antártida.

Por otra parte, la presencia de la fibrolita en las microfisuras y los bordes de los granos, podría indicar, además de la intervención de fluidos, la formación de dicha fibrolita en una etapa posterior a la cristalización completa de dichos minerales.

De acuerdo con lo expuesto, se sugiere que, en este caso, el metasomatismo de hidrógeno y el metamorfismo de contacto pudieron intervenir en la formación de la fibrolita descrita. Así, por un lado, el magma de la unidad G3 provocaría un aumento de temperatura en los puntos donde existirían diferencias físicas acusadas, dando lugar a la formación de la fibrolita relacionada con la andalucita, y por otro, los fluidos postmagmáticos procedentes de dicho magma desestabilizarían la biotita y los feldespatos de la unidad G2, causando su fibrolitización.

La formación de los minerales relacionados con la fibrolita (turmalina, moscovita y cuarzo), se puede explicar considerando que la desestabilización de la biotita daría lugar a la liberación de K, Fe, Mg y Si, mientras que la formación de la moscovita consumiría el K y la de la turmalina la mayor parte del Fe y Mg liberados. Además, en este caso, las asociaciones texturales entre la moscovita, turmalina y fibrolita son similares a las citadas por Pitcher y Berger (1972), en Donegal. Por último, la sílice liberada en estas reacciones originaría el cuarzo que aparece intercrecido con la fibrolita.

A modo de resumen se puede decir que, en la unidad G2, la fibrolita relacionada con la andalucita se formó en unas condiciones de presión y temperatura similares a las

determinadas por Frezzotti et al. (1994), y por el metamorfismo de contacto inducido en la unidad G2 por la G3. Los fluidos calientes y ácidos procedentes de esta última unidad serían los responsables de la fibrolitización de la biotita y los feldespatos de la unidad G2, y solamente en los puntos donde se aprecia el contacto entre ambas unidades. Los cationes liberados durante la fibrolitización de la biotita participaron probablemente en la formación de la moscovita, turmalina y cuarzo relacionados con la fibrolita. Además, dado que la mayor parte del contacto entre G2 y G3 es gradual, y que dicha fibrolita se localiza concretamente en los puntos A y B (pág. 26) del contacto entre ambos, se puede sugerir que el magma de G3 se puso en contacto con zonas consolidadas de G2 posiblemente en esos dos puntos.

Tabla 3.2
SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DE LA UNIDAD G2

MINERALES	ETAPA MAGMÁTICA	ETAPA SUBSOLIDA
Circón	—	
Ilmenita	—	
Monacita	—	
Apatito	—	
Allanita		—
Pirita		—
Arsenopirita	—	—
Esfalerita	—	—
Xenotima	—	
Loellingita	—	
Uraninita	—	
Andalucita	—	
Biotita	—	
Plagioclasa	—	—
Fdk	—	—
Cuarzo	—	—
Moscovita	—	—
Clorita		—
Fluorita		—
Sericita		—
Calcita		—
Rutilo		—
Calcopirita	—	—
Barita		—
Fibrolita		—
Ox-OH-Fe		—
Complejos de Th		—
Turmalina	—	—

De acuerdo con las relaciones texturales observadas entre los minerales

esenciales, accesorios y secundarios de la unidad G2, la secuencia de cristalización pudo ser, aproximadamente, la que se resume en la Tabla 3.2. Así, primero cristalizaría la mayor parte de los minerales accesorios, seguidos por la biotita, la plagioclasa, el feldespató potásico, moscovita y cuarzo.

3.1.3 Granito de dos micas de Casillas de Flores (G3)

Características macroscópicas

Esta unidad aflora en una extensión aproximada de 45 Km², en la hoja n° 550 (Fuenteguinaldo). Se trata de una roca de grano medio a grueso y, en ocasiones, porfídica, especialmente al N de la unidad. De acuerdo con el tamaño de grano, esta unidad presenta dos facies de variación cuya delimitación cartográfica es difícil de establecer. La primera es de grano medio, a veces grueso y con tendencia porfídica. Los fenocristales de feldespató potásico llegan a formar, en ocasiones, hasta el 15% de la roca. La segunda es de grano medio, tendiendo a ser más fino en algunos puntos cercanos al contacto con el granito G2.

A pesar de esta heterogeneidad en el tamaño de grano, esta unidad, en toda su superficie, presenta biotita y moscovita en proporciones semejantes.

La red filoniana asociada a esta unidad está compuesta por diques aplíticos o aplopegmatíticos, diques de cuarzo y diques básicos. Los primeros tienen longitudes métricas y potencias no superiores a 30 cm. Están orientados generalmente al NE y con menos frecuencia al N. Los segundos tienen también longitudes métricas y potencias inferiores a 60 cm. La mayor parte de ellos tienen direcciones entre N30-45E, aunque ocasionalmente, se han medido direcciones de N60-70E. En general, aparecen muy fracturados y, en sus bordes o dentro de las fracturas, presentan oxi-hidróxidos de Fe. Del tercer grupo se han localizado dos diques básicos, uno en la salida de Casillas de Flores hacia Navasfrías y el otro en la mina de Casillas, ambos con dirección NE. Además, en algunos sectores de esta unidad, aparecen venas de turmalina que, con espesores milimétricos y longitudes métricas, cortan a todas las estructuras magmáticas.

En otros casos, la turmalina se encuentra en el centro de los diques aplo-pegmatíticos, sobre todo en las zonas colindantes al contacto entre las unidades G2 y G3.

En esta unidad granítica, la frecuencia de los enclaves es mucho menor que en las dos anteriores. Entre ellos se han diferenciado sólo dos tipos: los primeros son los denominados supermicáceos, que tienen un tamaño normalmente inferior a 8 cm de longitud y una distribución bastante regular a lo largo de toda la unidad. Su composición es muy similar a la de los enclaves supermicáceos de la unidad G2, y su origen es también parecido al propuesto para ellos. Los segundos son los del granito encajante, que generalmente se encuentran en la facies porfídica y en las proximidades al contacto con la unidad G2. Pueden alcanzar longitudes máximas de 60 cm y tienen siempre formas elipsoidales, con bordes redondeados. La relación entre el eje mayor/eje menor es de aproximadamente 8, pareciendo indicar que la incorporación de estos enclaves al magma granítico G3 se realizó cuando G2 estaba aún en estado viscoso.

Características microscópicas

Composición Mineralógica

Esenciales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico¹, biotita y moscovita¹.

Accesorios: circón, ilmenita, monacita, apatito¹, pirita, andalucita, arsenopirita y uraninita.

Secundarios: moscovita², clorita, sericita, allanita, barita, calcita, rutilo, turmalina, fibrolita, fluorita, oxi-hidróxidos de Fe con P, apatito², fosfosilicatos de TRL, silicatos de Th, albita y feldspato potásico².

Se trata de una roca hipidiomorfa, generalmente equigranular, a veces porfídica y de grano medio a grueso.

El cuarzo aparece bajo tres formas diferentes que se han interpretado como correspondientes a tres generaciones: i) cuarzo gotiforme (Q1), incluido en el feldespato potásico y la plagioclasa, ii) agregados policristalinos (Q2), a veces con formas subredondeadas, y presentando signos evidentes de deformación tales como extinción ondulante, indentaciones y fracturación intensa. Este segundo tipo que es el más abundante, incluye agujas de rutilo, cristales de biotita, circón, apatito, feldespato

potásico y, en raras ocasiones, ilmenita y iii) Cuarzo irregular (Q3), que generalmente aparece reemplazando a la moscovita.

La plagioclasa (An14 - An2%) se presenta en fenocristales subhedrales anhedrales, zonados solamente en la facies porfídica (LAM. 3.11 B). También forma cristales idiomorfos a subidiomorfos (An7 - An1 %) maclados según la ley de la albita. Incluye a la biotita, al circón y a minerales opacos. También aparece como cristales dispersos e intersticiales. En general, está afectada por procesos de seritización y moscovitización (LAM. 3.11 C). El primero afecta a las partes centrales y más cálcicas de los fenocristales, y el segundo suele empezar por los bordes de los cristales y los planos de macla. Además, al igual que en G2, existe una generación de albita secundaria que se encuentra en las microfisuras de los fenocristales del feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta generalmente como fenocristales subhedrales a anhedrales de microclina, con la típica macla en enrejado, maclados o no según la ley de Carlsbad. También aparece en cristales pequeños y anhedrales, dispersos e intersticiales. En muchas ocasiones, es subproducto de la cloritización de la biotita y se dispone, en forma de lentículas, entre los planos de exfoliación de la biotita cloritizada.

La biotita se presenta de varias formas: i) como cristales tabulares subhedrales o secciones basales hexagonales (LAM. 3.11 D), ricos en inclusiones de minerales opacos, apatito, circón y monacita, esta última rodeada por intensos halos pleocroicos; ii) como inclusiones de tamaño de grano muy fino en el cuarzo y la plagioclasa, y sin inclusiones; y iii) como pequeños cristales aislados, con hábito acicular, a veces en posición intergranular, poco alterados y sin inclusiones. Este tipo es más frecuente en las facies de grano medio.

El primer tipo de biotita está frecuentemente afectado por los procesos de moscovitización y cloritización. La moscovita así formada presenta en su interior restos de la biotita precursora y óxidos de Fe y Ti (LAM. 3.11 E). La cloritización de la biotita dió lugar a rutilo (LAM. 3.11 F) o anatasa y feldespato potásico. En los cristales parcialmente alterados es frecuente observar agujas entrecruzadas de rutilo, en

disposición saenítica. En ocasiones, los óxidos de Fe, producto de la alteración de la biotita, rellenan microfisuras del cuarzo y la moscovita, o están directamente relacionados con la biotita alterada.

La *moscovita* se presenta en casi igual proporción que la biotita, aunque, en casos muy concretos, predomina la primera sobre la segunda, dependiendo del grado de alteración que haya sufrido la roca. Utilizando los mismos criterios que para la unidad G2, se puede decir que, en G3, están representadas tanto la moscovita magmática como la de formación postmagmática. Las características de ambos tipos de moscovita son las siguientes:

La moscovita considerada como magmática aparece, en general, formando cristales de tamaño medio a fino en comparación con la biotita. Incluye un gran número de minerales accesorios como son: la monacita, el circón y el apatito. Este tipo de moscovita no suele presentar óxidos de Fe y Ti en su interior, sus contactos con otros minerales son netos y su superficie suele ser limpia.

La moscovita postmagmática, aunque se presenta con formas variadas, generalmente forma placas grandes procedentes de la transformación de la biotita. En este caso, la moscovita conserva casi siempre restos de la biotita, y los óxidos de Fe y Ti liberados durante la moscovitización, que suelen concentrarse siguiendo los planos de exfoliación de la primera. También se encuentra formando agregados entrecruzados y microcristalinos dentro de los fenocristales de plagioclasa, dispuestos según los planos de macla y en los bordes de los cristales. En raras ocasiones forma cristales aciculares dentro del feldespato potásico. Finalmente, la moscovita es producto de la transformación de la andalucita y, en este caso, aparece blindando a esta última.

El *circón* se presenta en cristales idiomorfos, con tamaños que oscilan entre >5 y $<70 \mu\text{m}$. Estos últimos están a veces zonados y, en algunos casos, intensamente fracturados. Está incluido en el apatito, la biotita, la plagioclasa, el feldespato potásico (LAM 3.12 A, B y C), el cuarzo y, raras veces, en la moscovita magmática. Los cristales de menor tamaño dan lugar a halos pleocróicos en la biotita.

La *ilmenita* es más escasa que en el granito G2. Tiene hábito tabular y puede alcanzar longitudes de hasta $100 \mu\text{m}$. Está incluida en la biotita (LAM. 3.12 D) y,

ocasionalmente, en los fenocristales de plagioclasa. En raras ocasiones los bordes de los cristales están transformados en óxidos de Ti.

La monacita es menos abundante en esta unidad que en las dos anteriores. Es subidomorfa a xenomorfa (LAM. 3.12 A y D), con tamaños máximos de 30 μm . Está incluida principalmente en la biotita, originando en ella intensos halos pleocroicos. Se encuentra también como inclusiones en la plagioclasa, la moscovita, el feldespato potásico y el apatito. Al igual que en las unidades anteriores, la monacita suele estar intensamente alterada. Los productos de dicha alteración son apatito, compuestos complejos de Th, de TRL y allanita.

El apatito se presenta en cristales subredondeados o prismáticos (LAM. 3.12 A, B y D). Está incluido principalmente en la biotita, sobre todo en sus zonas más periféricas, y con menos frecuencia en los feldespatos. El tamaño de los cristales varía desde $>5 \mu\text{m}$ hasta $<200 \mu\text{m}$. Suele incluir cristales muy pequeños de circón. En ocasiones, los cristales de apatito se disponen formando coronas alrededor de la biotita o anillos dentro de la misma, lo que sugiere que la cristalización del apatito es algo más tardía que la de otros minerales accesorios como el circón y la monacita. En esta unidad, al igual que en las anteriores, aparece una segunda generación de apatito, formada durante la etapa postmagmática o hidrotermal. Este tipo de apatito se forma, en general, como producto de la alteración de la monacita, a la que sustituye parcial o totalmente. Aparece también rellenando las microfisuras de los feldespatos alcalinos, sobre todo de la albita.

La pirita es muy escasa y aparece solamente dentro de algunos cristales de biotita cloritizados.

La andalucita es menos frecuente en esta unidad que en la G2. Cuando existe, forma cristales de pequeño tamaño, blindados por cristales de moscovita, en cuyo caso, los restos de andalucita tienen generalmente continuidad óptica. Las relaciones texturales entre la andalucita y la moscovita sugieren que parte de la moscovita procede de la transformación de la andalucita, la cual sería probablemente ortomagmática.

La arsenopirita aparece accidentalmente, es xenomorfa y está asociada a la monacita alterada. Ambos minerales están incluidos en la biotita parcialmente cloritizada.

La uraninita, aunque no ha sido identificada como tal, se ha deducido por la existencia de numerosos "boxwork" incluidos en los minerales esenciales como la albita y el feldespato potásico. Estos "boxworks" evidencian la cristalización ortomagmática de este mineral y su posterior alteración.

La clorita procede de la alteración de la biotita y es más abundantemente que en las dos unidades anteriores. En los casos en los que la cloritización no es completa, se suelen observar las típicas segregaciones de óxidos de Fe y Ti, concentrados a lo largo de los planos de exfoliación, así como lentículas neoformadas de feldespato potásico. En otros casos, la clorita puede aparecer formando cristales individuales, con tamaño de grano muy fino, o formando agregados fibroso-radiados.

La sericita aparece en las partes centrales de los cristales de plagioclasa, particularmente en los de la facies de grano grueso.

La allanita ha sido observada solamente en dos muestras, presentando formas irregulares. Como ya se ha dicho, es producto de la alteración de la monacita y está siempre asociada con la fluorita, apareciendo ambas en las microfisuras de la plagioclasa.

El rutilo es menos abundante en esta unidad que en la anterior. Procede, en su mayor parte, de la cloritización de la biotita, localizándose siempre en su interior, en disposición sagenítica, o con formas irregulares, a veces, radiadas.

La fibrolita es muy escasa y se encuentra incluida dentro de algunos cristales de moscovita. A diferencia de la unidad G2, la fibrolita no aparece en las zonas de contacto, por lo que se habría producido por la fibrolitización de la moscovita durante una etapa hidrotermal.

LÁMINA 3.11

- A) Fenocristal de cuarzo fracturado. Obsérvese la presencia de fibrolita en las microfisuras del cuarzo, las cuales rodean parcialmente también el cristal de andalucita (centro izquierda) de la foto.

UNIDAD GRANÍTICA G3

- B) Cristal zonado de plagioclasa de la facies porfídica. Destaca la fuerte seritización de la parte central y más cálcica.
- C) Fenocristal de plagioclasa moscovitizado. Obsérvese la presencia de restos de plagioclasa dentro de la moscovita.
- D) Cloritización parcial de la biotita. Destaca el rutilo, subproducto de dicha alteración, en disposición saenítica.
- E) Cristal idiomorfo de biotita incluido en FdK. Obsérvese como los minerales accesorios forman dos coronas, la primera constituida principalmente por diminutos cristales de monacita y circón y la segunda por cristales de apatito (tonalidad más grisácea).
- F) Moscovitización de la biotita. Obsérvense los restos de biotita dentro de la moscovita y la superficie sucia de esta última, debido a los óxidos de Fe y Ti no incorporados en su estructura.

Los *oxi-hidróxidos* de Fe aparecen en forma de vénulas, a veces irregulares, que aprovechan las microfisuras de minerales como la moscovita y el cuarzo. Son principalmente productos de la moscovitización de la biotita y, en muchos casos, guardan una relación directa con esta última (LAM. 3.12 E).

Los *silicatos de Th* son muy escasos y, al igual que en la unidad G2, son productos de la alteración de la monacita.

La *turmalina*, a diferencia de la unidad G2, solamente aparece como secundaria, y siempre con formas irregulares, penetrando por las microfracturas de la roca y englobando algunos minerales de la misma.

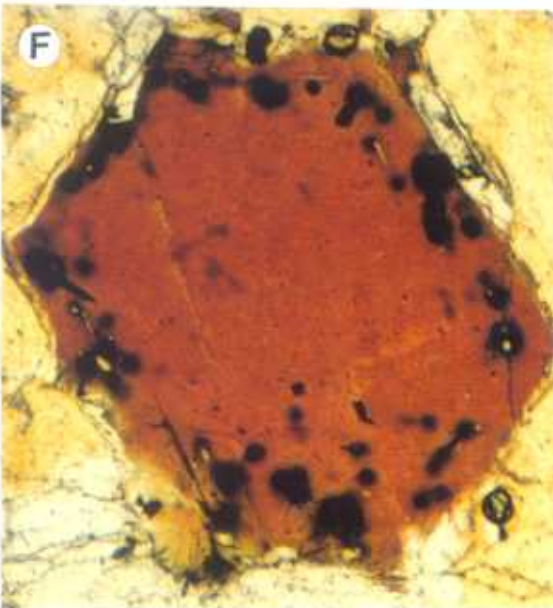
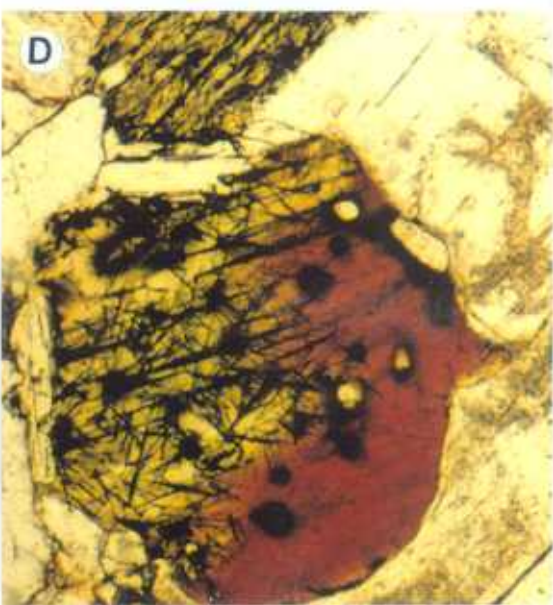
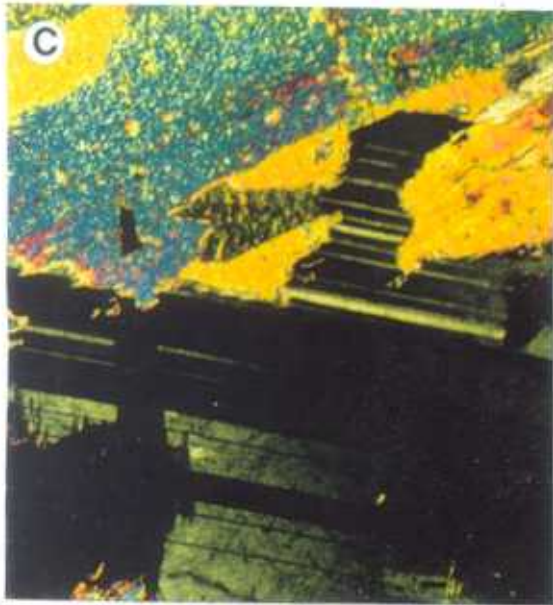
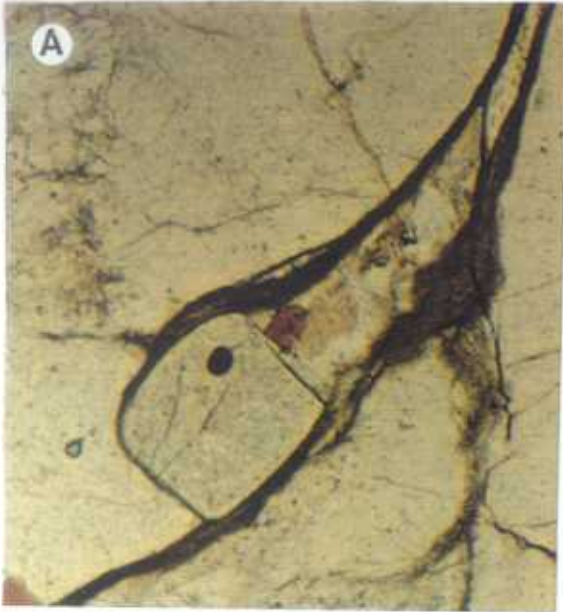
Los *fosfosilicatos de TRL* son también muy escasos y proceden de la alteración de la monacita.

Tabla 3.3
SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DE LA UNIDAD G3

MINERALES	ETAPA MAGMÁTICA	Etapa SUBSÓLIDA
Circón	—	
Ilmenita	—	
Monacita	—	
Apatito	—	
Pirita	—	—
Arsenopirita	—	
Uraninita	—	
Andalucita	—	
Biotita	—	
Plagioclasa	—	
FdK	—	—
Cuarzo	—	—
Moscovita	—	—
Clorita	—	—
Allanita		—
Fluorita		—
Sericita		—
Calcita		—
Rutilo		—
Barita		—
Fibrolita		—
Ox-OH-Fe		—
Silicatos de TH		—
Turmalina		—
Fosfossil. de TRL		—

LÁMINA 3.12

- A) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (Biot) parcialmente moscovitizada (Mus) que incluye circón (Zr), monacita (Mz) y apatito (Ap). Este último a su vez incluye diminutos cristales de circón.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (6) que incluye abundantes cristales de circón (1) y apatito (2).
- C) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico (KFd) que incluye un cristal zonado de circón (Zr).
- D) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (6) con inclusiones de monacita (1), ilmenita (2), óxidos de Ti (3), moscovita (4) y abundantes cristales de apatito (5).
- E) Imagen de electrones retrodispersados de cuarzo (Q) y moscovita (Mus). Destaca la presencia de óxidos de Fe en las microfisuras de ambos minerales.



La barita y la calcita son xenomorfas y se encuentran casi siempre dentro de los feldespatos alcalinos, concretamente en las zonas con mayor intensidad de microfisuras.

De acuerdo con las relaciones texturales observadas entre los minerales esenciales, accesorios y los secundarios de la unidad granítica G3, la secuencia de cristalización podría ser la que se resume en la Tabla 3.3.

3.1.4 Granito moscovítico ± biotita de La Alberguería (G4)

Características macroscópicas

Esta unidad aflora en una superficie aproximada de 22 Km², en la hoja n° 550 (Fuenteguinaldo). Está situada entre La Puebla de Azaba y La Alberguería de Argañón y limitada, al N, por los sedimentos terciarios-cuaternarios de la cuenca de Ciudad Rodrigo, extendiéndose, por el W, hacia Portugal. Está constituida por un granito moscovítico con mayor o menor cantidad de biotita según las zonas. En ocasiones, presenta carácter porfídico, con fenocristales de feldespato potásico idiomorfos o subidiomorfos que superan los 5 cm de longitud. Estos fenocristales suelen estar desorientados y asociados a zonas pegmatíticas. El carácter porfídico se puede observar especialmente en algunos puntos al S de La Atalaya o al salir por la carretera de La Alberguería de Argañón hacia La Puebla de Azaba.

Esta unidad es la más evolucionada de las descritas hasta el momento y presenta escasos enclaves supermicáceos o microgranulares, estos últimos de composición granítica y de tamaño muy pequeño, casi siempre inferior a 4 cm de longitud. A su vez, es la unidad más pobre en biotita y más rica en moscovita de las que componen el complejo de Payo.

Al igual que la unidad G3, está formada por dos facies: una de granito de dos micas con biotita subordinada, y otra de granito aplopegmatítico. La primera, con tamaño de grano medio a grueso y no porfídica, se pone en contacto con el granito

biotítico y porfídico de grano grueso (G2) y con el granito de dos micas de Casillas de Flores (G3). En ambos casos, el contacto está marcado por la presencia, dentro de esta unidad, de una franja de granito con tamaño de grano más fino. La segunda tiene escasa representación y aflora sólo en la zona NE. El contacto entre ambas facies, si es que existe, es difícil de determinar.

En esta unidad son frecuentes las estructuras de flujo como los bandeados cuarzo-feldespáticos asociados a otros biotíticos, ocasionalmente paralelos al contacto con las unidades G2 y G3. También son muy abundantes las aplitas y las pegmatitas que, formando diques y masas, están distribuidos irregularmente, sobre todo en las zonas marginales de la unidad. En ocasiones, existen láminas horizontales de pegmatitas que parecen haberse emplazado en diaclasas primarias. Además, aparecen diques de cuarzo que, con escasa potencia, están orientados al NE, aflorando principalmente en la zona central.

Características microscópicas

Composición Mineralógica

Esenciales: cuarzo, albita1, feldespato potásico1, biotita y moscovita1.

Accesorios: circón, ilmenita, monacita, apatito1, pirita, andalucita y rutilo1.

Secundarios: moscovita2, clorita, sericita, barita, rutilo2, turmalina, fibrolita, apatito2, albita2, feldespato potásico2 y oxi-hidróxidos de Fe con U adsorbido.

Desde el punto de vista textural, se trata de una roca de tendencia equigranular, hipidiomorfa y con tamaño de grano medio a grueso.

El cuarzo se presenta: i) en forma de fenocristales individuales subredondeados, que incluyen cristales de biotita y agujas de rutilo; ii) en forma de agregados policristalinos que, incluyen biotita, circón y rutilo, y que aparecen en general rodeados por feldespato potásico; y iii) en forma de cristales, probablemente postmagmáticos, que ocasionalmente reemplazan a la moscovita, albita y al feldespato potásico.

En los dos primeros, es frecuente observar alargamientos, indentaciones entre

los granos y puntos triples (LAM. 3.13 A y B).

La albita (An <4%) se presenta generalmente en fenocristales subhedrales o anhedrales, y menos frecuentemente en cristales de tamaño más fino. Las maclas más comunes son las polisintéticas, según la ley de la albita y la combinada albita-Carlsbard.

Los cristales no están zonados pero casi siempre están alterados a moscovita y/o sericita. Incluyen a la moscovita, al cuarzo y más raramente a la biotita. Es frecuente observar también la neoformación de albita² en las microfisuras de los fenocristales de feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta bajo tres formas: i) como fenocristales subhedrales a anhedrales que incluyen a la biotita, la albita, al cuarzo y minerales opacos. Estos fenocristales representan la primera generación de feldespato potásico que, en algunos casos, puede ser posterior a la del Q₂, y en otros, contemporáneos. ii) Como cristales más pequeños, anhedrales e intersticiales y pobres en inclusiones y iii) como cristales lenticulares dentro de la biotita cloritizada. Estos últimos son el producto de la cloritización de la biotita, al igual que en los casos anteriores.

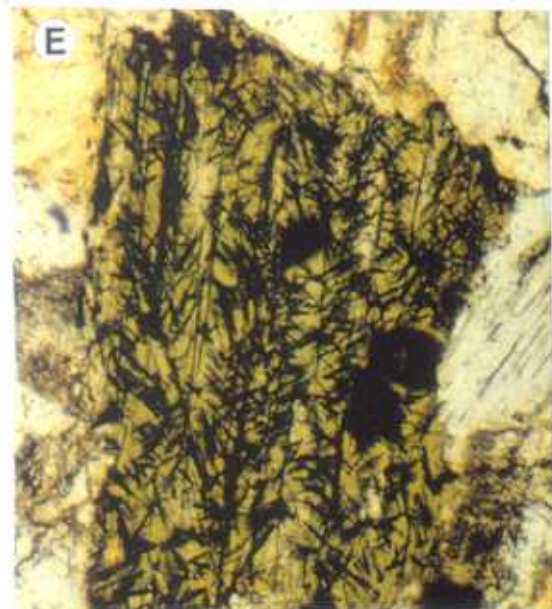
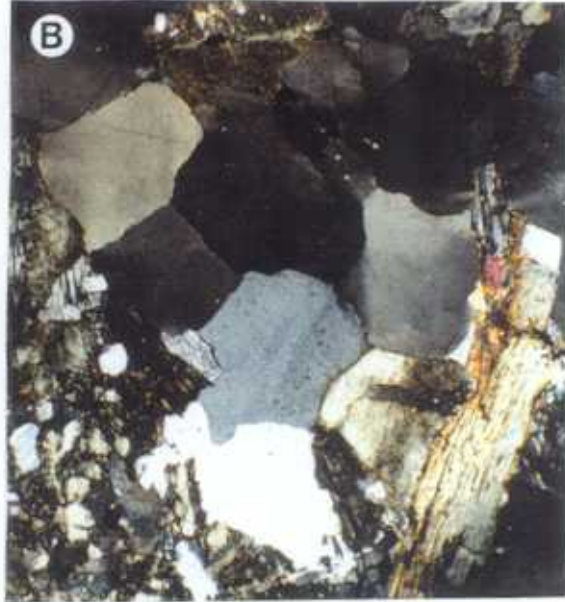
La biotita es muy escasa y, en general, se encuentra bajo dos formas muy diferentes: i) como cristales de hábito tabular y bordes ocasionalmente irregulares, que incluyen apatito, ilmenita, monacita y circón, estos últimos situados generalmente en las partes periféricas de los cristales (LAM. 3.13 C); ii) como pequeños cristales aciculares, a veces cloritizados (LAM. 3.13 D), pobres en inclusiones y casi siempre en posición intergranular.

Al igual que en la unidades anteriores, la biotita de mayor tamaño suele estar cloritizada, observándose el rutilo, subproducto de dicha alteración, en disposición sagenítica (LAM. 3.13 E).

La moscovita es la mica dominante en esta unidad y, al igual que en G₂ y G₃, pertenece a dos generaciones distintas. La magmática, que aunque aparece con dife-

LÁMINA 3.13

- A y B) Diferentes formas y tamaños de los cristales de cuarzo. Destacan el alargamiento de los subgranos y la formación de puntos triples.
- C) Apecto general de la biotita de la unidad G4. Obsérvese el anillo de minerales accesorios, los cuales se encuentran en las zonas periféricas del cristal. Por el contrario, el centro del mismo carece de inclusiones.
- D) Cristales de biotita con tendencia acicular. Destaca la escasez de inclusiones en dichos cristales.
- E) Cloritización completa de un cristal de biotita. Obsérvense las agujas de rutilo, subproducto de dicha alteración, con disposición sagenítica.
- F) Moscovita secundaria producto de la alteración de la plagioclasa. Obsérvense el ligero microkinking en el cristal de moscovita.



rentes tamaños, presenta terminaciones bien definidas e incluye al circón, la monacita y, en ocasiones, al apatito. La secundaria, que suele aparecer también con diferentes tamaños, procede de la alteración de los feldspatos, (LAM. 3.13 F), la biotita y la andalucita. Casi siempre contiene restos de estos minerales, así como óxidos de Fe y Ti cuando procede de la biotita. Ambos tipos de moscovita pueden contener fibrolita que, al igual que en los casos anteriores, procede de su alteración.

El circón es idiomorfo a subidiomorfo y está incluido en ambas micas y, raras veces, en el apatito (LAM. 3.14 A). También ocupa espacios intergranulares. Ocasionalmente los cristales están zonados, con núcleos fisurados, bordes redondeados y cortezas zonadas exentas de fisuras. El hábito es prismático bipiramidado. La abundancia de este mineral es menor que en las unidades anteriormente descritas.

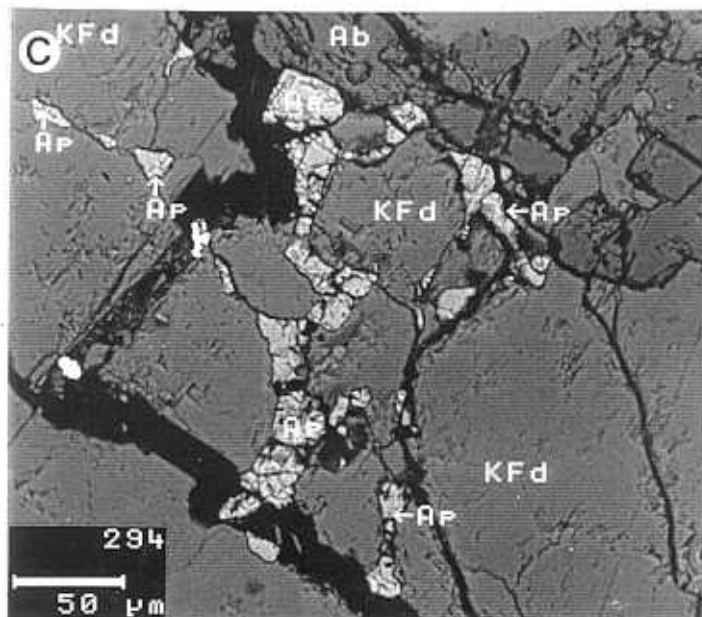
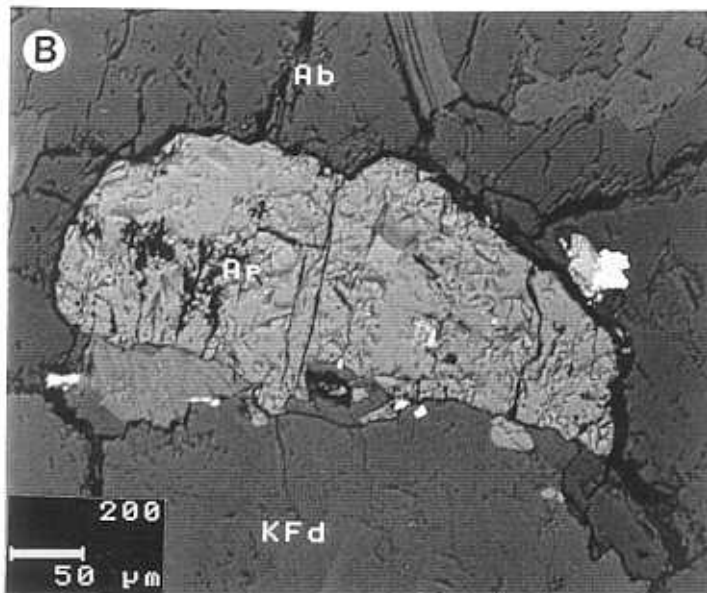
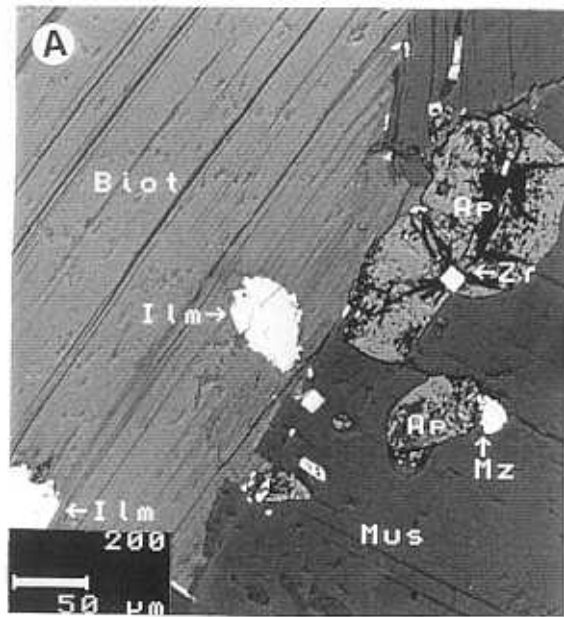
La ilmenita es poco frecuente y generalmente presenta hábito tabular. Ocasionalmente tiene formas subredondeadas, con bordes irregulares (LAM. 3.14 A). Está incluida en las placas de biotita y, en ocasiones, aparece alterada a óxidos de Ti, los cuales forman una corona, a veces irregular, alrededor de la ilmenita.

La monacita es relativamente escasa, xenomorfa, con tamaños máximos de 20 μm y está incluida en la biotita y la moscovita (LAM. 3.14 A). Al igual que en los casos anteriores, este mineral está frecuentemente alterado pero, a diferencia de aquellos, parece que no se han formado apatito ni allanita.

El apatito aparece bajo dos formas diferentes, pertenientes probablemente a dos generaciones también distintas. Los cristales subidiomorfos, con longitudes a veces superiores a las 250 μm (LAM. 3.14 A y B), están preferencialmente relacionados con las placas de biotita y situados generalmente en su periferia u ocupando los intersticios de la roca. Los cristales xenomorfos aparecen rellenando microfisuras y huecos de disolución de la albita y el feldespato potásico (LAM. 3.14 C). El primer tipo, que también suele estar incluido en los feldspatos y la moscovita, se ha interpretado como ortomagmático, mientras que el segundo sería secundario y producto de la removilización del primero.

LÁMINA 3.14

- A) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (Biot), que incluye cristales xenomorfos de ilmenita (Ilm). A la derecha de la imagen, se observa un cristal de moscovita (Mus) que incluye circón (Zr), monacita (Mz) y apatito (Ap). Obsérvese el aspecto xenomorfo de la monacita en ambos minerales y la disolución parcial de los cristales de apatito en las zonas microfisuradas.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de apatito (Ap) primario de gran tamaño, localizado entre otros de albita (Ab) y feldespato potásico (KFd).
- C) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico (KFd). Obsérvese el apatito secundario (Ap) rellenando las microfisuras del feldespato potásico. En esta imagen se observa también albita (Ab), probablemente secundaria.



La pirita es de subidiomorfa a xenomorfa y está incluida en la biotita y los feldespatos.

La andalucita es escasa, generalmente de tamaño de grano fino e incluida en los cristales de moscovita. En la mayoría de los casos, los cristales pequeños de andalucita tienen entre sí continuidad óptica, por lo que dicho mineral puede considerarse como el precursor de la moscovita que lo incluye. Además, a diferencia de G2, la andalucita no guarda relación alguna con la fibrolita, que suele aparecer también dentro de la moscovita.

La clorita se encuentra solamente formando parte de los cristales pequeños de biotita, junto a lenticulas de feldespato potásico, también de formación secundaria.

La sericita es poco abundante y, a diferencia de la descrita en las unidades anteriores, aparece solamente en la parte periférica de los cristales de albita.

El rutilo se presenta tanto en agujas como en lenticulas. Las primeras aparecen incluidas en los cristales de cuarzo y las segundas situadas en los planos de exfoliación de la biotita cloritizada.

La turmalina es más frecuente que en las unidades anteriores. Aparece como granos xenomorfos, con tendencia subredondeada y englobando a los feldespatos y al cuarzo, o rellenando las microfisuras del cuarzo y el feldespato potásico.

La fibrolita está siempre incluida en la moscovita y orientada al azar. Aunque la moscovita incluye también cristales de andalucita, no parece existir relación alguna entre ambos silicatos de aluminio. Es probable que la fibrolita, como en los casos anteriores, se haya originado por la reacción [5] propuesta por Vernon (1979).

La barita es más abundante en esta unidad que en las anteriores. Es xenomorfa y está casi siempre incluida en los fenocristales del feldespato potásico.

Los *oxi-hidróxidos de Fe* rellenan las microfisuras de los minerales esenciales de la roca. A diferencia de los de las unidades anteriores, a veces contienen U en una proporción de hasta el 6%.

A partir de las relaciones texturales observadas entre los minerales constitutivos de esta unidad granítica, se sugiere que la secuencia de cristalización podría ser la que se resume en la *Tabla 3.4*.

Tabla 3.4
SECUENCIA DE CRISTALIZACION DE LA UNIDAD G4

MINERALES	ETAPA MAGMÁTICA	ETAPA SUBSÓLIDA
Circón	_____	
Ilmenita	_____	
Monacita	_____	
Apatito	_____	_____
Pirita	_____	
Andalucita	_____	
Biotita	_____	
FdK	_____	
Albita	_____	_____
Cuarzo	_____	_____
Moscovita	_____	_____
Clorita		_____
Sericita		_____
Rutilo		_____
Barita		_____
Fibrolita		_____
Ox-OH-Fe		_____
Turmalina		_____

3.2 LAS UNIDADES DEL COMPLEJO DE PEÑAPARDA

3.2.1 Granito biotítico de grano fino de Peñaparda (G5)

Características macroscópicas

Esta unidad aflora en los alrededores del pueblo de Peñaparda y, sobre todo, en la zona N de esta localidad. En su facies de borde presenta siempre carácter porfídico, con fenocristales redondeados y alotriomorfos de plagioclasa, con un tamaño máximo

de 3 cm. Está encajada, en su totalidad, en la unidad G2, a la que intruye en forma de diques paralelos entre sí, con dirección NE.

Se trata de un granito biotítico de grano medio y porfídico en los bordes de la unidad, tendiendo a ser de grano más fino y no porfídico en el centro de la misma. Contiene numerosos enclaves supermicáceos, con tamaños, generalmente, no superiores a 5 cm de largo. Estos enclaves ocasionalmente se encuentran asociados a concentraciones de biotita que, a modo de nidos, tienen formas redondeadas a subredondeadas. Con menor frecuencia aparecen enclaves graníticos de grano medio, a veces porfídicos, con formas irregulares, que no superan los 12 cm de longitud y cuyos bordes son difusos. Este último tipo se concentra en las proximidades del contacto con el granito biotítico y porfídico de Payo (G2).

La presencia de fenocristales de plagioclasa con formas subredondeadas, los "nidos" biotíticos, y los enclaves graníticos existentes en las zonas cercanas al contacto con el granito (G2) sugieren que los dos primeros son, en parte, xenocristales y restos de enclaves procedentes de la unidad G2.

La red filoniana encajada en esta unidad está compuesta por diques aplíticos y otros de cuarzo. Los primeros, de longitud métrica y potencias nos superiores a 20 cm, están orientados tanto al N como al N30-50E. Los segundos están siempre orientados al N30-50E. Entre estos últimos se encuentra el dique de cuarzo más potente de los existentes en todo el macizo. Aflora en el pueblo de Peñaparda y su potencia es mayor de 7 m.

Al igual que en los casos anteriores, este granito está atravesado por venas de turmalina, la mayoría de ellas con dirección norteadada.

Características microscópicas

Composición Mineralógica

Esenciales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico¹, biotita y moscovita¹.

Accesorios: circón, ilmenita, monacita₁, apatito₁, esfalerita, xenotima, andalucita, uraninita, y rutilo₁.

Secundarios: moscovita₂, clorita, sericita, rutilo₂, fibrolita, oxi-hidróxidos de Fe, monacita₂, fosfatos complejos de Th, turmalina, fosfatos de TRL, apatito₂, feldespato potásico₂, fosfatos de Fe con U y florencita.

Desde el punto de vista textural es una roca hipidiomorfa, equigranular, de grano fino y excepcionalmente porfídica.

El cuarzo se presenta: i) como pequeñas gotas o granos, a veces, subidiomorfos, incluidos en los fenocristales de feldespato potásico (LAM. 3.15 A y B) y plagioclasa, ii) en forma de cristales subredondeados, rodeados generalmente por el resto de los minerales esenciales (LAM. 3.15 C y D), y iii) reemplazando a la moscovita. Las inclusiones más frecuentes del cuarzo automorfo son de circón, monacita, ilmenita y apatito.

La plagioclasa (An < 5%) se presenta bien como fenocristales subredondeados, con inclusiones de cuarzo e ilmenita, o como granos intersticiales. Los fenocristales están intensamente transformados en micas blancas (LAM. 3.15 E), que tienden a ocupar las zonas centrales y las superficies de macla de los cristales. Los cristales intersticiales carecen de inclusiones y están menos alterados que los anteriores. Con menos frecuencia y principalmente en las microfisuras del feldespato potásico aparece una albitización incipiente.

El feldespato potásico se presenta en forma de fenocristales subidiomorfos o alotriomorfos, con inclusiones de biotita, cuarzo, circón, monacita, ilmenita y rutilo. Con menos frecuencia aparece en forma de cristales intersticiales de tamaño de grano más fino. Los fenocristales están muy fracturados y ocasionalmente transformados en moscovita.

La biotita se encuentra como cristales de pequeño tamaño incluidos en los fenocristales de plagioclasa; en agregados tabulares con escasas inclusiones de apatito, circón e ilmenita; y como cristales de pequeño tamaño, en ocasiones con hábito

acicular, intersticiales y con inclusiones de circón y monacita, que dan lugar a fuertes halos pleocróicos. Estos cristales son muy pobres en inclusiones de ilmenita y apatito. La biotita suele aparecer también, junto con la moscovita, pseudomorfizando a un mineral precursor probablemente cordierita de la cual, en general, sólo queda el contorno idiomorfo o subidiomorfo (LAM. 3.16 A).

La moscovita aparece como cristales xenomorfos, creciendo a partir de los feldespatos y, en raras ocasiones, de la biotita y la andalucita. Otra forma de presentarse es en forma de cristales tabulares sin relación aparente con los minerales citados. En este caso, sus bordes son netos y contiene frecuentemente inclusiones de monacita, rutilo acicular, circón y apatito, estos últimos sin signos de alteración. Esta moscovita se ha interpretado como moscovita magmática. En general, ambos tipos de moscovita están parcialmente alterados a fibrolita.

El circón se presenta casi siempre en cristales idiomorfos o subidiomorfos, incluidos en la biotita, el feldespato potásico, el cuarzo, la moscovita y el apatito. Aunque no se han podido distinguir generaciones diferentes, este mineral aparece zonado con bastante frecuencia. Suele ser un tipo de inclusión muy abundante en el cuarzo, por lo que también puede decirse que su cristalización tiende a aumentar en las etapas finales de la cristalización magmática (LAM. 3.16 B, C y D).

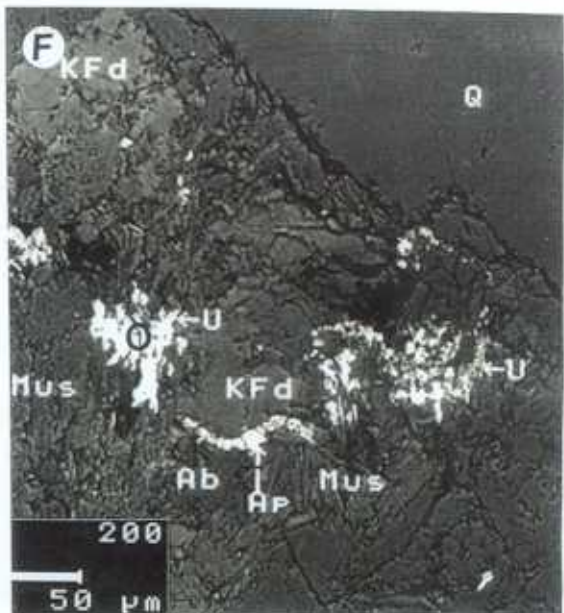
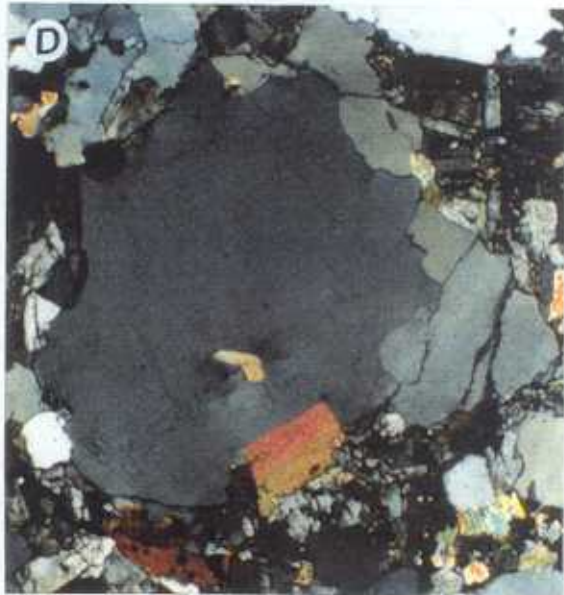
La ilmenita presenta formas idiomorfas a xenomorfos y se encuentra incluida en la biotita (LAM. 3.16 C). Suele estar alterada a óxidos de Ti. Con mayor frecuencia se encuentra como cristales subidiomorfos a idiomorfos incluidos en el cuarzo automorfo (LAM. 3.16 B) o el feldespato potásico. En raras ocasiones aparece incluida en los fenocristales de plagioclasa. Es de destacar aquí que la mayor parte de este mineral aparece incluido en el cuarzo. Este hecho puede indicar también su tendencia a cristalizar en las etapas tardías de la cristalización magmática de la unidad G5.

La monacita suele ser idiomorfa o subidiomorfa y aparece incluida en la biotita (LAM. 3.16 C), la moscovita, el cuarzo y el feldespato potásico. Como ocurre con los otros minerales accesorios, la mayor parte de la monacita está incluida en la moscovita y el cuarzo. Esto podría indicar, por un lado, que estas moscovitas son de cristalización

LÁMINA 3.15

UNIDAD GRANÍTICA G5

- A y B) Fenocristal de feldespato potásico con pertitas en parches. Obsérvese el aspecto idiomorfo a subidiomorfo de los cristales de cuarzo (Q1) incluidos en dicho feldespato.
- C y D) Fenocristales subredondeados de cuarzo rodeados de cristales más pequeños de cuarzo y biotita.
- E) Fenocristal de plagioclasa totalmente alterado a sericita.
- F) Imagen de electrones retrodispersados de feldespato potásico (KFd) y cuarzo (Q). Destaca la presencia de monacita (1) y apatito (Ap) secundarios. También se aprecia moscovita (Mus) y albita (Ab), probablemente secundarias. U representa la presencia de uranio en la monacita secundaria.



magmática y, por otro, que la monacita cristaliza principalmente en las etapas tardías de la diferenciación magmática.

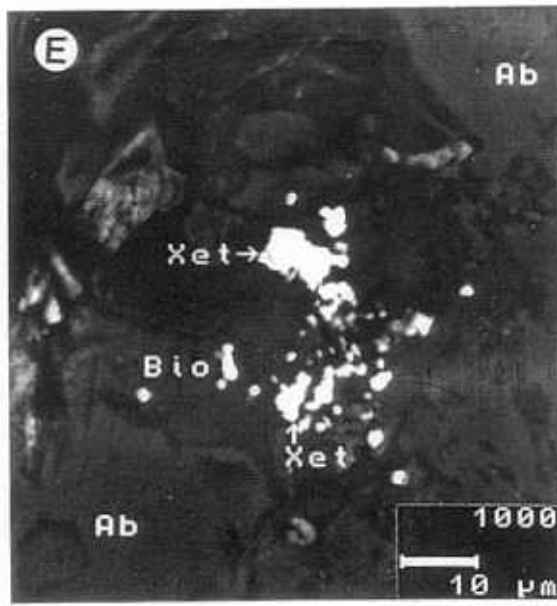
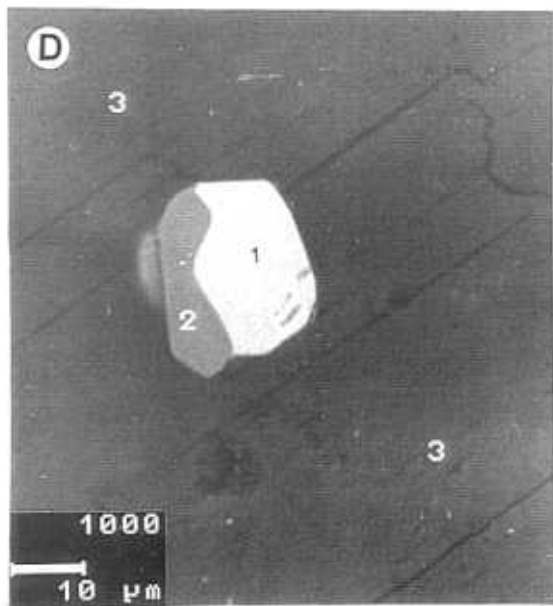
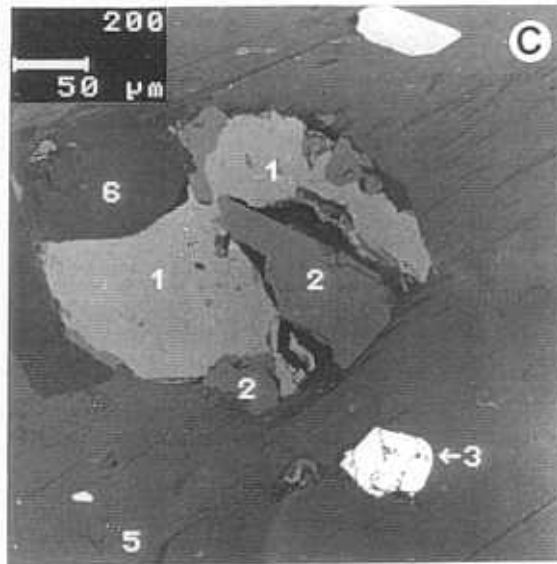
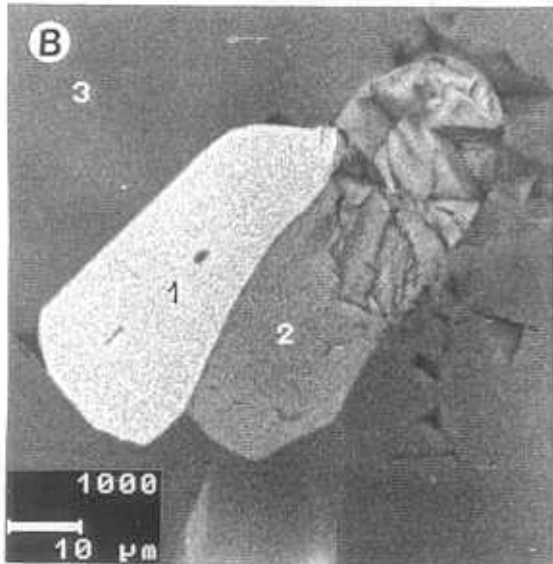
Al igual que la monacita de las unidades del primer complejo, ésta se encuentra alterada, pero en este caso y a diferencia de aquella, no se forma apatito ni allanita, sino fosfatos complejo de Th, fosfatos de TRL y aluminofosfatos también de TRL. La composición química de estos últimos se asemeja a la de la florencita. Los fosfatos complejos de Th se forman siempre "in situ", pseudomorfizando total o parcialmente a la monacita. Por otra parte, los fosfatos de TRL aparecen dentro del feldespato potásico, ocupando huecos de disolución, o en microfisuras de la albita intersticial. Esto podría indicar que, al alterarse la monacita, las TRL liberadas fueron transportadas y redepositadas lejos de la fuente. Además, conviene destacar aquí que la monacita de esta unidad está ocasionalmente recrystalizada, localizándose en las zonas de alteración de algunos cristales de albita y feldespato potásico, junto con cristales secundarios de moscovita y apatito (LAM. 3.15 E). En este caso, la monacita aparece en forma de manchas dispersas sobre estas zonas de alteración.

El apatito, según sus formas y relaciones texturales, pertenece a dos generaciones. El primero es idiomorfo a subidiomorfo y suele estar incluido en los fenocristales de feldespato potásico, en la biotita, la moscovita y el cuarzo. Al igual que la ilmenita, la mayor parte de este apatito está incluido en el cuarzo y la moscovita. También aparece en espacios intergranulares y siempre entre cristales de moscovita o entre esta y el cuarzo. Ocasionalmente presenta huellas de disolución. El segundo es irregular y se encuentra en las microfisuras de ambos feldespatos. El primero se ha interpretado como apatito magmático, aunque con tendencia a desarrollarse en las etapas tardías, mientras que el segundo sería secundario, probablemente producto de la removilización del primero.

La xenotima es muy escasa, tiene formas subidomorfas a xenomorfas y se encuentra incluida en el feldespato potásico y la albita. Al igual que la monacita, la xenotima se encuentra en ocasiones alterada, apareciendo restos distribuidos irregularmente sobre las zonas de alteración de los fenocristales de albita y biotita (LAM. 3.16 E).

LÁMINA 3.16

- A) Aspecto de un fenocristal, probablemente de cordierita, pseudomorfizado por micas.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de cuarzo (3) que incluye a un cristal subidiomorfo de ilmenita (1) y otro idiomorfo de circón (2).
- C) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (5) que incluye ilmenita (1), óxidos de Ti (2), productos de la alteración parcial de la ilmenita, monacita idiomorfa (3), circón (4) y cuarzo secundario (6).
- D) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (3) que incluye una asociación de monacita (1) y circón (2).
- E) Imagen de electrones retrodispersados de albita (Ab) y biotita (Bio). Destaca la presencia de restos de un cristal de xenotima (Xet) en ambos minerales.



La esfalerita es escasa y subidiomorfa. En ocasiones aparece con formas aciculares y está incluida en el feldespato potásico (LAM. 3.17 A) y la plagioclasa. Considerando su forma y relación textural con estos últimos minerales, no hay razón para considerarla secundaria; por lo que, como la observada en algunas unidades del primer complejo, podría tratarse de un mineral ortomagmático.

La uraninita, debido a su alta alterabilidad, no ha sido localizada como tal, pero sí son frecuentes los restos y "boxworks" de este mineral incluidos principalmente en la albita y el cuarzo.

La andalucita es un mineral escaso en esta unidad granítica. Es xenomorfa y está siempre blindada por la moscovita.

El rutilo parece también pertenecer a dos generaciones. La primera es acicular y está incluida en la moscovita, el cuarzo y el feldespato potásico. Esta generación puede representar al rutilo magmático. La segunda forma agujas asociadas o incluidas en la clorita. Esta generación es subproducto de la cloritización de la biotita y aparece frecuentemente en disposición sagenítica.

La clorita es rara y casi siempre producto de la alteración parcial de la biotita intersticial. Está acompañada por lenticulas de feldespato potásico y la segunda generación de rutilo.

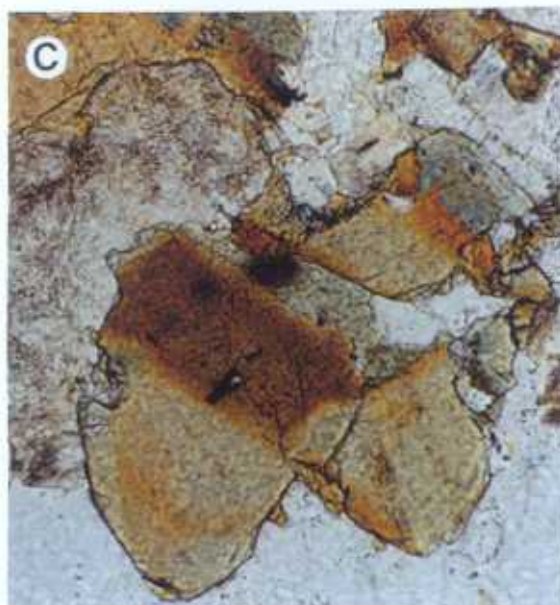
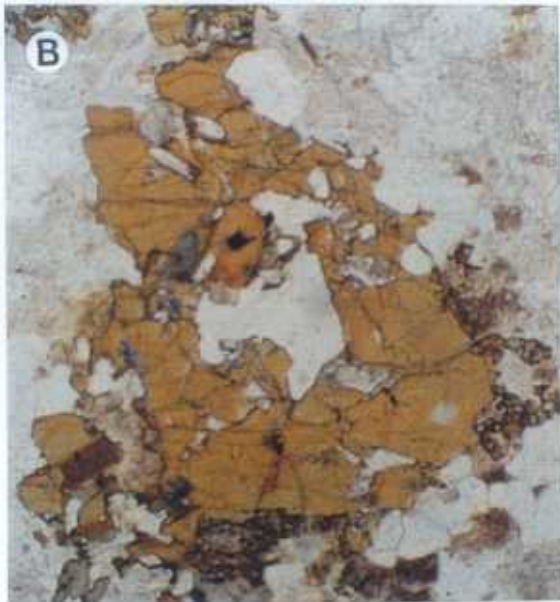
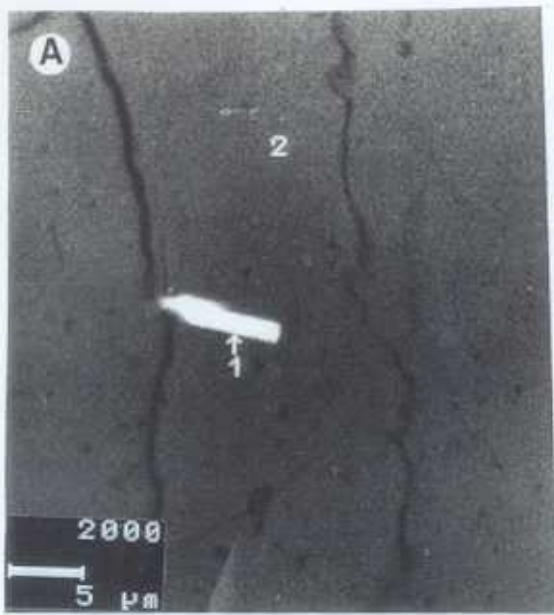
La sericita es muy abundante y se localiza principalmente en las partes centrales de los fenocristales de plagioclasa.

La fibrolita es escasa y solamente está como inclusiones en los cristales de moscovita. De acuerdo con los criterios utilizados en los granitos G2, G3 y G4, este mineral puede ser el producto de la alteración de la moscovita, según la reacción [5] de Vernon (1979).

La turmalina aparece en los espacios intergranulares u ocupando microfisuras.

LÁMINA 3.17

- A) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico microfisurado (2) que incluye un cristal acicular de esfalerita (1).
- B) Turmalina englobando restos de un cristal de cuarzo. Obsérvese como la turmalina reemplaza a un cristal de biotita (parte inferior izquierda de la foto).
- C) Detalle de la anterior donde se observan los restos de la biotita y de sus inclusiones de minerales accesorios, algunos de ellos rodeados por halos pleocroicos.



También está asociada a los nidos de biotita, sobre todo en las zonas muy cercanas al contacto entre esta unidad y la G2. Con frecuencia, la turmalina se observa reemplazando a la biotita o englobando otros minerales como el cuarzo (LAM. 3.17 B y C).

Los oxi-hidróxidos de Fe aparecen ocasionalmente rellenando las microfisuras de la albita.

Los fosfatos de TRL se encuentran en las microfisuras de los minerales esenciales y son productos de la alteración de la monacita.

Los fosfatos de TRL aparecen también en las microfisuras de los minerales esenciales y son productos de la alteración de la monacita.

Los fosfatos de Fe y U ocupan, en la mayoría de los casos, los espacios de la uraninita ortomagmática alterada o a las microfisuras de la albita y el cuarzo.

La florencita, como ya se ha indicado, es el producto de la alteración de la monacita. Es xenomorfa y aparece ocupando huecos de disolución, tanto en el feldespato potásico como en la plagioclasa.

A partir de las relaciones texturales observadas entre los minerales esenciales, accesorios y secundarios, la secuencia de cristalización deducida para esta unidad está resumida en la Tabla 3.5.

De acuerdo con esto, los primeros minerales en formarse fueron el circón, la ilmenita, la monacita y la andalucita. Simultáneamente o un poco más tarde crecieron la biotita y la plagioclasa. La etapa magmática se cerró con la cristalización del cuarzo, el feldespato potásico, la albita, la moscovita y la mayor parte de los minerales accesorios. En la etapa postmagmática se formaron la clorita, la moscovita, la turmalina, la fibrolita, el rutilo, el feldespato potásico lenticular y la florencita.

Tabla 3.5
SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DE LA UNIDAD G5

MINERALES	ETAPA MAGMÁTICA	ETAPA SUBSÓLIDA
Circón	---	
Ilmenita	---	
Monacita	---	---
Apatito	---	---
Esfalerita	---	---
Xenotíma	---	---
Uraninita	---	---
Andalucita	---	
Biotita	---	
Plagioclasa	---	
FdK	---	
Cuarzo	---	---
Moscovita		---
Clorita		---
Sericita		---
Rutilo		---
Fibrolita		---
Ox-OH-Fe		---
Complejos de Th		---
Turmalina		---
Fosfatos de TRL		---
Fosfatos de Fe		---
Florencita		---

3.2.2 Granito moscovítico de grano fino de la Ermita de San Blas (G6)

Características Macroscópicas

Esta unidad aflora en una superficie aproximada de 20 Km², en la hoja nº 573 (Gata), concretamente en la zona limítrofe entre las provincias de Salamanca y Cáceres. Intruye en los granitos G1 y G2 y entra en contacto también con los materiales del CEG. Esta unidad está formada por una serie de diques paralelos entre sí, orientados NE-SW y con fuertes buzamientos al S. Estos diques tienen una longitud máxima aproximada de 800 m y anchuras en ocasiones superiores a 500 m.

Al igual que la unidad anterior, el tamaño de grano varía desde medio, en las proximidades del contacto con las unidades graníticas encajantes, a fino y muy rico en moscovita en la parte central. En la zona de contacto con las unidades graníticas G1 y

G2 aparecen numerosos restos de enclaves graníticos con bordes difusos (lam. 3.18 A), nidos dispersos de biotita (LAM. 3.18 B) y fenocristales xenomorfos de feldespato potásico y plagioclasa. Estas características sugieren, al igual que en el caso anterior, que la unidad G6 asimiló parcialmente materiales de las unidades encajantes, sobre todo en la zona del contacto.

Aunque los enclaves supermicáceos son muy escasos en comparación con el resto de las unidades estudiadas, en ésta tienen características similares a los de las unidades anteriores. Según la distribución de estos enclaves, puede decirse que su abundancia es mayor en las zonas cercanas al contacto.

Características Microscópicas

Composición Mineralógica

Esenciales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita¹.

Accesorios: circón, ilmenita, monacita, apatito, uraninita y andalucita.

Secundarios: moscovita², clorita, sericita, rutilo, fibrolita, fosfatos complejos de Th, turmalina, fosfatos de TRL, florencita y apatito².

Desde el punto de vista textural, este granito es hipidiomorfo y equigranular de grano fino.

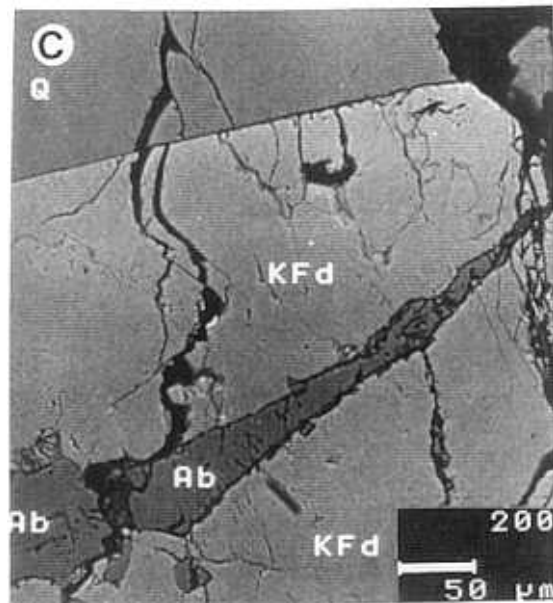
El cuarzo se presenta como cristales automorfos, frecuentemente fracturados, con inclusiones de biotita, ilmenita, apatito, circón, monacita y feldespato potásico. También existe un tipo de cuarzo posterior, intersticial y que forma agregados policristalinos con abundantes puntos triples.

La plagioclasa (An < 4%) se encuentra como cristales subhedrales-anhedrales, débilmente zonados y maclados según la ley de la albita y, en ocasiones, la de la albita-Carlsbad. Incluye a la biotita, la moscovita y raras veces a la florencita. Esta generación de plagioclasa forma aproximadamente más del 90% de la plagioclasa total de la roca, mientras que el 10% restante es intersticial.

LÁMINA 3.18

UNIDAD GRANÍTICA G6

- A) Aspecto macroscópico de los restos de un enclave de la unidad G2 (a la derecha) en el granito G6 (a la izquierda). Zona de contacto entre ambas unidades.
- B) Aspecto de las zonas contaminadas de la unidad G6 en el contacto con la G2. Obsérvese la abundancia de nidos de biotita en la parte superior de la foto.
- C) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de cuarzo (Q) y otro de feldespato potásico (FKd), microfracturados y con contacto neto. Obsérvese la presencia de albita secundaria (Ab) en la microfisura del segundo mineral.



El feldespato potásico forma fenocristales subidiomorfos, maclados según la ley de Carlsbad o la del enrejado de la microclina. Incluye principalmente a la monacita y al apatito y, en raras ocasiones, a la florencita. Con bastante frecuencia, en los fenocristales de este mineral aparecen pertitas en cordones y venas. También está presente como cristales más pequeños de carácter intersticial. Al igual que en las unidades anteriores, en las microfisuras de este mineral se desarrolla albita secundaria (LAM. 3.18 C).

La biotita es muy escasa y aparece en cristales tabulares subhedrales-anhedrales. Incluye a la andalucita, al circón, al apatito, a la monacita y, con menos frecuencia, a la ilmenita. Se encuentra también como inclusiones muy finas en el cuarzo y la albita

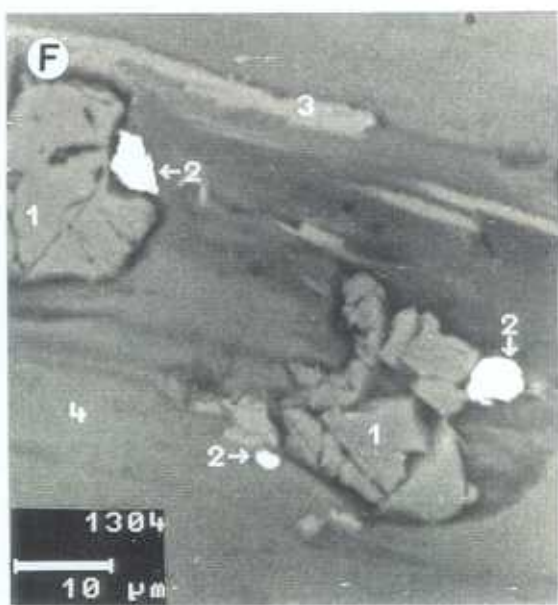
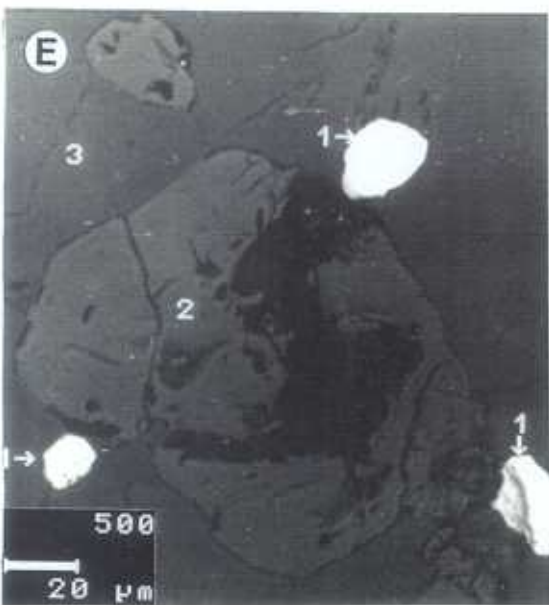
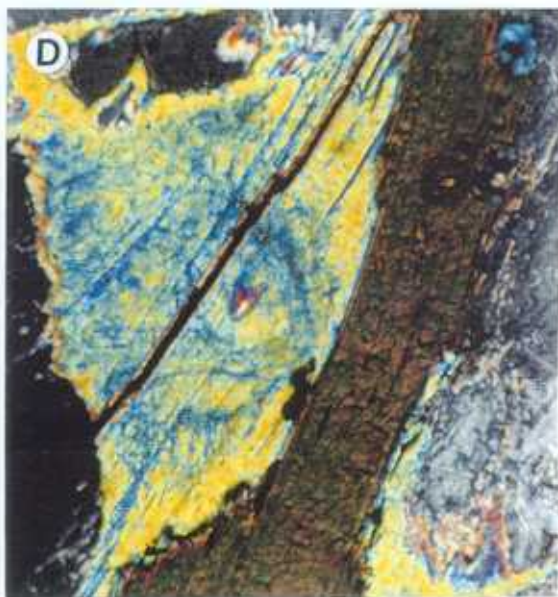
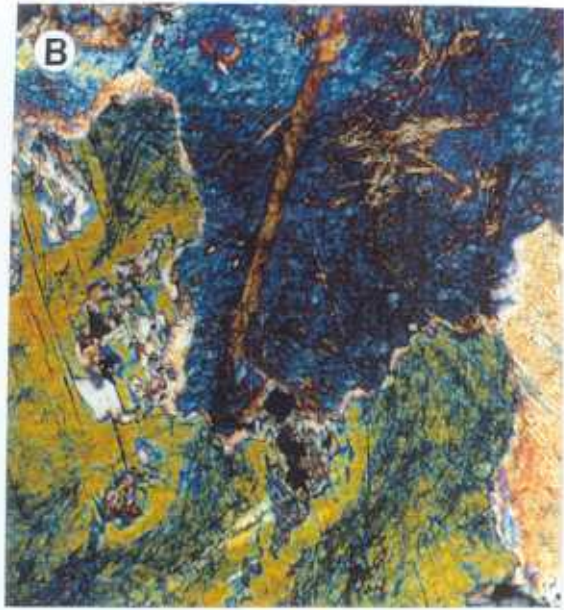
Es de destacar que la biotita de esta unidad es muy pobre en inclusiones de minerales accesorios, en comparación con la de las unidades del primer complejo (LAM. 3.19 A). Además, casi toda la biotita de esta unidad está afectada por una intensa moscovitización (LAM. 3.19 B y C).

La moscovita forma cristales grandes y parece crecer a partir de la andalucita, los feldespatos o la biotita. Está transformada parcialmente a fibrolita (LAM. 3.19 B, C y D). El proceso de fibrolitización de la moscovita en esta unidad granítica es mucho más intenso que el observado en las anteriores, y se debe, como se ha indicado anteriormente, a un proceso metasomático producido por fluidos hidrotermales ácidos según la reacción [5] de Vernon (1979). Además de esta moscovita, ocasionalmente aparece otra con tamaño de grano inferior y bordes bien definidos, que incluye apatito, monacita, y circón. Este último tipo de moscovita incluye mayor número de minerales accesorios que la biotita de la misma unidad. El primer tipo de moscovita se ha considerado como secundario, mientras que la segunda ha sido interpretada como primaria. Por otra parte, la fibrolitización de la moscovita es posterior a la moscovitización de la biotita, ya que afecta también a la moscovita secundaria.

El circón es idiomorfo-subidiomorfo, con tamaños que oscilan, en general, entre 5 y 40 μm . Se encuentra incluido en el cuarzo, la moscovita y el apatito. Aparece también en espacios intergranulares, entre los cristales de moscovita o entre la moscovita y el cuarzo. Con menos frecuencia aparece incluido en la biotita. Al igual

LÁMINA 3.19

- A) Cristal xenomorfo de biotita en el que se aprecia la escasez de minerales accesorios incluidos.
- B) Restos de un cristal de moscovita (tono anaranjado) fibrolitizado (tono azulado).
- C) Moscovitización de la biotita y la fibrolitización posterior (tono azulado) de la moscovita.
- D) Detalle de la fotomicrografía anterior. Destaca la fibrolitización de la moscovita secundaria.
- E) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico (3) que incluye cristales de apatito (2) parcialmente disueltos y un cristal xenomorfo de monacita (1).
- F) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita parcialmente cloritizado (4) que incluye óxidos de Ti (3), monacita xenomorfa (2) y apatito (1).



que en G5, la mayor parte del circón está incluido en el cuarzo y la moscovita.

La ilmenita es muy escasa, suele ser idiomorfa a xenomorfa, con tamaños generalmente inferiores a 40 μm , apareciendo incluida principalmente en el cuarzo. En raras ocasiones se presenta incluida en la biotita.

La monacita es de subidiomorfa a xenomorfa y con tamaños máximos de 25 μm . Se encuentra principalmente incluida en el feldspato potásico (LAM. 3.19 E), el cuarzo y la moscovita. Menos frecuentemente aparece también incluida en la biotita (LAM. 3.19 F). Como en los casos anteriores, la monacita de esta unidad ha sido alterada en la etapa postmagmática. A diferencia de las unidades del primer complejo y al igual que en la unidad G5, los productos de dicha alteración son fosfatos complejos de Th y compuestos secundarios de TRL. Estos compuestos complejos tienen las mismas relaciones texturales que las indicadas en la unidad G5, y entre ellos se ha identificado la florencita.

El apatito es subidiomorfo-xenomorfo (LAM. 3.19 E y F), con tamaños que van desde < 10 μm hasta > 100 μm . Según su forma y relaciones texturales se han distinguido dos generaciones. La primera está constituida por cristales generalmente subidiomorfos e incluidos en la biotita, el feldspato potásico, la moscovita y el cuarzo, preferencialmente en los dos últimos. En algunos casos, sus bordes aparecen orlados por cristales de monacita y circón, quizás de cristalización posterior. Incluye cristales finísimos de circón y monacita. La segunda generación está formada por cristales xenomorfos, que rellenan microfisuras en la albita y el feldspato potásico. Este último tipo de apatito se ha interpretado, al igual que en los casos anteriores, como secundario.

La andalucita es el mineral accesorio más abundante en esta unidad. Forma fenocristales idiomorfos-subidomorfos aislados, generalmente con hábito prismático (LAM. 3.20 A y B). Aparece también incluido en la biotita o blindado por la moscovita; esta última producto de la alteración de la andalucita. Utilizando los mismos criterios que para la andalucita de las unidades del primer complejo, concretamente para la unidad G2 esta andalucita puede ser de cristalización ortomagmática.

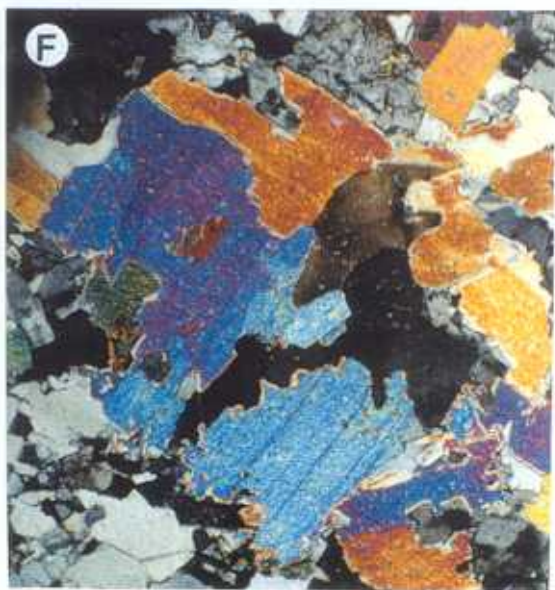
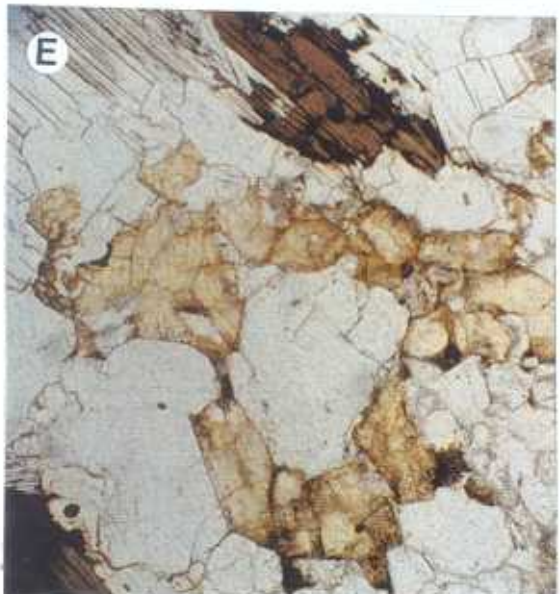
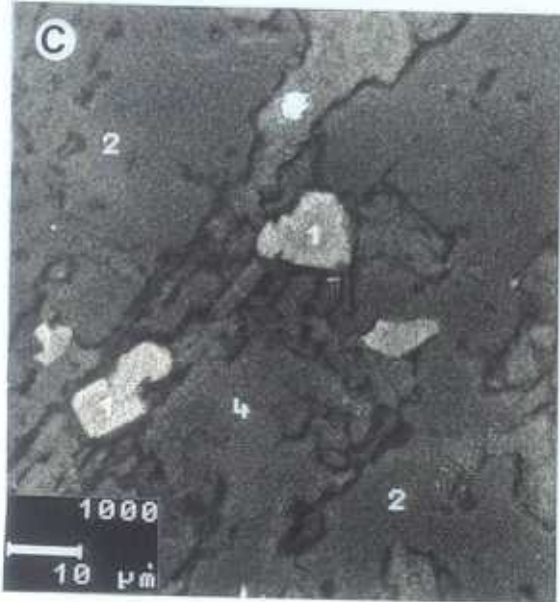
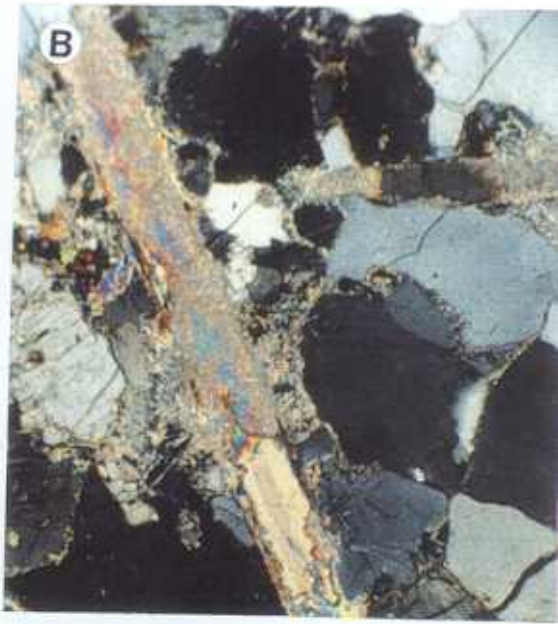
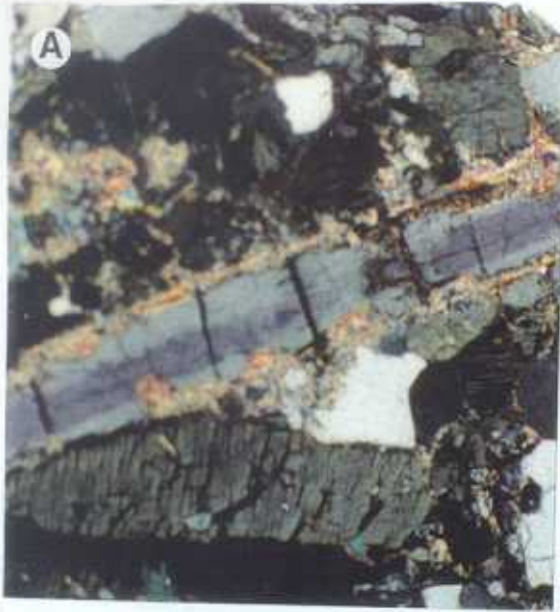
LÁMINA 3.20

- A) Aspecto microscópico del granito de la unidad G6. En la fotomicrografía se aprecia el tamaño de los fenocristales de andalucita (centro de la foto, en gris azulado) y su sericitización incipiente siguiendo los bordes del cristal.
- B) Identica a la fotomicrografía anterior en la que se observa un cristal alargado de andalucita que está casi totalmente sericitizado.
- C) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico (2) con huellas de disolución, que incluye florecita secundaria (1) en la zona más alterada.

AFLORAMIENTO DE VILLAR DE FLORES (G7 A).

- D) Fenocristal de cuarzo microfracturado y con extinción ondulante, rodeado principalmente por cristales xenomorfos de cuarzo y plagioclasa.
- E) Aspecto microscópico del granito de Villar de Flores. Destaca la posición intersticial de los cristales pequeños de feldespato potásico.
- F) Aspecto de la moscovita secundaria, procedente de alteración de los feldespatos y la biotita.





La uraninita es xenomorfa y está incluida en los cristales de circón, y ambos, en el cuarzo. Además, se han identificado numerosos "boxworks" de este mineral en la albita y el feldespato potásico. Esto puede ser indicativo de que la uraninita, debido a su alta susceptibilidad a la alteración, sólo se ha conservado cuando está incluida en minerales resistentes a la alteración.

La clorita aparece de forma esporádica y generalmente en los bordes de algunos cristales de biotita de los que procede. Ocasionalmente presenta inclusiones de apatito y monacita, con huellas de disolución, o restos de esos minerales, que estarían anteriormente incluidos en la biotita.

La sericita aparece con mayor abundancia que en la unidad anterior, y se desarrolla sobre la mayor parte de los cristales de plagioclasa y en los bordes de los de andalucita.

El rutilo se presenta en forma de agujas entrecruzadas o con disposición sagenítica. Es producto de la alteración de la biotita. También puede formar lentículas dispuestas en los planos de exfoliación de la biotita cloritizada.

La fibrolita es muy abundante, pero solamente se encuentra como inclusiones en los cristales de moscovita. La formación de la fibrolita puede ser posterior a la moscovitización, ya que gran parte de la moscovita considerada como secundaria se encuentra principalmente transformada en fibrolita. Además, de acuerdo con las relaciones texturales entre la biotita, moscovita y fibrolita, primero se moscovitiza la biotita y posteriormente se fibrolitiza la moscovita (LAM. 3.19 B, C y D).

Los compuestos complejos de Th son, al igual que en las unidades anteriores, secundarios y productos de la alteración de la monacita.

La turmalina es de formación secundaria y aparece en los espacios intergranulares, ocupando microfisuras, o englobando parcialmente algunos minerales,

como el cuarzo y la biotita.

Los fosfatos de TRL son similares, en forma y origen, a los observados en la unidad G5.

La florencita es xenomorfa y con tamaño máximo de 15 μm . Aparece dispersa dentro de los cristales de los feldespatos alcalinos, ocupando siempre huecos de disolución de dichos minerales (LAM. 3.20 C). Como en el caso de la unidad G5, se la puede considerar como producto de la alteración de la monacita.

De acuerdo con las características texturales de los minerales constituyentes de esta unidad granítica, su secuencia de cristalización podría ser la que se resume en la (Tabla 3.6). Esta secuencia es muy semejante a la establecida para la unidad G5.

Tabla 3.6
SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DE G6

MINERALES	ETAPA MAGMÁTICA	ETAPA SUBSÓLIDA
Circón	— — — — —	
Ilmenita	— — — — —	
Monacita	— — — — —	
Apatito	— — — — —	
Uraninita	— — — — —	— — — — —
Andalucita	— — — — —	
Biotita	— — — — —	
Plagioclasa	— — — — —	
Fdk	— — — — —	
Cuarzo	— — — — —	
Moscovita		— — — — —
Clorita		— — — — —
Sericita		— — — — —
Rutilo		— — — — —
Fibrolita		— — — — —
Complejos de Th		— — — — —
Turmalina		— — — — —
Fosfatos de TRL		— — — — —
Florencita		— — — — —

3.3 AFLORAMIENTOS ENGLOBALADOS EN G7

3.3.1 El afloramiento de Villar de Flores (G7A)

Características macroscópicas

Este granito forma un pequeño afloramiento con una superficie aproximada de 1.5 Km². Tiene forma elipsoidal, alargada en dirección NW-SE y está encajado en el granito G2. Su contacto con este último está marcado por un cambio brusco del tamaño de grano. No obstante, se han observado diques de grano fino cortando a la unidad G2, en zonas cercanas al contacto. Es un granito de grano fino y biotítico, aunque la mayor parte de la biotita aparece alterada parcialmente a moscovita.

Características microscópicas

Composición mineralógica

Esenciales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, y biotita.

Accesorios: circón, ilmenita, monacita, apatito, andalucita y rutilo1 .

Secundarios: moscovita, clorita, rutilo2 y fibrolita.

Desde el punto de vista textural es un granito hipidiomorfo, equigranular de grano fino.

El cuarzo forma fenocristales subredondeados (LAM. 3.20 D) que incluyen agujas de rutilo, cristales subidomorfos de ilmenita y otros pequeños de biotita. También se presenta como cristales irregulares que corroen a la moscovita y a los feldespatos, sobre todo al feldespato potásico. El primero puede representar el cuarzo magmático, mientras que el segundo es de cristalización postmagmática.

La plagioclasa aparece como fenocristales subidiomorfos, débilmente zonados y con maclado polisintético, o la combinación de esta última con la de Carlsbad. Incluye a la biotita, al apatito y a la ilmenita. También se encuentra como cristales

intersticiales más pequeños, sin zonación y carentes de inclusiones.

El feldespato potásico se presenta como cristales anhedrales, cuyo tamaño de grano es inferior al de la mayor parte de la plagioclasa. También forma cristales alotriomorfos e intersticiales que, a veces, muestran el maclado en enrejado de la microclina (LAM. 3.20 E). Ambos tipos pueden incluir ilmenita, aunque este accesorio aparece con mayor frecuencia en el primer tipo.

La biotita suele formar cristales alotriomorfos subredondeados, con escasas inclusiones de circón, apatito, monacita e ilmenita. En ocasiones está incluida en las plagioclasas subidiomorfas de mayor tamaño o bien tiene carácter intersticial. En este último caso los cristales son pequeños, aciculares y carentes de inclusiones.

La moscovita se encuentra como placas anhedrales, que crecen sobre la plagioclasa, el feldespato potásico, la andalucita y la biotita (LAM. 3.20 F). Normalmente contiene restos de estos minerales e inclusiones de fibrolita. Aparece también como cristales muy finos, intersticiales y carentes de inclusiones.

El circón forma cristales idiomorfos, con hábito prismático y tamaño casi siempre inferior a 35 μm . Está incluido principalmente en el cuarzo, la biotita y el feldespato potásico. En los cristales de mayor tamaño se observa una zonación muy marcada.

La ilmenita tiene formas subidiomorfas-xenomorfos y con tamaños máximos de 50 μm . Está incluida en el cuarzo, la biotita, la plagioclasa y el feldespato potásico.

La monacita es subidiomorfa-xenomorfa, con tamaños relativamente inferiores a los del circón. Al igual que los accesorios anteriores, está incluida generalmente en el cuarzo y la biotita, dando lugar a intensos halos pleocróicos en esta última.

El apatito se presenta en cristales idiomorfos, a veces prismáticos, con tamaños máximos de 80 μm . Está incluido en la biotita, la plagioclasa y el cuarzo.

La andalucita de esta unidad es muy similar a la descrita en la unidad G4. Es xenomorfa, a veces subredondeada, y aparece incluida en la moscovita de la que es precursora.

El rutilo se presenta de dos formas: i) como agujas finas que aparecen ocasionalmente incluidas en el cuarzo, y que puede representar, al igual que en otras unidades, una generación ortomagmática y ii) en forma de acículas, a veces entrecruzadas, dentro de la biotita cloritizada.

La clorita es muy escasa y se encuentra siempre como producto de la alteración de la biotita y asociada a ella.

La fibrolita está incluida en los cristales de moscovita de los que procede por alteración. En ocasiones, es posible observar cristales de andalucita y fibrolita, sin relación aparente alguna, incluidos en el mismo cristal de moscovita.

Tabla 3.7
SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DE G7A

MINERALES	ETAPA MAGMÁTICA	ETAPA SUBSÓLIDA
Circón	---	
Ilmenita	---	
Monacita	---	
Apatito	---	
Andalucita	---	
Biotita	---	
Plagioclasa	---	
FdK	---	
Cuarzo	---	
Moscovita	---	---
Clorita		---
Rutilo		---
Fibrolita		---

De las relaciones texturales entre los minerales constituyentes de este granito se puede deducir la secuencia de cristalización resumida en la Tabla 3.7.

El comportamiento de los minerales accesorios en este granito es semejante al de las unidades del segundo complejo, y caracterizado por su tendencia a concentrarse, como inclusiones, en la fracción cuarzo feldespática. Este hecho induce a pensar que el afloramiento de Villar de Flores puede pertenecer al segundo complejo.

3.3.2 Los afloramientos de La Fuente del Espinar (G7B)

Características macroscópicas

Los granitos de La Fuente del Espinar forman una serie de afloramientos con superficies muy reducidas, que se encuentran principalmente dentro de la unidad G2. Los de mayor superficie se localizan al W de Fuenteguinaldo y muy cerca del contacto entre esta unidad y la roca encajante. Estos afloramientos han sido denominados genéricamente como Las cúpulas de la Fuente del Espinar. Sus contactos con la unidad encajante están marcados, por un cambio brusco en el tamaño de grano y la escasez de biotita. Además, están asociados a diques aplíticos o aplo-pegmatíticos. Tienen formas redondeadas, un tamaño de grano muy fino y son ricos en moscovita. La biotita apenas existe y está generalmente cloritizada. "De visu" destaca el tamaño de grano del cuarzo y la moscovita, casi siempre superior al del resto de los minerales.

Características microscópicas

Composición mineralógica

Esenciales: cuarzo, albita1, feldespato potásico, biotita y moscovita.

Accesorios: circón, ilmenita, monacita, apatito, xenotima, calcopirita y uraninita.

Secundarios: moscovita2, apatito2, albita2, fluorita y clorita.

Desde el punto de vista textural, estos granitos son hipidiomorfos y equigranulares de grano fino.

El cuarzo se presenta con dos aspectos diferentes: (a) como fenocristales con tendencia subredondeada, generalmente fracturados, con extinción ondulante y rodeados ocasionalmente por el feldespato potásico; y (b) como cristales de tamaño de grano fino, también con tendencia subredondeada. Los primeros incluyen monacita, xenotima, circón, apatito y ocasionalmente, ilmenita y uraninita. Los segundos incluyen principalmente cristales finos de biotita. Además de estos dos tipos, el cuarzo puede aparecer con formas irregulares corroyendo a la moscovita y a ambos feldespatos.

La albita se encuentra generalmente en forma de cristales de tamaño de grano fino, subhedrales y no zonados. Incluye "boxworks" de minerales primarios de uranio, probablemente uraninita, y apatito. Esporádicamente incluye a la ilmenita, la monacita, la calcopirita y al circón. La albita primaria está frecuentemente rodeada por el cuarzo y el feldespato potásico, lo que puede indicar que gran parte de la albita es anterior a estos últimos.

El feldespato potásico es más abundante que la albita. Pero, al igual que esta, forma cristales de tamaño de grano fino y, a diferencia de ella, es casi siempre anhedral. El feldespato potásico incluye la mayor parte de los cristales de apatito y menos frecuentemente a los de ilmenita, circón, monacita y xenotima.

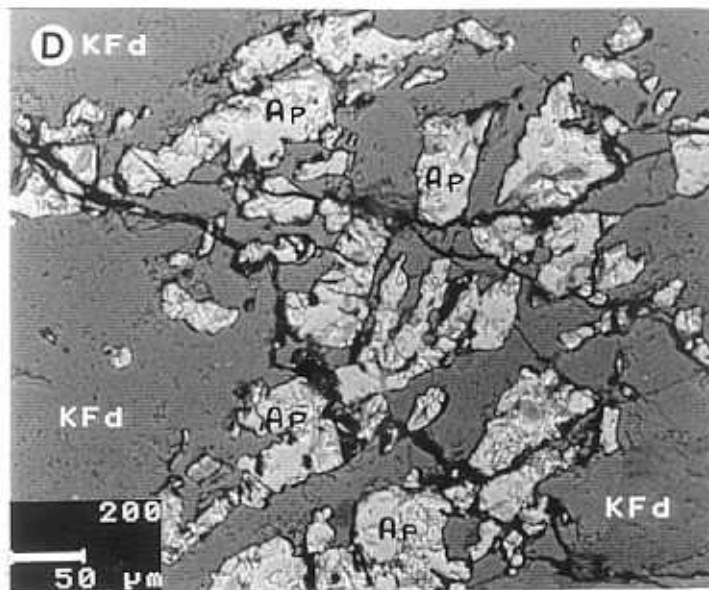
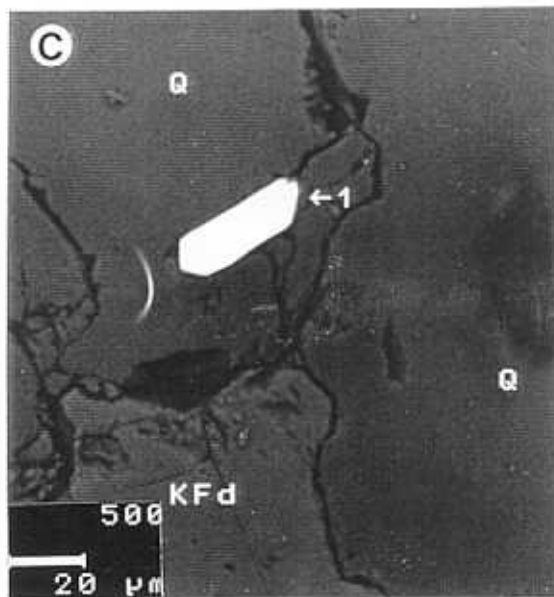
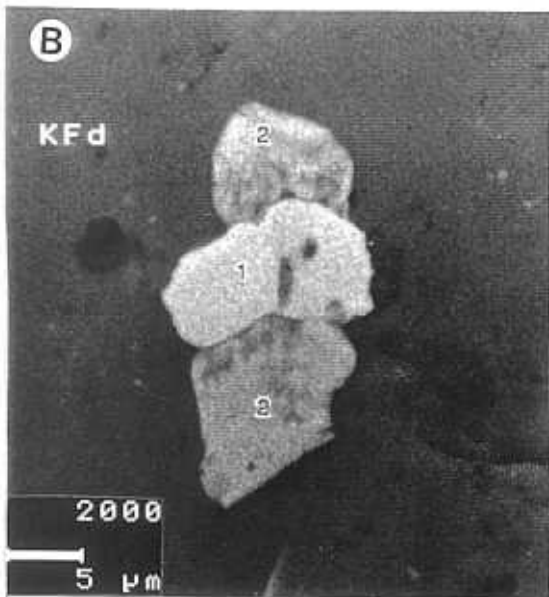
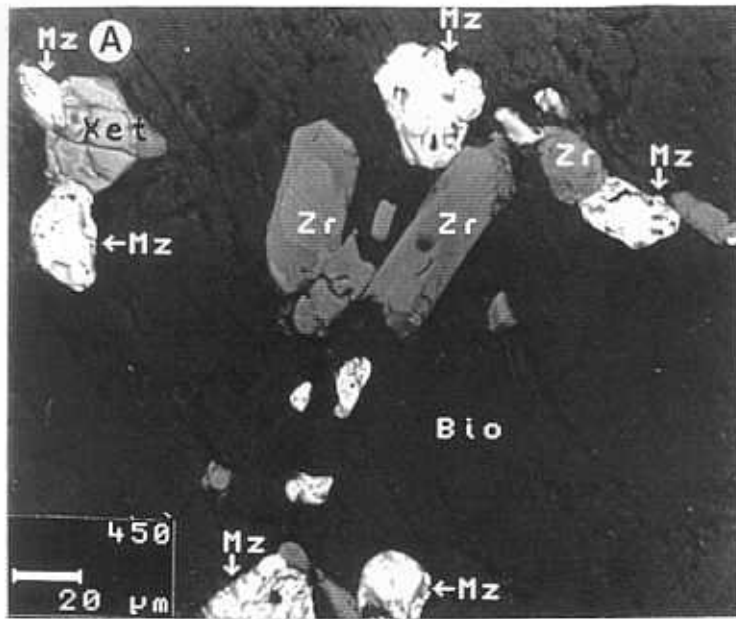
La biotita es muy escasa y se presenta en forma de cristales de tamaño de grano fino, xenomorfos y ocasionalmente con tendencia tabular. La mayor parte de los cristales aparecen moscovitizados o cloritizados. Incluye al circón, la monacita, la xenotima y, raramente, a la ilmenita. Además, los cristales de biotita inalterados son excepcionalmente ricos en minerales accesorios, como la monacita, la xenotima y el circón (LAM. 3.21 A).

La moscovita, de acuerdo con los criterios texturales utilizados en la unidad (G2), puede pertenecer también a dos generaciones: (a) la moscovita primaria, que aparece principalmente en grandes placas subhedrales con bordes generalmente netos, incluye circón, monacita, xenotima y cristales finos de biotita, caracterizándose además por tener superficies limpias; y (b) la moscovita secundaria, con tamaño de granovariado y bordes irregulares, que procede bien de la biotita, en cuyo caso presenta

LÁMINA 3.21

LOS AFLORAMIENTOS DE LA FUENTE DEL ESPINAR (G7B).

- A) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de biotita (Bio) que incluye cristales idiomorfos y zonados de circón (Zr), xenomorfos de monacita (Mz) y un cristal idiomorfo de xenotima.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico (KFd) que incluye cristales subidiomorfos de monacita (1) y xenotima (2).
- C) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal microfisurado de cuarzo (Q) que incluye un cristal idiomorfo de monacita (1).
- D) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico (KFd) con la mayor parte de su superficie ocupado por apatito (Ap). Obsérvense como las microfisuras del feldespato potásico están exentas de apatito, además de afectar a ambos minerales.



frecuentemente óxidos de Ti en los planos de exfoliación; o de la moscovitización del feldespato potásico y la albita, con restos de dichos minerales en su interior, ocasionalmente con continuidad óptica.

El circón es de idiomorfo a xenomorfo (LAM. 3.21 A), con tamaños que pueden alcanzar a 50 μm . Está incluido en la biotita, el cuarzo y el feldespato potásico, aunque también puede estarlo en la moscovita y la albita. Además los cristales idiomorfos aparecen zonados con bastante frecuencia.

La ilmenita es muy escasa y sus formas van de subidomorfas a xenomorfas, con tamaños casi siempre inferiores 30 μm . Aparece incluida principalmente en el cuarzo y la biotita, estando en ambos casos, alterada y rodeada por coronas de óxidos de Ti.

La monacita es de idiomorfa a xenomorfa (LAM. 3.21 A, B y C) y tiene tamaños que a veces superan a las 100 μm . Al igual que la ilmenita, aparece incluida principalmente en el cuarzo y la biotita y, con menos frecuencia, en el resto de los minerales esenciales. En ocasiones incluye cristales pequeños de apatito.

El apatito, según su morfología y relaciones texturales, pertenece a dos generaciones. El primero suele ser xenomorfo, con tamaños superiores a las 250 μm y está incluido en los feldespatos alcalinos, ocupando a veces más del 40% de la superficie de los cristales (LAM. 3.21 D). Otras veces es subidiomorfo, apareciendo incluido en el cuarzo, la moscovita y la albita. Este apatito se ha interpretado como de cristalización magmática. La segunda generación se encuentra rellenando microfisuras del feldespato potásico, de la albita y del cuarzo. Este apatito se ha interpretado como secundario.

La xenotima es un accesorio relativamente abundante en al menos dos de estos afloramientos. Sus cristales son de idiomorfos a xenomorfos (LAM. 3.21 A y B) y con tamaños no superiores a 35 μm . Está incluida principalmente en el cuarzo y la biotita, aunque puede estarlo también en el feldespato potásico y, raramente, en la albita.

La calcopirita es muy escasa, es de subidomorfa a xenomorfa, con tamaños máximos de hasta 65 μm . Se encuentra incluida solamente en la albita primaria.

La uraninita no se ha encontrado inalterada, pero son frecuentes los huecos de disolución o "boxworks", ocupados a veces por restos de dicho mineral o de sus productos de alteración, concretamente silicofosfatos de U. Estos "boxworks" aparecen siempre en la albita, con formas generalmente redondeadas y rodeados ocasionalmente por fracturas radiales que afectan al mineral patrón. Su presencia es indicativa de la existencia de uraninita ortomagmática, y su posterior disolución por fluidos hidrotermales y/o supergénicos.

La fluorita es de formación secundaria y aparece solamente rellenando microfisuras en la moscovita.

La clorita, debido a la escasa presencia de biotita y la fuerte alteración de estos afloramientos, aparece solamente formando parte de cristales finos de biotita.

La albita₂ aparece con mayor abundancia que en todas las unidades anteriormente descritas, y se desarrolla casi siempre en las microfisuras del feldespató potásico.

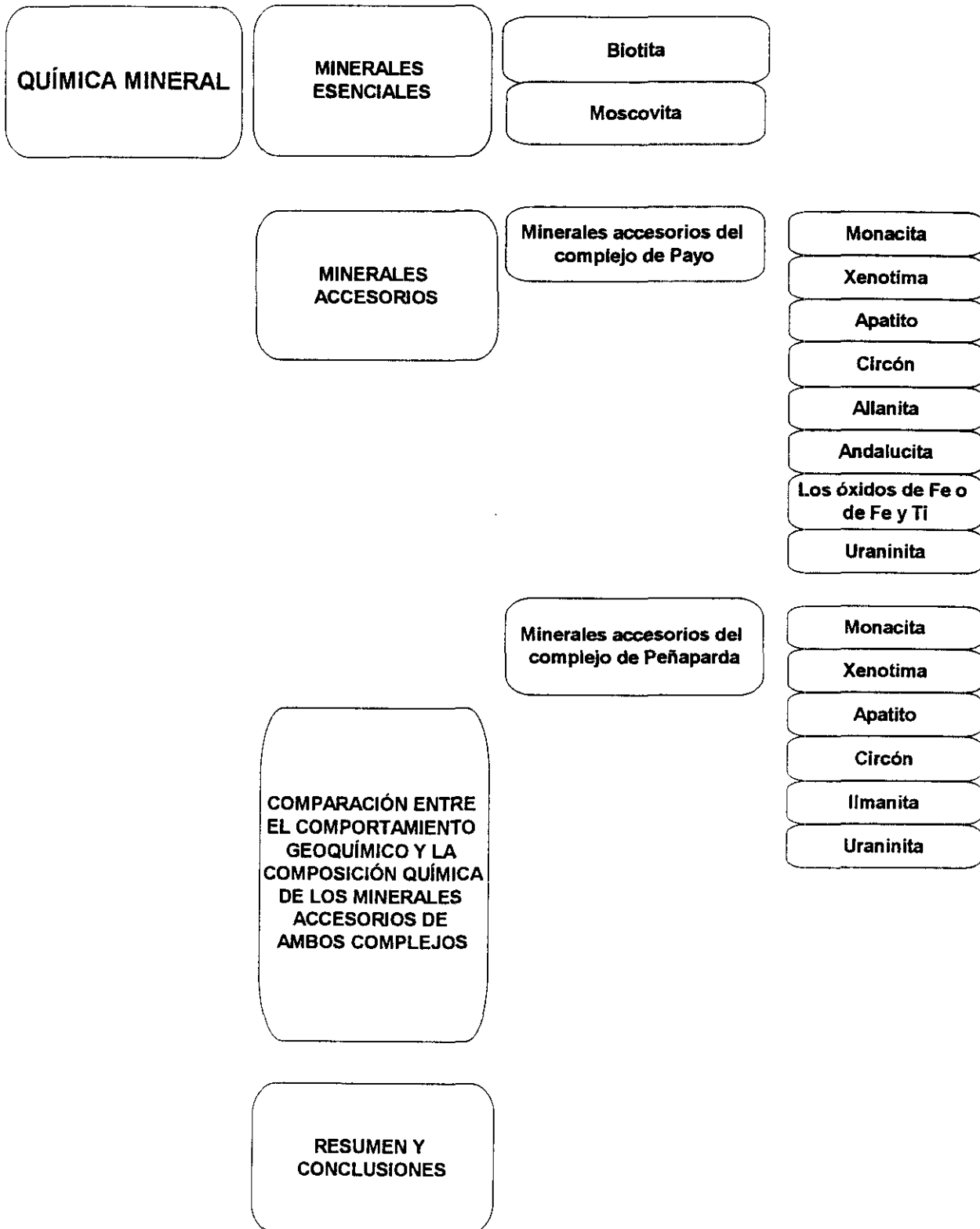
Desde el punto de vista de las relaciones texturales entre los minerales esenciales y accesorios, los afloramientos de La Fuente del Espinar son muy diferentes de los granitos de las unidades del segundo complejo, presentando, por el contrario, ciertas analogías con los granitos de las unidades G2 y G3 del primero, en las cuales dichos afloramientos encajan. Estas analogías sugieren que estos afloramientos son los diferenciados finales de la "suite" granítica del primer complejo. Sin embargo, a diferencia de lo que ocurre en las unidades de este último, el cuarzo es por excelencia el mineral patrón de la mayor parte de los minerales accesorios. Así, exceptuando la uraninita, la calcopirita y parte del circón, de la monacita y la xenotima, que son anteriores a la albita₁, la mayoría de los minerales accesorios son posteriores a dicho feldespató, por estar principalmente incluidos en el cuarzo y menos frecuentemente en

el feldespató potásico, minerales que son a su vez posteriores a la albita. En consecuencia, la secuencia de cristalización que se propone para el granito de los afloramientos de La Fuente del Espinar es la resumida en la Tabla 3.8.

Tabla 3.8
SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DEL GRANITO G-7B

MINERALES	ETAPA MAGMÁTICA	ETAPA SUBSÓLIDA
Circón	—	
Ilmenita	—	
Monacita	—	
Apatito	—	
Xenotima	—	
Calcopirata	—	
Uraninita	—	
Biotita	—	
Albita	—	—
FdK	—	—
Cuarzo	—	—
Moscovita	—	—
Clorita	—	—
Fluorita	—	—

Capítulo 4



4. QUÍMICA MINERAL

Este capítulo se ha dedicado al estudio químico de algunos minerales esenciales, analizados mediante microsonda electrónica, y de otros accesorios y secundarios, analizados principalmente por EDX.

La selección de las muestras se ha realizado teniendo en cuenta los datos petrográficos y, en algunos casos, la composición química de la muestra total.

Los objetivos de este estudio son los siguientes:

- (a) Conocer la composición química de las fases minerales para clasificarlas lo más exactamente posible.
- (b) Confirmar la existencia de los dos complejos graníticos establecidos, basándose en la química de sus minerales.
- (c) Confirmar la existencia de las unidades diferenciadas en cada complejo, en base a la composición de sus minerales esenciales y accesorios.
- (d) Comprobar la evolución composicional de las diferentes unidades y las relaciones químicas entre ellas.
- (e) Estimar las condiciones de cristalización de los granitos estudiados.
- (f) Por último, explicar las transformaciones experimentadas por algunos minerales accesorios, como la monacita, durante las etapas posteriores a la cristalización magmática.

4.1 MINERALES ESENCIALES

4.1.1 Biotita

Desde el punto de vista químico, la biotita es un mineral complejo y sus características cristal químicas pueden proporcionar información importante sobre su temperatura de cristalización, la composición del magma originario y las condiciones de f_{O_2} y el contenido en H_2O del mismo. Igualmente, el estudio de la evolución cristal química de este mineral en una asociación granítica nos puede aportar información sobre la evolución de las condiciones magmáticas, la paragénesis y la composición de los minerales asociados, así como del ambiente geotectónico de formación del granito.

Partiendo de la fórmula general de la biotita $X_2Y_6Z_8O_{20}(OH,F,Cl)_4$, en la que X representa los cationes interlaminares con coordinación (XII), entre los cuales K, Na y Ca son los más frecuentes, y el Rb y Cs los menos; Y los cationes octaédricos con coordinación (VI), como Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al, Ti, Mn, Zn y Li, y Z los cationes tetraédricos con coordinación (IV), como el Al, Si y más raramente Fe^{3+} .

Las diferentes posiciones estructurales pueden estar ocupadas por distintos cationes que se intercambian o sustituyen entre sí según diversos mecanismos, a menudo simultáneos o acoplados. Dependiendo del tipo de sustitución, se producen vacantes en las posiciones interlaminares y, más frecuentemente, en las octaédricas. Debido a las diferentes sustituciones, la biotita se aleja de su modelo ideal trioctaédrico para dar soluciones sólidas intermedias entre las micas di y tri-octaédricas, llamadas subtrioctaédricas.

Composición química y fórmula estructural.

Dado que la microsonda electrónica sólo proporciona el contenido en FeO_t , por no permitir la especiación, el contenido en Fe^{3+} de las biotitas analizadas, de capital importancia para estimar su temperatura y f_{O_2} de formación, se ha calculado siguiendo

el método empírico propuesto por Bruyín et al. (1983), que además permite calcular el contenido en Cl^- , F^- y OH^- de este mineral. Así, de acuerdo con los datos obtenidos y calculados, la composición química y fórmula estructural de las biotitas analizadas, clasificadas por unidades graníticas y calculadas en base a 11 oxígenos, están recogidas en el Anexo 1.

Al comparar los distintos análisis químicos, se observa una disminución del contenido en Mg y Si y un aumento del de Mn, Fe^{2+} y Al^{VI} a medida que aumenta el grado de evolución de las unidades graníticas. No obstante, el aumento de Al^{VI} en las biotitas de las unidades del segundo complejo es de G5 a G6.

La representación de los análisis de las biotitas de las unidades graníticas del primer complejo en el diagrama de Deer et al. (1966) (Fig. 4.1a), muestra que todas ellas se sitúan en el dominio de la biotita s.s, con una relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$ variable entre 0.57 y 0.79. Los valores más bajos de esta relación corresponden a la unidad menos evolucionada G1 y los más altos a la unidad más evolucionada G4. La variación de estos valores puede ser indicativa de diferencias en las temperaturas de cristalización, ya que a medida que avanza la evolución magmática y desciende la temperatura aumenta el Fe^{2+} y el Al^{VI} y disminuye el Mg.

Las biotitas correspondientes a las unidades del segundo complejo también se proyectan en el dominio de la biotita s.s (Fig. 4.1b). En estas biotitas, el valor de la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$ varía desde 0.62 hasta 0.72, correspondiendo los valores más bajos a la biotita de la unidad G5.

Por otra parte, el contenido en Li_2O de las biotitas analizadas se ha calculado utilizando el método propuesto por Tindle y Webb (1990), mediante el cual el % de $\text{Li}_2\text{O} = (0.278 \times \text{SiO}_2) - 9.552$. Así, el contenido en Li_2O de las biotitas de ambos complejos varía entre 1% y 0.06%. La representación gráfica del contenido en este óxido en función del FeO , TiO_2 y MgO (Fig. 4.2a-f), muestra que todas las biotitas analizadas, separadas por complejos graníticos, se proyectan en el dominio de la siderofilita.

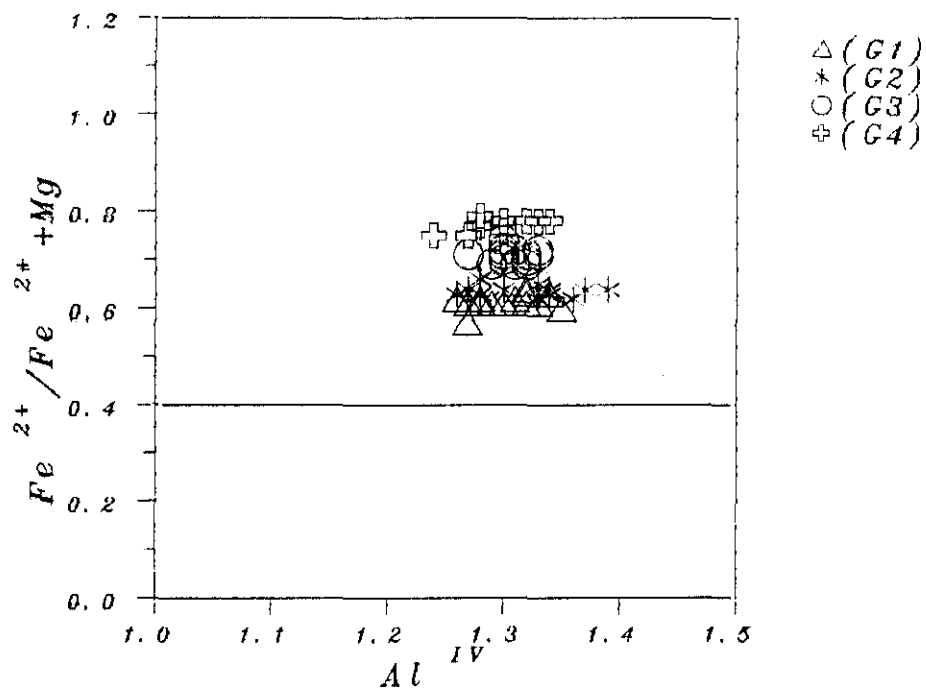


Figura 4.1a.- Diagrama de Deer et al. (1966) aplicado a las biotitas de las unidades del primer complejo.

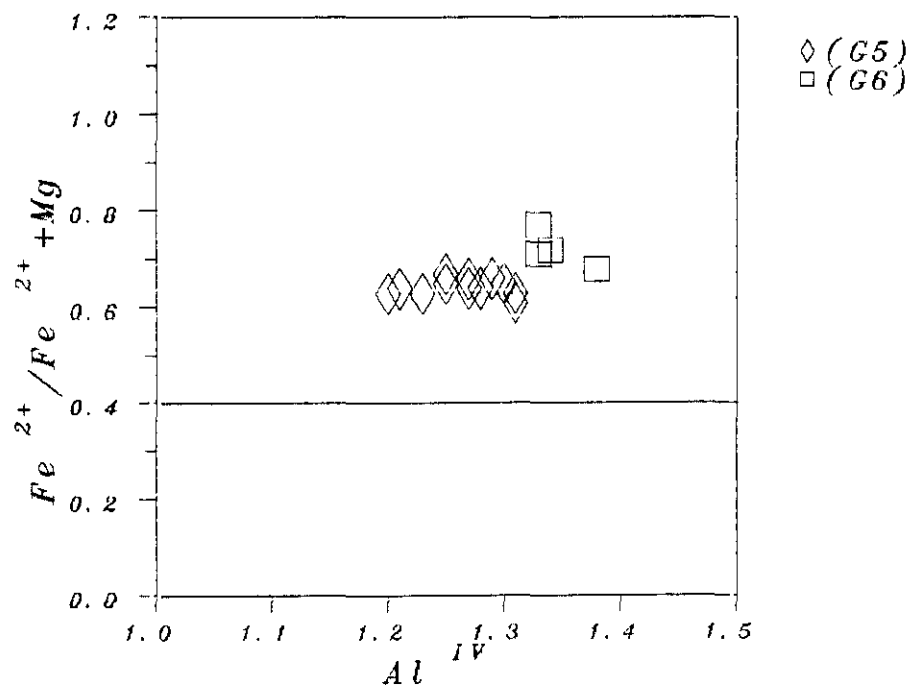


Figura 4.1b.- Diagrama de Deer et al. (1966) aplicado a las biotitas del segundo complejo.

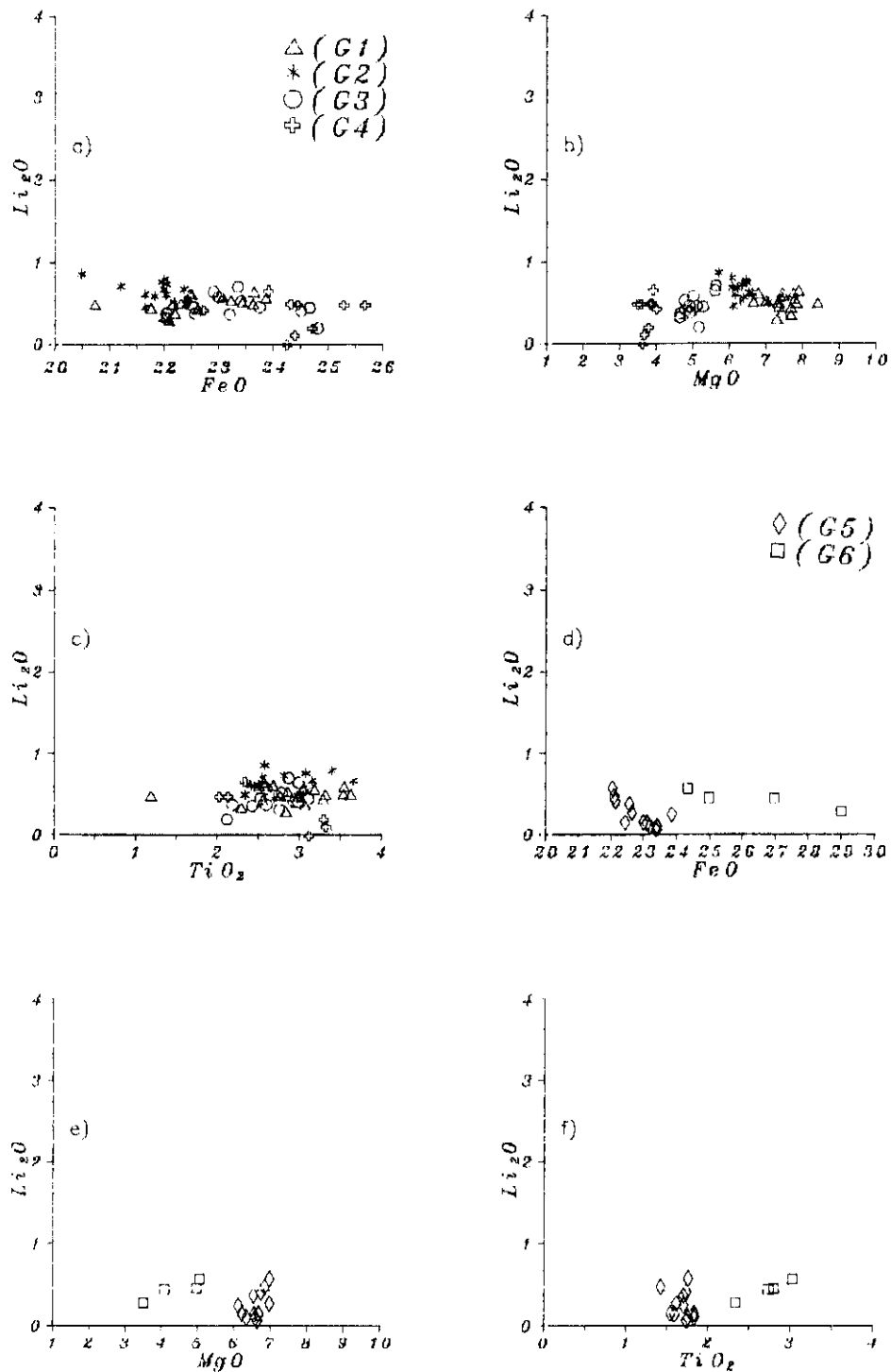
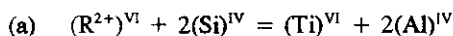


Figura 4.2a-f.- Representación del Li_2O (teórico) frente al Fe, Mg y Ti en las biotitas de ambos complejos.

Análisis de las sustituciones catiónicas

a) De acuerdo con Dymek (1983), la sustitución Al-Tschermak es considerada como el principal mecanismo de enriquecimiento en Al de las biotitas. Este mecanismo se verifica según la siguiente ecuación: $(R^{2+})^{VI} + (Si)^{IV} = (Al^{3+})^{VI} + (Al^{3+})^{IV}$ [1] en la que los cationes divalentes, en posición octaédrica, son sustituidos por Al^{3+} , con el consiguiente aumento de carga en dicha capa. Este exceso de carga se compensa por la sustitución de Si^{4+} por Al^{3+} en la capa tetraédrica. En el caso de que este tipo de sustitución fuese el único operativo, se cumpliría que $Al^{VI} = Al^{IV} - 1$, por lo que al representar $Al^{VI} = f(Al^{IV})$ los puntos estarían situados sobre dicha recta. Al aplicar este principio a las biotitas del primer complejo (Fig.4.3a), se observa que los puntos se sitúan por encima de la citada recta, por lo que, en general, este mecanismo de sustitución no parece ser el único ni el principal de entrada de Al en la estructura de estas biotitas. No obstante, las biotitas de la unidad G1 son las que se aproximan más a dicha recta, por lo que, en este caso, el mecanismo explicado puede ser efectivo. Igualmente ocurre con las biotitas de las unidades del segundo complejo, que se sitúan también por encima de la recta $Al^{VI} = Al^{IV} - 1$ (Fig.4.3b). En consecuencia, el exceso de Al^{VI} observado podría ser debido a la sustitución dioctaédrica-trioctaédrica de Foster (1960), que puede interpretarse como un componente moscovítico. Además, según Dymek (1983), esta sustitución es especialmente importante en biotitas que coexisten con moscovitas. No obstante, esta sustitución que se verifica según la ecuación $3(R^{2+})^{VI} = 2(Al^{3+})^{VI} + (V)^{VI}$ y con la formación de vacantes en las posiciones octaédricas, tampoco parece ser efectiva, ya que, al representar el número de Al octaédricos en función de las vacantes en la misma capa, no se observa correlación en las biotitas del primer complejo (Fig.4.4a). Igualmente, ocurre con las biotitas del segundo complejo (Fig.4.4b). En consecuencia, se puede decir que ninguno de estas sustituciones parece ser el principal responsable del exceso de Al^{VI} encontrado en las biotitas de las unidades graníticas estudiadas.

b) Por lo que se refiere a las sustituciones del Ti en posiciones octaédricas, los mecanismos más importantes, de acuerdo con Dymek (1983), son los siguientes:



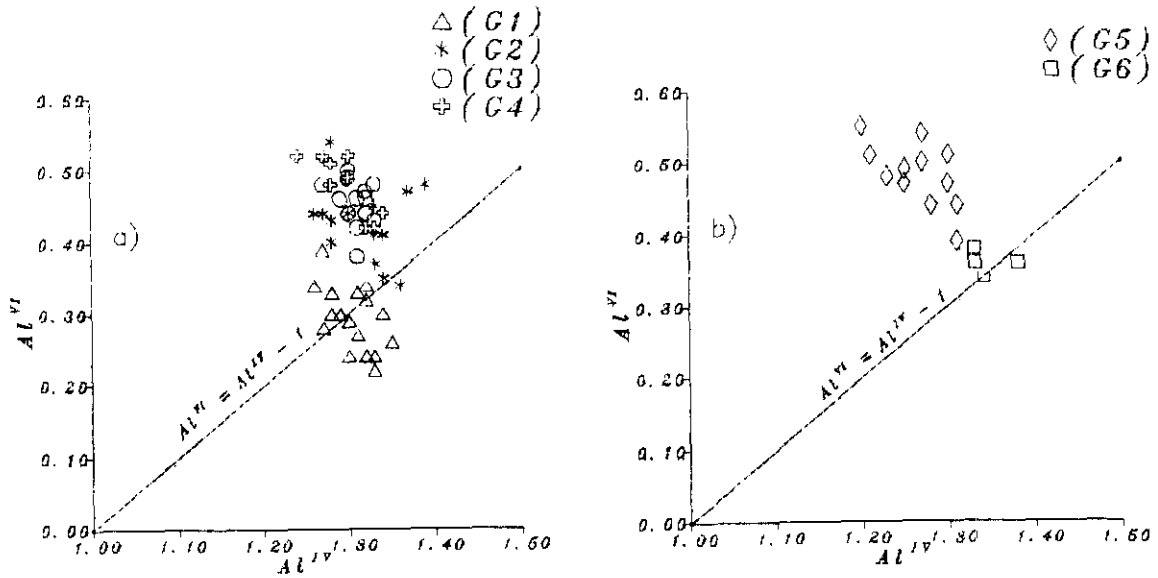


Figura 4.3a y b.- Representación del Al^{IV} frente al Al^{VI} de las biotitas del primer complejo (a) y del segundo (b).

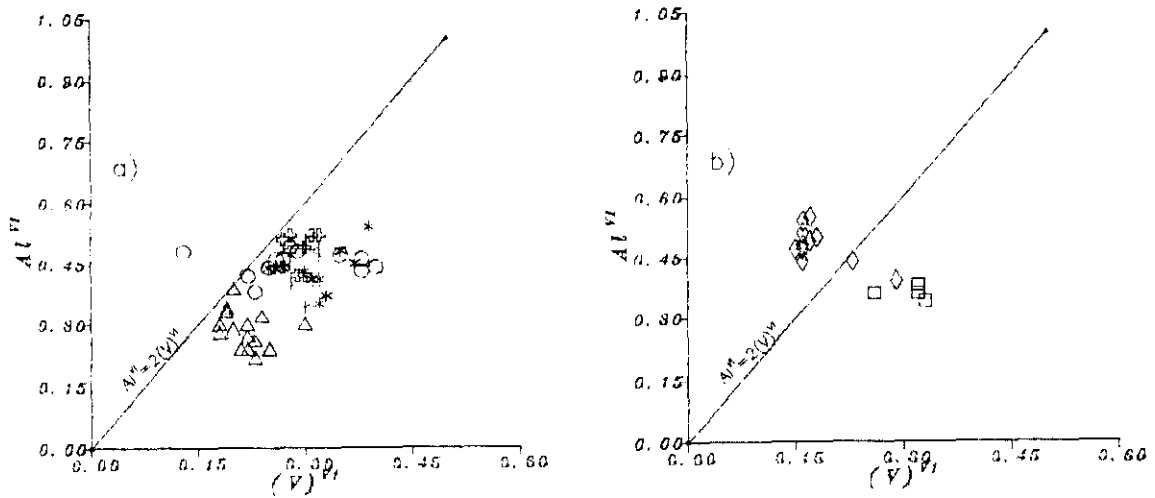
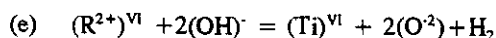
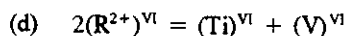
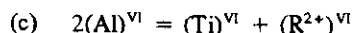
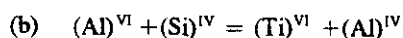


Figura 4.4a y b.- Al^{VI} frente a las vacantes $(V)^{VI}$ de las biotitas del primer complejo (a) y del segundo complejo (b).



Los dos primeros mecanismos (a y b), que pueden ser evaluados mediante el diagrama [Ti vs Al^{IV}], no parecen justificar el Ti presente en las biotitas del primer complejo (Fig. 4.5a), ni en las del segundo (Fig. 4.5b). En ambos casos, los puntos se sitúan muy por debajo de la recta $Ti = Al^{IV}-1$, correspondiente al mecanismo (a), y también por debajo de la recta $2Ti = Al^{IV}-1$, correspondiente al mecanismo (b), pero sólo en el caso del segundo complejo. En consecuencia, deben existir otros mecanismos que justifiquen la entrada de Ti en las biotitas estudiadas.

Así, al representar el Ti en función del Al^{VI} se observa la existencia de una correlación negativa entre ambas variables, tanto en las biotitas del primer complejo como en las del segundo (Fig. 4.5c y d). Por ello, se puede decir que este mecanismo (c) parece ser algo más efectivo que los dos anteriores.

Por lo que se refiere al mecanismo (d), la representación del Ti en función de las vacantes octaédricas (V^{VI}) (Fig. 4.5e y f) muestra que las biotitas de ambos complejos se sitúan por debajo de la recta $Ti = V^{VI}$, por lo que este mecanismo de sustitución también es muy limitado.

Por último, el mecanismo de sustitución (e) ha sido comprobado utilizando el diagrama triangular S-FM-A de Dymek (1983). Así, cuando se proyectan las biotitas de ambos complejos sobre este diagrama (Fig. 4.6a y b), se observa que todas ellas se sitúan en el triángulo flogopita-eastonita-ti-oxibiotita, y por encima de la línea flogopita - eastonita-ti-eastonita, lo que puede indicar que el mecanismo (e) sea ligeramente efectivo en las biotitas estudiadas, cuyo término extremo sería una oxibiotita titanífera, con fórmula $KMg_2TiSi_3AlO_{12}$.

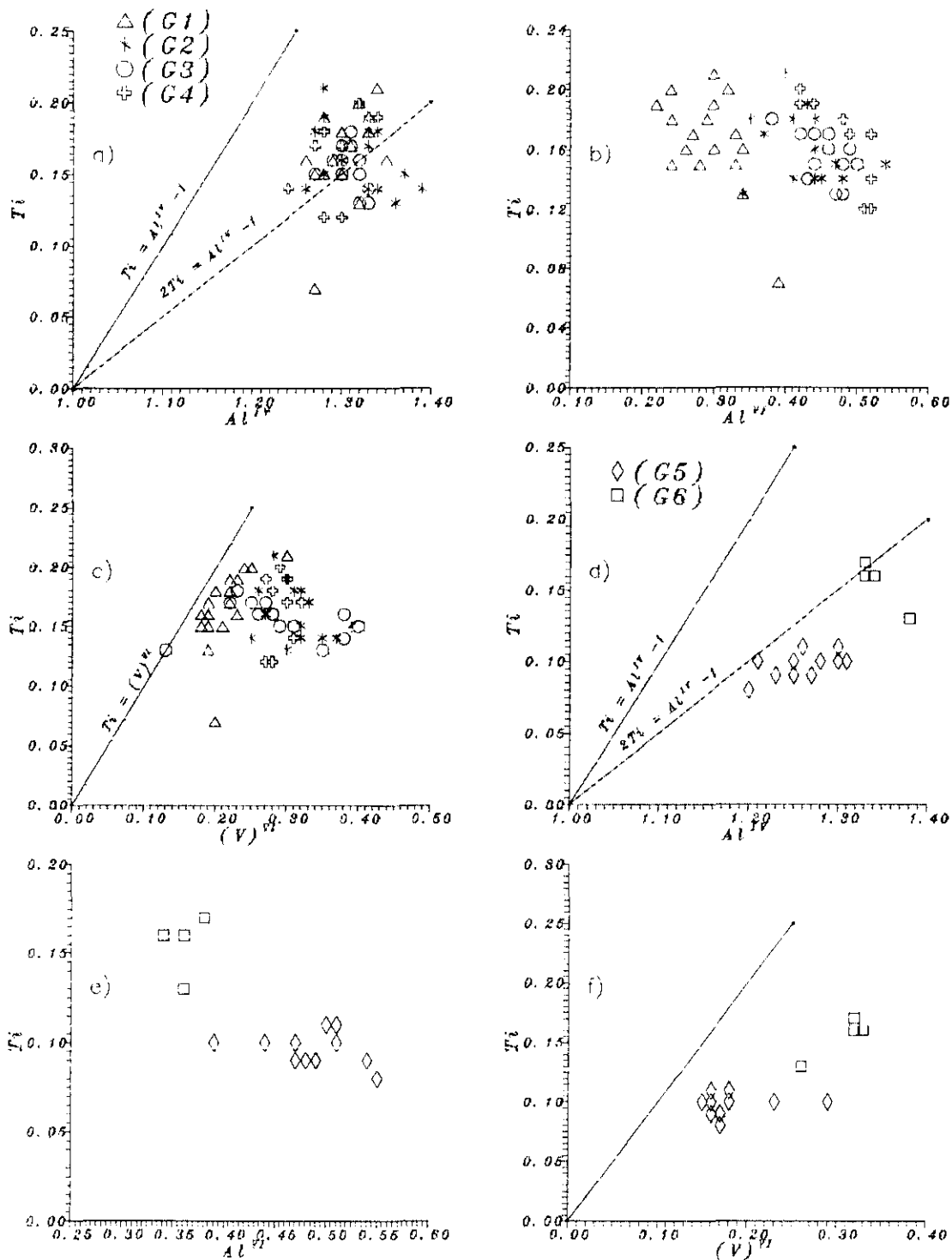


Figura 4.5a-f.- Representación del Ti frente al Al^{IV} , Al^{VI} y $(V)^{VI}$ de las biotitas del primer complejo (a, b y c) y del segundo complejo (d, e y f).

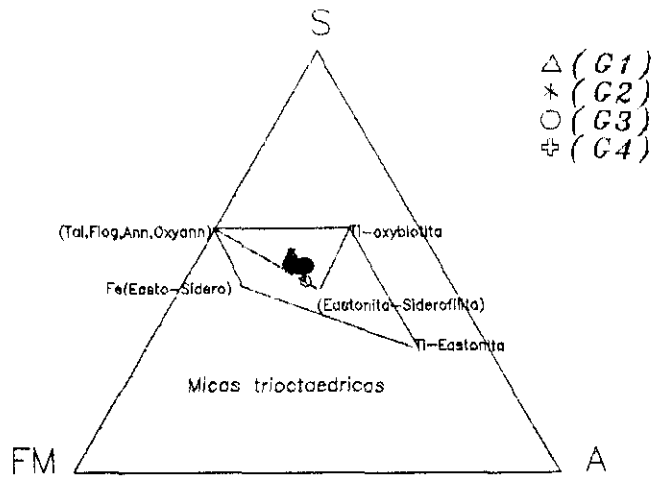


Figura 4.6a.- Diagrama S-FM-A de Dymek (1983) aplicado a las biotitas de las unidades del primer complejo.

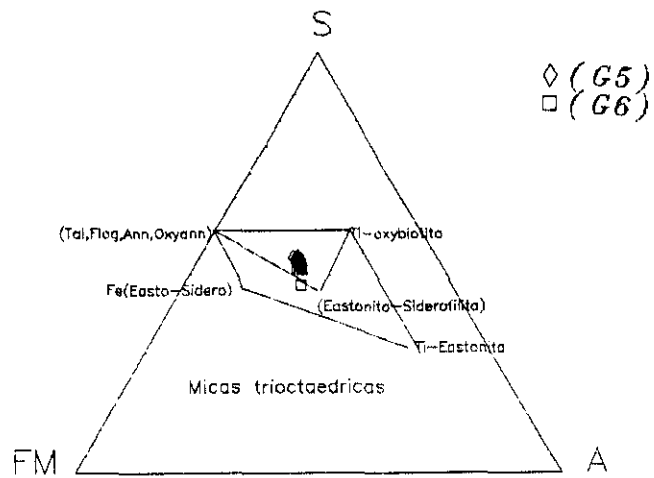
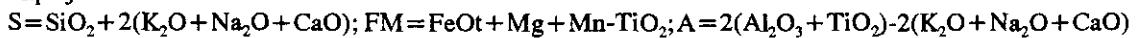


Figura 4.6b.- Diagrama S-FM-A de Dymek (1983) aplicado a las biotitas de las unidades del segundo complejo.



c) Al análisis de las sustituciones interlaminares en las biotitas de ambos complejos poco aporta. Así, dado que los valores de Na son muy bajos (<0.05) y que, por lo tanto, la correlación entre el Na y el K es muy mala, se puede decir que la sustitución

de Na por K es prácticamente inexistente. Por otro lado, si se tiene en cuenta que la suma de los cationes interlaminares de las biotitas de ambos complejos es < 1 , se puede pensar en la existencia de otras sustituciones que impliquen la generación de vacantes. Sin embargo, con los datos disponibles, sólo es posible evaluar la sustitución $K^{XII} + Al^{IV} = (V)^{XII} + Si^{IV}$. Así, el diagrama [K vs Al^{IV}] de las biotitas del primer complejo (Fig.4.7a) muestra una correlación prácticamente nula, por lo que este mecanismo de sustitución no puede ser invocado. En el caso del segundo complejo (Fig.4.7b), se observa una ligera correlación negativa, por ello, puede decirse que este mecanismo es más efectivo en este caso.

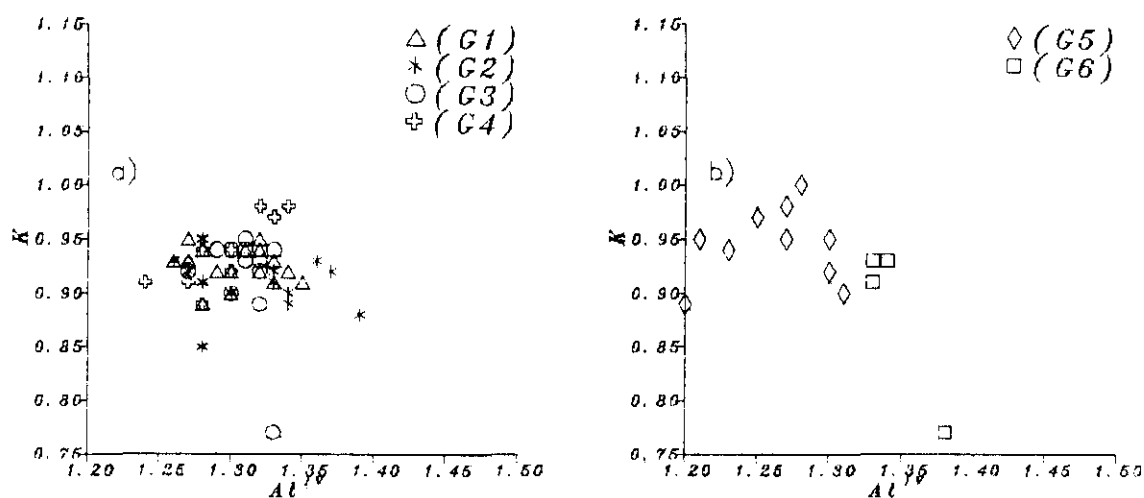


Figura 4.7a y b.- Representación del K frente al Al^{IV} de las biotitas del primer (a) y segundo (b) complejo.

La composición química de la biotita en relación con los tipos de granitos

La composición química de la biotita puede ser utilizada para clasificar el granito del que procede. En este sentido, las biotitas de ambos complejos graníticos se han representado en el diagrama [Mg vs Al] de Nachit et al. (1985). Para el primer complejo (Fig.4.8a), la mayor parte de las biotitas del granito G1 se sitúan en el campo de las asociaciones aluminopotásicas, y algunas en el dominio de los granitoides calcoalcalinos o en el límite entre ambos. Las biotitas de la unidad G2 se proyectan en el campo de las asociaciones aluminopotásicas, pero con contenidos en Al más altos que

el de las biotitas de G1. En ambos casos, las biotitas están situadas en el dominio donde coexisten la cordierita y el silicato alumínico.

Las biotitas de las unidades G3 y G4 están situadas también en el dominio de los granitoides de la asociación aluminopotasica, pero en el sector en el que coexisten la biotita y la moscovita. En consecuencia, se puede pensar que el fundido granítico en equilibrio con las biotitas evolucionó hacia más aluminico y menos magnésico, desde G1 a G2; hacia menos magnésico y sin cambios significativos en el Al, desde G2 a G3 y desde esta última a G4.

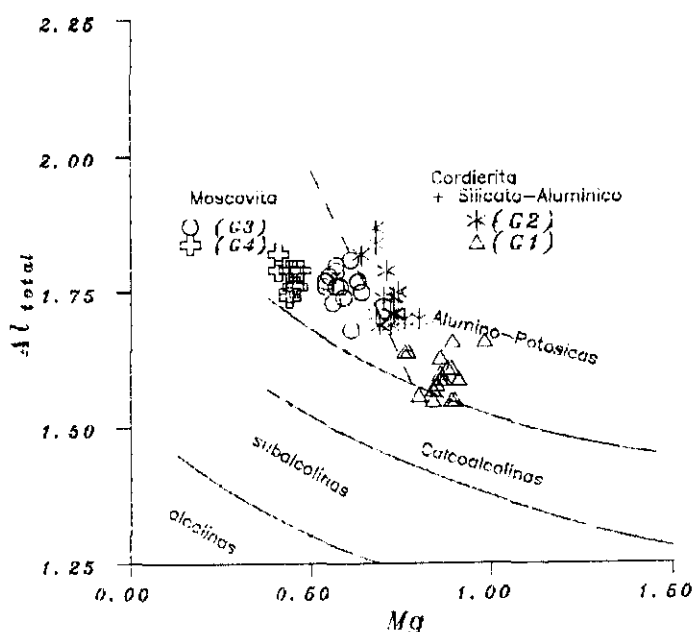


Figura 4.8a.- Diagrama Mg vs Al de Nachit et al (1985) de clasificación de granitos en asociaciones magmáticas en función de la composición de la biotita en el que se proyectan las biotitas de las unidades del primer complejo.

Igualmente, en el mismo diagrama (Fig.4.8b), las biotitas de las unidades del segundo complejo se sitúan en dos sectores distintos. Así, las biotitas correspondientes a la unidad G5 se proyectan en el dominio de los granitoides aluminopotasicos, en el sector donde la biotita coexiste con la cordierita y el silicato aluminico, mientras que, las de la unidad G6 quedan en el mismo dominio, pero en el sector donde la biotita y la moscovita coexisten.

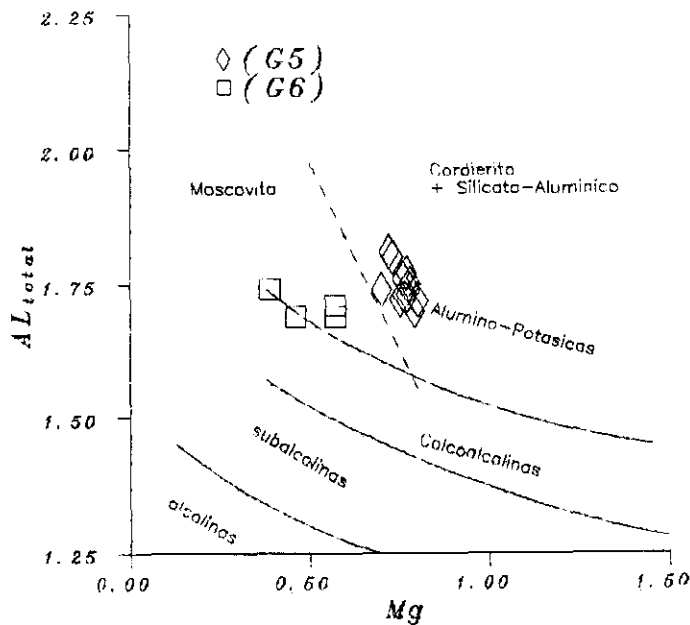


Figura 4.8b.- Diagrama de Nachit et al. (1985) en el que se proyectan las biotitas del segundo complejo.

Por último, de acuerdo con Lalonde y Bernard (1993), las biotitas ricas en Fe^{2+} y Al y pobres en Fe^{3+} , como las que se estudian aquí, son típicas de los granitoides generados en ambientes de colisión.

Condiciones de temperatura y f_{O_2} durante la cristalización

En el diagrama $[\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}]$ de Wones y Eugster (1965), las biotitas de las unidades graníticas del primer complejo se sitúan por debajo de la recta del tampón Ni-NiO, extendiéndose hacia la del tampón $\text{Fe}_2\text{SiO}_4-\text{SiO}_2-\text{Fe}_3\text{O}_4$ (Fig. 4.9). Además, las biotitas de las unidades G2, G3 y G4 se sitúan, casi en su totalidad, por debajo del tampón $\text{Fe}_2\text{SiO}_4-\text{SiO}_2-\text{Fe}_3\text{O}_4$, observándose, en general, un aumento del valor de la relación Fe^{2+}/Mg , mientras que la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ se mantiene prácticamente constante. Por el contrario, las biotitas de las unidades G5 y G6 se sitúan, aunque con cierta dispersión, sobre la recta del tampón $\text{Fe}_2\text{SiO}_4-\text{SiO}_2-\text{Fe}_3\text{O}_4$.

Estas condiciones son muy similares a las de las biotitas de los granitoides de Aregos (Albuquerque, 1973), en las que además, al igual que las aquí estudiadas, el

óxido acompañante es la ilmenita y no la magnetita.

Por otra parte, según Ishihara (1977), la curva tampón Ni-NiO marca el límite entre las biotitas de los granitos de la serie de la magnetita y los de la serie de la ilmenita, por lo que las biotitas del macizo de Cadalso-Casillas de Flores pueden considerarse pertenecientes a granitos de esta última serie.

Por último, Wones y Eugster (1965), proponen un método de cálculo de la T y f_{O_2} de la cristalización de la biotita en el sistema ternario formado por $K(Fe^{2+})_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 - KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 - K(Fe^{3+})_3AlSi_3O_{12}(OH)$. Al aplicar este diagrama a las biotitas aquí estudiadas, los resultados que se obtienen son sólo aproximados, ya que estas biotitas coexisten con ilmenita y no con magnetita, como proponen dichos autores.

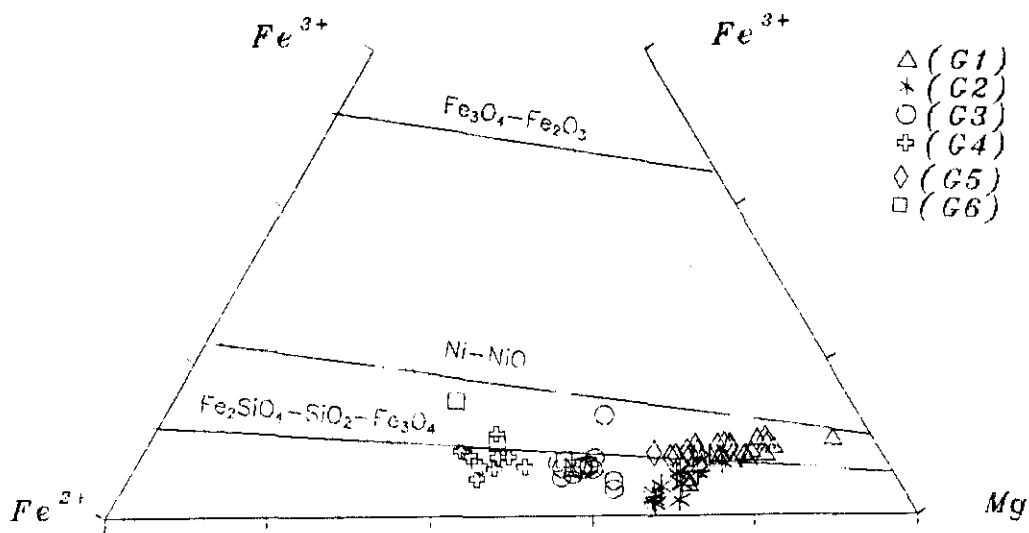


Figura 4.9.- Aplicación del diagrama Fe^{2+} - Fe^{3+} -Mg de Wones y Eugster (1965) a las biotitas de ambos complejos.

Así, al utilizar el diagrama [$\log f_{O_2}$ vs T °C], el valor de la relación

$100 \cdot (\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ y las curvas tampón correspondientes Ni-NiO y Fe_2SiO_4 - SiO_2 - Fe_3O_4 (Fig. 4.10), se obtiene que las biotitas de ambos complejos tienden a condiciones de formación más reductoras y temperaturas moderadamente altas, estando el intervalo del $\log f_{\text{O}_2}$ comprendido entre -14 y -17 y el de la T entre 730°C y 780°C , para una presión de 2070 bares. Además, se observa que ambos valores disminuyen hacia las biotitas de las unidades más evolucionadas.

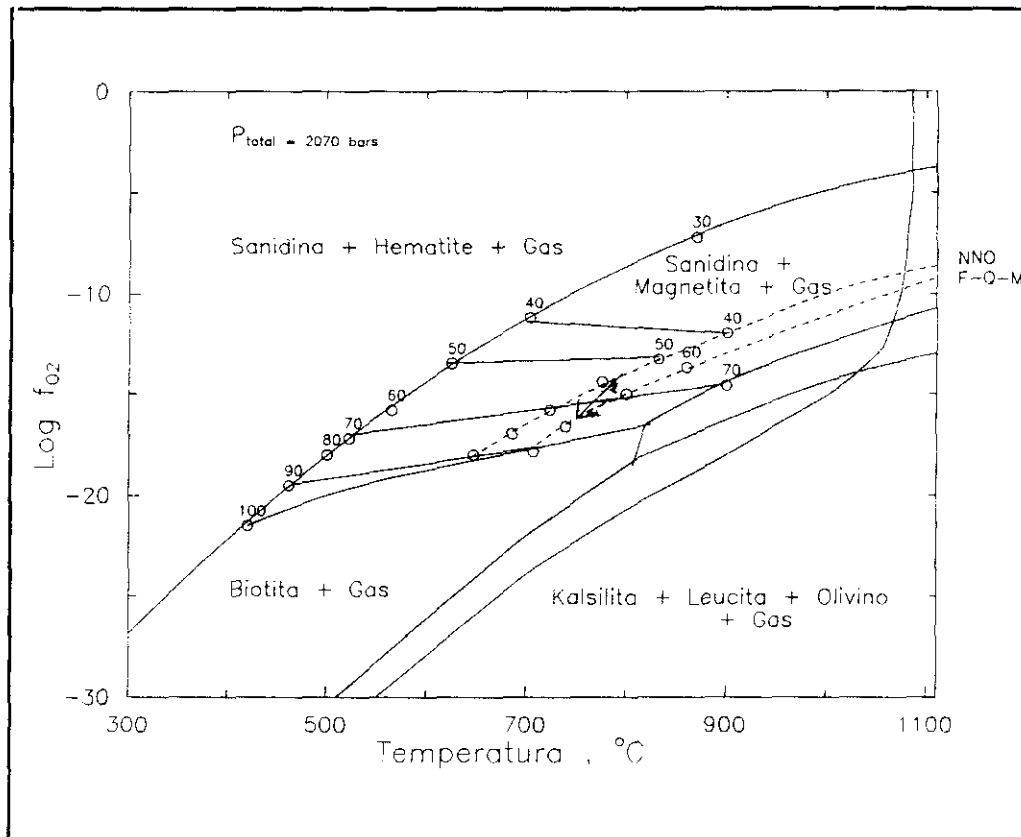


Figura 4.10.- Diagram T °C - $\log f_{\text{O}_2}$ en el que se proyectan los campos aproximados de la f_{O_2} de las biotitas estimados en el diagrama anterior.

En resumen:

- Las unidades graníticas diferenciadas tienen biotitas con diferentes características químicas, siendo el valor de la relación $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ el carácter más diferenciador de las mismas, el cual aumenta desde las biotitas de la unidad G1 a las de la unidad G4, en el primer complejo, y desde G5 a G6, en el segundo.

- ▶ La composición química de las biotitas clasifican el macizo granítico de Cadalso-Casillas como *aluminio-potásico e indican un ambiente geotectónico de colisión*.
- ▶ La relación Al/Mg de las biotitas de todas las unidades graníticas estudiadas indica que éstas cristalizaron a partir de un magma peraluminico, por coexistir con silicatos aluminicos y moscovita.
- ▶ Las condiciones estimadas de T y f_{O_2} en las que se formaron las biotitas de los dos complejos del macizo de Cadalso-Casillas de Flores indican valores de 730-780°C y -14 a -17 respectivamente, a 2070 bares.

4.1.2 Moscovita

En el complejo de Payo, la moscovita está presente en todas las unidades. El contenido varía desde cantidades mínimas, en la unidad de Gata (G1), hasta cantidades importantes en el granito moscovítico de La Alberguería (G4), en el que la moscovita es la mica dominante. Por ello, las moscovitas analizadas pertenecen a todas las unidades, excepto a la G1.

En el complejo de Peñaparda, la moscovita domina sobre la biotita en el granito de la Ermita (G6), mientras que en el granito de Peñaparda (G5) ocurre lo contrario.

Las moscovitas analizadas fueron seleccionadas de acuerdo con una serie de características tales como:

- 1) El estado de alteración supergénica de las muestras.
- 2) La abundancia relativa de la moscovita en la muestra.
- 3) Su tamaño de grano en relación con el del resto de los minerales esenciales.
- 4) Sus formas, terminaciones y relaciones texturales con el resto de los minerales y, especialmente, su contenido en inclusiones.

De esta manera se intentó, en cada unidad granítica, clasificar las moscovitas en

"primarias" y secundarias, siendo, en general, el número de las primeras inferior al de las segundas. Por otra parte, dado que los análisis por microsonda electrónica no proporcionan la relación Fe^{3+}/Fe^{2+} , su cálculo se ha realizado utilizando el método propuesto por Laird y Albee (1981).

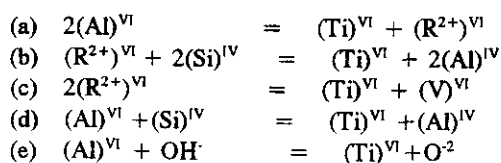
La composición de las micas dioctaédricas se puede definir en función de los términos finales siguientes: *Moscovita* $\rightarrow K(Al_2)^{VI}(AlSi_3)^{IV}O_{10}(OH,F)_2 \rightarrow$ *Paragonita* $\rightarrow Na(Al)_2^{VI}(AlSi_3)^{IV}O_{10}(OH,F)_2 \rightarrow$ *Celadonita* $\rightarrow K(Mg,Fe^{2+})(Fe^{3+},Al)(Si_4)O_{10}(OH)_2$, considerando que existe solución sólida continua entre la moscovita y la celadonita, mientras que entre ésta última y la paragonita la serie es discontinua. Por ello, la variación composicional de las micas blancas (Mu) y su desviación del modelo teórico ideal puede ser el resultado de distintos tipos de sustituciones catiónicas como son:

a) La sustitución Al - Teschermak (fengítica), que consiste en la sustitución de $(Al)^{IV}$ por $(Si)^{IV}$, compensándose la diferencia de cargas por el reemplazamiento de $(Al)^{VI}$ por Fe^{2+} y Mg^{2+} .

b) La sustitución en las posiciones interlaminares puede ser de varios tipos, siendo el más importante la sustitución directa de K^+ por Na^+ , extendiéndose así la solución sólida hacia el término final sódico o paragonita. Por otra parte, el Ca^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} o el H_3O^+ pueden sustituir al K^+ , produciéndose la formación de vacantes. En algunas ocasiones, el K^+ puede ser sustituido por cationes monovalentes como el Rb^+ , Cs^+ , etc.

Además de estos dos tipos de sustituciones, que son las que apartan las micas blancas de la moscovita ideal, existen otros tipos menos importantes como son:

c) La entrada de Ti en la capa octaédrica que, aunque bastante difícil de evaluar por los bajos contenidos en Ti de las micas blancas, puede efectuarse por alguno de los siguientes mecanismos:



d) La sustitución del $(Al)^{VI}$ por Fe^{3+} .

Composición química y fórmula estructural

De acuerdo con los datos químicos (Anexo 1), en las moscovitas de los granitos del primer complejo el número de cationes de Si^{4+} varía entre 3.09 y 3.17, observándose un ligero aumento desde las moscovitas del granito G2 a las del G4. Esta misma pauta se verifica en el número de cationes de Fe^{2+} . Por el contrario, el número de cationes de Ti^{4+} disminuye, no observándose variaciones importantes en el de Al^{+3} y Mg^{2+} .

En las micas blancas de los granitos del segundo complejo, el número de cationes de Si^{4+} oscila entre 3 y 3.11 y los de Fe^{2+} y Mg^{2+} son parecidos en ambas unidades, aunque con mayores variaciones en la unidad G6. En estas moscovitas es de destacar las diferencias que presentan en Al y Ti, siendo el primero más alto en las moscovitas de la unidad G5, y el segundo (Ti) en las de la unidad G6.

Análisis de las sustituciones catiónicas

Sustitución fengítica

La efectividad de este tipo de sustitución se puede evaluar a partir del diagrama triangular $[(Mg+Fe_T) - (Al^{IV}) - (Al^{VI})]$ de Guidotte (1984), o del diagrama binario $[Fe+Mg \text{ vs } Si]$.

En el primero (Fig.4.11a), las moscovitas de las unidades del primer complejo se sitúan próximas al polo de la moscovita pura, sobre o muy cerca de la línea moscovita-ferrimoscovita, y muy por debajo de la línea ferrimoscovita - fengita. Según se observa en esta figura, la sustitución Tschermak no es efectiva en las moscovitas del primer complejo. Además, la extensión de la solución sólida hacia la ferrimoscovita supondría la sustitución de Al^{VI} por Fe^{3+} . Igualmente, las moscovitas del segundo complejo se proyectan también muy próximas al polo de la moscovita pura (Fig. 4.11b), en el diagrama triangular $[(Mg+Fe_T) - (Al^{IV}) - (Al^{VI})]$ y, como en el caso de las moscovitas del primer complejo, casi sobre la línea moscovita-ferrimoscovita.

En el diagrama binario $[Fe+Mg \text{ vs } Si]$ (Fig.4.12a), las moscovitas del primer

complejo quedan por encima de la línea que representa la sustitución Tschermakita ideal, y aunque existe un progresivo enriquecimiento en Si en ellas, en el sentido de la evolución, el déficit de cargas en la capa tetraédrica no es compensado por la sustitución del Al^{VI} por $Fe+Mg$ en la capa octaédrica. Igualmente, en el diagrama $[Fe+Mg \text{ vs } Si]$ (Fig. 4.12b), las moscovitas del segundo complejo quedan por encima de la línea que representa la sustitución Tschermakita ideal, lo que hace pensar que dicha sustitución tampoco es efectiva.

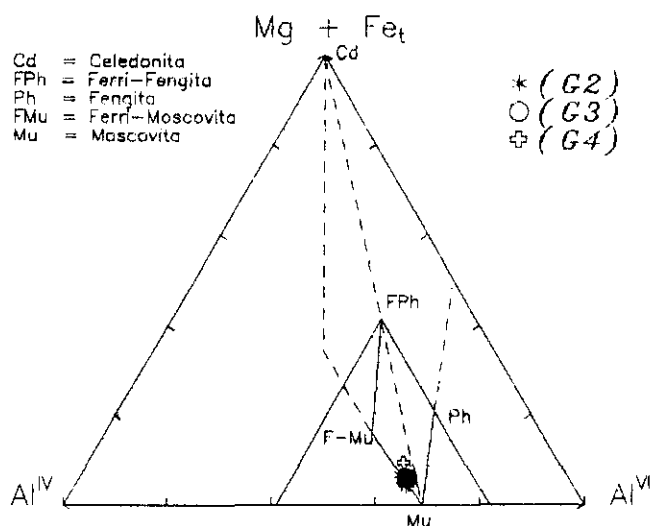


Figura 11a.- Diagrama $Fe+Mg-Al^{VI}-Al^{IV}$ de Guidotte (1984) aplicado a las moscovitas del primer complejo.

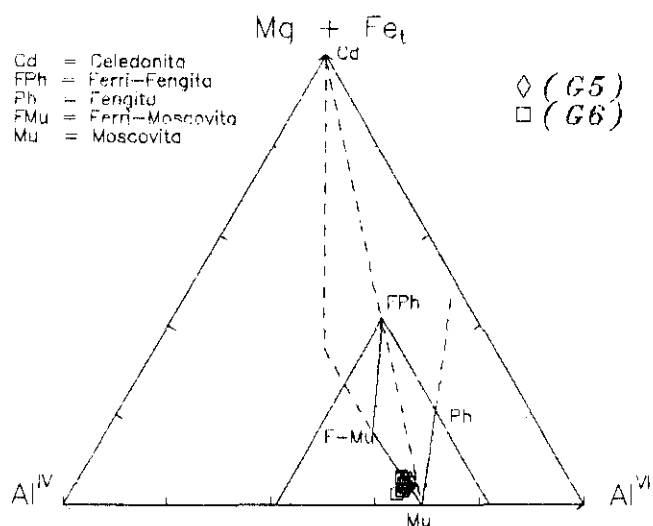


Figura 4.11b.- Diagrama $Fe+Mg-Al^{VI}-Al^{IV}$ de Guidotte (1984) aplicado a las moscovitas del segundo complejo.

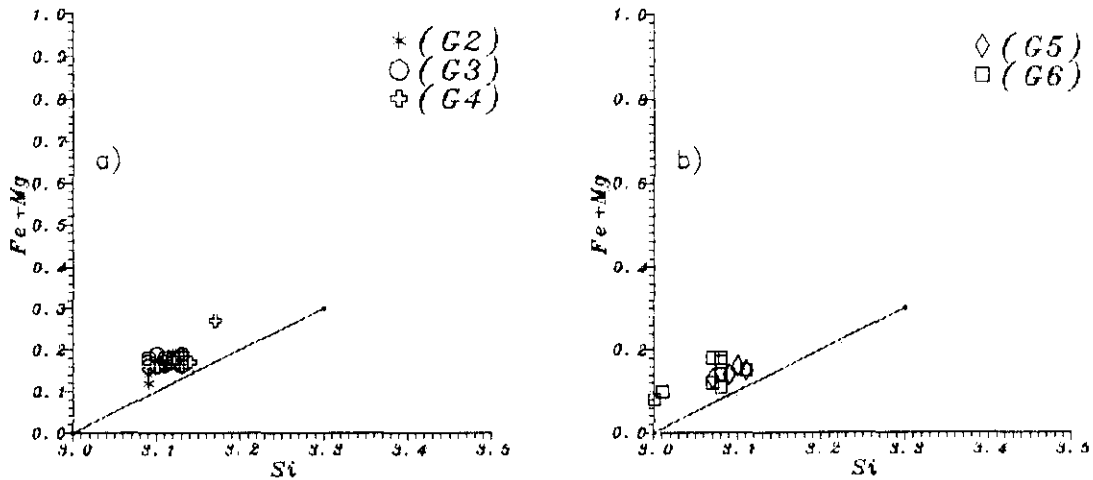


Figura 4.12a y b.- Representación de Fe+Mg vs Si de las moscovitas del primer (a) y segundo (b) complejo.

Además, como se observa en ambos diagramas triangulares, la solución sólida no se extiende hacia la fengita, sino hacia la ferrimoscovita, lo que sugiere, de acuerdo con Monier y Robert (1986), que estas moscovitas, en su mayor parte, cristalizaron a temperaturas cercanas a los 600°C. Esta estimación está basada en que, según dichos autores, el componente fengítico en las micas blancas es mínimo entorno a dicha temperatura.

Sustituciones interlaminares.

El número de cationes teóricamente asignado a la posición interlaminares es 1 a 11 oxígenos. Sin embargo, en todas las moscovitas analizadas este valor es siempre <1. Esta deficiencia se debe a una o a varias de las sustituciones ya citadas, cuya evaluación es imposible con los datos disponibles, salvo el del K por Na.

Así, en el diagrama $[K^+ \text{ vs } Na^+]$ (Fig.4.13a), las moscovitas del primer complejo presentan una excelente correlación negativa entre ambos elementos, mientras que, por el contrario, en las moscovitas del segundo complejo se observa una gran dispersión de los datos (Fig.4.13b).

La entrada de Ti en la capa octaédrica.

La falta de correlación entre los pares (Ti, Al^{IV}) y (Ti, R²⁺) en las moscovitas del primer complejo (Fig.4.14a y e) hace pensar que los mecanismos correspondientes no son los responsables de la entrada de Ti en la estructura de estas micas. Por otra parte, la existencia de una ligera correlación negativa entre el par Ti-Al^{VI} (Fig.4.14c) sugiere que este tipo de sustitución puede ser más efectiva aunque no responde por todo el Ti presente en estas moscovitas.

En las moscovitas del segundo complejo se observa un comportamiento similar a las del primero. Es decir, la falta de correlación entre los pares (Ti, Al^{IV}) y (Ti, R²⁺) (Fig.4.14b y f) y una ligera correlación negativa aunque con mayor dispersión que en el primer complejo, entre el par Ti-Al^{VI} (Fig.4.14d). Por ello, cabe pensar en otros mecanismos no invocados para justificar la entrada de Ti en la estructura de estas moscovitas.

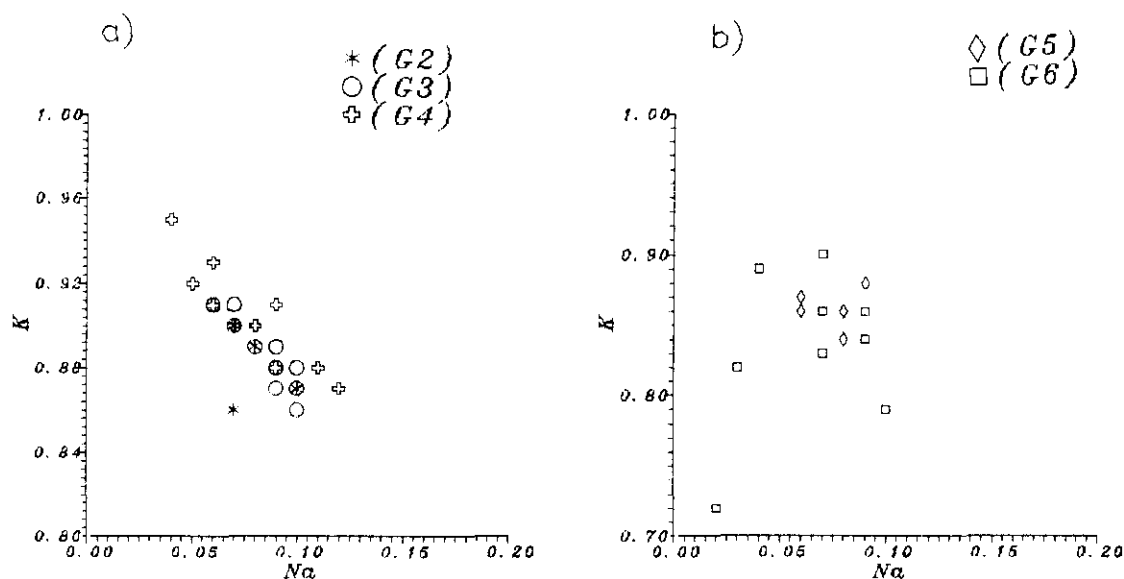


Figura 4.13a y b.- Representación del Na frente al K en las moscovitas del complejo de Payo (a) y de Peñaparda (b).

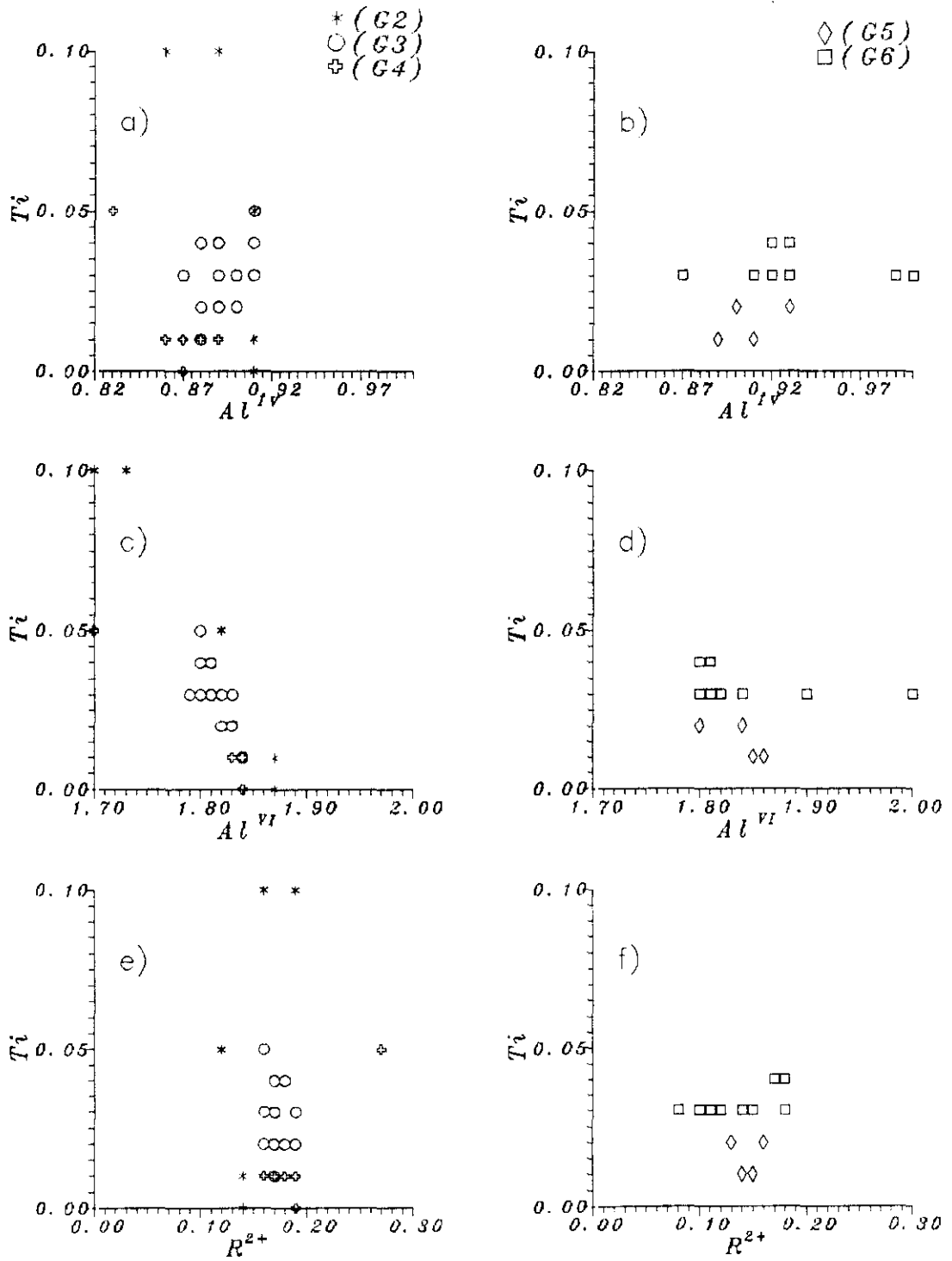


Figura 4.14a-f.- Representación del Ti frente a Al^{IV} , Al^{VI} y (R^{2+}) de las moscovitas del primer (a, b y c) y segundo complejo (d, e y f).

La sustitución del Al^{VI} por Fe^{3+} .

Al no ser conocida la cantidad de Fe^{3+} , no se puede evaluar dicha sustitución. No obstante, la falta de correlación entre el Al^{VI} y el Fe^{3+} calculado (Fig.4.15a), puede ser indicativa de la poca efectividad de la sustitución de Al^{VI} por Fe^{3+} .

Igualmente, las moscovitas del segundo complejo presentan el mismo comportamiento (Fig.4.15b), por lo que también puede decirse que esta sustitución tampoco es efectiva en estas moscovitas.

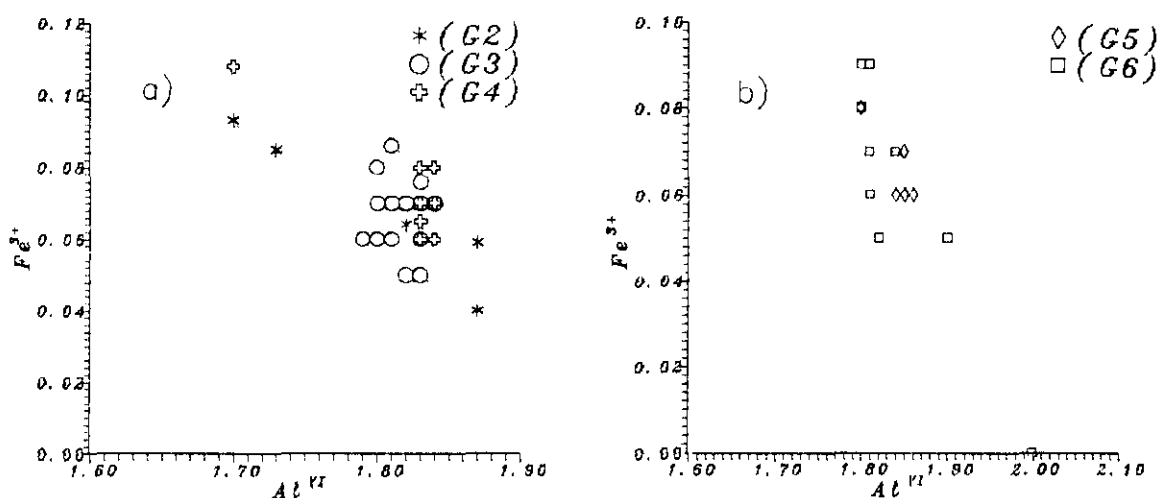


Figura 4.15a y b.- Representación del Fe^{3+} teórico frente al Al octaédrico en las moscovitas del primer (a) y segundo complejo (b)

Condiciones físico-químicas de formación

El esclarecimiento del origen magmático o "subsólido" de la mica blanca en rocas ígneas, especialmente en granitoides, y la relación existente entre su origen y composición química han sido el eje principal de los trabajos realizados por diversos autores a lo largo de los últimos quince años (Miller et al., 1981; Leroy y Cathelineau, 1982; Monier et al., 1984; Speer, 1984; Monier y Robert, 1986 y Borodina y Fershtater, 1988).

Los criterios utilizados por estos autores para determinar el origen de la

moscovita son de diversa índole y pueden resumirse de la siguiente manera:

Texturales: son los criterios clásicos utilizados en petrografía, entre los que destacan el tamaño, la forma y la relación del mineral problema con el resto de los minerales de la roca, así como el estado de alteración de la misma.

Paragenéticos: la presencia de moscovita magmática es típica de granitos peraluminicos y, por tanto, suele estar asociada a otros minerales aluminicos como biotitas muy aluminicas, silicatos aluminicos, cordierita, turmalina etc.

Petrogenéticos: la moscovita magmática es característica de plutones ricos en H₂O y consolidados a unas profundidades tales que las condiciones de presión y temperatura permiten su formación. De forma tradicional, la presencia de moscovita magmática en rocas graníticas se ha considerado como un indicador de la composición peraluminica del magma, estimándose que su cristalización se produce a presiones no inferiores a 3 ó 4 Kb (11-15Km). No obstante, muchos autores han indicado la presencia de moscovitas primarias en plutones emplazados a profundidades entre 5 y 10 Km (Benoit, 1971; Nelson y Sylvester, 1971; Banks, 1977; Swanson, 1978; Sylvester et al., 1978; Bradfish, 1979 y Anderson y Rowley, 1981). Además, los últimos autores concluyeron que la moscovita por ellos estudiada se formó a partir de un magma granodiorítico y a una presión de 2Kb (7.6 Km).

Químicos: no existe un acuerdo generalizado en la utilización del conjunto de los criterios para determinar el origen de la moscovita, ya que los resultados hasta ahora obtenidos no son del todo concluyentes. No obstante, los criterios más fiables son los *químicos*, apoyados en experiencias de síntesis. Por ello, autores como Miller et al. (1981) y Monier et al. (1984) consideraron que el contenido en Ti de la moscovita puede emplearse para discernir entre su origen primario o secundario. Por esta razón, los criterios químicos serán los que con mayor énfasis se traten aquí.

La aplicación de los criterios mencionados a las moscovitas existentes en las unidades graníticas del macizo Cadalso-Casillas de Flores ha proporcionado los siguientes datos:

De acuerdo con los criterios texturales, la moscovita de las unidades G2, G3 y

G4 puede considerarse, sólo en parte, magmática. Además, la cantidad de este tipo de moscovita, cuyas características texturales han sido descritas en el capítulo anterior, aumenta desde G2 hasta G4.

Igualmente, en las unidades del segundo complejo, parte de la moscovita presenta características texturales que apuntan a un origen magmático, aunque en la unidad G6 ha sido bastante difícil discernir si esta mica es magmática o secundaria. Esto ha sido debido a que, aún presentándose en varias formas, está afectada por un proceso generalizado de fibrolitización que altera sus formas y relaciones texturales.

Respecto a los criterios paragenéticos, se puede decir que la presencia de biotita muy aluminica, cordierita aunque pseudomorfizada, abundante andalucita, considerada ortomagmática en ambos complejos, y turmalina tardimagmática indica, por un lado, la peraluminosidad de los magmas generadores de dichos complejos graníticos y, por otro, la asociación paragenética adecuada para la presencia de moscovita magmática.

Los criterios petrogenéticos aquí utilizados han sido, por un lado, el diagrama ternario [Al - M^{2+} - Si] de Monier y Robert (1986), que permite conocer el grado de sustitución fengítica y la temperatura mínima de cristalización de la moscovita a 2 Kb, y por otro, el punto de intersección entre la curva de la estabilidad de la moscovita y la del "solidus" granítico, en función de la presión y la temperatura.

Al proyectar las moscovitas de los dos complejos graníticos sobre el primer diagrama (Fig.4.16a y b), se observa que casi todas se sitúan cerca de la moscovita pura, con un grado de sustitución mínima. Respecto a la temperatura de formación de las moscovitas del primer complejo se puede estimar que está comprendida entre 500 y 550°C, mientras que la temperatura de las moscovitas del segundo complejo estaría comprendida entre 500 y 600°C, e incluso más alta para algunas muestras de la unidad G6.

La determinación del punto de intersección entre la curva de estabilidad de la moscovita y la del solidus granítico es más complicada, ya que la segunda puede variar paralelamente a las escalas de presión y temperatura, dependiendo de la presencia de elementos termodepresores como B, F, Li, P etc. Igualmente, la primera curva puede

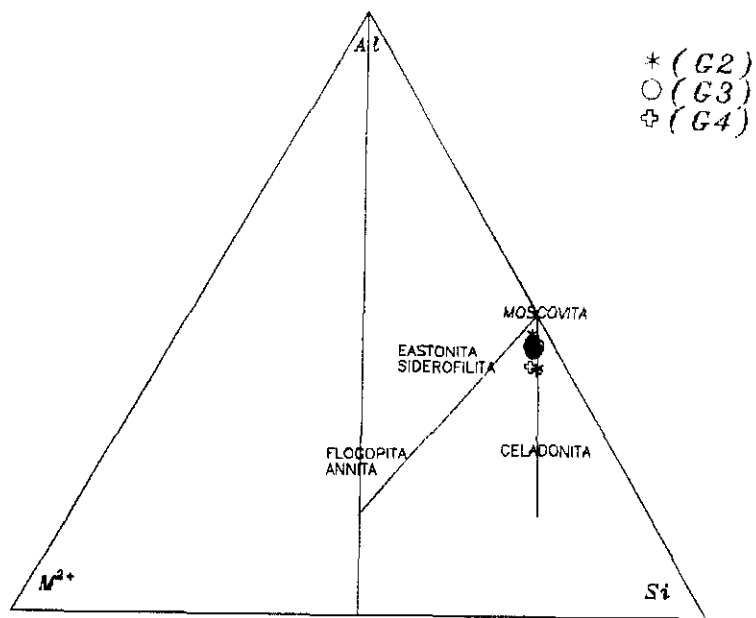


Figura 4.16a.- Diagrama Al-M²⁺-Si de Monier y Robert (1986) aplicado a las moscovitas del primer complejo.

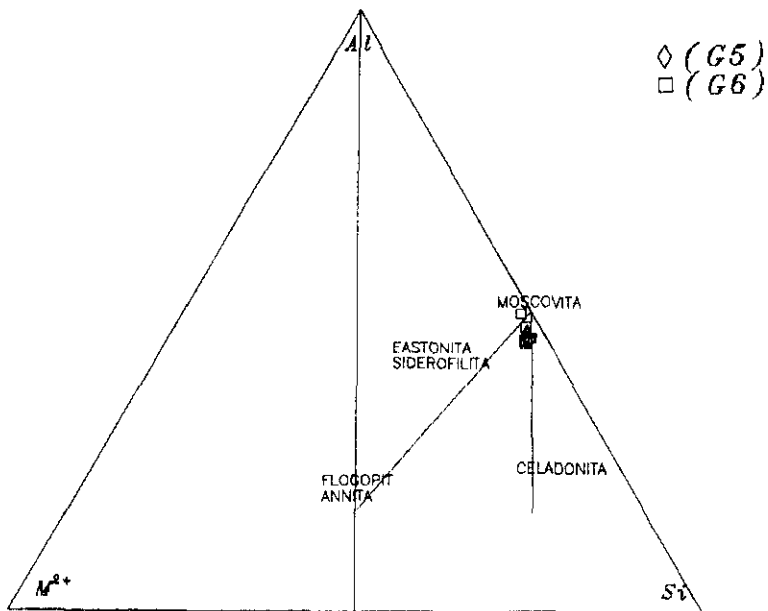


Figura 4.16b.- Diagrama Al-M²⁺-Si de Monier y Robert (1986) aplicado a las moscovitas del segundo complejo. Al = Al^{IV} + Al^{VI}; M²⁺ = Fe o Mg.

puede ser modificada también por las variaciones composicionales de la moscovita. No obstante, de acuerdo con la (Fig.4.17), la curva del fundido granítico puede situarse en el campo de estabilidad de la andalucita, en el intervalo comprendido entre la curva correspondiente al 1% Li_2O y la curva BV, mientras que la curva correspondiente a la estabilidad de la moscovita puede situarse entre las curvas A y C. En consecuencia, se puede decir que, para una presión inferior a 2Kb, la moscovita, la andalucita y el fundido granítico pueden estar en equilibrio y, por lo tanto, coexistir en un intervalo de temperaturas comprendido entre 580 y 680 °C, aproximadamente.

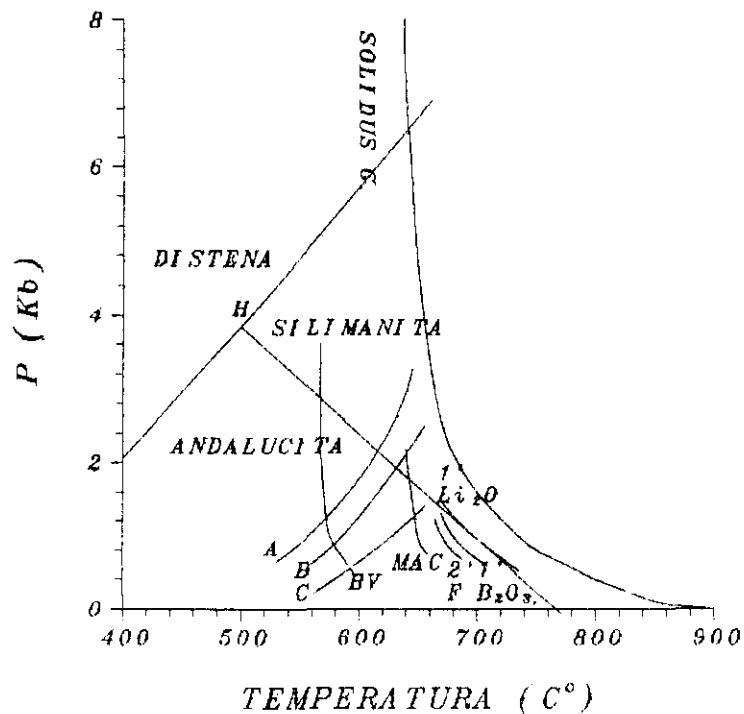


Figura 4.17.- Diagrama P-T en el que se representa:

- A= Curva de estabilidad de la moscovita rica en OH según Chatterje y Johannes (1974).
- B y C= Curvas de estabilidad de F-moscovita de Macusani glass Pichavant et al. (1987).
- BV= Solidus saturado en H_2O de Beauvoir granite Boher et al. (1987) y Pichavant et al. (1987).
- H= Punto triple de los silicatos aluminicos Holdaway (1971).
- Li_2O , F, B_2O_3 = Temp. min. del liquidus en el sistema Q-Ab-Or- H_2O , con Li, F y B añadidos Manning et al. (1984).
- Mac= Curva del liquidus saturado en H_2O de Macusani glass London et al. (1986) y Boher et al. (1987).

Por lo que se refiere a los criterios cristalquímicos, el diagrama ternario [Mg-Na-Ti] de Miller et al., (1981) permite distinguir las moscovitas primarias de las

secundarias. Así, al representar sobre dicho diagrama las moscovitas del primer (Fig.4.18a) y segundo complejo (Fig.4.18b), se observa lo siguiente: a) en ambos casos, las moscovitas se sitúan en el dominio de las moscovitas primarias, a excepción hecha de algunas muestras correspondientes a las unidades G2 y G4; b) en el primer complejo, las moscovitas más ricas en Ti son las correspondientes al granito G2 y las más pobres las de G4, quedando las de la unidad G3 entre ambos, disposición que es coherente con el "trend" evolutivo observado desde la unidad G2 a la G4; y c) todas las moscovitas del segundo complejo se proyectan en el campo de las moscovitas magmáticas, quedando claramente diferenciadas las muestras de cada unidad. Las moscovitas de la unidad G6 son más ricas en Ti y más pobres en Na⁺ que las de la unidad G5.

Igualmente, utilizando el diagrama ternario [Fe₂O₃ - MgO - TiO₂] de Monier et al. (1984), se observa que las moscovitas del primer complejo (Fig.4.19a), se sitúan en el dominio de las moscovitas primarias, observándose más claramente la separación entre ellas y el sentido de la evolución. Así, las moscovitas de G2 están más próximas al vértice de TiO₂, las de G3 en posición intermedia y las de G4 cercanas al vértice de Fe₂O₃.

Las moscovitas del segundo complejo (Fig.4.19b), están situadas, en su totalidad y al igual que en el diagrama de Miller et al. (1981), en el campo de las moscovitas primarias. No obstante, conviene apuntar aquí que las moscovitas de G6, considerada como la unidad más evolucionada, son más ricas en Ti que las de la unidad G5. Este hecho puede indicar quizás lo ya señalado por Monier (1987), quien observó que si bien el contenido de Ti de las moscovitas primarias disminuía al descender la temperatura, en las moscovitas subsólidas el contenido en este elemento aumentaba al descender la temperatura. Según esta observación, casi todas las moscovitas de la unidad G6 serían postmagmáticas. No obstante, basándose en los datos químicos de roca total y de los minerales accesorios, en los que se observa un comportamiento anómalo de la mayor parte de los elementos químicos en las unidades G5 y G6, no existen razones para que el Ti sea una excepción. Además, las moscovitas de la unidad G6 son las de mayor temperatura estimada y las más ricas en minerales accesorios, por lo que podrían considerarse de cristalización magmática.

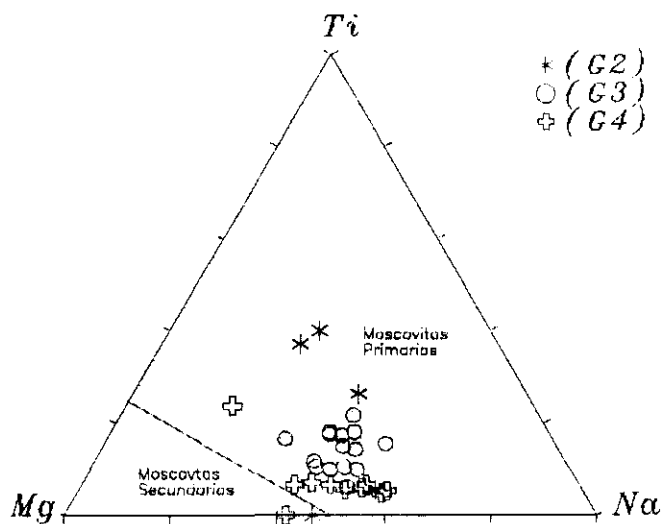


Figura 18a.- Diagrama Mg-Ti-Na de Miller et al. (1981) aplicado a las moscovitas del primer complejo.

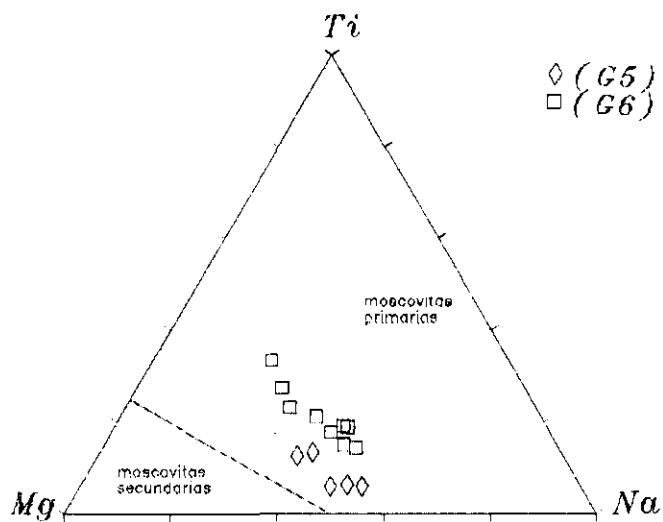


Figura 4.18b.- Diagrama Mg-Ti-Na de Miller et al. (1981) aplicado a las moscovitas del segundo complejo.

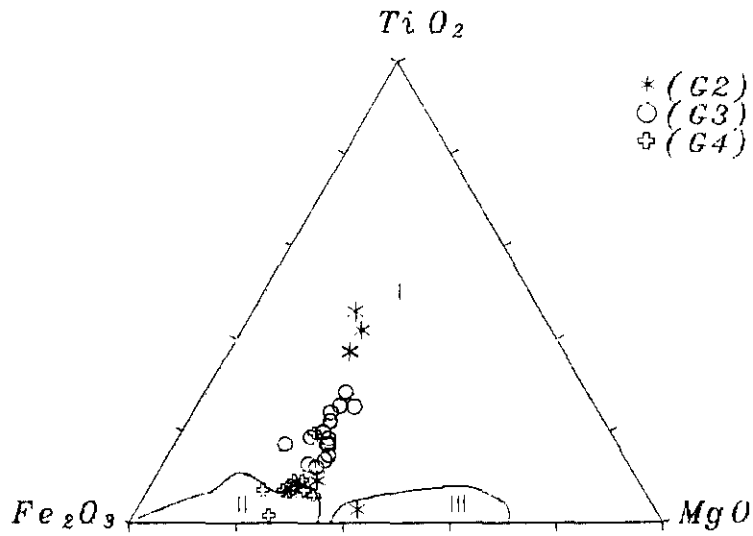


Figura 4.19a.- Diagramas TiO_2 - Fe_2O_3 - MgO de Monier et al. (1984) en el que se representan las moscovitas del primer complejo.

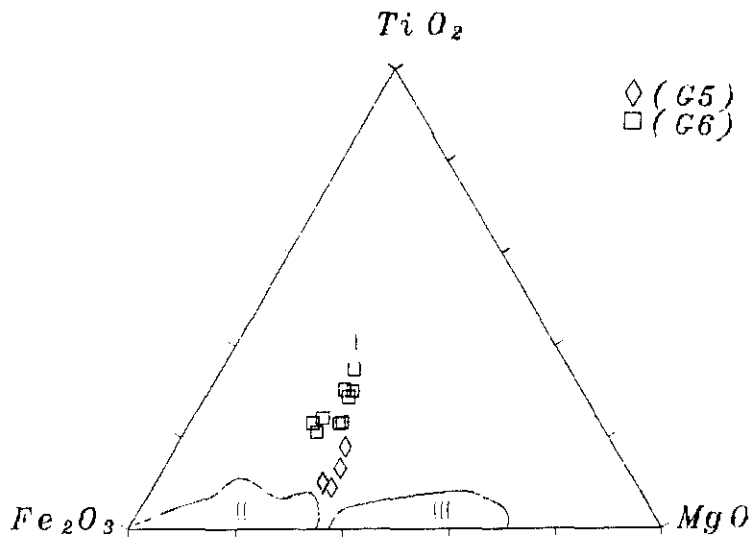


Figura 4.19b.- Diagramas TiO_2 - Fe_2O_3 - MgO de Monier et al. (1984) en el que se representan las moscovitas del segundo complejo.

Por último, Monier et al. (1984) distinguieron tres generaciones de moscovita según el valor de la relación $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$: las magmáticas, con valores entre 0,06 y 0,12; las tardi-postmagmáticas, con valores entre 0,01 y 0,07 y las hidrotermales, con relaciones $< 0,04$. Según este criterio, las moscovitas de las unidades G2, G3 y G4 pueden considerarse magmáticas, ya que presentan, en su mayoría, valores superiores a 0,07. Ocurre lo mismo con las moscovitas de la unidad G5, con valores superiores al 0,07. Por el contrario, las moscovitas correspondientes a la unidad G6 presentan valores que se reparten entre las magmáticas, las tardi-postmagmáticas y las hidrotermales.

En resumen:

De acuerdo con los criterios texturales, la moscovita magmática está presente en la mayoría de las unidades graníticas estudiadas.

- ▶ La asociación paragenética en la que la moscovita se encuentra y la peraluminosidad de los magmas generadores de estos granitos son características adecuadas para que la moscovita sea de cristalización magmática.
- ▶ Según los diagramas $(\text{Mg}+\text{Fe}-\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{VI}})$ y $(\text{Al}-\text{M}^{2+}-\text{Si})$, las micas blancas estudiadas son moscovitas casi puras, con sustituciones fengíticas despreciables. Esto podría apuntar, según Monier y Robert (1986), hacia temperaturas de formación cercanas a los 600°C . Además, en el segundo diagrama, la mayor parte de las moscovitas estudiadas marcan temperaturas superiores a 550°C , a 2Kb de presión, lo que coincide "grosso modo" con las condiciones de presión y temperatura deducidas a partir del diagrama P-T de la Fig. 17.
- ▶ En los diagramas triangulares $(\text{Ti}-\text{Mg}-\text{Na})$ y $(\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO})$, las moscovitas estudiadas se proyectan como moscovitas magmáticas, y se alinean según un claro "trend" evolutivo, de acuerdo con su contenido en Ti. Esta disposición sería, en principio, imposible si las moscovitas fuesen secundarias.
- ▶ La relación $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ es mayor de 0,07 en más del 75% de las moscovitas analizadas, por lo que, de acuerdo con Monier et al. (1984), pueden considerarse como moscovitas magmáticas.

4.2 MINERALES ACCESORIOS

Este apartado se ha dedicado al estudio de los minerales accesorios con el fin de conocer la asociación paragénética, su comportamiento geoquímico, su composición química, la variación de dicha composición con la evolución magmática y la distribución mineralógica de elementos como las TR, el Th y el U. Este último objetivo es fundamental para interpretar los espectros de las TR y determinar la distribución del U y Th a escala del macizo.

La existencia y el comportamiento de los minerales accesorios en rocas graníticas se explica por la concurrencia de varios parámetros físico-químicos, entre los que destacan los siguientes:

- a) El tipo de magma granítico (peraluminico, metaluminico o peralcalino).
- b) La actividad del Si y del Ca en el fundido. La actividad del primero afecta a los silicatos de Zr y Th, mientras que la del segundo pone el límite entre la cristalización de la monacita y la allanita. Además, el Ca regula el comportamiento del P_2O_5 y, por consiguiente, la cristalización del apatito.
- c) El índice de aluminosidad y, concretamente, la relación Al/Ca del magma. Este índice controla la formación de la esfena y la allanita en magmas con valores Al/Ca bajos, mientras que la monacita es característica de magmas con valores altos. Es decir, el contenido alto en Ca favorece la formación de esfena y allanita, mientras que la monacita se forma en magmas con contenidos bajos en Ca (Lee y Dodge, 1964; Cuney y Friedrich, 1987).
- d) El contenido en elementos traza del magma, como son las TR, Th, U, Y, Zr, Nb y Ta, cuyos coeficientes de reparto son muy bajos para los minerales esenciales de las rocas graníticas peraluminicas. Por ello, en la mayoría de los casos, estos elementos son fraccionados, como mayoritarios, en los minerales accesorios.
- e) La f_{O_2} y la relación U/Th controlan, por un lado, la formación de ilmenita o magnetita y, por otro, la formación de la uraninita, uranotorita y torianita.

f) El contenido en volátiles del magma, como son el Li, F, B, etc, que afecta, en general, a la solubilidad de los minerales accesorios en los magmas graníticos.

4.2.1 Minerales accesorios del complejo de Payo

En este complejo, la asociación de minerales accesorios está constituida por monacita, ilmenita, allanita, apatito, circón, xenotima, uraninita, esfalerita, pirita, loellingita, calcopirita, arsenopirita, cobaltita, turmalina y andalucita, asociación que es característica de los "granitos peraluminicos e hipocalcicos" del Macizo Hercínico Europeo (Cuney et al. 1979; Pagel, 1981 & 82; Cuney y Friedrich, 1987). Esta asociación mineral es también similar a la observada en los granitos del área Viseu Guarda, en Portugal (Pagel, 1979), a cuya prolongación, hacia España, pertenecen las rocas aquí estudiadas.

Los minerales accesorios mencionados serán tratados con mayor o menor detalle dependiendo de la información disponible, siendo los aspectos a tratar los siguientes: la composición química, su variación a lo largo de la evolución del complejo, su comportamiento geoquímico, sus implicaciones petrogenéticas y los procesos postmagmáticos que los afectaron.

4.2.1.1 Monacita

Es un miembro de una serie de minerales monoclinicos que incluye a la cheralita $(Ca, Ce, Th)(P, Si)O_4$ y a la huttonita $(ThSiO_4)$. Su fórmula general es ABO_4 , en la que A representa a las TR, Th, U y Ca; y B al P y Si (Bowles et al., 1980 y Fleischer, 1987).

Composición química

La composición química semicuantitativa de los cristales de monacita analizados en muestras de las cuatro unidades de este complejo y de los afloramientos de La Fuente del Espinar (G7B) está recogida en la Tabla 4.1.

De acuerdo con estos datos, la composición química de la monacita es casi constante en las unidades principales del primer complejo (G1 a G4). Sin embargo, la

monacita de los afloramientos de La Fuente del Espinar (G7B) es ligeramente más rica en CaO y Th, y más pobre en TRL. Además, la mitad de las monacitas analizadas de dicho afloramiento contienen U, mientras que en todas las monacitas restantes, el contenido en U está por debajo del límite de detección de la técnica analítica empleada (EDX).

Comportamiento geoquímico

Para el estudio del comportamiento de la monacita se ha considerado, por un lado, la etapa magmática y, por otro, la postmagmática.

Tabla 4.1.
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS MONACITAS DE LAS UNIDADES DEL PRIMER COMPLEJO.

Óxidos	G1				G2	G3	G4	G7B			
P ₂ O ₅	34.8	34.5	34.4	34.6	34	36.5	34.6	34	35.8	27.4	35
CaO	1.2	1.4	1.1	1.2	1.2	1.27	1.5	1.7	2.8	1.5	2.2
Ce ₂ O ₃	29.3	29.6	26.8	30.1	29.5	29.9	30.3	26.5	24.4	33	25
La ₂ O ₃	13.9	13.6	12.7	14	14.7	14.3	16.4	11.1	10.3	16	11
Nd ₂ O ₃	13.3	12.5	12.2	12.4	13.3	12	9.8	10.8	10.5	13.4	12
ThO ₂	6.5	7.4	4.1	6.85	7.2	5.8	7.1	13.4	9.19	6.6	8
UO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	6,6	-	6
SiO ₂	-	-	4.7	-	-	-	-	-	0.8	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	2	-	-	-	-	-	0.5	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-
SO	-	0.38	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-

La monacita, durante la etapa magmática de los granitos peraluminicos e hipocálcicos como los aquí estudiados, tiene una solubilidad muy baja (Montel, 1985), por lo que su diferenciación es precoz. De esta manera, la concentración de este mineral tiende a disminuir a medida que aumenta la diferenciación del granito. Por otra

parte, autores como Rapp y Watson (1986), Yurimoto et al. (1990) y Montel (1993) indicaron que la solubilidad de este mineral decrece con el descenso de la temperatura y con el aumento del contenido en SiO_2 del magma. De acuerdo con estas ideas, en un conjunto de rocas graníticas cogenéticas, como parece ser el complejo de Payo, se podría esperar una disminución del contenido en monacita hacia las unidades graníticas más evolucionadas.

En efecto, el estudio mediante microscopía óptica y electrónica de barrido ha puesto de manifiesto una disminución del contenido en monacita desde las unidades menos a las más diferenciadas. Además, de acuerdo con los análisis químicos, se observa que casi la totalidad de las (TRL) y del (Th) están incorporados en dicho fosfato, descendiendo así, con la evolución, el contenido en dichos elementos en la roca, tal y como plantearon Mettfehltdt y Miller (1983), Cathelineau (1987) y Watt y Harley (1993).

Por otra parte, la presencia de la monacita como inclusión en algunos minerales accesorios y en todos los minerales esenciales, indicaría la cristalización continuada de este fosfato a lo largo de la evolución magmática.

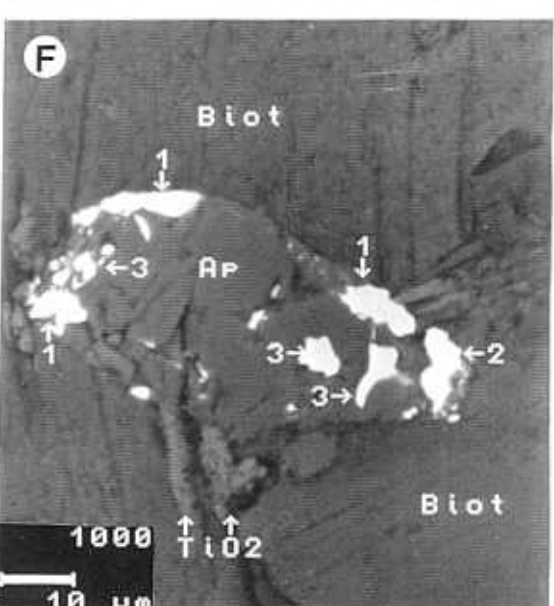
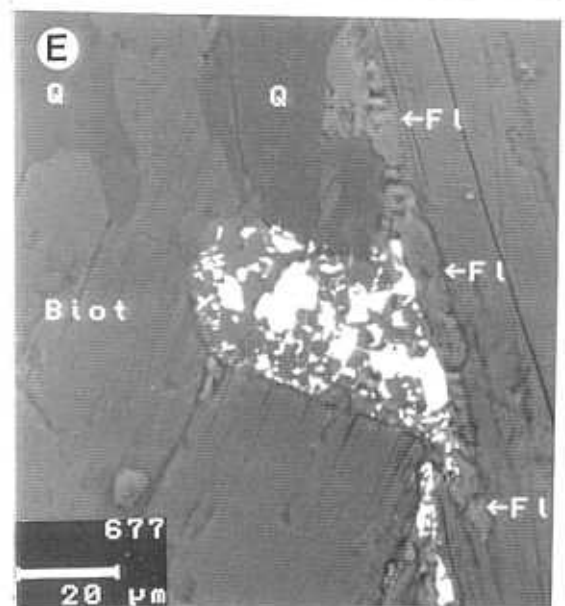
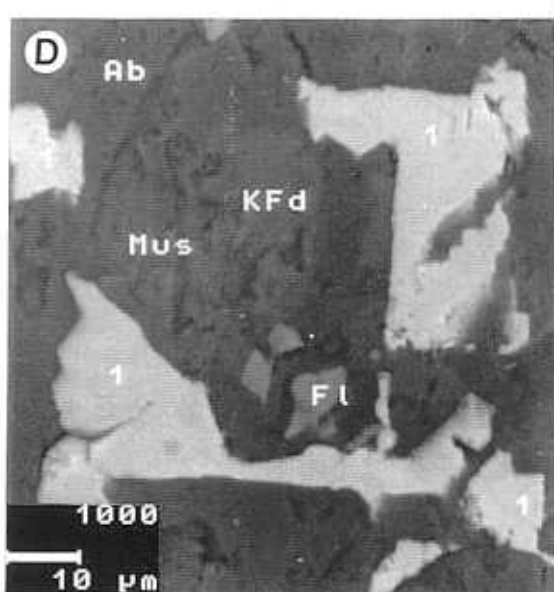
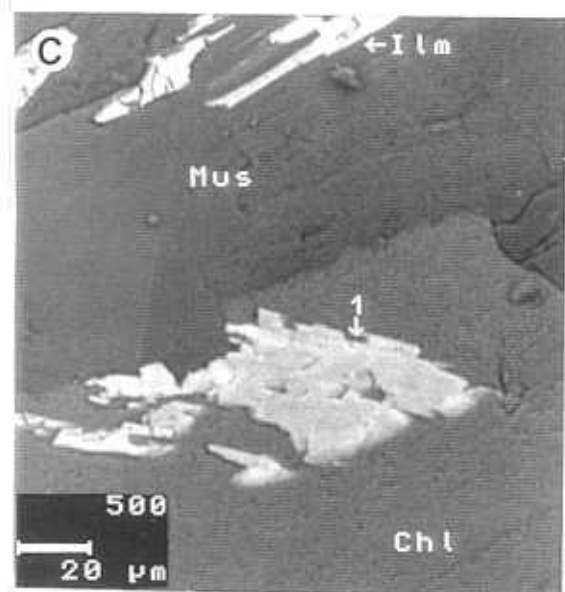
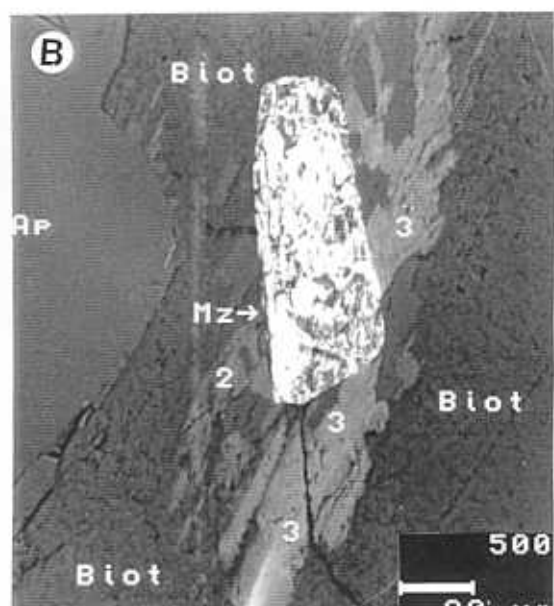
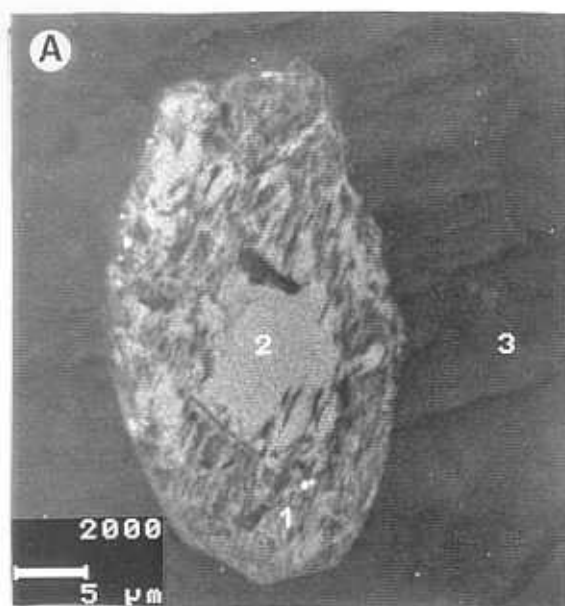
Igualmente, el contenido teórico en monacita de las cuatro unidades más importantes de este complejo (Tabla 4.2), calculado teniendo en cuenta la composición

Tabla 4.2.
CONTENIDO TEÓRICO EN MONACITA.

Unidad	PPM
G1	254
G2	174
G3	131
G4	110
G7B	54

LÁMINA 4.1

- A) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita cloritizado (3) que incluye un cristal parcialmente alterado de monacita (centro de la imagen). (1) Zona alterada donde destaca el aspecto esponjoso de la parte alterada del cristal de monacita y (2) parte inalterada del mismo cristal.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (Biot) en contacto con apatito (Ap). El cristal de biotita incluye otro de monacita (1) alterado. En las inmediaciones de la monacita se observa allanita (2 y 3). La distinta numeración de los cristales de allanita obedece a la existencia de ligeras diferencias en su composición.
- C) Imagen de electrones retrodispersados de clorita (Chl) ilmenita (Ilm) y moscovita (Mus). Destaca la presencia de allanita (1) incluida en la clorita. Esta allanita puede representar el caso extremo de la alteración de la monacita observada en la imagen anterior.
- D) Imagen de electrones retrodispersados de feldespato potásico (KFd), albita (Ab) y moscovita (Mus). Destaca la presencia de allanita (1) asociada a fluorita (Fl) en la zona de alteración.
- E) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (Biot) parcialmente cloritizada, cuarzo (Q) y fluorita (Fl). Obsérvese la presencia de un cristal de monacita alterado en el centro de la imagen. En este cristal, los restos de color blanco están compuestos por monacita y complejos fosfatados de Th, mientras que, las zonas con tonos grises son de apatito.
- F) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de biotita (Biot) y óxidos de Ti (TiO_2). Destaca la presencia en el centro de la imagen de restos (3) de un cristal de monacita alterada a apatito (Ap) y compuestos complejos de Th (1 y 2). A diferencia de la imagen anterior, el apatito cubre la mayor parte de la superficie del cristal precursor, por lo que puede ser un caso más avanzado de alteración.



química de las monacitas analizadas, el contenido en Ce de la muestra total y considerando que todo el Ce está en forma de monacita, disminuye desde G1 a G4, siendo el mínimo contenido correspondiente al afloramiento de G7B.

Todos estos datos de observación y químicos apoyan la idea de una cristalización fraccionada continuada de la monacita, coincidiendo con Montel (1986), Rapp y Watson (1986), Cathelineau (1987), Yurimoto et al. (1990), Jian-Xin y Cooper (1993), Wark y Miller (1993) y Montel (1993).

Tabla 4.3.
COMPOSICION QUÍMICA DE LAS ZONAS ALTERADAS (A) E INALTERADAS (B) DE LA MONACITA

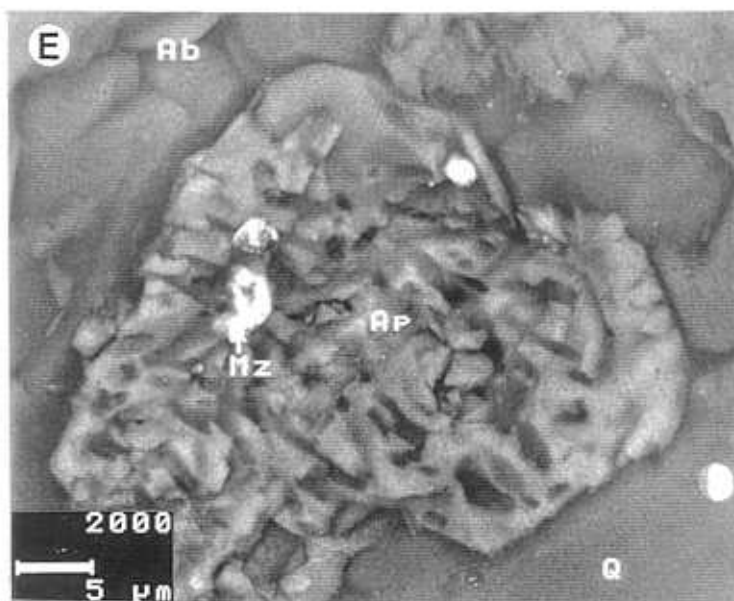
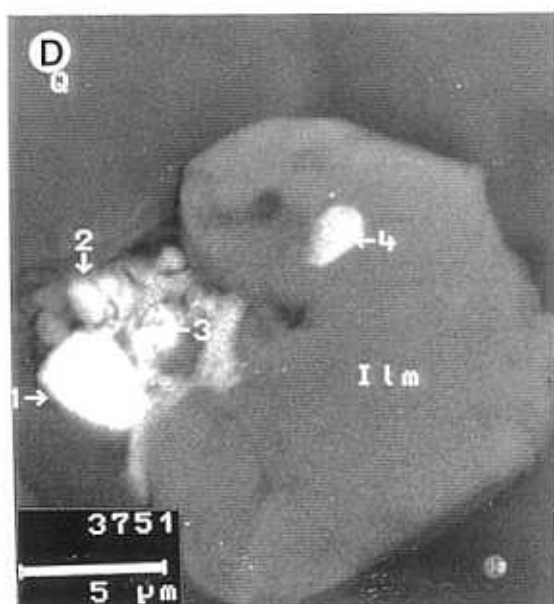
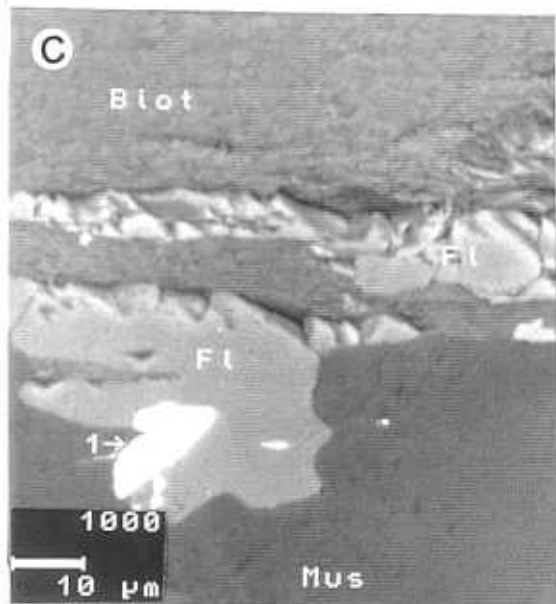
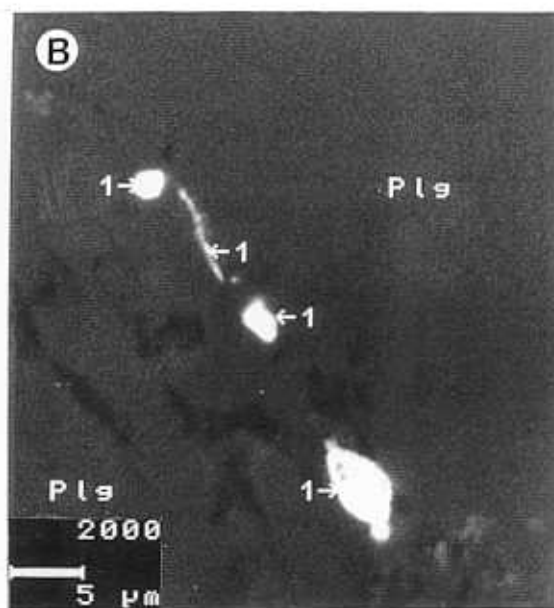
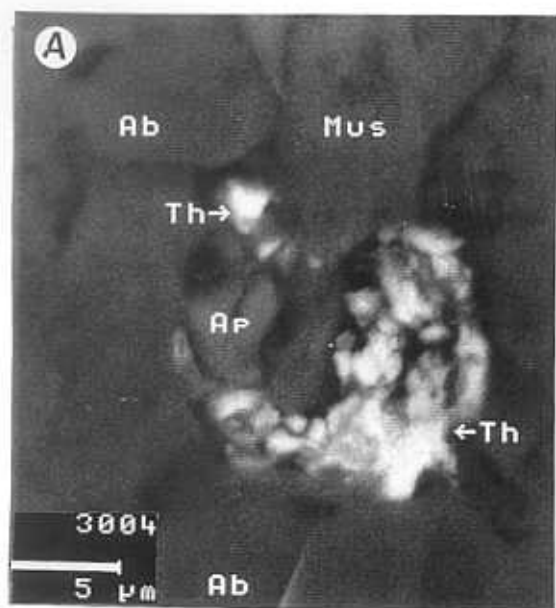
Óxidos	A	B
ThO ₂	24.4	7.4
Ce ₂ O ₃	19.2	29.6
La ₂ O ₃	7.9	13.5
Nd ₂ O ₃	7.6	12.5
P ₂ O ₃	32.5	34.5
CaO	8	1.48
total	99.6	98.98

Durante la fase de alteración postmagmática, los cristales de monacita de todas las unidades de este complejo fueron afectados por un proceso de alteración, de acuerdo con los siguientes esquemas:

(a) Cuando la monacita está incluida en la biotita, aquella se encuentra ocasionalmente alterada, en sus zonas más externas, a una mezcla formada por un compuesto constituido por SiO₂, Al₂O₃ y Fe₂O₃, probablemente producto de la cloritización de la biotita, y restos de monacita (LAM.4.1 A), cuya composición química está recogida en la (Tabla 4.3). La zona central del cristal es monacita inalterada y su composición

LÁMINA 4.2

- A) Imagen de electrones retrodispersados de albita (Ab) y moscovita (Mus). Destaca la presencia, en el centro de la imagen, de un cristal de monacita totalmente alterado a apatito (Ap) y complejos fosfatados de Th (Th). Estos productos pueden representar al caso extremo de la alteración observada en las imágenes (4.1 E y F).
- B) Imagen de electrones retrodispersados de una plagioclasa microfisurada (Plg) y fosfatos complejos fosfatados de Th (1), probablemente productos de la alteración de la monacita y precipitados en las fisuras de la plagioclasa.
- C) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (Biot) parcialmente moscovitizada (Mus). Obsérvese la presencia de fluorita (Fl) en los planos de exfoliación de la biotita, así como los complejos fosfatados de Th (1) englobados parcialmente por la fluorita.
- D) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de cuarzo (Q) que incluye ilmenita (Ilm), compuestos complejos de Th (1), mispíquel (2), compuestos complejos de TRL (3) y restos de monacita (4).
- E) Imagen de electrones retrodispersados de albita (Ab) y cuarzo (Q). Obsérvese la presencia de un cristal de apatito (Ap) en el espacio intergranular, que a su vez incluye otro de monacita (Mz). Ambos minerales accesorios presentan huellas de disolución parcial.



química está recogida en la misma tabla. De la comparación de estos datos químicos se deduce que la monacita sin alterar es mucho más pobre en Th y CaO y más rica en TRL que la alterada. Desde el punto de vista textural, la zona periférica del cristal de monacita presenta aspecto esponjoso, debido probablemente a fenómenos de disolución parcial.

(b) En otros casos, la monacita incluida en la biotita se encuentra alterada a un compuesto constituido por P_2O_5 (37.7%), CaO (31.7%), Ce_2O_3 (11.8%), La_2O_3 (5%), Nd_2O_3 (4.5%) y ThO_2 (7%), en el que se observa, en comparación con la monacita sin alterar, un aumento importante del CaO y ligero en P_2O_5 , así como una disminución importante en el contenido en TRL. Por el contrario el contenido en Th permanece invariante (LAM. 4.1 B). Al igual que en el caso (a), las zonas alteradas del cristal de monacita presentan una textura esponjosa, y a diferencia de aquél, en las inmediaciones del cristal de monacita se forma un compuesto constituido por SiO_2 (34%), Al_2O_3 (21.26%), P_2O_5 (.6%), CaO (19.5%), Fe_2O_3 (12.9%), Ce_2O_3 (6.9%), La_2O_3 (1.8%) y Nd_2O_3 (2.6%) o por SiO_2 (33%), Al_2O_3 (19.7%), CaO (15%), Fe_2O_3 (14.5%), Ce_2O_3 (9.9%), La_2O_3 (3%) y Nd_2O_3 (3.8%), composición que corresponde con la de la allanita. Este último mineral, que aparece a modo de venas, está íntimamente relacionado con la monacita. El caso extremo de esta última transformación lo constituye la presencia de allanita, con textura semejante a la indicada, incluida en la clorita procedente de la alteración de la biotita (LAM. 4.1 C). Además, se ha localizado allanita íntimamente asociada a fluorita, rellenando ambas las microfisuras de la albita y el feldespato potásico y sin relación directa con la monacita (LAM. 4.1 D).

(c) En el tercer caso, la monacita se encuentra total o parcialmente alterada a apatito y complejos fosfatados de Th y Ca. El inicio de esta alteración lo constituye la aparición de una textura con digitaciones de apatito, mezcladas con restos de monacita sin alterar y complejos fosfatados de Th y Ca (LAM. 4.1 E). En la etapa intermedia, aumenta la proporción de apatito y los fosfatos de Th, disminuyendo a su vez los restos de monacita (LAM. 4.1 F) y, por último, el caso extremo de esta transformación está representado por la asociación de complejos fosfatados de Th y apatito, sin restos de monacita (LAM. 4.2 A). La composición química semicuantitativa de dichos fosfatos complejos de Th y Ca (Tabla 4.4) se asemeja a la de los minerales de la serie torita-auerlita, en la que la SiO_2 es sustituida por P_2O_5 .

Estos fosfatos complejos se han localizado también, sin relación alguna con cristales de monacita, rellenando las microfisuras de la albita, o asociados y/o englobados por fluorita secundaria, incluidos ambos en la biotita moscovitizada o en la moscovita (LAM. 4.2 B y C). La existencia frecuente de estos productos complejos, seguramente procedentes de la alteración de la monacita, en las microfisuras de otros minerales, parece indicar su gran movilidad, aún siendo el Th el elemento más importante en su composición y considerado generalmente inmóvil. En raras ocasiones, se han localizado también la asociación entre la posible auerlita y los compuestos complejos de TRL, cuya composición química está recogida en la Tabla 4.5. Ambos compuestos son productos de la alteración de la monacita pero, en este caso, ni las TRL ni los complejos de Th parecen haber sufrido movilización (LAM 4.2 D).

Tabla 4.4.
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA POSIBLE AUERLITA.

Óxidos	A	B	C	D	E
SiO ₂	16	11.9	17.7	9.3	26.2
Al ₂ O ₃	-	-	4.3	1.3	-
P ₂ O ₅	5	14	7	6	4.1
CaO	4.4	12	3.6	4.4	2.3
Fe ₂ O ₃	1.8	1.8	4.5	1.7	4.5
ThO ₂	70.6	58	60.8	73.3	57.9
TiO ₂	-	-	-	-	2.7
SO	-	-	-	-	1.2

La alteración de la monacita en apatito + allanita ha sido observado por Negga (1984) en rocas graníticas del W de los Alpes. Caballero (1993) y Caballero et al. (1993) han indicado alteraciones similares en las monacitas de algunas episienitas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). No obstante, en ninguno de estos casos se indica la formación de los fosfatos complejos de Th. Pérez del Villar et al. (1995) observaron que la monacita del granito de referencia de El Berrocal, afectado por alteración deutérica y/o postmagmática precoz, se encuentra frecuentemente alterada

a fosfatos de Th y Ca, cuando el mineral originario está íntimamente asociado a fluorita secundaria y formada durante los procesos precoces de alteración citados. En este caso, el apatito y la allanita secundarios no han sido detectados.

Tabla 4.5
COMPOSICIÓN DE UN COMPUESTO COMPLEJO DE TRL.

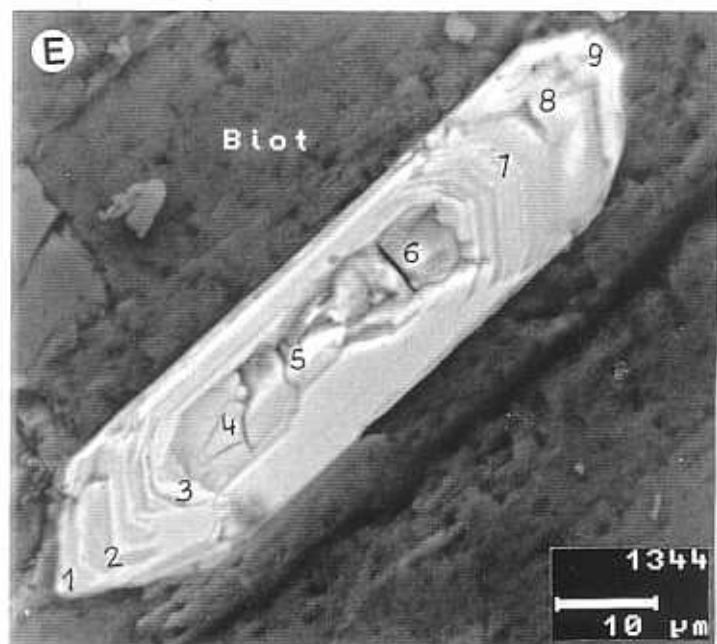
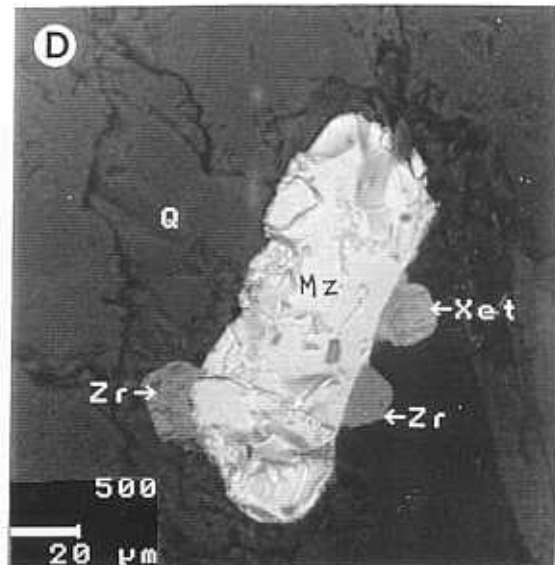
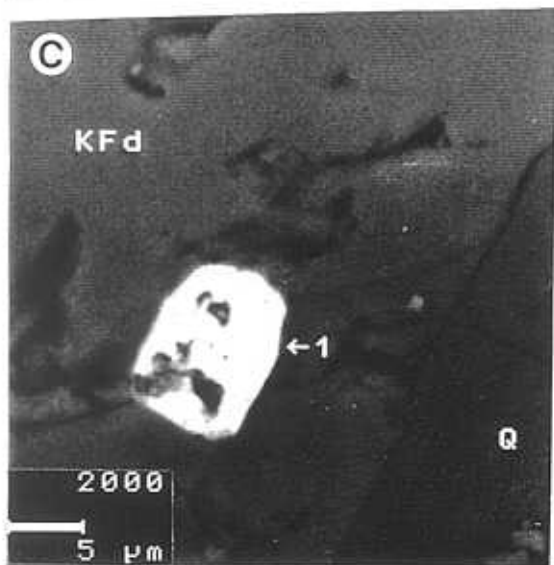
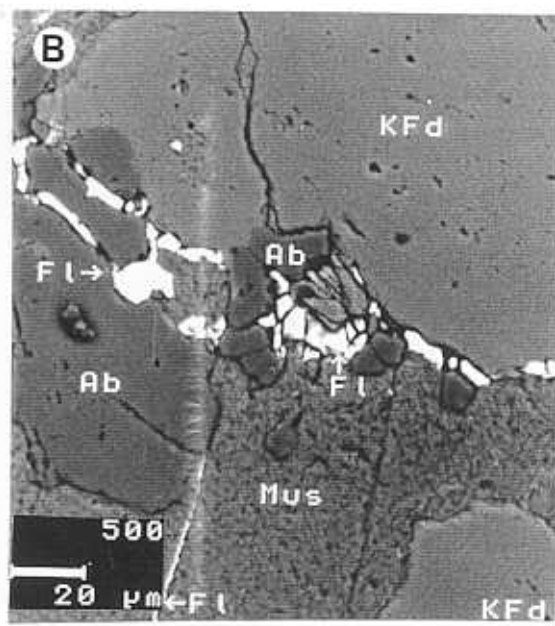
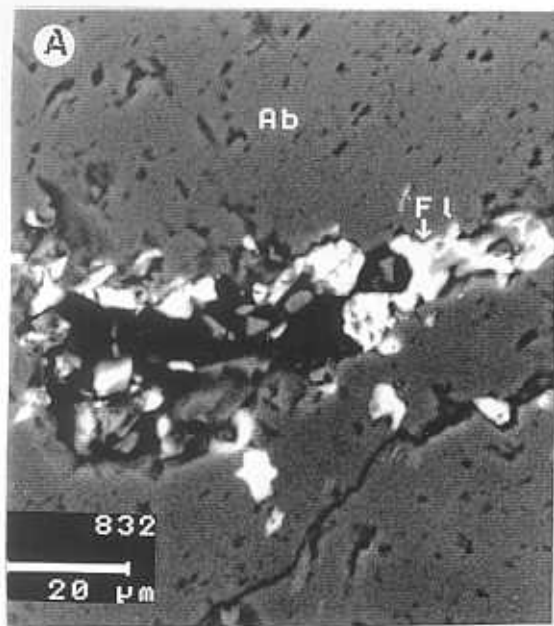
Óxidos	%
SiO ₂	8.6
P ₂ O ₅	7.2
CaO	2.5
Fe ₂ O ₃	11.1
TiO ₂	4.9
ThO ₂	2.8
As ₂ O ₃	4.6
Ce ₂ O ₃	33.1
La ₂ O ₃	13.3
Nd ₂ O ₃	9.8
SO	1.6

De acuerdo con todos estos datos, la alteración de la monacita puede explicarse de la siguiente manera: la presencia de fluorita secundaria en el granito (deutérica o postmagmática precoz), la asociación de este mineral con los fosfatos de Th y el hecho de que en el granito de El Berrocal, semejante a los aquí estudiados, la monacita alterada se encuentre íntimamente asociada a la fluorita secundaria (Pérez del Villar et al., 1995), sugieren que fluidos postmagmáticos, ricos en F, fueron los responsables de la alteración de dicho mineral.

No obstante, los tipos de alteración antes descritos merecen explicación independiente dada la diferente naturaleza de los productos resultantes. Así, en el caso a), la biotita se habría alterado parcialmente a clorita, dejando libre SiO₂, Al₂O₃ y

LÁMINA 4.3

- A) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de albita (Ab) microfisurado y con huellas de disolución. Destaca la presencia de fluorita (Fl) en la zona alterada.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de feldespato potásico (Kfd), albita (Ab) y moscovita (Mus). Destaca la presencia de la fluorita (Fl) en las microfisuras de los dos últimos minerales.
- C) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de feldespato potásico (Kfd) en contacto con cuarzo (Q), el primero incluye un cristal idiomorfo de xenotima.
- D) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de cuarzo (Q), que incluye cristales subidiomorfos a xenomorfos de monacita (Mz), xenotima (Xet) y circón (Zr).
- E) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (Biot) que incluye un cristal zonado de circón con núcleo restfítico microfisurado. Los números (1-9) representan puntos analizados por EDX.



Fe_2O_3 , mezclados con restos de monacita empobrecida en TRL y dejando huecos de disolución total. En el caso b), la monacita, en presencia de HF, daría lugar a la formación de allanita, considerando que la SiO_2 , el Al_2O_3 y el Fe_2O_3 necesarios serían aportados por la cloritización de la biotita, y el Ca por la disolución parcial de la plagioclasa y el apatito, tal y como se demuestra por la presencia de huellas de disolución parcial en ambos minerales (LAM. 4.2 E y 4.3 A).

El caso c) es, en principio, el más difícil de explicar, ya que hay que suponer que parte del primitivo cristal de monacita perdió el Th y las TRL, enriqueciéndose en Ca hasta el punto de precipitar apatito. Por el contrario, en otras zonas del cristal de monacita, lo que se produjo fue esencialmente una lixiviación de las TRL, y un ligero enriquecimiento diferencial de Ca y Th para dar los fosfatos complejos de estos elementos. Además, la asociación espacial y la relación textural entre la fluorita y los restos de monacita, por un lado, y entre la primera y los productos de la alteración de la monacita, por otro, inducen a pensar que el F pudo actuar tanto como agente desestabilizador de la monacita, como de transporte de las TRL y el Th, en forma de complejos fluorurados, tal y como se describe en el granito de El Berrocal (Pérez del Villar et al., 1995).

De esta manera, la precipitación de la fluorita daría lugar al descenso de la actividad del F en el sistema y por consiguiente la precipitación de las TRL en forma de allanita. Además, la diferencia observada en la distancia recorrida desde el mineral fuente hasta el lugar de precipitación de las TRL y los compuestos complejos de Th y Ca, puede reflejar la diferente estabilidad de los complejos fluorurados de Th y los de TRL, siendo probablemente más estables los últimos.

En resumen y a modo de conclusion, se puede decir lo siguiente:

- ▶ Los cristales de monacita identificados, por su tamaño, morfología y escasas diferencias en su composición química, pueden considerarse de cristalización magmática.
- ▶ El hecho de que la monacita esté incluida en otros minerales accesorios y en todos los minerales esenciales, sugiere que la cristalización de dicho fosfato comienza en etapas muy tempranas de la cristalización magmática, continuando hasta las más tardías. Esto induce a pensar que el magma estuvo saturado en monacita desde el inicio

de su diferenciación.

- ▶ La monacita puede considerarse como el mineral más importante en el fraccionamiento de las TRL y del Th, durante la evolución magmática.
- ▶ La monacita magmática fue afectada por un proceso deutérico y/o postmagmático precoz de alteración que originó la desestabilización de dicho mineral, dando lugar a apatito, allanita, fosfatos complejo de Th y Ca y a compuestos complejos de TRL, según los casos. La relación íntima entre los productos de alteración y la fluorita secundaria sugiere que el F fue el responsable de dicha alteración, así como del transporte de las TRL y, en algunos casos, del Th.

Por último, la relación entre este proceso de alteración y otros que también afectan a la roca podría ser la siguiente: las relaciones texturales entre la albita secundaria y la fluorita reflejan que la segunda es posterior a la primera. También, la precipitación de la fluorita es posterior, en parte, a la moscovitización del feldespato potásico, por encontrarse aquella en fisuras dentro de estas moscovitas (LAM. 4.3 B). Por otra parte, la alteración de la monacita parece parcialmente simultánea con la cloritización de la biotita.

4.2.1.2 Xenotima

Es un fosfato de Y de fórmula (YPO₄). Además, puede albergar concentraciones apreciables de Tierras Raras Pesadas (TRP), U, Ca y, menos frecuentemente, Al y trazas de TRL.

Composición química

Los análisis químicos semicuantitativos realizados en diferentes cristales de este fosfato (Tabla 4.6) ponen de manifiesto lo siguiente:

- (1) El contenido en Ca de los cristales de xenotima disminuye, en general, según el mineral en el que esté incluida, de manera que los cristales incluidos en la biotita son más ricos en Ca que los incluidos en el cuarzo. Además, los primeros corresponden a la unidad G2, mientras que los segundos corresponden al afloramiento de La Fuente del

Espinar. En consecuencia, se puede decir que el contenido en Ca de este mineral decrece ligeramente con la diferenciación magmática.

(2) Todas las xenotimas analizadas contienen concentraciones detectables de U, el cual, a diferencia del Ca, aumenta con la evolución, variando desde el 1.2 al 11.2%.

(3) Todas las xenotimas analizadas de los afloramientos de La Fuente del Espinar contienen concentraciones detectables de Al_2O_3 .

Tabla 4. 6
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS XENOTIMAS DEL COMPLEJO DE PAYO

Óxidos	G2		G7				
Al_2O_3	-	-	0.84	1	1.2	1.5	1.4
CaO	1.27	0.93	0.49	.2	.6	.3	.7
P_2O_5	33.1	35.3	30.7	34.3	33.3	33	33.8
Y_2O_3	53.8	46.8	47.8	54	50.4	53	48.6
Gd_2O_3	1.98	3.1	2.17	2.2	1.8	1.7	1
Dy_2O_3	4	4.98	3.98	4.4	5.2	4.1	4
Er_2O_3	2.34	2.93	1.97	2.2	2.2	1.5	1.8
UO_2	3.34	3.87	11.2	1.2	4.4	4	7.5

Comportamiento geoquímico

De acuerdo con Cuney y Fredriech (1987) y Wark y Miller (1993), la saturación en xenotima de los magmas graníticos peralumínicos y altamente diferenciados se produce en las etapas tardías de la cristalización magmática. Sin embargo, en el caso aquí estudiado, se ha observado la presencia de xenotima incluida en otros minerales accesorios que, a su vez, están incluidos en la biotita. Este hecho podría indicar que, al menos a nivel muy local, pudo producirse una saturación del magma en este fosfato durante las etapas tempranas de su diferenciación. Además, la presencia de xenotima como inclusión en todos los minerales esenciales (LAM. 3.21 A, 4.3 C y D), puede

reflejar su cristalización a lo largo de toda la etapa magmática.

Por otra parte, el hecho de que la xenotima sea el principal responsable del fraccionamiento de las TRP y del Y del magma, debería traducirse en una disminución del contenido de dichos elementos hacia las unidades más evolucionadas. En efecto, según los análisis químicos de roca total, tanto el Y como las TRP disminuyen desde G1 a G4. Además, el contenido teórico en xenotima, calculado de manera análoga al de la monacita (Tabla 4.7), disminuye desde G1 a G4. Sin embargo, en los afloramientos de La Fuente del Espinar (G7B), aunque el contenido teórico disminuye respecto a G4, se ha observado que la xenotima es localmente más abundante y de mayor tamaño que en el resto de las unidades, estando incluida tanto en la biotita como en los minerales de cristalización tardía, como la albita, el cuarzo y la moscovita. Por ello, podría decirse que su cristalización se intensifica en las etapas finales de la diferenciación magmática.

Tabla 4.7.
CONTENIDO TEORICO EN XENOTIMA

UNIDAD	PPM
G1	60
G2	33
G3	30
G4	24
G7B	12.5

En ocasiones, los cristales de xenotima presentan diferencias en el contenido en Y y P, lo que podría ser indicativo de variaciones en el contenido de estos elementos en el magma. Así, Wark y Miller (1993), que también observaron estas variaciones composicionales en las xenotimas del Sweet Water Wash granite, en el SE de California, sugieren que las xenotimas más ricas en P y más pobres en Y pueden ser de cristalización tardía, mientras que las de cristalización temprana suelen ser más ricas en Y y más pobres en P.

Por otra parte, al igual que la monacita, la xenotima también se encuentra

alterada. En la composición química de un resto de xenotima alterada (Tabla 4.8), se observa, en comparación con la xenotima inalterada, un aumento diferencial del P_2O_5 y Al_2O_3 y una pérdida casi total de las TRP y el Y en algunas zonas.

Tabla 4.8
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE UN RESTO DE XENOTIMA

Óxidos	%
SiO_2	19.3
Al_2O_3	6.9
P_2O_5	49.1
CaO	2.9
Fe_2O_3	2.1
UO_2	11
Dy_2O_3	3.9

En resumen y como conclusiones, se puede decir que:

- ▶ La cristalización de la xenotima se inicia, al menos de forma local, en etapas muy tempranas de la cristalización magmática y se prolonga hasta las etapas más tardías.
- ▶ La mayor parte del Y y las TRP del magma está fraccionada en la xenotima.
- ▶ La xenotima es el único mineral accesorio de los identificados, a excepción hecha de la uraninita, que, a lo largo de la evolución magmática, incorpora cantidades de U por encima del límite de detección de la técnica analítica empleada.
- ▶ Durante la evolución magmática, los contenidos en U y Ca de la xenotima varían paralelamente a las concentraciones de estos elementos en el magma. Así, el contenido de U aumenta con la evolución, mientras que el del Ca disminuye ligeramente.

- A diferencia de la monacita, no se ha identificado mineral secundario alguno producto de la alteración de la xenotima.

4.2.1.3 Apatito

Es miembro de una serie isomorfa de fosfatos de Ca con los siguientes términos finales: $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ y $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3, \text{OH})_3(\text{F}, \text{OH})$. Además, puede incorporar Mn, TRP, U y Fe^{2+} .

Composición química

La composición química de 8 cristales primarios de las distintas unidades del primer complejo, incluyendo las Cúpulas de La Fuente del Espinar, así como la de un cristal secundario procedente de estas últimas (*) (Tabla 4.9), pone de manifiesto lo siguiente:

- (1) Los cristales de cristalización más temprana (incluidos en la biotita de G1 y G2) son más ricos en CaO y su contenido en Fe_2O_3 y MnO está por debajo del límite de detección del EDX.

Tabla 4.9
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS APATITOS DE LAS UNIDADES DEL PRIMER COMPLEJO

Óxidos	G1		G2		G3		G4		G7	
	1	1	2	1	2	1	2	1*	1	
CaO	52.6	52.5	50	50.9	50	50.4	50.3	49.6	52.5	
P ₂ O ₅	47	47.2	47.4	47.5	47.5	47.7	47.4	49.6	47.4	
MnO	-	-	1.15	1	1	1.3	1.3	0.76	-	
Fe ₂ O ₃	-	-	1.3	0.5	1.3	0.5	0.9	-	-	

- (2) Parte de los apatitos de G2 y los de G3 y G4 son muy parecidos y contienen siempre concentraciones detectables de MnO y Fe_2O_3 .

(3) El apatito primario del afloramiento de La Fuente del Espinar es muy semejante a los primeros de G1 y G2, mientras que el cristal secundario del mismo afloramiento es el más rico en P_2O_5 , más pobre en CaO y su contenido en Fe_2O_3 está por debajo del límite de detección del EDX.

Comportamiento geoquímico

(a) Durante la cristalización fraccionada de los magmas peraluminicos, la solubilidad del apatito es muy baja (Watson 1980), lo que determina que el fundido se empobrezca rápidamente en apatito y, por consiguiente, en P. Por lo tanto, la concentración de apatito en la roca tiende a disminuir a medida que aumenta su diferenciación. Sin embargo, para un contenido determinado en Ca, la solubilidad del apatito es mayor en fundidos despolimerizados que en los polimerizados (Ryerson y Hess, 1980), aumentando así su presencia en las etapas finales de la cristalización magmática.

De acuerdo con Maning (1981) y Samuel y Phillips (1992), la despolimerización de un fundido granítico puede ser debida a la presencia de concentraciones importantes de F y, según Pichavant et al. (1987) y Ruth et al. (1992), a la presencia de B. No obstante, este proceso puede deberse a la presencia simultánea de B, F y P (Holtz et al., 1993, Hans Keppler, 1993 y London et al., 1993). Así, la presencia de cantidades significativas de uno o más de estos elementos afectaría a las condiciones fisico-químicas del fundido granítico, disminuyendo la viscosidad del mismo y aumentando la solubilidad de algunos minerales accesorios. Además, estos elementos amplían el ámbito de la fase ígnea, bajando las temperaturas de cristalización.

En el caso aquí estudiado, los hechos de observación hacen pensar que el apatito comenzó a cristalizar en las etapas más tempranas, representado por los cristales que están incluidos en las zonas centrales de los cristales de biotita (LAM. 3.6 E, 3.12 A, B y D). Posteriormente, el apatito cristalizaría durante las fases tardías, de manera más masiva. Este apatito estaría representado por el que rodea a la biotita, el que se encuentra incluido en los feldespatos alcalinos y el que se encuentra en los espacios intergranulares (LAM. 3.6 F, 3.7 A, 3.11 E y 3.14 B).

En consecuencia, si se tiene en cuenta la peraluminosidad del magma, su contenido relativamente alto en H_2O , deducido de la existencia de moscovita

magmática, y su probable riqueza en B, F y P, deducida de la presencia de turmalina tardi-postmagmática y fluorita postmagmática precoz, así como el contenido elevado de P_2O_5 y la presencia de otros fosfatos además del apatito, el comportamiento de este último mineral se podría resumir de la siguiente manera:

El apatito empezaría a segregarse en las etapas más tempranas de la cristalización magmática, dada su baja solubilidad en magmas peraluminicos como el aquí estudiado. Posteriormente, en etapas más avanzadas de la cristalización descendería la actividad del Ca, aumentando probablemente las concentraciones en B, F y P, así como el contenido en H_2O . Estos hechos pudieron causar, por un lado, la despolimerización del fundido y, por otro, el aumento de la solubilidad del apatito.

De esta forma se podría explicar el aumento del contenido en P de la roca total y el aumento en apatito en las unidades más diferenciadas, en las cuales dicho mineral cristalizó en las fases últimas de la diferenciación magmática.

(b) Durante la etapa postmagmática, los apatitos se originaron por dos vías: los primeros son los productos de la alteración de la monacita (LAM. 4.1 E y F y 4.2 A) y los segundos (LAM. 3.14 C) están posiblemente relacionados con una removilización del P, ya que, en muchos casos, se han observado huellas de disolución parcial en los apatitos primarios (LAM. 4.2 E). Las diferencias fundamentales entre ambos tipos de apatito consisten, por un lado, en la forma y tamaño y, por otro, en que los primeros están siempre relacionados directamente con su mineral precursor, la monacita, y los segundos no. En cuanto a su relación temporal, se puede decir lo siguiente: el primer tipo guarda, en ocasiones, relación directa con la cloritización de la biotita, por lo que podría decirse que es anterior al segundo tipo, el cual pudo haberse formado en una etapa posterior. Además, estos últimos aparecen rellenando las microfisuras de los feldespatos alcalinos, y sólo se han encontrado en las unidades más diferenciadas y más ricas en apatito.

Para finalizar, se puede concluir diciendo que:

- Las características texturales y químicas de los apatitos estudiados inducen a establecer, al menos, dos generaciones: la ortomagmática y la secundaria. En esta última, se incluye el apatito producto de la alteración de la monacita y el que rellena

las microfisuras de los feldespatos alcalinos.

- ▶ Los apatitos magmáticos y de cristalización precoz son ligeramente más ricos en Ca que los apatitos magmáticos de cristalización más tardía.
- ▶ A medida que avanza la evolución magmática, aumentan también las concentraciones en Mn y Fe de los apatitos, para descender posteriormente en las etapas finales.
- ▶ El apatito secundario es ligeramente más pobre en Ca y más rico en P que los magmáticos.
- ▶ Las concentraciones de U y TR en todos los cristales analizados están siempre por debajo del límite de detección del EDX, por lo que no parece que este mineral sea preponderante en el fraccionamiento de dichos elementos.

4.2.1.4 Circón

Es un silicato de Zr con fórmula $Zr[SiO_4]$, que puede albergar también U, Th, TRP, Ca y Fe_2O_3 .

Composición química

Los análisis químicos puntuales y semicuantitativos obtenidos en los circones de las unidades del primer complejo están recogidos en la (Tabla 4.10), y los obtenidos del núcleo y las capas periféricas de un cristal zonado (LAM 4.3 E), están recogidos en la Tabla 4.11.

Estos datos ponen de relieve lo siguiente:

- En los cristales simples se observa que los contenidos en Hf, Fe, Ca y U varían de una unidad granítica a otra. Así, en la unidad G1, el circón contiene solamente Hf, mientras que el resto de los elementos indicados están, al menos, por debajo del límite de detección del EDX.

En la unidad G2, ambos cristales tienen Hf y uno de ellos también tiene Fe. En la unidad G3, el cristal analizado contiene Hf y Fe. Por último, los cristales analizados

de la unidad G4 y de los afloramientos de La Fuente del Espinar son los que presentan las mayores variaciones composicionales, dado que, por un lado, todos contienen U, y por otro, las concentraciones de Hf, Fe, Ca y Al son variables.

Tabla 4.10
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS CRISTALES SIMPLES DE CIRCÓN

Óxidos	G1	G2		G3	G4		G7	
SiO ₂	27.8	27.7	27.8	27.7	27.5	22.7	27.9	24.6
ZrO ₂	70.6	70.1	69.9	69.4	70.4	68.4	68.3	66.2
UO ₂	-	-	-	-	1.52	1.59	3.3	3
HfO ₂	1.44	1.78	1.45	1.61	-	1.97	-	-
CaO	-	-	-	-	0.32	0.97	-	0.9
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1.95	-	3.5
Fe ₂ O ₃	-	-	0.63	0.6	-	2.3	-	1.6

- En el núcleo del cristal zonado se observa que: i) el contenido en Ca es detectable, ii) los contenidos en Hf, Fe, Zr y Ca aumentan ligeramente desde el centro (5) hacia los bordes (4 y 6), iii) el contenido en SiO₂ disminuye en el mismo sentido y iv) los contenidos en U y TR no son detectables por EDX.

- En el núcleo del cristal zonado se observa que: i) el contenido en Ca es detectable, ii) los contenidos en Hf, Fe, Zr y Ca aumentan ligeramente desde el centro (5) hacia los bordes (4 y 6), iii) el contenido en SiO₂ disminuye en el mismo sentido y iv) los contenidos en U y TR no son detectables por EDX.

- En las capas del mismo cristal se observa que, en la más interna y cercana al núcleo (3), los contenidos en Hf y Fe son más bajos y el del Ca no es detectable, mientras que, en las más periféricas (2 y 1), el Hf, Ca y el Fe aumentan sucesivamente, disminuyendo, a su vez, la SiO₂. Además, los análisis de los puntos 7, 8 y 9, no reflejados en la tabla, presentan la misma tendencia que los de las capas 1, 2 y 3,

indicando una simetría perfecta en la zonación del cristal de circón.

Tabla 4.11
COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL NÚCLEO Y DE LAS CAPAS PERIFÉRICAS DE UN CRISTAL ZONADO DE CIRCÓN

Óxidos	6	5	4	capa3	capa2	capa1
SiO ₂	22.34	26.44	22.31	27.04	24.81	24
ZrO ₂	72.13	70.91	71.5	70.24	70.88	70.56
HfO ₂	2.04	1.36	2.49	1.7	1.86	2
CaO	1.09	0.33	0.99	-	0.74	0.76
Fe ₂ O ₃	2.07	0.88	2.27	0.86	1.52	2.09

De acuerdo con estos datos, la evolución química del circón, en relación con la diferenciación magmática, podría ser la siguiente: en las etapas precoces empezaría a cristalizar circón con Hf; posteriormente, cristalizaría circón con Hf y Fe, al que le seguiría otro con Hf, Fe y Ca. En las últimas fases, el circón cristalizaría con Hf, Fe, Ca y U, para finalizar cristalizando con U y cantidades mínimas de Ca. Esta evolución química del circón no tiene porqué conllevar la existencia de diferentes generaciones de este mineral. Por último, dado que las TR y el Y están siempre por debajo del límite de detección del EDX, se puede decir que el circón no es un mineral relevante en el fraccionamiento de estos elementos. Igualmente, la influencia que pueda tener este mineral en el fraccionamiento del U no parece ser importante. No ocurre lo mismo con el Hf, para el cual el circón juega un papel importante en su fraccionamiento.

Comportamiento geoquímico

Según Watson (1979) y Watson y Harrison (1983), en magmas peraluminicos similares a los que generaron el complejo de Payo, la solubilidad del circón es muy baja. En efecto, el hecho de que en la unidad menos diferenciada G1 existan núcleos restíticos de circón sugiere que la fusión de este mineral cesó por sobresaturación del magma resultante. Por otro lado, el que el circón esté incluido en casi todos los

minerales esenciales y en algunos accesorios, así como localizado en espacios intergranulares, supone que este mineral empezaría a segregarse en las fases tempranas, continuando hasta las más tardías.

Del estudio realizado sobre los circones de este complejo granítico se pueden sacar las siguientes conclusiones:

- ▶ Existen dos generaciones de circón: el restítico y el magmático.
- ▶ Durante la diferenciación magmática, la cristalización del circón se produce en etapas muy tempranas, prolongándose hasta las más tardías.
- ▶ Los contenidos en Hf, Fe y Ca aumentan, en general, a medida que avanza la evolución del magma, descendiendo posteriormente en las etapas más tardías. Esto es probablemente debido al empobrecimiento del magma en estos elementos en las etapas finales.
- ▶ Gran parte del Hf de la roca está incorporado en la estructura del circón, por lo que este mineral sería el que controlaría principalmente el comportamiento geoquímico de este elemento. Por el contrario, su control sobre las TR e Y sería mínima y algo superior sobre el U, particularmente en la unidad G4 y los afloramientos de G7B.

4.2.1.5 Allanita

Es un miembro del grupo de las epidotas y su fórmula general es $A_2M_3Si_3O_{13}H$, en la que A representa los cationes de alta coordinación como el Ca, Sr, las TRL etc. y M representa elementos como el Al, Fe^{3+} , Mn, Fe^{2+} , Mg etc. de coordinación octaédrica (Dollase, 1971). Su conexión con las epidotas puede expresarse mediante la sustitución acoplada de: $TRL + Fe^{2+} \rightleftharpoons Ca^{2+} + Fe^{3+}$ (Deer et al. 1962, Dollase 1971, Exley 1980).

Este silicato ha sido identificado como mineral ortomagmático en la unidad menos diferenciada (G1) (LAM. 3.3 C), y como mineral secundario en casi todas las unidades de este complejo (LAM. 3.3 D, 4.1 B, C, y D). La allanita ortomagmática es subidiomorfa, zonada y aparece incluida en el feldespato potásico, mientras que la

segunda es xenomorfa y procedente de la alteración de la monacita.

Composición química

De la allanita magmática sólo se dispone de un análisis químico (Tabla 4.12), el cual se utilizará para comparar con la composición química de la allanita secundaria (Tabla 4.13). De acuerdo con estos datos, la única diferencia composicional entre ambas es que la allanita secundaria es ligeramente más rica en Fe y más pobre en Al_2O_3 que la magmática.

Tabla 4.12.
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA ALLANITA MAGMÁTICA

Óxidos	%
SiO_2	33.9
Al_2O_3	22.5
Fe_2O_3	10.4
CaO	15.9
Ce_2O_3	8.6
La_2O_3	3.7
Nd_2O_3	4.2

Comportamiento geoquímico

La allanita magmática es característica de los granitos metalumínicos con contenidos en CaO > 1% (Cuney et al. 1979; Pagel, 1981; 1982; Cuney y Friedrich, 1987). Según estos autores, este mineral aparece asociado a esfena, uranotorita, uraninita muy rica en Th, sulfuros y magnetita, además de circón y apatito que están como accesorios tanto en los granitos metalumínicos como en los peralumínicos. En los granitos aquí estudiados, salvo los sulfuros, la uraninita (en este caso pobre en Th) y los dos accesorios comunes a ambos tipos de granitos, el resto de los minerales citados están ausentes, por lo que dicha asociación no se corresponde con la típica de los

granitos metalumínicos, ni tampoco con la paragénesis mixta en la que aparecen los accesorios característicos de ambos tipos de granitos (Le y Stussi, 1973 y Cuney, 1978).

Tabla 4.13
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ALLANITAS SECUNDARIAS

Óxidos	1	2	3	4
SiO ₂	31	34	33	31.99
Al ₂ O ₃	19.7	21	19.78	20.7
Fe ₂ O ₃	14.7	12.99	14.5	12.7
CaO	14.6	19.5	15	15
Ce ₂ O ₃	10	6	9.98	11
La ₂ O ₃	4.7	1.8	3	4.3
Nd ₂ O ₃	4.5	2.6	3.8	3.5

Por otra parte, hay que señalar que la allanita se ha encontrado, junto con la monacita, en la misma muestra, y que ambos son ortomagmáticos. Por ello, el límite entre la cristalización magmática de la allanita y la monacita, estimado por algunos autores (Lee y Dodge, 1964; Lisitsina et al., 1965) en aproximadamente el 1% de CaO, parece cumplirse en la unidad G1. En este sentido, Cuney y Friedrich (1987) ponen de manifiesto que en el sistema Ca-Th-REE-U, saturado en SiO₂ y P₂O₅, al aumentar la actividad del CaO, la asociación monacita + torita es reemplazada por la de monacita + torita + allanita y, posteriormente, por torita + allanita.

La allanita secundaria, como ya se ha dicho, es producto de la alteración de la monacita y siempre con formas irregulares. Suele estar incluida en la clorita, menos frecuentemente en la biotita, o rellenando las microfisuras de la albita, moscovita y el feldespato potásico. Cuando se presenta incluida en la biotita, esta última está ligeramente cloritizada, y la allanita aparece ocasionalmente relacionada directamente con la monacita. En este caso en concreto, este hecho sugiere la escasa movilidad de las TRL. En base a esta relación textural, se puede pensar que los cristales de allanita

incluidos en la clorita se formaron como consecuencia de la cloritización de la biotita y la alteración de la monacita incluida en ella. Cuando la allanita se encuentra relleno de microfisuras, ésta aparece siempre asociada a fluorita, lo que sugiere que el F pudo ser, por un lado, el responsable de la alteración de la monacita y, por otro, el responsable del transporte de las TRL, probablemente en forma de complejos fluorurados. Así, al precipitarse la fluorita, descendió la actividad del F en el sistema y, por consiguiente, se precipitaron las TRL en forma de allanita.

La precipitación de la allanita secundaria "in situ", y en relación directa con su mineral precursor, o relativamente alejada de dicho ámbito, podría indicar que el sistema fué heterogéneo, y en el que se generaron microdominios químicos. En estos, dependiendo del equilibrio fluido/roca, se formaría o no la allanita secundaria "in situ".

4.2.1.6 Andalucita

Es un polimorfo de Al_2SiO_5 que puede ser composicionalmente puro. No obstante, puede presentar concentraciones de Fe^{3+} y Mn^{2+} , como iones más importantes, aunque no únicos.

La andalucita ha sido identificada en todas las unidades de este complejo, salvo en la unidad G1. Su abundancia disminuye con la diferenciación, de manera que, en algunas muestras de la unidad G2, este mineral constituye aproximadamente el 0.5% de la roca, mientras que en las muestras de la unidad G4 es muy escasa, contabilizándose algún que otro cristal por lámina delgada.

Composición química

La composición química de las andalucitas analizadas en la unidad G2 está recogida en la Tabla 4.14. Dado que todos los análisis pertenecen a la misma unidad granítica, no se pueden establecer comparaciones ni comentarios sobre su evolución. No obstante, como se puede ver, las únicas impurezas presentes en todos los cristales son el F y el Fe_2O_3 . Además, según Clarke et al.(1976), el óxido de Fe puede ser fundamental para diferenciar las andalucitas de origen magmático de las originadas por metamorfismo de contacto.

La cristalización magmática de este mineral parece ser clara si se tienen en cuenta los criterios siguientes:

(a) La ausencia de andalucita en la unidad G1, considerada como la más temprana del primer complejo, sugiere que este mineral no era estable en las condiciones del magma en esa etapa, o que su composición no era lo suficientemente peraluminica como para que cristalizara andalucita.

(b) El carácter idiomorfo a subidiomorfo de los cristales de andalucita sugiere un origen magmático, ya que si fueran xenocristales o fases restíticas tendrían hábitos xenomorfos. Además, ni los enclaves de corneanas encontrados en la zona de contacto, ni los supermicáceos de mayor profundidad contienen cristales de andalucita idiomorfos o con tamaños semejantes a los cristales observados en las unidades G2 y G3.

Tabla 4.14
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA ANDALUCITA DE LA UNIDAD G2

Óxidos	1	2	3	4	5
Na ₂ O	0.03	0.01	0.02	-	0.09
Fe ₂ O ₃	0.35	0.22	0.29	0.24	0.37
SiO ₂	37.05	36.96	37.08	37.11	37
Al ₂ O ₃	60.63	60.19	60.69	60.91	60.94
NiO	0.03	-	0.02	-	0.01
F	0.53	0.3	0.1	0.24	0.1

(c) La abundancia de andalucita no guarda relación alguna con la presencia de enclaves o xenolitos, por lo que podría descartarse su procedencia restítica o por asimilación.

(d) Su posición paragenética, incluyendo a la biotita, al circón, al apatito y a la ilmenita, y nunca a los feldespatos ni al cuarzo, podría indicar que su cristalización es generalmente anterior a las fases leucocráticas del granito.

(e) Debido a la baja presión y temperatura del campo de estabilidad de la andalucita,

difícilmente este mineral podría resistir fusiones parciales con tasas de fusión altas o intermedias, mayores de las condiciones de deshidratación de la moscovita.

(f) Según Clarke et al. (1976), la andalucita ortomagmática suele presentar un contenido en $\text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 0.45\%$ como las analizadas en este trabajo, mientras que las originadas por metamorfismo de contacto suelen ser más ricas en este óxido.

De acuerdo con todo lo dicho, y teniendo en cuenta que la andalucita ha sido considerada como mineral ortomagmático en granitos peraluminados similares a estos (Schemerhorn, 1956; Corretgé, 1971; Haslam, 1971; Clarke et al., 1976; Kerrick y Speer, 1988; Zen, 1988; Fernández Catuxo et al., 1994 y 1995), se podría decir que la andalucita encontrada en las diferentes unidades de este complejo es ortomagmática. Además, a partir de la Fig. 17 del subapartado dedicado a la moscovita(4.1.2), se puede deducir que las condiciones de equilibrio entre la andalucita y el fundido magmático pueden oscilar entre 2.8 - 0.5 Kb y 580-730 °C.

4.2.1.7 Óxidos de Fe o de Fe y Ti

En las rocas graníticas, los minerales opacos, concretamente la magnetita y la ilmenita, han sido utilizados como indicadores de las condiciones redox en las que cristalizan sus magmas generadores (Czamanske y Mihalik, 1972; Czamanske y Wones, 1973; Czamanske et al., 1977; Mason, 1978; Czamanske et al., 1981; Wones, 1981; Wones, 1989). Así, las rocas graníticas generadas en condiciones de baja f_{O_2} suelen contener ilmenita, mientras que las generadas en condiciones de alta f_{O_2} presentan magnetita. La frecuencia con que uno u otro mineral aparece en las rocas graníticas ha permitido clasificarlas en dos series: la de la ilmenita y la de la magnetita (Ishihara, 1977; Whalen y Chappell, 1988). De las distintas asociaciones graníticas, la aluminopotásica es la que contiene, con mayor frecuencia, solamente ilmenita, siendo este último el óxido presente en las rocas aquí estudiadas.

La ilmenita

Es un titanato de Fe^{2+} de fórmula (Fe TiO_4) , en cuya estructura la sustitución más importante es la del Mn^{2+} por el Fe^{2+} .

Composición química

Los análisis químicos semicuantitativos realizados (Tabla 4.15) muestran que este mineral contiene, además de Fe y Ti, cantidades variables de Mn. La composición química de la ilmenita varía poco desde las unidades menos a las más diferenciadas, de manera que, en dicho sentido y en general, solamente aumenta el contenido en Mn y disminuye el del Fe. Además, las ilmenitas más ricas en Mn contienen cantidades detectables de Zn.

Tabla 4.15.
COMPOSICION QUIMICA SEMICUANTITATIVA DE LA ILMENITA

Óxido	G1	G2		G3		G4	G7
TiO ₂	48.58	48.22	50.35	54.77	48.78	49.67	49.72
Fe ₂ O ₃	48.75	48.27	45.77	32.39	47.11	43	45.55
MnO	2.39	3.25	3.87	8	2.4	5.7	4
SiO ₂	0.26	0.25	-	0.57	0.5	0.35	-
ZnO	-	-	-	3	-	1.2	0.46

Comportamiento geoquímico

La ilmenita, además de disminuir hacia las unidades más evolucionadas y participar de forma importante en el fraccionamiento del Ti en el mismo sentido, los análisis químicos realizados muestran que dicho mineral es preponderante también en el fraccionamiento del Mn.

En la etapa postmagmática, la ilmenita se altera a óxidos de Ti, que se localizan generalmente en las zonas de borde de los cristales originales, a veces en forma de coronas (LAM. 3.7 E y 4.4 A). En esta transformación, se libera Fe y Mn.

En resumen, se puede decir que la cristalización de la ilmenita se inicia en las etapas tempranas, prolongándose hasta las más tardías de la evolución magmática. Además, la cantidad de este mineral disminuye hacia las unidades más evolucionadas, siendo muy escasa en estas últimas. Paralelamente, este mineral controla, en parte, el

siendo muy escasa en estas últimas. Paralelamente, este mineral controla, en parte, el comportamiento del Mn en el magma, y su contenido en Fe^{2+} disminuye con la evolución, al ser sustituido por el Mn.

4.2.1.8 Uraninita

Es el mineral más común de U^{4+} y su fórmula teórica es UO_2 . Sin embargo, dada la alta afinidad del U por el oxígeno, dicho mineral muestra un grado de oxidación más alto, por lo que su composición puede ser UO_{2+x} siendo el valor de x variable entre 0.07 a 0.25, por lo tanto su fórmula general es $\text{UO}_{2.07-2.25}$.

Dado además que las muestras estudiadas proceden de la superficie y que las rocas en general están alteradas hidrotermalmente, ha sido bastante difícil encontrar cristales inalterados de este mineral. No obstante, en una muestra poco alterada de la unidad G2 y seleccionada para este objetivo, se identificó un cristal de este accesorio (LAM. 7.1 A). Dicho mineral está incluido en biotita, junto con circón y monacita, lo que induce a pensar que la uraninita es de cristalización precoz. Si los cristales inalterados de uraninita son raros, los cristales parcial o totalmente disueltos (boxworks) son bastante frecuentes en todas las unidades de este complejo, aumentando su presencia hacia las unidades más evolucionadas. Además, en estas últimas, dichos huecos de disolución suelen encontrarse fundamentalmente en los minerales leucocráticos de la roca (cuarzo y feldespatos).

Composición química

Puesto que se trata de un sólo cristal, se ha realizado solamente un análisis, cuyo resultado es: $\text{UO}_2 = 96.32\%$ y $\text{PbO} = 3.67\%$. También se ha realizado un análisis en un cristal alterado cuya composición química es $\text{SiO}_2 = 9.29\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.54\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 46.79\%$, $\text{CaO} = 2.3\%$ y $\text{UO}_2 = 30.39\%$.

Comportamiento geoquímico

Aunque tanto el U como los minerales de este elemento van a ser tratados en un capítulo posterior, conviene apuntar aquí que la presencia de uraninita incluida en la biotita y los "boxworks" de este mineral, principalmente en la fracción cuarzo

feldespática de la roca, sugieren, por un lado, que el fraccionamiento de la uraninita es precoz y, por otro, que dicho fraccionamiento se prolongó hasta las etapas finales de la cristalización magmática. Además, la mayor abundancia de "boxworks" en los feldespatos y el cuarzo, podría ser también indicativo del aumento del U hacia las etapas finales de la cristalización.

4.2.2 Minerales accesorios del complejo de Peñaparda

Los minerales accesorios identificados en el complejo de Peñaparda son: el apatito, la monacita, el circón, la xenotima, la uraninita, la andalucita y la ilmenita. En este caso también serán tratados solamente aquellos de los que se dispone de datos analíticos.

4.2.2.1 Monacita

Composición química

En las monacitas de este complejo se han distinguido dos generaciones según su morfología, relaciones texturales y composición química. La primera es ortomagmática y con formas idiomorfas a subidiomorfas, y la segunda es xenomorfa y de formación secundaria (*). La composición química de ambas, obtenida mediante análisis semicuantitativos (Tabla 4.16) muestra que: (a) las monacitas secundarias contienen U, (b) son más ricas en CaO y más pobres en TRL y Th que las primarias, y (c) la composición de las monacitas primarias es similar a la de las monacitas del primer complejo.

Comportamiento geoquímico

De acuerdo con las formas de encontrarse la monacita en las unidades de este complejo, el comportamiento de este mineral se ha dividido en dos fases: la magmática y la postmagmática.

Durante la etapa magmática, el comportamiento de la monacita parece contrario al observado en las unidades del primer complejo. Así, aunque ocasionalmente se

encuentra incluida en la biotita (LAM. 3.16 D y 3.19 F), la inmensa mayoría de los cristales identificados están incluidos en las fases leucocráticas. En consecuencia, dicho fosfato no parece, en su mayor parte, de cristalización precoz.

Tabla 4.16.
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS MONACITAS DEL SEGUNDO COMPLEJO

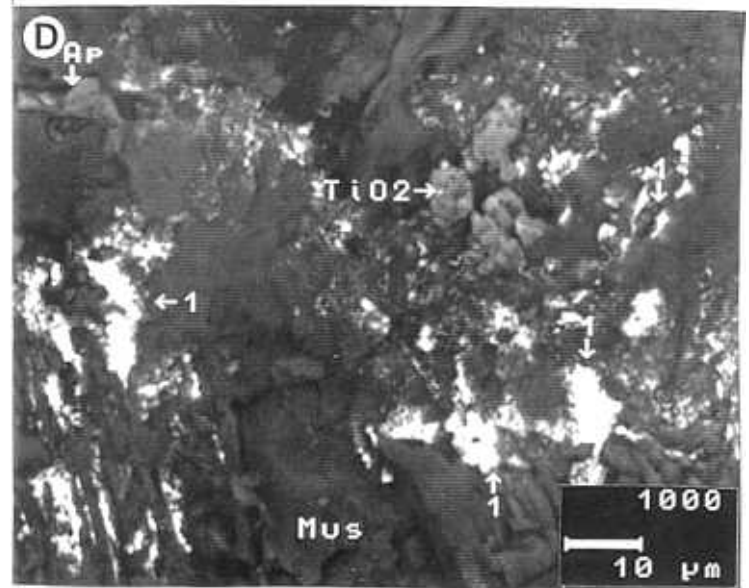
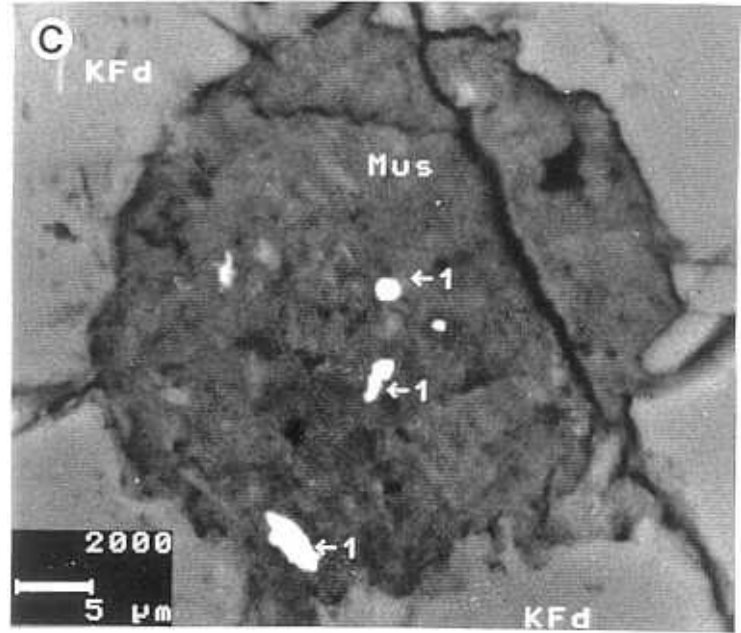
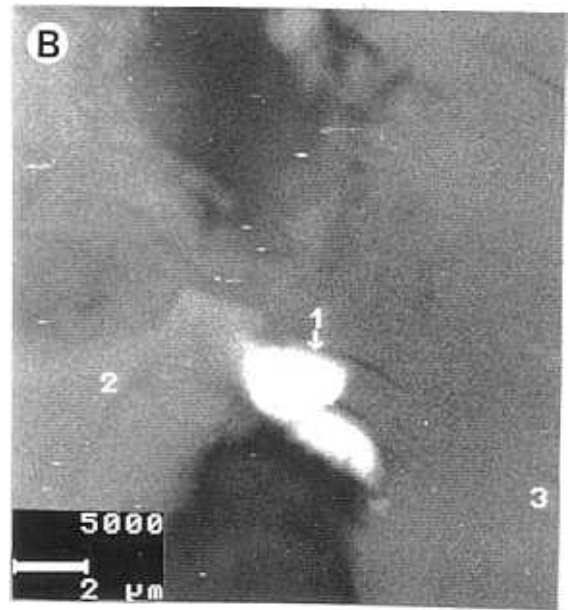
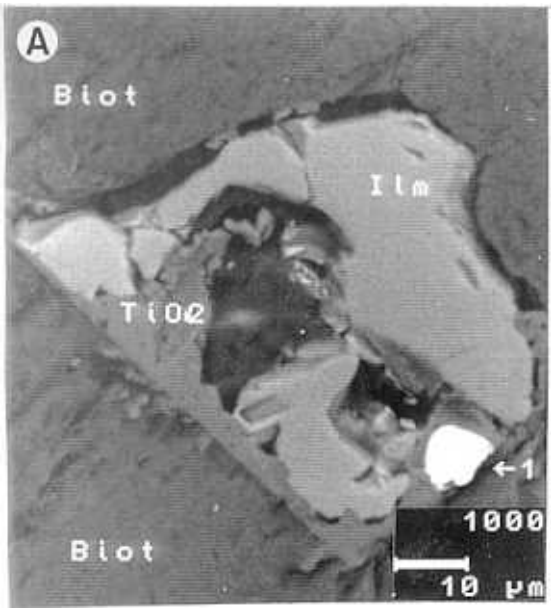
Óxidos	G5	G5	G5 (*)	G5 (*)	G6
P ₂ O ₅	34.6	38.36	34.3	40.3	34.6
CaO	1.3	1.2	6.8	6.4	1.7
Ce ₂ O ₃	29.6	27.9	25.5	22.9	29
La ₂ O ₃	13.3	12.2	13.2	11.4	13.8
Nd ₂ O ₃	12.5	11.9	9.5	8.7	12.7
ThO ₂	8.5	6.5	4.2	3.1	8.1
SiO ₂	-	0.5	1.4	0.8	-
Al ₂ O ₃	-	0.6	1.2	1.4	-
UO ₂	-	-	3.6	4.4	-

Durante la etapa postmagmática, el comportamiento de la monacita difiere también del observado en el complejo anterior. Así, en el segundo complejo, la alteración de la monacita no dió lugar ni a apatito ni a allanita, sino a compuestos complejos de Th y/o TRL, denominados aluminofosfatos de TRL, fosfosilicatos de Th, ferrosilicatos de TRL, fosfatos de Th y TRL y fosfoaluminosilicatos de Th y TRL (LAM. 3.20 C, 4.4 B y C), cuyas composiciones químicas semicuantitativas están recogidas en la Tabla 4.17.

Dado que este fenómeno es anormal en granitos peraluminicos como los aquí estudiados, la explicación que en principio puede darse, es considerando que: el alto contenido en elementos alcalinos, la baja actividad de Ca y el contenido también alto en elementos como F, B y P de este magma granítico, podrían haber aumentado la solubilidad de la monacita, alcanzándose su saturación en la fase más tardía de la

LÁMINA 4.4

- A) Imagen de electrones retrodispersados de biotita (Biot), que incluye ilmenita (Ilm) alterada a óxidos de Ti (TiO_2). Destaca también la xenotima (1) parcialmente englobada por la ilmenita.
- B) Imagen de electrones retrodispersados de fosfatos complejos de Th (1), situados en el espacio entre un cristal de feldespto potásico (2) y otro de moscovita (3).
- C) Imagen de electrones retrodispersados de feldespató potásico (Kfd) y moscovita (Mus), esta última producto de la alteración del primero, e inducido por la actividad de un cristal de uraninita del cual sólo se observa su "boxwork". Los fosfatos complejos de Th (1) que se encuentran dentro de dicho "boxwork" representan probablemente el Th de la uraninita, no movilizado durante el proceso de alteración, por disolución de dicho mineral de U.
- D) Imagen de electrones retrodispersados de moscovita (Mus) producto de la alteración de biotita. Destaca la presencia de monacita (1) y apatito (Ap), probablemente reprecipitados, junto con los óxidos de Ti (TiO_2) no incorporados en la estructura de la moscovita.



cristalización.

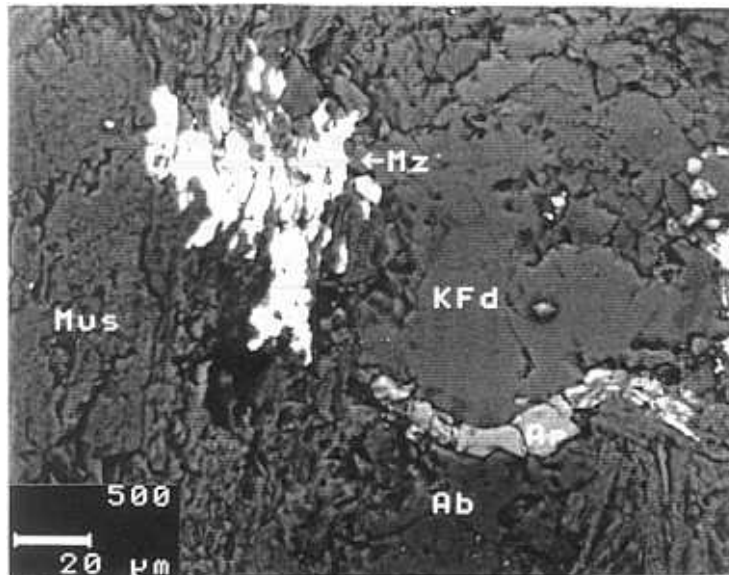
Es de destacar que, en el complejo de Peñaparda, la monacita no sólo se ha alterado a productos complejos como los citados anteriormente, sino que además se encuentra, con frecuencia, recrystalizada (LAM. 4.4 D, 4.5 A), la cual es muy rica en Ca y pobre en TRL y Th (Tabla 4.16). Además, como se ha indicado, a diferencia de

Tabla 4.17
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS PRODUCTOS DE ALTERACIÓN DE LA MONACITA

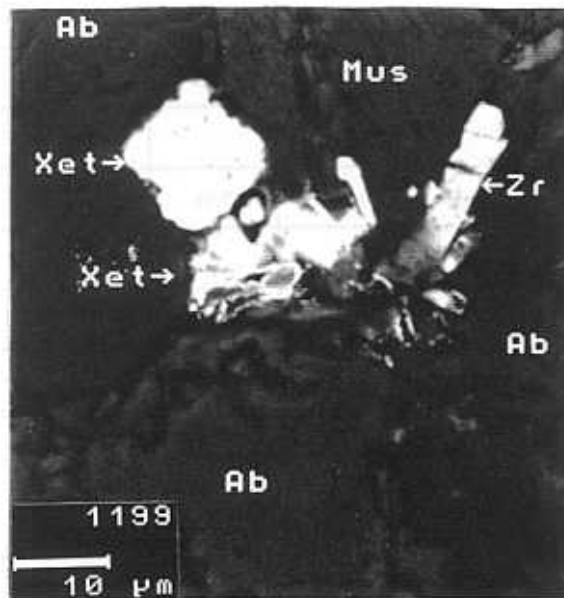
Óxidos	A	B	C	D	E
P ₂ O ₅	31.87	20.46	-	27	23
CaO	2.49	2.96	-	4.9	2.8
Ce ₂ O ₃	12.4	-	26.46	4	-
La ₂ O ₃	7.6	-	1.47	2	3.6
Nd ₂ O ₃	3	-	4	2.86	3.6
ThO ₂	-	39.6	-	35	21
SiO ₂	-	20.4	24.2	5.8	17
Fe ₂ O ₃	-	0.89	27.3	8.4	2.8
SO	3.5	-	0.6	1.1	-
MgO	-	-	-	1.5	-
Al ₂ O ₃	35.5	10.37	7.98	-	22.3
SrO	3.68	-	-	-	-
K ₂ O	-	5	4.85	-	-
ClO ₂	-	-	3	-	-

la monacita magmática, la secundaria contiene concentraciones apreciables de U. Esto podría ser indicativo de la riqueza en Ca y U de los fluidos, y que tanto la alteración de la uraninita como la del apatito y la plagioclasa, pudieron ser, en parte, anteriores o contemporáneas con la recrystalización de la monacita. Una posible recrystalización de la monacita en la etapa hidrotermal ha sido también indicada por Cathelineau (1987),

LÁMINA 4.5



A) Detalle de la imagen electrónica 3.15 F. Destaca la presencia de monacita (Mz) y apatito (Ap), ambos secundarios en las microfisuras de la moscovita (Mus) y el feldespato potásico (KFd).



B) Imagen de electrones retrodispersados de albita (Ab), moscovita (Mus) y xenotima (Xet). Destaca la presencia de circón (Zr) parcialmente alterado y fosfatos complejos de U (1), probablemente pseudomorfizando un cristal primitivo de uraninita..

en el SE del Macizo Central Francés.

A diferencia del complejo de Payo, en el de Peñaparda, los restos de monacita y los productos de su alteración se encuentran, en muy raras ocasiones juntos, por lo que se puede pensar en una mayor movilidad de las TRL y del Th. En este caso, tampoco se ha encontrado la fluorita, mineral secundario generalmente asociado a los productos de la alteración de la monacita en el primer complejo.

De acuerdo con los datos de observación, los químicos, y aplicando criterios semejantes a los utilizados en el primer complejo, se puede decir que: i) la monacita de este complejo se ha formado tanto en la etapa magmática como en la etapa postmagnética, ii) la monacita magmática es de cristalización más tardía que la del primer complejo y iii) los productos de su alteración son distintos también a los observados en el primer complejo, lo que puede ser debido a diferencias en las condiciones físico-químicas de los procesos de alteración.

4.2.2.2 Xenotima

Composición química

Aunque la xenotima es muy escasa, se han analizado dos cristales (Tabla 4.18). Al comparar estos datos con los correspondientes a las xenotimas del primer complejo, se observa que no existen diferencias destacables. Además, al igual que las xenotimas del afloramiento de La Fuente del Espinar, éstas contienen concentraciones detectables de Al_2O_3 .

Comportamiento geoquímico

Al igual que la monacita, la xenotima de este complejo aparece incluida principalmente en los minerales esenciales de cristalización tardía como son la albita y el cuarzo, presentándose con mayor frecuencia en el primero.

Esto induce a pensar que, aunque composicionalmente la xenotima es muy similar a la del primer complejo, el comportamiento de este fosfato es distinto. Por otro lado, se encuentra ocasionalmente alterada, observándose restos de xenotima

distribuidos en el interior de los cristales de albita (LAM. 3.16 E).

Tabla 4.18
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA XENOTIMA DEL SEGUNDO COMPLEJO

Óxidos	G5	
Al ₂ O ₃	1.086	1.26
P ₂ O ₅	33.48	34.18
CaO	0.70	-
UO ₂	2.35	4.15
Y ₂ O ₃	53.01	52.4
Gd ₂ O ₃	1.94	1.56
Dy ₂ O ₃	4.32	3.96
Er ₂ O ₃	2.49	2.29

4.2.2.3 Apatito

Composición química

La composición química de dos cristales de apatito procedentes de las dos unidades del segundo complejo (Tabla 4.19), muestra que, en general, este mineral es muy similar a los apatitos de las unidades del primer complejo. Además, el correspondiente a la unidad G5 es semejante a los apatitos precoces de G1 y G2, mientras que el de G6 es parecido a los de las unidades más diferenciadas del primer complejo, G3 y G4.

Comportamiento geoquímico

Al igual que la monacita y la xenotima, el apatito se encuentra mayoritariamente incluido en la albita, el cuarzo y la moscovita, por lo que se puede decir que su cristalización fue principalmente tardía. En este complejo, durante la etapa

postmagmática, se formó también apatito secundario, probablemente producto de la removilización del apatito magmático, y también similar al apatito secundario de las unidades del primer complejo. Además, al igual que aquél, se encuentra relleno de las microfisuras de los feldespatos alcalinos y, ocasionalmente, las de la moscovita. Frecuentemente, se encuentra también asociado con la monacita recristalizada (LAM. 4.4 D y 4.5 A).

Tabla 4.19
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS APATITOS DEL SEGUNDO COMPLEJO

Óxidos	G5	G6
P ₂ O ₅	48	47.4
CaO	51.9	50.6
Fe ₂ O ₃	--	1.1
MnO	--	0.8

4.2.2.4 Circón

Composición química

En este complejo no se han analizado circones zonados, pero sí un número suficiente de cristales individuales. De la composición química de dichos circones (Tabla 4.20) se puede decir que: (a) los circones de las unidades de este complejo son semejantes entre sí, (b) difieren de los circones del primer complejo en que son más ricos en SiO₂ y más pobres en ZrO₂. Además, la presencia de U en todos los circones analizados de este complejo, podría ser una diferencia más a tener en cuenta. Al igual que los circones del primer complejo, los contenidos en TR e Y están por debajo del límite de detección del EDX.

Comportamiento geoquímico

Como los otros minerales accesorios de este complejo, el comportamiento de este accesorio parece ser diferente al observado en el primer complejo. Así, en este

caso, el circón tiende a concentrarse como inclusión en los minerales magmáticos más tardíos, como son los que forman la fracción leucocrática de la roca. Esto induce a pensar que la solubilidad del circón en el magma que dió lugar a este complejo pudo ser más alta que en el magma del primer complejo. Además, en este caso, el circón parece tener un papel más preponderante en el fraccionamiento del U.

Tabla 4.20
COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL CIRCÓN DE LAS UNIDADES DEL SEGUNDO COMPLEJO

Óxido	G5					G6	
	Fe ₂ O ₃	2.5	3.8	-	-	2.4	0.3
SiO ₂	27	24	32.7	27.3	25	27.8	34.7
CaO	1.2	-	-	-	-	-	-
ZrO ₂	64.5	67.8	58.5	69.3	68.6	68.6	61.4
UO ₂	1.9	4.3	8.4	1.6	4	1.3	3.7
HfO ₂	2	-	-	1.3	-	2	-

En resumen, durante la evolución magmática de este complejo, la cristalización del circón parece intensificarse en las etapas más tardías. Además de su comportamiento distinto, difiere composicionalmente del circón del primer complejo en lo siguiente: (a) todos los circones analizados presentan cantidades detectables de U, y (b) son más ricos en SiO₂ y más pobres en ZrO₂.

4.2.2.4 Ilmenita

Composición química

La composición química semicuantitativa de la ilmenita (Tabla 4.21) pone de manifiesto que su contenido en Mn es ligeramente inferior al de las ilmenitas de las unidades del primer complejo. Además, la ilmenita de la unidad G5 es más rica en Ti y Mn y menos en Fe que la de la unidad G6.

Comportamiento geoquímico

Al igual que el resto de los minerales accesorios de este complejo, la abundancia de ilmenita aumenta desde G5 a G6, y se encuentra incluida preferencialmente en los minerales esenciales de cristalización más tardía, como el cuarzo y la moscovita. No obstante, el hecho de que también esté incluida en la biotita, sugiere que la ilmenita es un mineral que cristalizó a lo largo de toda la fase magmática y con mayor intensidad que el resto de los minerales accesorios.

Tabla 4.21
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA ILMENITA DEL SEGUNDO COMPLEJO.

Óxido	G5		G6
TiO ₂	49.2	49	48.3
Fe ₂ O ₃	48.1	48.8	49.4
MnO	2.7	2.2	1.6
SiO ₂	-	-	0.6

4.2.2.5 Uraninita

Composición química

Debido a la fuerte alteración supergénica que han sufrido las rocas del segundo complejo y dado que la uraninita es un mineral muy susceptible a la alteración, sólo se ha podido analizar un cristal de dicho mineral, con tamaño no superior a 3 μm e incluido en un circón. La composición química semicuantitativa de dicho cristal, influenciado por la del mineral patrón es SiO₂ = 24.5%, ZrO₂ = 4.5% y UO₂ = 70.6%. Además, se han observado otros diminutos cristales, probablemente de uraninita, también incluidos en circón. Entre estos últimos, sólo se ha podido analizar, mediante EDX, el de mayor tamaño, cuya composición química es SiO₂ = 33.3%, ZrO₂ = 31.2% y UO₂ = 35.2%, la cual no corresponde a la de la uraninita. Sin embargo, si se tiene en cuenta el tamaño del cristal analizado, la composición del mineral patrón y que además la sección de dicho haz de electrones tiene una superficie

mayor que la del propio mineral de uranio, se puede decir que tanto el cristal analizado como los otros de menor tamaño son de uraninita, explicándose la presencia de SiO_2 y ZrO_2 por la influencia del mineral patrón.

Comportamiento geoquímico

Sí los cristales inalterados de uraninita son escasos, no lo son tanto los "boxwork" de dicho mineral, que suelen encontrarse incluidos en el cuarzo, la albita y el feldespatos potásico. En consecuencia, se puede deducir que la uraninita cristalizó a lo largo de toda la fase magmática. Es decir, su cristalización empezó antes del circón y terminó antes de que cristalizara el cuarzo. Además, dependiendo de la naturaleza del mineral patrón, la uraninita ortomagmática puede estar o no alterada.

4.3 COMPARACIÓN ENTRE EL COMPORTAMIENTO GEOQUÍMICO Y LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS MINERALES ACCESORIOS DE AMBOS COMPLEJOS

Las diferencias entre el comportamiento de los minerales accesorios de los dos complejos graníticos se puede resumir de la siguiente manera:

(a) Mientras que en el primer complejo la mayor parte de los minerales accesorios aparecen incluidos en los minerales esenciales de cristalización precoz como la biotita, en el segundo, dichos minerales están incluidos principalmente en los minerales esenciales de cristalización más tardía, como los feldespatos alcalinos, la moscovita y el cuarzo.

(b) En el primer complejo, el contenido en minerales accesorios disminuye con la diferenciación, mientras que en el segundo aumenta. Esta diferencia puede ser debida a la mayor solubilidad de dichos minerales en el magma generador del segundo complejo, y causada por la baja actividad de Ca y Si y, probablemente, por variaciones en las concentraciones de elementos como F, Li, B y P.

(c) La composición química de los circones del segundo complejo difiere de la de los circones del primer complejo. Estos últimos contienen U y son más ricos en SiO_2 y más pobres en ZrO_2 .

(d) En la etapa postmagmática, los productos de la alteración de la monacita son también diferentes en ambos complejos. Así, en el primero, la monacita se altera a apatito, allanita, fosfatos complejos de Th y Ca y complejos de TRL, mientras que en el segundo los productos de la alteración de la monacita son: aluminofosfatos de TRL, fosfosilicatos de Th, ferrosilicatos de TRL, fosfatos de Th y TRL y fosfoaluminosilicatos de Th y TRL. Además, la monacita es, en parte, de formación secundaria, en las unidades del segundo complejo.

4.4 RESUMEN Y CONCLUSIONES

- ▶ La paragénesis de los minerales accesorios es similar en ambos complejos, exceptuando la allanita identificada en la unidad G1 del primer complejo.
- ▶ La composición química de los circones de los dos complejos es distinta. Los circones del segundo complejo son muy ricos en U y con mayores contenidos en SiO₂ y más bajo en ZrO₂ que los del primer complejo.
- ▶ Los productos de la alteración de la monacita son también diferentes, siendo principalmente apatito, allanita y complejos de Th en el primero y complejos de TRL en el segundo.
- ▶ La monacita del segundo complejo se formó tanto en la etapa magmática como en la postmagmática.
- ▶ Durante la evolución magmática de los dos complejos graníticos estudiados, parece que reinaron diferencias fisico-químicas sustanciales entre ambos.
- ▶ En el magma que dió origen al segundo complejo, parece que la solubilidad de los minerales accesorios fue más alta que en el primero. Esto se manifiesta por el aumento, desde G5 a G6, de la concentración en estos minerales y por el hecho de que suelen estar incluidos en los minerales esenciales de cristalización tardía.
- ▶ Al igual que se han explicado las diferencias entre la cristalización de los minerales accesorios en los dos complejos, también pueden explicarse las diferencias observadas durante la alteración postmagmática de dichos minerales, especialmente la

de la monacita.

Así, se sugiere que la actividad de Ca durante los procesos de interacción roca/fluido pudo ser el factor diferenciador entre ambos complejos. En el primero, la alteración de la monacita a apatito o allanita, la presencia de fluorita secundaria y el carácter más cálcico de las plagioclasas parecen indicar que, durante el proceso de alteración, la actividad de Ca fue alta. Por el contrario, en el segundo, dichas condiciones no parecen haber tenido lugar, ya que la monacita se alteró a los complejos arriba indicados, la fluorita no ha sido detectada en ninguna muestra y la plagioclasa es esencialmente albita, según los análisis químicos realizados por microsonda electrónica.

Capítulo 5

GEOQUÍMICA

ANÁLISIS DISCRIMINANTE

ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS. ESTADÍSTICA UNIVARIANTE

Elementos mayores

Elementos Traza

ESTADÍSTICA DIVARIANTE Y RELACIONES INTERELEMENTALES

Relaciones interelementales en el complejo de Payo

Relaciones interelementales en el complejo de Peñaparda

Relaciones interelementales en los dos complejos

ESTADÍSTICA MULTIVARIANTE

Análisis factorial

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES

Complejo de Payo

Complejo de Peñaparda

GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS DEL GRUPO DE LAS TIERRAS RARAS

Contenido y comportamiento geoquímico de las TR en el macizo de Cadalso-Casillas de Flores

CONCLUSIONES

5. GEOQUÍMICA

En este capítulo se resumen las características geoquímicas de las unidades graníticas estudiadas, agrupadas en los dos complejos previamente definidos. Mediante métodos estadísticos se han comprobado algunas de las características observadas en el campo y mediante microscopía, y se han puesto de manifiesto otras que no son observables directamente.

El capítulo se ha ordenado de la siguiente manera:

En primer lugar, se explican los resultados obtenidos a partir del análisis discriminante sobre las muestras analizadas, y se establece el grado de coherencia geoquímica que tiene la clasificación petrográfica realizada y representada en la cartografía.

Posteriormente, mediante el análisis exploratorio de datos, se han representado gráficamente las características estadísticas de las variables geoquímicas analizadas en cada unidad.

El tercer apartado se ha dedicado al estudio divariante de las variables analizadas, representando gráficamente las relaciones entre aquellos pares cuyos coeficientes de correlación son más significativos. De esta manera, se ha reflejado la variación geoquímica de los elementos a lo largo de la evolución magmática.

Seguidamente, se han interpretado los resultados obtenidos a partir del estudio estadístico multivariante, mediante análisis factorial. Los factores obtenidos se han interpretado en términos de procesos geoquímicos y han sido representados sobre la cartografía de la zona, obteniéndose su distribución espacial.

En el apartado quinto se exponen e interpretan los diagramas geoquímicos clásicos empleados para la caracterización geoquímica de las rocas graníticas, así como para deducir el ambiente geotectónico de su formación.

El último apartado está dedicado a la geoquímica de los elementos del grupo de

las TR.

5.1 ANÁLISIS DISCRIMINANTE

Este método estadístico es muy útil para comprobar el grado de coherencia de cualquier clasificación realizada por métodos no estadísticos. Particularmente es útil para constatar el grado de coherencia existente entre las clasificaciones petrográficas y geoquímicas de las rocas (Armour-Brown y Olsen, 1984).

Los seis tipos de granitos identificados en el campo y al microscopio se han considerado como las variables tipo, contra las que se han contrastado los elementos químicos analizados, excepto el Ce, F y Li que no fueron determinados en todas las muestras.

Los resultados obtenidos (Tabla 5.1) señalan que la clasificación previamente realizada de las muestras es correcta, encuadrándose todas ellas en sus respectivos grupos. Sólo una muestra del grupo G3 se sitúa, en esta clasificación, en el grupo G4.

De esta manera, se han obtenido cinco funciones discriminantes (Tabla 5.2), comprobándose que las dos primeras son las de mayor poder discriminatorio. En la función 1, las variables más influyentes son TiO_2 , P_2O_5 , CaO, MgO, MnO y en la función 2 lo son también el Fe_2O_3 y el K_2O . El hecho de que todos los elementos traza tengan coeficiente cero o próximos a cero es normal ya que la clasificación realizada en el campo se ha basado en la proporción de minerales esenciales, cuyas composiciones están regidas por los elementos mayoritarios.

La aplicación de estas dos funciones discriminantes al conjunto de muestras ha permitido distribuir las entre los seis tipos de granitos preestablecidos (Tabla 5.1).

Al representar las muestras analizadas en el espacio determinado por las dos funciones discriminantes principales (Fig. 5.1) se observa que: i) los dos complejos graníticos están totalmente separados; ii) en general, las unidades de cada complejo están también separadas entre sí y iii) sólo existe solapamiento entre las unidades G3 y G4 del primer complejo, aunque los centroides de ambas poblaciones están bien separados.

Resultados de Clasificación

Grupo	Grupo Predicho (cuenta, porcentaje)												TOTAL	
	1		2		3		4		5		6			
1	6	100.00	0	.00	0	.00	0	.00	0	.00	0	.00	6	100.00
2	0	.00	23	100.00	0	.00	0	.00	0	.00	0	.00	23	100.00
3	0	.00	0	.00	13	92.86	1	7.14	0	.00	0	.00	14	100.00
4	0	.00	0	.00	0	.00	13	100.00	0	.00	0	.00	13	100.00
5	0	.00	0	.00	0	.00	0	.00	6	100.00	0	.00	6	100.00
6	0	.00	0	.00	0	.00	0	.00	0	.00	6	100.00	6	100.00

Tabla 5.1.-Cuadro de asignación de las muestras por la función discriminante en los grupos preestablecidos.

	Func1	Func2	Func3	Func4	Func5
SiO2	0.14	0.73	0.07	-0.28	-0.17
Al2O3	-0.39	-0.95	-0.93	-1.11	-0.15
Fe2O3	-0.72	2.14	2.15	-2.07	0.76
FeO	-0.09	-0.18	0.21	-1.50	1.25
MnO	4.32	11.18	-7.56	-8.12	-11.14
MgO	4.76	2.46	9.94	-3.70	3.26
CaO	5.35	6.18	0.99	1.36	-3.04
Na2O	0.24	0.32	0.14	1.07	0.44
K2O	-0.20	1.34	1.13	-1.00	1.47
TiO2	7.73	-9.14	-8.87	-3.92	-1.36
P2O5	-5.40	-8.67	12.82	8.69	-4.45
Ba	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
La	0.01	0.05	-0.14	0.09	-0.15
Sr	0.01	-0.05	-0.03	-0.05	0.01
Y	0.05	0.04	0.03	0.13	0.15
Zr	0.00	-0.01	0.00	0.00	-0.01
Rb	0.00	0.00	-0.01	0.01	0.01
U	0.02	-0.02	-0.12	-0.04	0.03
Th	0.06	-0.02	-0.21	0.17	0.03
Const	-10.40	-44.24	2.85	30.14	4.53

Tabla 5.2.-Coeficientes de las funciones discriminantes.

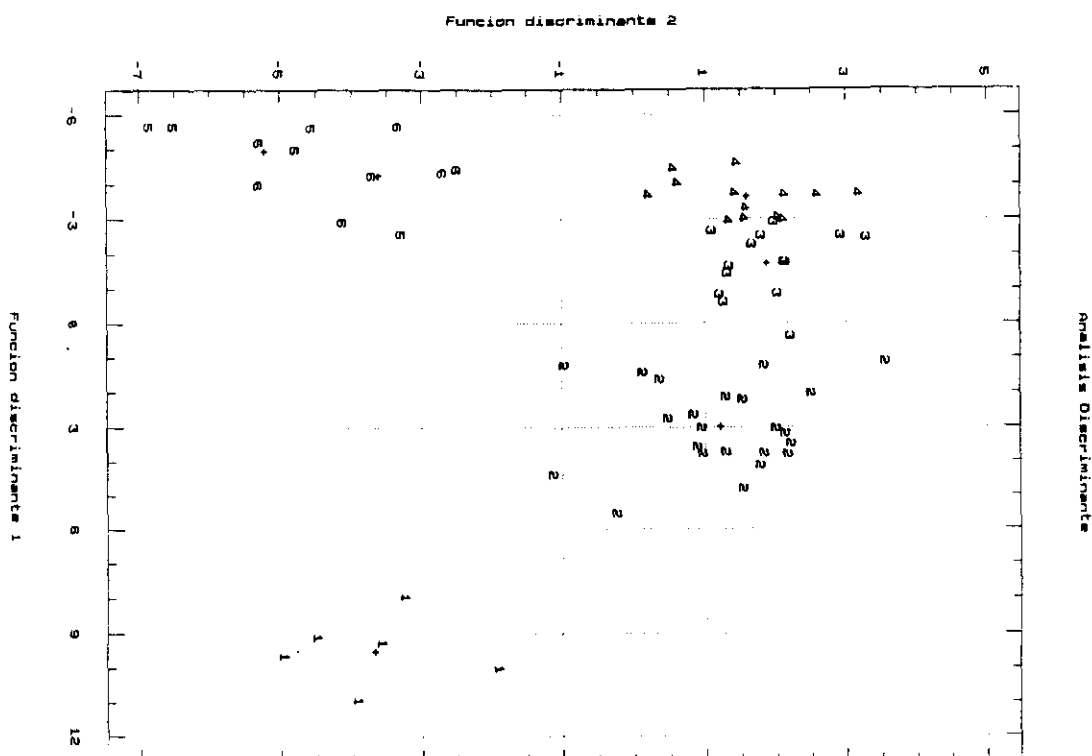


Figura 5.1. Representación de las muestras de ambos complejos en el espacio determinado por las dos funciones discriminantes principales.

5.2 ANÁLISIS EXPLORATORIO DE DATOS. ESTADÍSTICA UNIVARIANTE

Cuando se analiza una población de datos es fundamental conocer su distribución, la media, el rango y la desviación típica. Sin embargo, estos parámetros de la estadística clásica tienen la desventaja de que están fuertemente influenciados por la presencia de valores atípicos. Por ejemplo, la presencia de un valor extremadamente alto en una población de pocos datos (menos de 30) puede sesgar el valor de su media. Por ello, la media y la desviación típica sólo tienen significado cuando la población es normal y no tiene valores atípicos.

A partir del análisis exploratorio de datos de Tukey (1976), algunos autores dedicados a la prospección geoquímica (Howarth, 1984; Chork y Salminen, 1993) y otros que trabajan en la geoquímica de rocas endógenas (Zhou, 1987; Rock, 1987 y

1988 y Valois, 1991) han preferido utilizar parámetros estadísticos no influidos por los valores atípicos, como la mediana y los cuartiles, denominados robustos o resistentes.

El análisis exploratorio de datos está basado en la mediana y los cuartiles, en lugar de la media y la desviación típica. Además, permite detectar los valores atípicos y utiliza para representar estos parámetros los denominados gráficos de cajas y bigotes. Estos diagramas se explican de la siguiente manera: los extremos de la caja corresponden a los valores del primer y tercer cuartil; la línea que la divide materializa la mediana; y los bigotes se extienden, a partir de la caja central, hasta aquellos puntos situados dentro de 1.5 veces el rango intercuartílico. Cualquier valor situado por encima o por debajo de esta distancia se proyecta como un punto individual y se considera como un valor atípico.

Así, la robustez del método, la facilidad con la que se representan las poblaciones y la posibilidad de establecer fácilmente comparaciones entre ellas, son las razones que justifican el empleo de la estadística robusta para el estudio univariante de las variables químicas determinadas en las unidades graníticas aquí estudiadas.

5.2.1 Elementos mayores

En los granitos del primer complejo se observa, en general, un aumento de SiO_2 desde G1 a G4 (Fig. 5.2a). No obstante, hay que destacar dos hechos: el primero es el salto existente entre los valores de las medianas de las unidades G1 y G2, así como la falta de solapamiento entre los bigotes superior e inferior. El segundo hecho es que la unidad G4 presenta una mediana inferior a la de G3, aunque los bigotes de la primera caja se solapan ampliamente con los de la segunda. Por lo que se refiere a los granitos del segundo complejo, el primer hecho a destacar es que ambos, G5 y G6, se separan claramente de los granitos del primer complejo, y el segundo, es que el valor de la mediana aumenta desde G5 a G6. Además, el contenido en SiO_2 de estos últimos granitos es intermedio entre el de G1 y G2. Si bien todos los hechos resaltados en ambos complejos podrían explicarse por la existencia de dos series diferentes de diferenciación, el salto observado entre G1 y G2 no parece explicarse fácilmente. No obstante, puede argumentarse que dicho salto obedecería a su grado de evolución, al número limitado de análisis, a la abundancia de enclaves restíticos y al grado de contaminación.

El Al_2O_3 , en general, disminuye desde G1 a G4, observándose en el último granito la misma anomalía que para el SiO_2 (Fig. 5.2b). La dispersión de los valores altos en G1 se puede explicar, igualmente, por la abundancia de material restítico y de contaminación existente en esta unidad. Como en el diagrama del SiO_2 , el Al_2O_3 también separa los dos complejos, observándose que la unidad G5 del segundo es la más aluminica de todas y la que presenta mayor dispersión de valores.

Con respecto al Fe, se observa que el Fe_2O_3 (Fig. 5.2c) presenta menor variabilidad que el FeO (Fig. 5.2d), y que, en términos generales, el segundo complejo tiene mayor grado de oxidación que el primero. Es de destacar que el FeO disminuye progresivamente con la evolución de ambos complejos, y que el Fe_2O_3 muestra una tendencia creciente a partir de G3. Este fenómeno puede interpretarse considerando que tanto estas dos últimas unidades del primer complejo, como las del segundo, han estado sometidas a procesos más oxidantes, de cualquier origen, que las dos primeras unidades, G1 y G2.

El MnO se ha excluido de la explicación ya que sus valores analíticos son muy variables y no clarifican nada sobre la química de estos granitos.

El MgO separa también los dos complejos estudiados (Fig. 5.2e), observándose en cada uno de ellos, una disminución del contenido desde las unidades menos a las más evolucionadas, siendo la unidad G6 la que presenta mayor dispersión de valores.

Al igual que los óxidos anteriores, el CaO (Fig. 5.2f) separa claramente los dos complejos graníticos y, a diferencia del MgO, los valores más bajos de G1 se solapan con los de G2. En el segundo complejo, las unidades son muy pobres en CaO y su tendencia es contraria a la que cabría esperar. Esta pobreza en CaO puede explicarse considerando que la plagioclasa de estas unidades es albítica y que suele estar intensamente sericitizada, sobre todo en la unidad G5.

El TiO_2 muestra una disminución gradual a lo largo de la evolución de los complejos, separándolos claramente (Fig. 5.3a). El salto existente entre las unidades G1 y G2, así como la fuerte dispersión de valores observada en la primera, hacen pensar, como ya se explicó al tratar el Al_2O_3 y el Fe_2O_3 , en heterogeneidades en la distribución del material restítico o de contaminación.

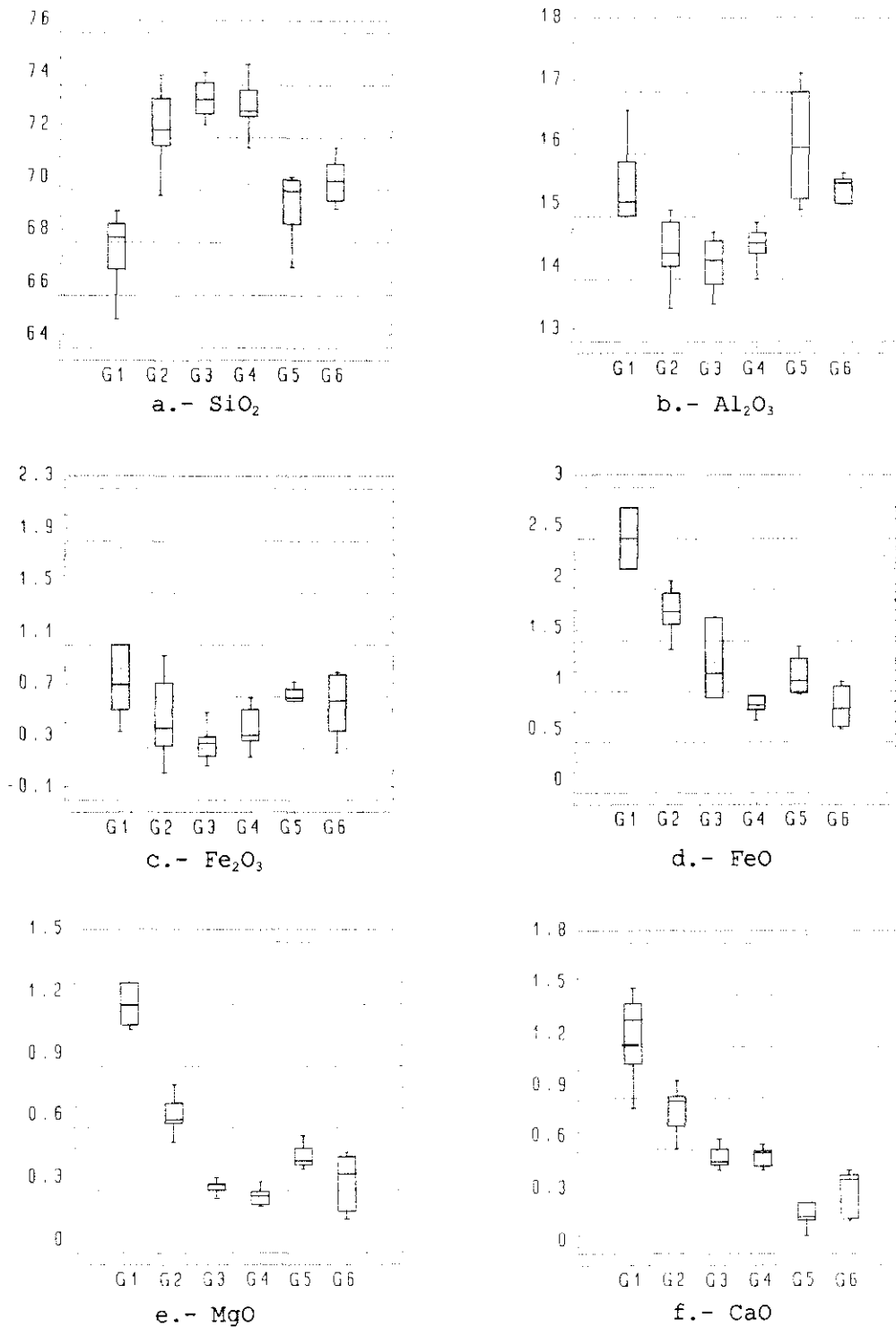


Figura 5.2.- Graficos de caja y bigotes de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MgO y CaO de las unidades de ambos complejos.

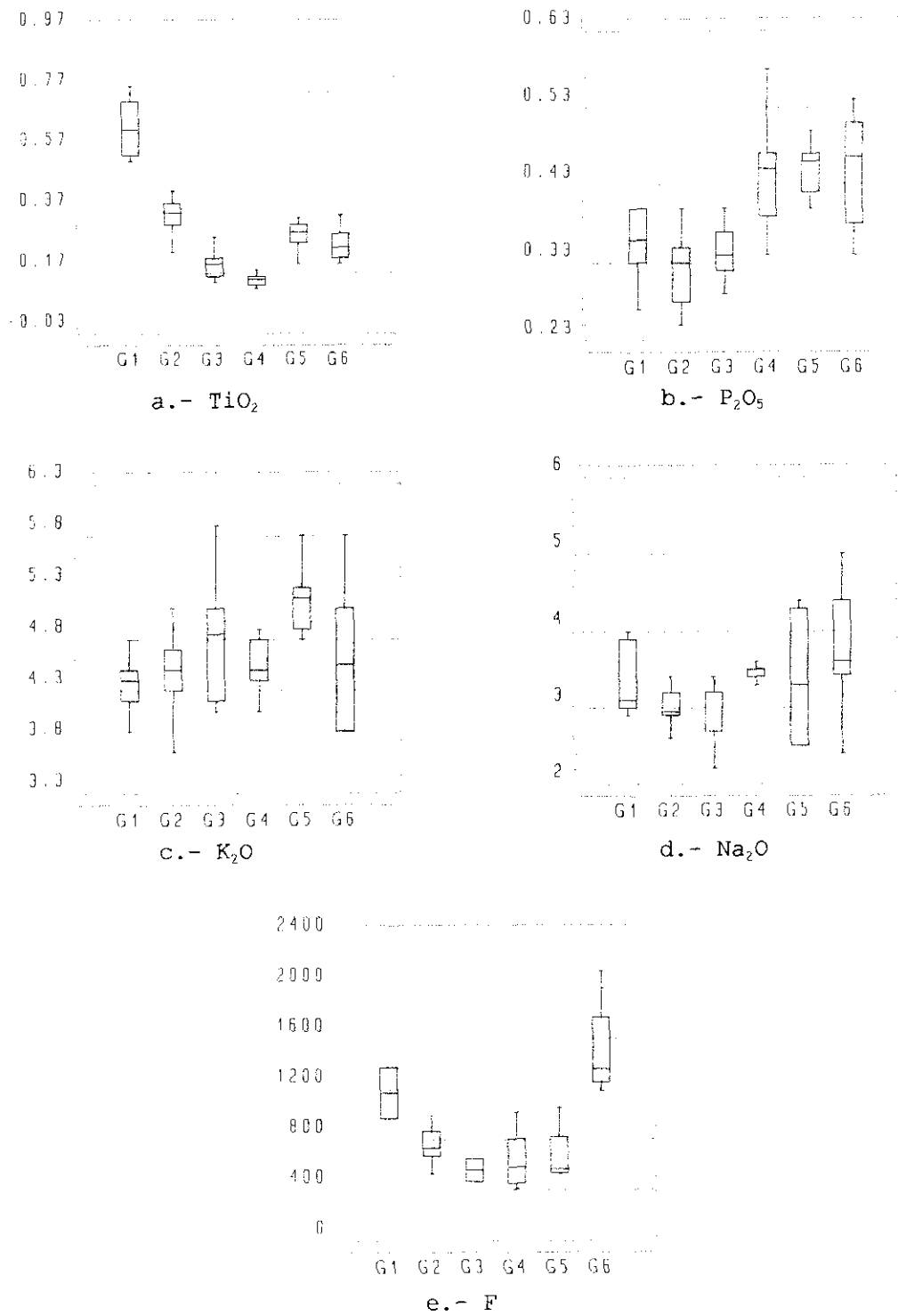


Figura 5.3.- Graficos de caja y bigotes de TiO_2 , P_2O_5 , K_2O , Na_2O y F de las unidades de ambos complejos.

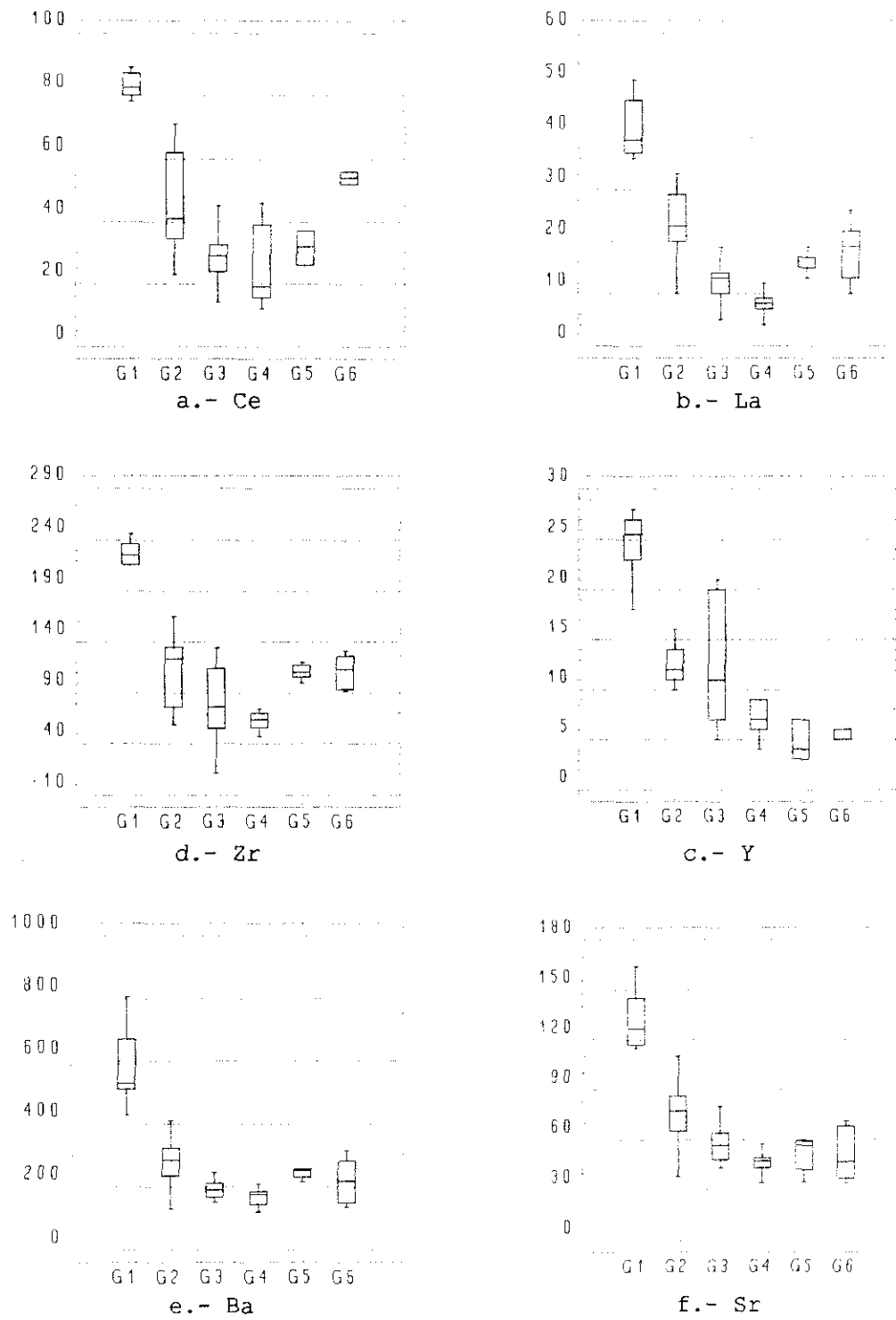


Figura 5.4.- Graficos de caja y bigotes de Ce, La, Y, Zr, Ba y Sr de las unidades de ambos complejos.

El P_2O_5 es poco discriminante de los dos complejos, ya que en ambos aumenta generalmente hacia las unidades más diferenciadas (Fig. 5.3b). La única excepción se observa entre las unidades G1 y G2, entre las cuales la tendencia es contraria. Además, la alta dispersión de los valores puede estar relacionada con la movilidad de este elemento, cuyo comportamiento anómalo será discutido más adelante, en el apartado 5.3.1.

En cuanto a los elementos alcalinos, puede decirse que ambos óxidos, Na_2O y K_2O , separan los dos complejos estudiados, y sus respectivos gráficos (Fig.5.3c y d) muestran: i) un ligero descenso del K_2O de G3 a G4 y de G5 a G6, ii) un comportamiento del Na_2O contrario al anterior y iii) una alta dispersión de valores, sobre todo en el segundo complejo. Este comportamiento antagónico de los álcalis en las dos últimas unidades del primer complejo y en las dos del segundo puede interpretarse teniendo en cuenta que se trata de unidades muy evolucionadas, ricas en P y, probablemente, en F y B. Según London et al., (1993), la presencia de concentraciones significativas de estos elementos en un sistema granítico, hace que éste evolucione hacia más sódico y menos potásico. Por otra parte, la alta dispersión de los valores puede ser debida a la gran movilidad de estos elementos, ya que, en ambos complejos, los procesos de albitización, sericitización y moscovitización de los feldespatos se manifiestan intensamente en las unidades más evolucionadas.

En el primer complejo, la concentración de F decrece hacia las unidades más diferenciadas (Fig. 5.3e), observándose un ligero cambio en dicha trayectoria al pasar de la unidad G3 a la G4. Sin embargo, en el segundo complejo, la trayectoria es la contraria, por lo que este elemento es también útil para la discriminación entre ambos. Además, el salto existente entre el contenido en F de la unidad G5 y G6 permite incluir al F entre los elementos más discriminantes de estas dos últimas unidades.

5.2.2 Elementos traza

Los elementos Ce, La e Y (Fig. 5.4a, b y c) presentan una trayectoria descendente en el primer complejo y ascendente en el segundo. El comportamiento de estos elementos en el primer complejo puede explicarse por el fraccionamiento, en ocasiones muy precoz, de los minerales accesorios portadores de dichos elementos. Así, tanto el Ce como el La son fraccionados en la monacita, mientras que el Y lo hace en

la xenotima. Además, es de destacar la amplia dispersión de valores del Ce en la unidad G3, correspondiendo quizás a una mayor alteración de la monacita. En el segundo complejo, aunque no existe relación espacial entre las dos unidades, el aumento del contenido en estos elementos desde G5 a G6 puede interpretarse por la mayor solubilidad de los minerales accesorios en el magma originario. Hecho que concuerda con los datos de observación, ya que la mayor parte de los minerales accesorios, entre ellos la monacita y la xenotima, se encuentran incluidos en los minerales esenciales de cristalización más tardía, como son la moscovita, la albita y el cuarzo.

Al igual que los elementos anteriores, el Zr disminuye a lo largo de la evolución del primer complejo, existiendo un salto bastante pronunciado entre los granitos G1 y G2 (Fig. 5.4d). Circunstancia que parece confirmar la acumulación de minerales restílicos en el primero de ellos. También es de destacar la dispersión de valores existente en los granitos G2 y G3; así como el hecho de que la tendencia observada en el primer complejo no se mantenga en el segundo. Por otra parte, el aumento del contenido en Zr en función de la evolución del segundo complejo puede interpretarse por la mayor solubilidad de este accesorio en el magma.

Así mismo, el Ba disminuye gradualmente a lo largo de la evolución de los granitos de ambos complejos (Fig. 5.4e), observándose un amplio rango de valores en G1 y G6 y muy estrecho en los restantes. Este elemento discrimina también claramente los dos complejos estudiados.

En ambos complejos, el Sr sigue la misma pauta que el Ce, La e Y. (Fig.5.4f).

El Rb muestra una tendencia creciente a lo largo de la diferenciación de ambos complejos, tal y como corresponde a un elemento incompatible (Fig. 5.5a). Llama la atención que, mientras que en el primer complejo se observa una tendencia groseramente paralela a la seguida por el K, en el segundo su comportamiento es inverso. Es decir, de las dos unidades de este complejo, la G5 es la más potásica y la menos rubídica, y la G6 es la menos potásica y la más rubídica. Es de destacar el bajo contenido en Rb y la poca dispersión de valores en la unidad G1.

La trayectoria del Li (Fig. 5.5b) en ambos complejos es poco precisa debido a la alta dispersión de los valores, excepto en G1. La explicación hay que buscarla en la alta movilidad geoquímica de este elemento, la cual parece haberse producido

predominantemente en las unidades G2, G3 y G4.

En las unidades del primer complejo, la tendencia general del U (Fig. 5.5c) es a disminuir a medida que avanza la diferenciación. La excepción la constituye el paso desde la unidad G1 a la G2, donde se observa la tendencia contraria. Hecho, que está en clara contradicción con la tendencia generalmente observada en granitos de este tipo,

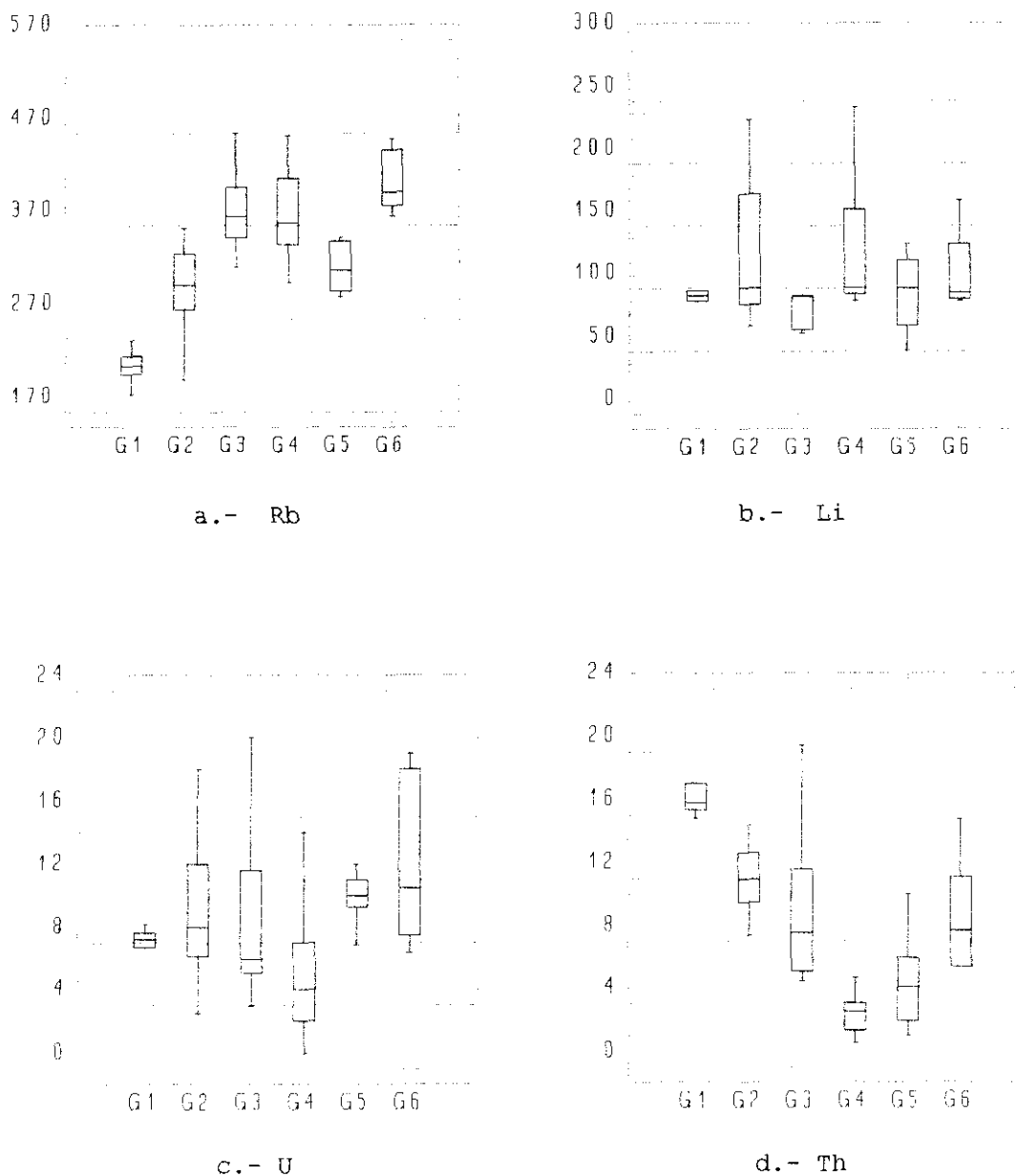


Figura 5.5.- Graficos de cajas y bigotes de Rb, Li, U y Th de las unidades de ambos complejos.

en los que el contenido en U aumenta hacia las facies más evolucionadas, puede explicarse si se considera la amplia dispersión de valores que se observa en las tres unidades más evolucionadas. Además, el hecho de que en la unidad G1 los valores de U muestren poca dispersión puede deberse a que la mayor parte de este elemento se encuentre formando parte de la estructura de minerales accesorios resistentes a los procesos hidrotermales y meteóricos de alteración. A este respecto, conviene recordar que las muestras analizadas son superficiales y, por lo tanto, afectadas, en mayor o menor grado, por la alteración supergénica. La uraninita, mineral accesorio ortomagmático típico de estos granitos, es extremadamente susceptible de ser oxidada y disuelta por dichos procesos. Por lo que se refiere a la tendencia anómala observada, hay que tener en cuenta que es el valor de la mediana el que disminuye y no el de la media. Este valor, por el contrario, aumenta desde G1 a G3. Además, dada la facilidad de la uraninita a alterarse, puede decirse que el comportamiento observado del U no corresponde con su comportamiento magmático. En las unidades del segundo complejo, el U presenta una trayectoria normal, aumentando en paralelo con el grado de evolución del granito. El aumento del U en las unidades del segundo complejo se debe a la presencia de la mayor parte de este elemento en la estructura del circón y la xenotima, minerales que se segregan en las etapas finales. Además, como en el caso anterior, la unidad más evolucionada presenta una amplia dispersión de valores en relación con la menos evolucionada, lo que podría explicarse argumentando los mismos razonamientos que para el caso anterior.

La tendencia general del Th en las unidades del primer complejo es a disminuir a medida que aumenta la diferenciación (Fig. 5.5d). Este hecho está de acuerdo con la tendencia general del Th en granitos semejantes. Por el contrario, en las unidades del segundo complejo, la tendencia es la opuesta, lo que puede explicarse considerando que casi la totalidad del Th está incorporado en la monacita, mineral que se fraccionó en las etapas más tardías. Por otra parte, hay que destacar la amplia dispersión de valores observada en las unidades G3, G5 y G6, que no puede explicarse por la meteorización de las muestras, ya que el Th es inmóvil en estas condiciones y, en su mayor parte, se encuentra en minerales muy resistentes a dichos procesos. No obstante, en estas unidades, se han observado procesos de alteración a alta temperatura que originaron la alteración de la monacita, seguida de la movilización y posterior precipitación del Th. Por lo tanto, estos procesos pueden ser los responsables de la alta dispersión observada

en los valores del Th.

5.3 ESTADÍSTICA DIVARIANTE Y RELACIONES INTERELEMENTALES

Las relaciones y gráficos divariantes son clásicos en el estudio geoquímico de los granitos, ya que la representación de las relaciones entre dos variables aporta información sobre la evolución química de las rocas, así como del control mineralógico de determinados elementos.

Para este estudio se han considerado por separado ambos complejos, ya que, por lo descrito hasta el momento, cada uno está constituido por unidades cogenéticas y derivadas de sendos magmas.

5.3.1 Relaciones interelementales en el complejo de Payo

a. Coeficientes de correlación

La matriz de coeficientes de correlación entre las variables analizadas (Tabla 5.3a), y su versión resaltada (Tabla 5.3b), en la que se han omitido aquellos coeficientes con escasa significación $-0.25 < x < +0.25$, reflejan que:

- 1) El SiO₂ tiene un coeficiente de correlación negativo con casi todos los elementos, excepto con el Rb que es positivo y con el Na₂O, K₂O, P₂O₅, Y, Li y U que es aproximadamente nulo o poco significativo. El primer hecho refleja la tendencia de cualquier serie granítica, en la que al aumentar el contenido en SiO₂ disminuyen los contenidos en elementos ferromagnesianos, alcalino-térreos y otros pesados como las TR, Zr, y Th. Por lo que se refiere a la correlación nula o poco significativa entre el SiO₂ y el Na₂O, K₂O, P₂O₅, Y, Li y U, se puede decir que éstos son, en general, los más susceptibles a moverse durante los procesos de alteración, especialmente la meteórica. El Rb se correlaciona positivamente con la sílice por ser un elemento incompatible que tiende a concentrarse en las fases residuales. Además, el Rb, ubicado en principio en el feldespatos potásico y la biotita, se albergaría fácilmente en la estructura de la moscovita y sericita originadas al alterarse dichos minerales.
- 2) Las correlaciones positivas y altamente significativas que se observan entre los

elementos ferromagnesianos, alcalinotérreos y otros elementos pesados como Ce, La y Zr se explican considerando que estos elementos disminuyen paralelamente al aumentar el grado de diferenciación de la roca.

4) La falta de correlación significativa entre el U y otros elementos, así como entre los álcalis y el resto de las variables es llamativa y podría explicarse, como ya se ha dicho, por la solubilidad de estos elementos durante los procesos de alteración, especialmente los meteóricos.

b. Diagramas de Harker

Los diagramas de Harker, en los que se representan los distintos óxidos mayoritarios en función de la sílice, permiten observar las variaciones en el quimismo de una serie de rocas cogenéticas, y son especialmente usados para series ígneas muy evolucionadas como las aquí estudiadas. No obstante, para rocas graníticas con pequeñas variaciones en el contenido en SiO_2 , el poder de separación de estos diagramas es limitado. Por el contrario, la ventaja que ofrecen es su simplicidad y la posibilidad de visualizar las nubes de puntos que determinan los coeficientes de correlación, así como trazar las rectas de regresión que representan el "trend" evolutivo de la serie rocosa.

En efecto, los diagramas correspondientes al Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , CaO y MgO (Fig. 5.6a, b, c y d) ponen de manifiesto: (1) un claro "trend" evolutivo entre las unidades G1 y G2, las cuales a su vez están perfectamente separadas entre sí; (2) un solapamiento entre las muestras más evolucionadas de G2 y las unidades G3 y G4, y (3) un solapamiento, más claro aún, entre las dos unidades más diferenciadas que, a su vez, tienden a apartarse, en unos diagramas más que otros, del "trend" evolutivo trazado entre G1 y G2.

El diagrama correspondiente al TiO_2 (Fig. 5.6e) presenta una trayectoria muy semejante a la de los óxidos anteriores, aunque las dos unidades más diferenciadas se ajustan más al "trend" evolutivo marcado entre G1 y G2.

En consecuencia, el hecho de que las unidades G3 y G4 se aparten más o menos del "trend" evolutivo general puede deberse, por un lado, al carácter muy evolucionado de estas unidades, que habrían llegado quizás el mínimo granítico, donde las variaciones

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TiO2	H2O	Ba	Ce	La	Sr	Y	Zr	Rb	Li	F	U	Th	
SiO2	1.00																							
Al2O3	-0.75	1.00																						
Fe2O3	-0.65	0.56	1.00																					
FeO	-0.63	0.36	0.21	1.00																				
MnO	-0.03	-0.05	-0.05	0.14	1.00																			
MgO	-0.80	0.57	0.58	0.88	0.17	1.00																		
CaO	-0.80	0.59	0.46	0.81	0.17	0.87	1.00																	
Na2O	-0.15	0.31	0.39	-0.32	-0.16	-0.03	-0.06	1.00																
K2O	0.03	-0.09	-0.23	-0.17	-0.30	-0.27	-0.16	-0.29	1.00															
P2O5	0.01	0.07	0.10	-0.50	0.22	-0.31	-0.25	0.37	0.12	1.00														
TiO2	-0.79	0.53	0.59	0.85	0.19	0.97	0.83	-0.05	-0.16	-0.29	1.00													
H2O	-0.39	0.32	0.32	0.08	-0.36	0.16	0.07	0.03	0.04	0.18	0.11	1.00												
Ba	-0.84	0.64	0.52	0.81	0.00	0.87	0.86	-0.04	-0.05	-0.31	0.86	0.27	1.00											
Ce	-0.69	0.56	0.39	0.76	0.30	0.84	0.74	-0.10	-0.31	-0.17	0.80	0.16	0.74	1.00										
La	-0.78	0.55	0.58	0.82	0.06	0.94	0.83	-0.01	-0.16	-0.33	0.93	0.13	0.88	0.76	1.00									
Sr	-0.77	0.55	0.46	0.79	-0.04	0.84	0.88	-0.05	-0.09	-0.37	0.80	0.21	0.93	0.66	0.88	1.00								
Y	-0.48	0.44	0.26	0.58	-0.18	0.55	0.55	0.07	-0.27	-0.26	0.44	0.32	0.54	0.43	0.56	0.68	1.00							
Zr	-0.79	0.51	0.57	0.78	-0.14	0.86	0.80	0.04	-0.15	-0.28	0.83	0.32	0.86	0.68	0.86	0.86	0.65	1.00						
Rb	0.63	-0.47	-0.37	-0.73	0.02	-0.75	-0.72	0.04	0.22	0.50	-0.69	-0.06	-0.74	-0.64	-0.77	-0.78	-0.58	-0.74	1.00					
Li	0.08	0.01	0.02	-0.10	-0.26	-0.04	-0.05	0.16	-0.13	0.05	-0.06	0.02	-0.08	-0.10	-0.14	-0.13	-0.21	-0.03	0.24	1.00				
F	-0.66	0.45	0.64	0.58	-0.04	0.74	0.68	0.08	-0.27	-0.06	0.71	0.23	0.67	0.54	0.73	0.68	0.48	0.73	-0.48	0.16	1.00			
U	-0.06	-0.18	0.19	0.11	0.09	0.15	0.02	-0.34	0.14	-0.03	0.18	0.14	-0.01	0.01	0.13	-0.03	-0.08	0.09	-0.01	0.03	0.10	1.00		
Th	-0.54	0.27	0.39	0.74	-0.08	0.72	0.61	-0.41	0.04	-0.47	0.74	0.31	0.63	0.55	0.69	0.61	0.42	0.68	-0.48	-0.03	0.55	0.33	1.00	

Tabla 5.3A Matriz de correlación del primer complejo.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TiO2	H2O	Ba	Ce	La	Sr	Y	Zr	Rb	Li	F	U	Th	
SiO2	1.00																							
Al2O3	---	1.00																						
Fe2O3	--	++	1.00																					
FeO	--	+		1.00																				
MnO					1.00																			
MgO	---	++	++	+++		1.00																		
CaO	---	++	+	+++		+++	1.00																	
Na2O		+	+	-				1.00																
K2O					-	-			1.00															
P2O5								+		1.00														
TiO2	---	++	++	+++		+++	+++				-	1.00												
H2O	-	+	+									1.00												
Ba	---	++	++	+++		+++	+++				-	+++	+	1.00										
Ce	--	++	+	+++	+	+++	++				-	+++		++	1.00									
La	---	++	++	+++		+++	+++				-	+++	+++	+++	1.00									
Sr	---	++	+	+++		+++	+++				-	+++	+++	++	+++	1.00								
Y	-	+	+	++		++	++				-	+	+	++	+	++	++	1.00						
Zr	---	++	++	+++		+++	+++				-	+++	+	+++	++	+++	+++	++	1.00					
Rb	++	-	-	--		---	--				++	--		--	--	---	---	--	--	1.00				
Li																					1.00			
F	--	+	++	++		++	++					++	++	++	++	++	+	++				1.00		
U																							1.00	
Th	--	+	+	++		++	++					++	+	++	++	++	+	++				++	+	1.00

+++ ≥ 0.75 --- ≤ -0.75
 ++ ≥ 0.50 -- ≤ -0.50
 + ≥ 0.25 - ≤ -0.25

Tabla 5.3B.- Matriz de correlación resaltada del primer complejo.

de los elementos mayoritarios serían mínimas, y por otro, a los procesos de alteración meteórica que afectarían más al $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, MgO y CaO y menos al Al y Ti .

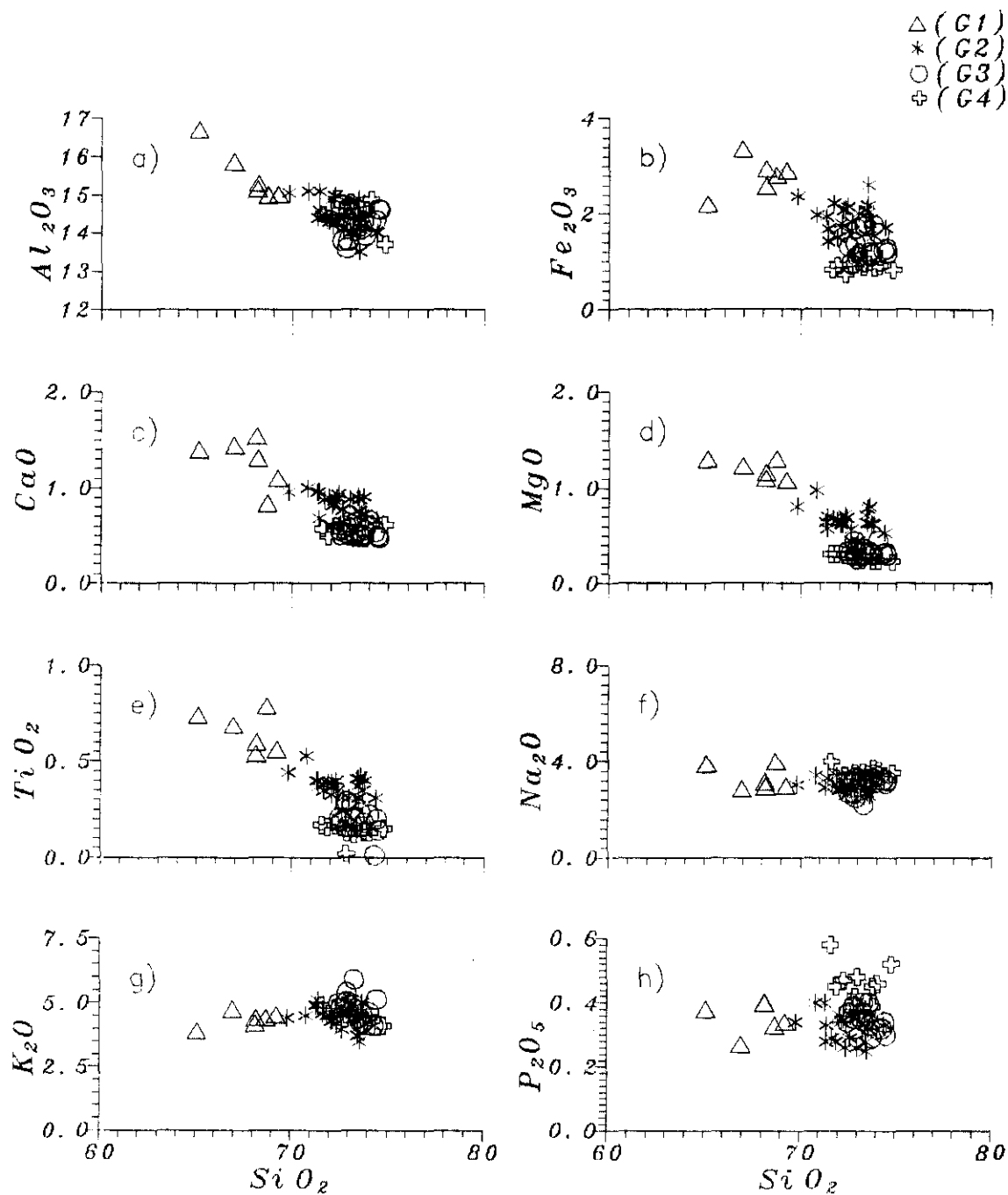


Figura 5.6.- Diagramas binarios sílice-elementos mayores de las unidades del primer complejo.

En los diagramas correspondientes al Na_2O y K_2O (Fig. 5.6f y g), aunque en general se observa una trayectoria ascendente a medida que aumenta el contenido en SiO_2 , gran parte de los valores pertenecientes a G2, G3 y G4 están por debajo de dicha trayectoria. Esto puede deberse a que estas muestras tienen un grado de alteración suficientemente alto como para haber perdido gran parte de estos elementos.

El P_2O_5 (Fig. 5.6h) se comporta de manera distinta a todos los óxidos tratados anteriormente. Así, mientras que en las dos primeras unidades disminuye al aumentar la sílice, en las dos últimas (G3 y G4) aumenta, para valores casi constantes de SiO_2 . El comportamiento anómalo del P_2O_5 se puede explicar considerando que: la tendencia del P_2O_5 desde G1 a G2 es similar a la del modelo propuesto por Harrison y Watson (1984), en el que el contenido en apatito y, por consiguiente, en P_2O_5 decrece con la diferenciación. Por el contrario, la tendencia entre G3 y G4, en la que el contenido en P_2O_5 aumenta con la evolución, se desvía de este modelo. Al comprobar los valores máximos, medios y mínimos del P_2O_5 (Tabla 5.4), se observa, por un lado, la misma tendencia descrita en los diagramas de cajas y bigotes y, por otro, que todos los valores son superiores al valor de saturación del apatito, calculado experimentalmente, para el sistema haplogranítico, en 0.14 ± 0.06 % de P_2O_5 (Watson y Capobianco, 1981).

Tabla 5.4
CONTENIDOS MÁXIMOS, MEDIOS Y MÍNIMOS DE P_2O_5

valor	G1	G2	G3	G4
máximo	0.4%	0.4%	0.4%	0.58%
medio	0.35%	0.32%	0.34%	0.44%
mínimo	0.27%	0.25%	0.29%	0.34%

Concentraciones de P_2O_5 superiores a las de saturación del apatito han sido citadas en numerosas ocasiones, tanto en granitos peraluminicos similares a los aquí tratados, como en pegmatitas y riolitas (Strong y Hanmer, 1981; Stone, 1982; Corretgé et al., 1985; Bea et al., 1987; Pérez del Villar y Mingarro, 1987 y Pérez del Villar, 1988), atribuyéndolas, en algunos casos, a la presencia de apatitos restíticos (Watson y Capobianco, 1981; Harrison y Watson, 1984 y Chappell et al., 1987). Otros autores (Corretgé et al., 1985; Pérez del Villar y Mingarro, 1987 y Pérez del Villar, 1988)

sugieren la presencia de fosfatos de Al y Mn de la serie trifulita-litofilita para explicar el exceso de P_2O_5 , después de haber neutralizado todo el CaO en forma de apatito.

Sin embargo, en trabajos más recientes (London et al., 1990; London, 1992; Gallego, 1992; Bea et al., 1992; London et al., 1993; Michael y London, 1994 y Bea et al., 1994), las concentraciones tan altas de P_2O_5 han sido explicadas bien por la baja actividad del Ca y el aumento del índice de saturación del aluminio (ISA), con el consiguiente aumento de la solubilidad del P, o por la incorporación del P en las redes de los feldespatos alcalinos. Así, Ellison y Hess (1988) y London et al. (1989) relacionaron el aumento de la solubilidad de los fosfatos (monacita y apatito) con el aumento de la peraluminosidad del magma y la segunda posibilidad (London, 1990 y 1992; Gallego, 1992; London et al., 1993; Michael y London, 1994 y Bea et al., 1994) está basada en que dichos autores argumentan que el P ubicado en la estructura de los feldespatos alcalinos, según $AIP \Rightarrow 2Si$, puede representar una parte importante del P_2O_5 de la roca. Esta sustitución ya había sido demostrada experimentalmente por Simpson (1977), en condiciones de alta presión de fluidos.

En cualquier caso, London et al., (1989) consideraron que el alto contenido en P_2O_5 es una característica general de los granitos peraluminicos del tipo "S" y Bea et al., (1992) lo consideran como un indicador genético. Además, los últimos autores citados, en su estudio sobre granitoides a escala mundial, establecieron dos tendencias según el comportamiento del P_2O_5 : a) granitoides con tendencia tipo Hoyos, en los que la actividad del P_2O_5 decrece con la diferenciación, de acuerdo con el modelo de Harrison y Watson (1984), y b) granitoides con tendencia tipo Pedrobernardo, en los que la $[P_2O_5]$ aumenta hacia los diferenciados más ricos en SiO_2 , muy peraluminicos y muy pobres en Ca. Además estos autores atribuyeron el aumento del P_2O_5 a los cambios en la actividad del Ca, que consideran nula en los diferenciados finales, junto con el exceso de Al.

De acuerdo con el comportamiento del P_2O_5 en los granitos estudiados, las unidades más diferenciadas del primer complejo podrían encuadrarse en los granitos tipo Pedrobernardo, también llamados granitos perfosfóricos, dado su alto contenido en P_2O_5 . No obstante, la unidad G4, que es la más rica en P_2O_5 , es la que presenta el valor más bajo de ISA (Fig. 5.7a), por lo que, en principio, el enriquecimiento en P_2O_5 no parece estar relacionado con el aumento de dicho índice. Este último argumento puede

ser válido en el caso de que el ISA calculado corresponda el del magma, ya que, según London et al., (1993), la separación de una fase acuosa rica en volátiles puede extraer álcalis del fundido y, por consiguiente, aumentar el valor de dicho índice. Este valor puede también verse afectado por la sericitización de los feldespatos, hecho evidente en las unidades aquí tratadas.

Por otra parte, según Reyson y Hess (1980), la solubilidad del P_2O_5 , para un contenido determinado en Ca, aumenta en fundidos despolimerizados. Por lo que, en el caso de las unidades G3 y, sobre todo, G4, se puede atribuir a dicha razón el aumento del P_2O_5 . Además, la despolimerización del fundido pudo deberse, de acuerdo con Manning et al. (1980), a la presencia de concentraciones importantes de F en el magma, detectado en forma de fluorita, o a las de F y B (Holtz et al., 1993 y Hans Keppler, 1993), estando este último elemento presente en forma de turmalina, tanto magmática como postmagmática.

Siguiendo el mismo razonamiento, la Fig. 5.7b muestra como en las unidades G1 y G2 el contenido en P_2O_5 disminuye al hacerlo el del CaO, hasta que este último óxido adquiere una concentración constante. A partir de dicha concentración de CaO, el P_2O_5 aumenta en las unidades G3 y G4. La concentración de CaO comprendida entre 0.5 y 0.55% sería el punto en el que el comportamiento del P cambia de compatible a incompatible.

Con relación a los álcalis, el P_2O_5 presenta un comportamiento desigual. Así, frente al K_2O (Fig. 5.7c) se observa una gran dispersión de puntos, mientras que frente al Na_2O (Fig. 5.7d) la nube de puntos determina una correlación positiva. Esta correlación entre ambos óxidos parece estar de acuerdo, en principio, con la idea de que el P podría estar incorporado en la red del feldespato sódico. Sin embargo, en la unidad G3, se ha constatado una cristalización masiva de apatito tardío, rodeando los cristales de biotita o relacionado con sus bordes (LAM. 3.11 E y 3.12 D) y, en algunas ocasiones, con los de feldespato alcalino. Igualmente, en G4 y en algunas cúpulas muy diferenciadas, se ha observado que los feldespatos alcalinos están cargados de inclusiones de apatito primario y secundario (LAM. 3.14 C y 3.21 D). Además, mediante MEB se han identificado fosfatos complejos de Th, de TRL y de Fe con U, rellenando las microfisuras de los feldespatos alcalinos y del cuarzo, u ocupando, dentro de la albita, los "boxworks" de la uraninita alterada. La presencia de estos fosfatos

complejos secundarios habría que atribuirla a procesos de removilización posteriores a la cristalización magmática. En consecuencia, estas relaciones texturales entre los feldspatos alcalinos y los fosfatos primarios y secundarios indicarían que, aunque pueda existir la sustitución berlinita, solamente una pequeña parte del P_2O_5 de estas rocas podría ser atribuido a ella, estando la mayor parte del P_2O_5 formando fosfatos primarios y secundarios.

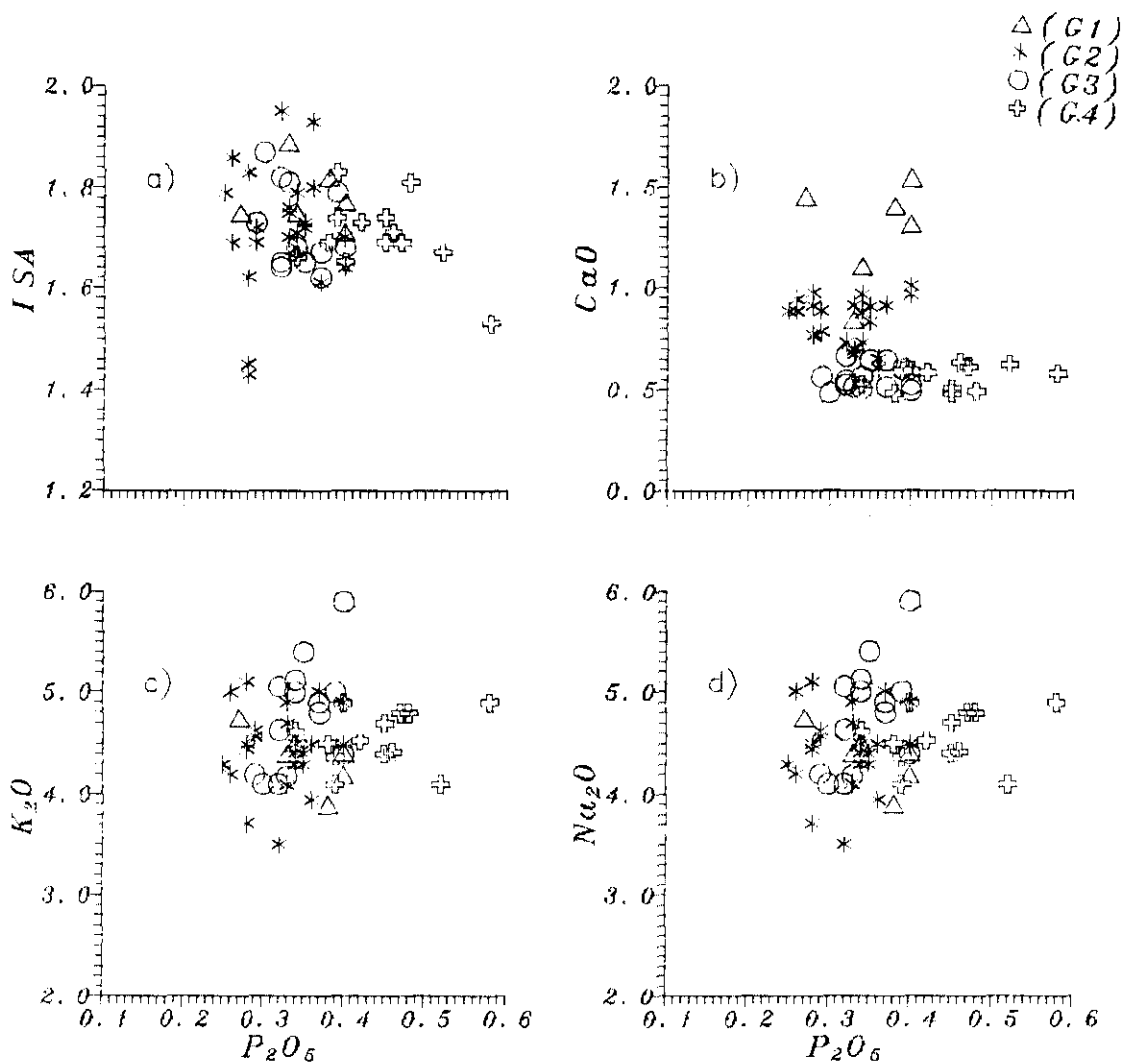


Figura 5.7.-Representación del P_2O_5 vs ISA, CaO, K_2O y Na_2O de las unidades del primer complejo.

Por último, si se tiene en cuenta que la unidad G4 es la más evolucionada, la más baja en ISA y que su contenido en SiO_2 es inferior al de las unidades anteriores, dicha relación podría ser explicada, en parte y de acuerdo con London et al. (1993),

de la siguiente manera; al añadir P al sistema haplogranítico saturado en H₂O ocurre que: (a) se produce una expansión del campo del cuarzo y (b) evoluciona el fundido hacia composiciones peralcalinas, ricas en Na y pobres en SiO₂. Por ello, cabría decir que el aumento del P₂O₅ en las etapas finales de la cristalización magmática podría haber coincidido con un aumento del Na.

En resumen, el aumento del P₂O₅ a partir de la unidad G3 estaría relacionado, por un lado, con el bajo contenido en CaO, y por otro, a la mayor despolimerización del fundido, debido a su vez a la mayor presencia de F, B y H₂O. Además, la formación abundante de apatito coincide, espacial y temporalmente, con la cristalización de los feldespatos alcalinos, sobre todo con el componente albítico en estas unidades finales. Por consiguiente, se sugiere que las relaciones observadas en los diferentes diagramas de la Fig.5.7 parecen deberse, en gran medida, a relaciones espacio-temporales entre los fosfatos y los feldespatos alcalinos y no a la presencia de P en la red de los mismos.

Como conclusión, se puede decir que las razones que justifican que el contenido en P₂O₅ aumente en este tipo de rocas están relacionadas con: (i) su contenido bajo en CaO, que impide la cristalización del apatito, (ii) el contenido relativamente alto en F, B y H₂O, que aumenta la solubilidad de dicho mineral y (iii) los procesos de removilización postmagmática-hidrotermal del P.

Como resumen de los diagramas Harker, los óxidos mayoritarios, de acuerdo con su comportamiento frente a la sílice, pueden clasificarse en tres grupos:

- El primero, que incluye al Al₂O₃, MgO, CaO, TiO₂ y Fe₂O₃, presenta algunas características muy significativas en cuanto a la evolución de las unidades del primer complejo. Así, los contenidos en dichos elementos decrecen desde la unidad menos a la más evolucionada y marcan los límites entre las distintas unidades. No obstante, algunos de estos óxidos tienen mayor poder separador que otros. En consecuencia, se sugiere que las cuatro unidades de este primer complejo son el resultado de la diferenciación de un magma común y, por lo tanto, cogenéticas.

Las trayectoria de los "trends" evolutivos de estos óxidos podrían ser compatibles con un proceso de cristalización fraccionada en el que participarían

principalmente la plagioclasa, puesto de manifiesto por la disminución del CaO, y la biotita, por la disminución del Fe₂O₃ y MgO. La disminución del contenido en TiO₂ podría indicar la cristalización de una fase rica en Ti, como la ilmenita, además de su fraccionamiento en la biotita.

Otro aspecto destacable de estos diagramas es que la unidad G1 se separa excepcionalmente del resto de las unidades, siempre con contenidos más altos en dichos óxidos. Como ya se indicó, esto puede explicarse por el material restítico o de contaminación existente en dicha unidad, representado por cordierita pseudomorfizada por micas, agregados biotíticos y, en menor medida, por la sillimanita y el granate observados en los enclaves restíticos.

- El segundo grupo incluye al Na₂O y K₂O, óxidos que en general aumentan al aumentar la SiO₂. No obstante, dicha trayectoria se encuentra parcialmente desdibujada por la alta dispersión de los valores, lo que probablemente se deba a la superposición de procesos de alteración, bien sean éstos hidrotermales o meteóricos.

- El tercer grupo está integrado solamente por el P₂O₅ cuyo comportamiento anómalo ha sido tratado ampliamente.

c. Otros diagramas de interés

Al igual que se hizo para los elementos mayores, se ha representado, frente al SiO₂, la variación de algunos elementos traza, como el Rb, Sr, Ba, Zr e Y, ya que son los que pueden aportar mayor información sobre la cristalización fraccionada de las rocas graníticas. Así, el comportamiento de los tres primeros está muy relacionado con la cristalización de la plagioclasa, el feldespato potásico, la biotita y la moscovita, y los dos últimos con la cristalización del circón y la xenotima, cuya cantidad suele disminuir a medida que aumenta el grado de diferenciación de la roca.

En el diagrama Rb/SiO₂ (Fig. 5.8a) se observa una buena correlación positiva (0.63) entre ambos elementos. En líneas generales, el contenido en Rb aumenta progresivamente hacia las facies más diferenciadas, lo que es comprensible si se considera el carácter hidromagmatófilo del Rb, con coeficientes de reparto mineral/líquido muy bajos, excepto para la biotita, en los primeros estadios magmáticos.

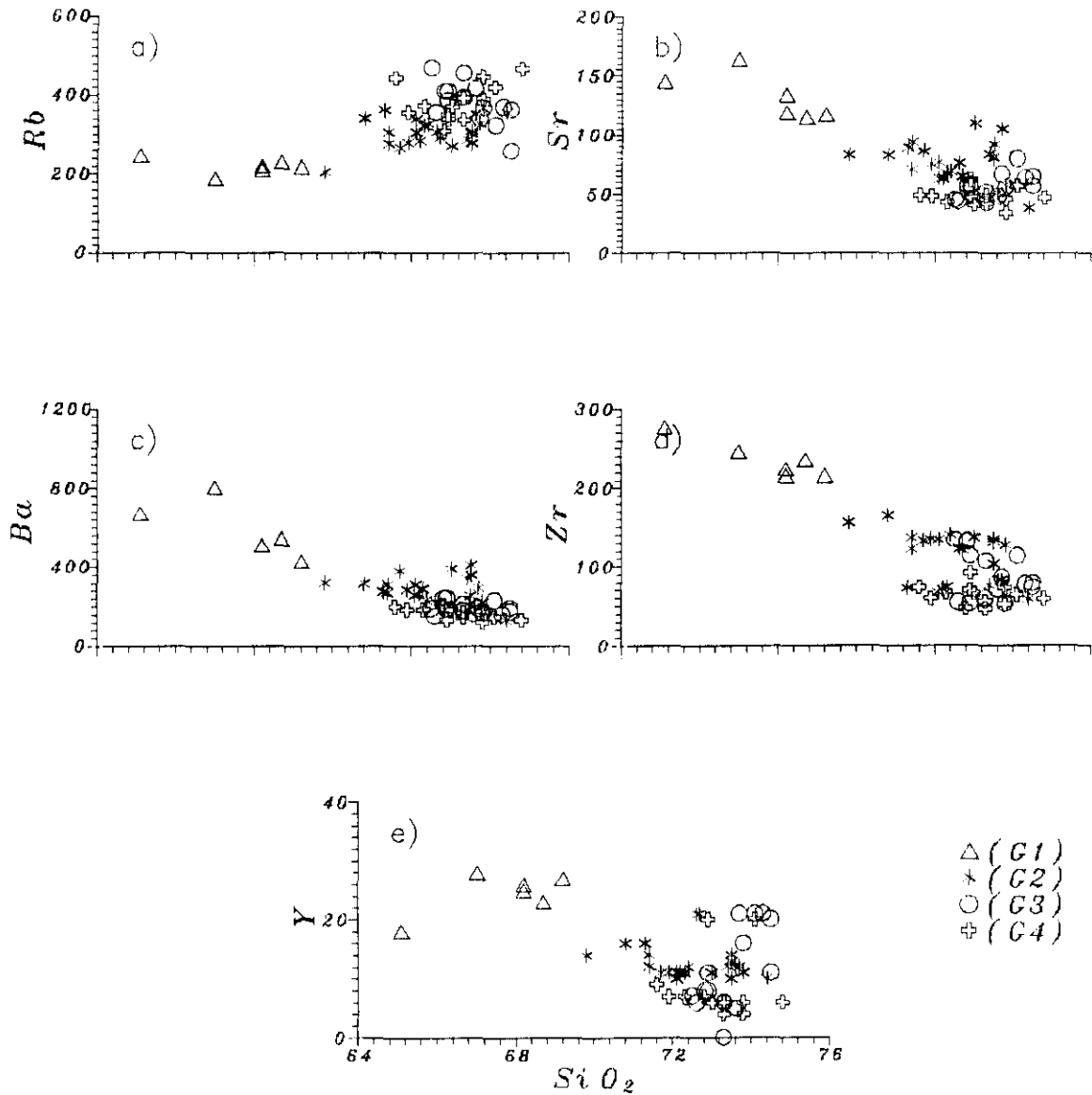


Figura 5.8.- Diagramas binarios sílice-elementos traza de las unidades del primer complejo.

Como puede verse en la Fig. 5.8b, los contenidos en Sr disminuyen a medida que aumenta la sílice. Aunque en este diagrama no se diferencian las distintas unidades, salvo G1 y G2, la disminución del Sr podría estar relacionada con la cristalización de

la plagioclasa.

Las concentraciones de Ba disminuyen con la diferenciación tal y como se observa en el diagrama [Ba vs SiO₂] (Fig. 5.8c), en el que el "trend" presenta una pendiente negativa en todas las unidades. Este comportamiento es comprensible si se tiene en cuenta la poca diferencia que existe entre el radio iónico del Ba=1.43Å y el del K=1.33Å, así como la preferencia del Ba a entrar en los minerales potásicos como la biotita, con coeficiente de reparto de 9.7 (Couturie, 1973), y el feldespato potásico, con Kd= 6.12 (Vernon, 1986).

Del tratamiento de estos tres elementos se puede deducir que, en la evolución del complejo, domina la cristalización fraccionada continuada de la plagioclasa, la biotita y el feldespato potásico.

El comportamiento del Zr frente al SiO₂ es bastante parecido al del Ba y al del Sr (Fig. 5.8d). Es decir, su contenido disminuye a medida que avanza la evolución. Esto se puede explicar si se tiene en cuenta que, en magmas peraluminicos similares al aquí estudiado, la solubilidad del Zr es muy baja, dando lugar a que su fraccionamiento sea temprano y que el magma residual se empobrezca en este elemento.

El contenido en Y, como ocurre con los demás elementos estudiados, disminuye, en general, al aumentar la sílice, observándose cierta dispersión en algunos de los valores correspondientes a las dos unidades más diferenciadas (Fig. 5.8e). Esto puede ser debido a la removilización postmagmática del Y en relación con la alteración de la xenotima, fenómeno que también ha sido observado mediante MEB.

En resumen, las pautas de evolución de los elementos trazas estudiados parecen compatibles con la cristalización fraccionada de la plagioclasa, puesta de manifiesto por la disminución del Sr; de la biotita y del feldespato potásico, acompañadas por una disminución del contenido en Ba; del circón, por el descenso del contenido en Zr y de la xenotima, por la disminución del Y.

Por último, las diferencias químicas observadas entre las cuatro unidades se deben, por un lado, a la cristalización fraccionada de los minerales esenciales y accesorios citados, y por otro, a la existencia de minerales restíticos como la cordierita pseudomorfizada por micas, los agregados micáceos, el granate y la sillimanita de los

enclaves restílicos y algunos núcleos de circón. Igualmente, en estos cambios químicos han podido contribuir los fenómenos de contaminación, debidos a la existencia, en las unidades menos diferenciadas, de enclaves supermicáceos parcialmente asimilados, así como a fenómenos de alteración posteriores a la cristalización del magma, incluidos los supergénicos.

Si hasta el momento se han estudiado las relaciones entre la sílice, los elementos mayores y algunos traza, conviene tratar también las relaciones existentes entre algunos elementos mayores y traza, así como entre algunos traza, particularmente entre los que existe una buena correlación, sea ésta positiva o negativa. La conveniencia surge al comprobar que la evolución desde G1 a G4 podría ser dudosa, dado el comportamiento de algunos de los elementos mayores y traza tratados.

Así, la relación entre el par CaO/Sr (Fig. 5.9a) pone de manifiesto un claro "trend" evolutivo desde G1 a G4, disminuyendo el Sr a medida que lo hace el Ca, lo que es compatible con la cristalización fraccionada de la plagioclasa.

En el diagrama [Zr vs TiO₂] (Fig. 5.9b) se observa una disminución de ambos desde G1 a G4. Esto sería indicativo de la cristalización fraccionada de la ilmenita además de la del circón. La dispersión de valores que se observa en G2 podría ser debida a la alteración de la biotita y la formación de rutilo, mineral secundario bastante abundante en esta unidad.

La relación entre el par Rb/Sr (Fig. 5.9c) muestra un "trend" con pendiente negativa desde G4 a G1, separándose claramente las dos primeras unidades y superponiéndose las dos últimas. La dispersión de valores que se observa en algunas de las unidades puede ser debida a la movilidad de estos elementos en las etapas de alteración postmagmática, incluida la supergénica.

Esta relación, que ha sido utilizada como indicador de los mecanismos de la evolución magmática, especialmente los de cristalización fraccionada (Walsh et al., 1979 y Gallan, 1984), pone de manifiesto que, en las unidades aquí estudiadas, el mecanismo evolutivo por excelencia fué el de la cristalización fraccionada, aunque se encuentra parcialmente obliterado por procesos posteriores.

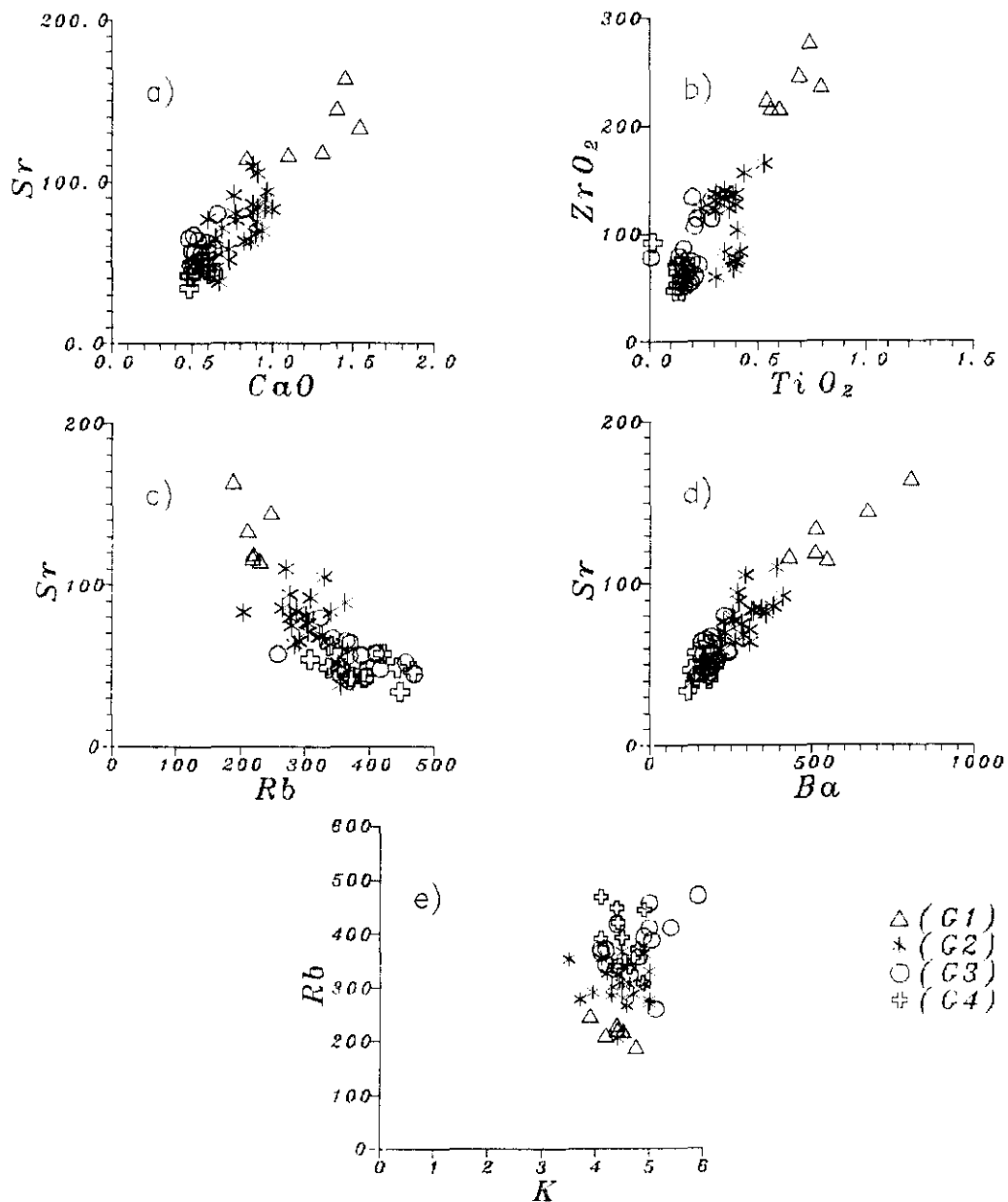


Figura 5.9.- Diagramas interelementales: Ca-Sr, Ti-Zr, Rb-Sr, Ba-Sr y K-Rb de las muestras del primer complejo.

La representación gráfica del Ba en función del Sr (Fig. 5.9d) muestra que, en líneas generales, ambos elementos disminuyen paralelamente desde G1 a G4, lo que confirma, al igual que en el caso anterior, que la cristalización fraccionada estuvo

fundamentalmente controlada por la segregación de los minerales potásicos (feldespato potásico y biotita), que admiten el Ba en su red, y por las plagioclasas que admiten el Sr. Además, al igual que en el diagrama anterior, se observa que las unidades G1 y G2 están bien separadas, mientras que las dos últimas se superponen parcialmente.

El diagrama correspondiente a la relación K/Rb (Fig. 5.9e) presenta una nube de puntos en la que difícilmente se puede establecer "trend" evolutivo alguno, debido probablemente a procesos de removilización de ambos elementos. No obstante, si se tienen en cuenta los valores medios de dicha relación en las cuatro unidades (Tabla 5.5), se observa que éstos disminuyen con la evolución, lo que está de acuerdo con Shaw (1968), quién indicó que esta relación disminuye a medida que las rocas son más jóvenes en una serie evolutiva.

Tabla 5.5
VALOR MEDIO DE LA RELACIÓN K/Rb

G1	G2	G3	G4
200.9	147.2	127.15	120

En el diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Boussel y El Sokkary (1975) (Fig. 5.10), las unidades del primer complejo presentan una evolución que está controlada principalmente por el Rb y el Ba, ya que son los elementos dominantes frente al Sr. En dicho "trend" evolutivo las muestras se distribuyen entre tres zonas diferentes:

La primera, ocupada por las muestras de la unidad G1, con contenidos altos en Ba y relativamente bajos en Sr y Rb, representaría el dominio de los granitoides menos evolucionados, tal y como se ha visto en los diagramas anteriores. No obstante, la situación de las muestras, justo en el límite entre los campos correspondientes a los denominados granitos normales (3) y a los granitos anómalos (2), entendiéndose por estos últimos aquellos que han sufrido, en general, alteraciones metasomáticas, podría interpretarse considerando que la unidad G1 está, en realidad, formada por un granito de este último tipo. Sin embargo, la coherencia entre la situación de la unidad G1 y su grado evolutivo, el que las cuatro unidades sigan, en conjunto, un mismo "trend" sin cambios sustanciales en la línea evolutiva, y el que la unidad G1 sea la menos alterada, impiden clasificar a esta unidad como un granito anómalo. Probablemente, la situación ligeramente anómala de este granito sea debido a la presencia de material restítico y de

contaminación, tal y como se dijo anteriormente.

La segunda zona está ocupada por las muestras de la unidad G2, que es también la segunda en grado de evolución. En este caso, se observa un aumento del Rb y una disminución de Ba, frente a pequeñas variaciones del Sr.

La última zona está ocupada por las muestras pertenecientes a las unidades G3 y G4, ambas solapadas. Estas dos unidades, junto con la unidad G2, están situadas en el dominio de los granitos fuertemente diferenciados.

En definitiva, el "trend" evolutivo de estos elementos marca una evolución desde G1 a G4, dominada por la cristalización fraccionada de las micas y los feldespatos. Además, el hecho de que el Rb aumente con la evolución y que el Ba disminuya, podría ser coherente con un proceso de cristalización fraccionada mediante el cual el Ba sería captado por la biotita y el feldespato potásico, disminuyendo así con la diferenciación. Por el contrario, el Rb, además de ser admitido en las estructuras de los minerales potásicos tempranos, tendería a concentrarse en el magma residual, aumentando así la relación Rb/K tal y como se ha observado.

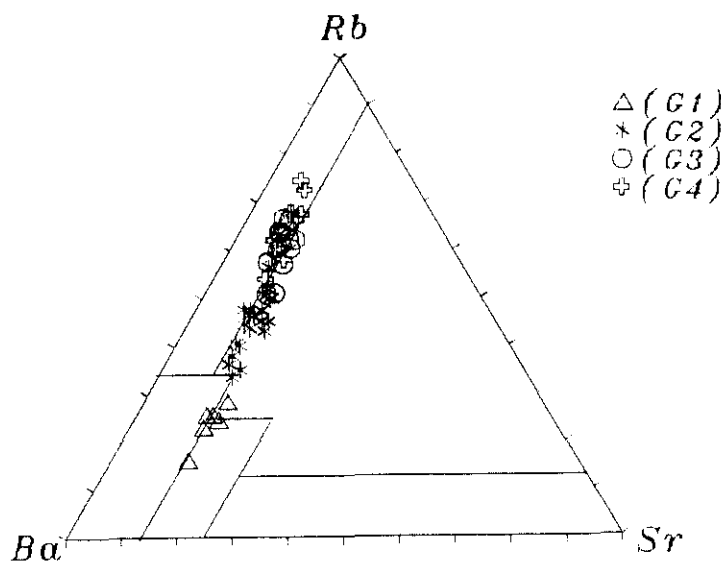


Figura 5.10.- Diagrama triangular Rb-Sr-Ba de El Bouselley y El Sökkary (1975) aplicado a las muestras del primer complejo.

Por último, en las Figs. 11a y b, en las que se han proyectado algunos elementos mayores y traza frente al Fe_2O_{3T} , se observa un "trend" evolutivo claro desde G1 a G4, lo que puede confirmar la hipótesis mantenida hasta el momento acerca de la evolución y el carácter cogenético de estas unidades.

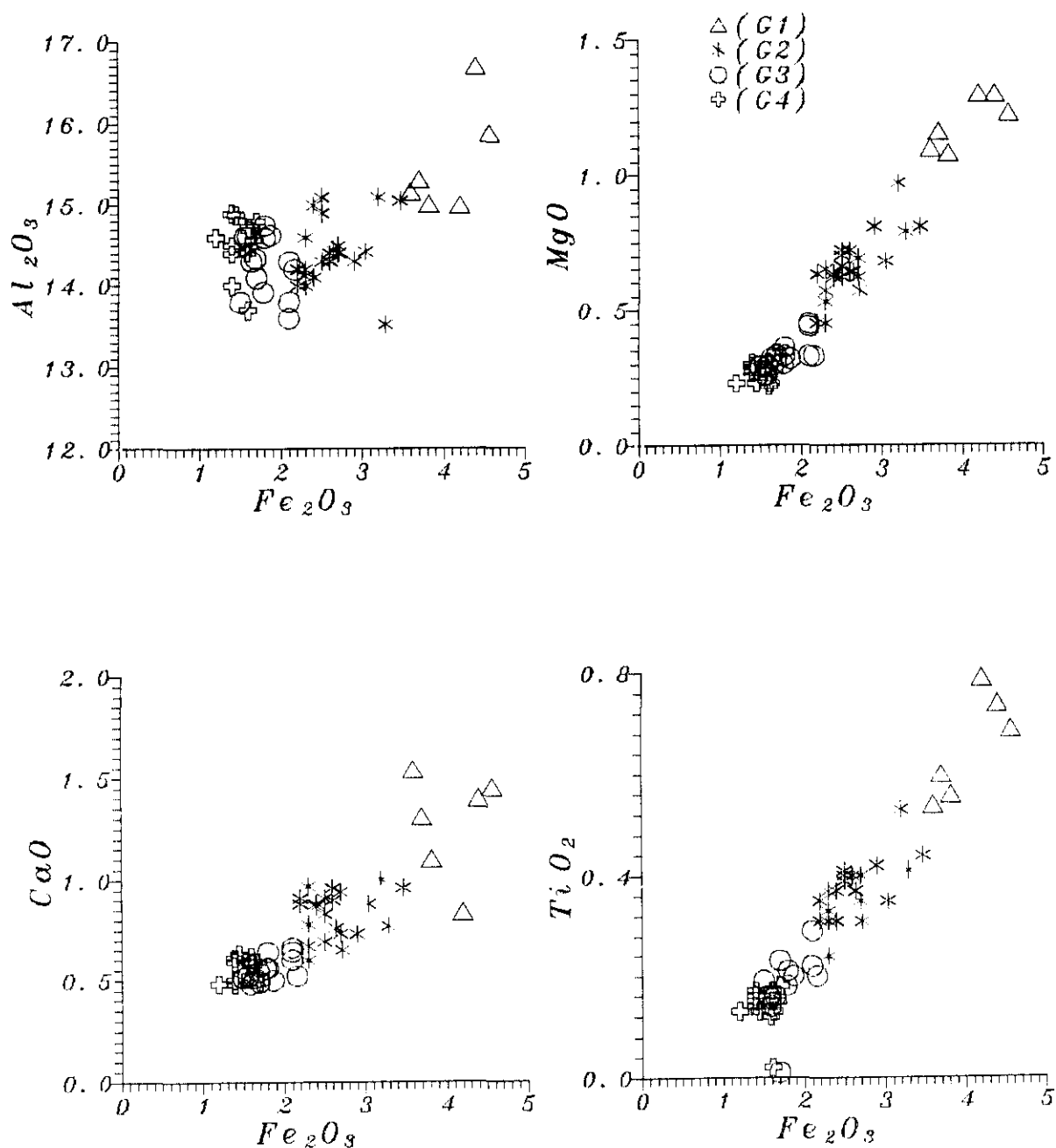


Figura 5.11a.- Diagramas de Fe_2O_{3T} vs Al_2O_3 , MgO , CaO y TiO_2 de las muestras del primer complejo.

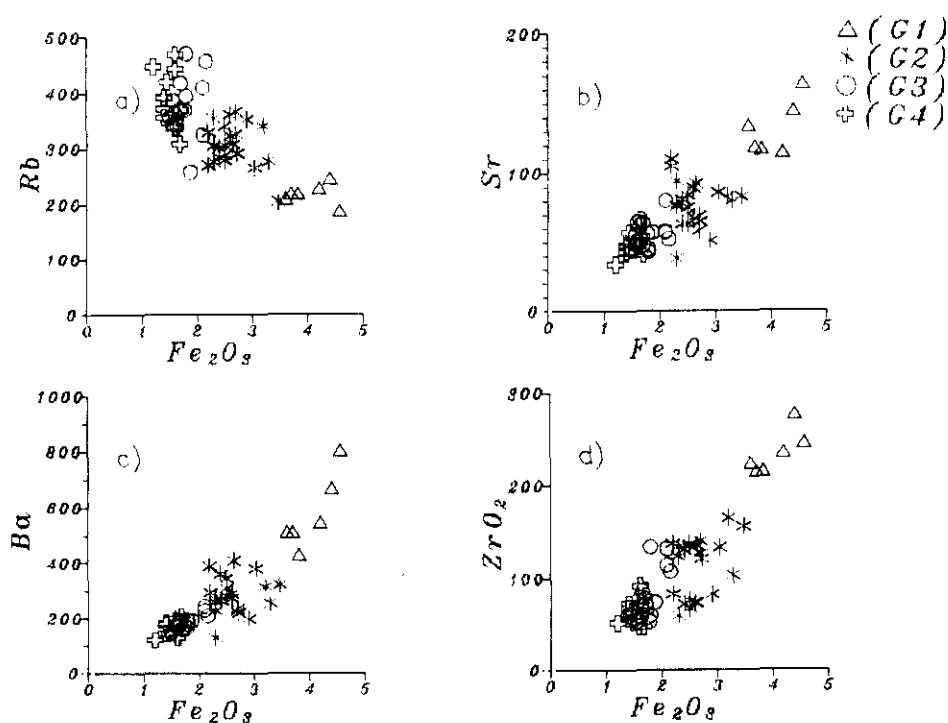


Figura 11b.- Diagramas de Fe_2O_{3T} vs Rb, Sr, Ba y Zr de las muestras del primer complejo.

5.3.2 Relaciones interelementales en el complejo de Peñaparda

a. Coeficientes de correlación

La Tabla 5.6a muestra la matriz de coeficientes de correlación y la Tabla 5.6b corresponde a la misma matriz pero con las correlaciones altas resaltadas. En estas matrices llama la atención, contrariamente a lo que sucede en el primer complejo, la ausencia de fuertes correlaciones positivas o negativas. Así, los coeficiente de correlación entre el SiO_2 y los otros óxidos son muy bajos, por lo que la representación de este óxido respecto a los que tradicionalmente se emplean para observar la evolución de los granitos va a resultar poco elocuente.

Los elementos mayores FeO , MgO , CaO y TiO_2 , que en el primer complejo mostraban fuertes correlaciones positivas, en este quedan como medias y, en algunos casos, pasan a negativas. Algo parecido sucede con los elementos traza Ba, Ce, La, Sr y Zr. Las variables Al_2O_3 y Fe_2O_3 , que en el caso anterior mostraban correlaciones

positivas medias, ahora descienden a bajas y, en muchos casos, a negativas.

De forma particular llama la atención el cambio de comportamiento de los elementos alcalinos que, de no mostrar correlación en el primer complejo, pasan a correlaciones medias y, en algunos casos, a altas, como por ejemplo el par K_2O -Ba. El P_2O_5 , de forma general, aumenta su correlación, pasando de correlaciones negativas bajas a medias pero del mismo signo.

Así mismo, el U cambia de tendencia y muestra aquí una mayor correlación con gran número de elementos. Finalmente, el Th también varía su correlación, tendiendo a disminuir o incluso a invertirse.

b. Diagramas Harker

En la representación gráfica de los óxidos mayoritarios frente al SiO_2 (Fig. 5.12), se observa lo siguiente:

(a) En el granito G5, llama la atención la alta dispersión de los valores del Al_2O_3 , mientras que en el G6 tiene una distribución más homogénea. En cualquier caso, los valores de este óxido son mayores que en el primer complejo, si se excluye la unidad G1, y no presentan "trend" alguno con respecto al SiO_2 .

(b) Los álcalis muestran una extraordinaria dispersión de valores, y mientras que en la unidad G5 parece que el Na_2O disminuye, en G6 parece que aumenta. Es de destacar que los valores del K_2O son más altos que los de las unidades del primer complejo.

(c) En ambas unidades, el P_2O_5 es relativamente alto, con una media mayor al 0.40%, sin presentar variaciones al aumentar la sílice.

(d) Los óxidos de Fe_2O_{3T} , TiO_2 , CaO y MgO presentan contenidos similares a los de las unidades mas evolucionadas del primer complejo, G3 y G4.

(e) El comportamiento del CaO es similar en ambas unidades, aunque se observan valores relativamente más bajos en la unidad G5 que en la G6, separándose las dos unidades.

En cuanto a la evolución de todos los óxidos respecto al SiO_2 se puede decir que no presentan "trend" alguno, por lo que no merece la pena insistir más en ellos.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TiO2	H2O	Ba	Ce	La	Sr	Y	Zr	Rb	Li	F	U	Th	
SiO2	1.00																							
Al2O3	-0.68	1.00																						
Fe2O3	-0.31	0.33	1.00																					
FeO	0.03	-0.03	-0.22	1.00																				
MnO	-0.30	0.43	0.70	-0.33	1.00																			
MgO	-0.32	0.25	0.03	0.92	-0.15	1.00																		
CaO	-0.18	-0.05	0.48	-0.52	0.72	-0.43	1.00																	
Na2O	-0.41	0.38	0.42	-0.71	0.74	-0.50	0.66	1.00																
K2O	-0.31	0.22	-0.57	0.52	-0.51	0.48	-0.56	-0.49	1.00															
P2O5	-0.37	0.35	0.69	-0.56	0.72	-0.33	0.71	0.58	-0.52	1.00														
TiO2	-0.25	0.34	0.58	0.59	0.36	0.70	-0.01	-0.12	0.00	0.01	1.00													
H2O	-0.24	0.29	-0.28	0.32	-0.54	0.44	-0.84	-0.32	0.46	-0.43	-0.01	1.00												
Ba	-0.13	0.21	-0.48	0.77	-0.52	0.73	-0.60	-0.61	0.80	-0.62	0.29	0.48	1.00											
Ce	0.45	-0.48	-0.20	-0.42	-0.14	-0.60	0.35	0.16	-0.40	-0.10	-0.35	-0.50	-0.25	1.00										
La	0.19	-0.14	-0.50	0.62	-0.54	0.47	-0.35	-0.56	0.45	-0.67	0.21	0.12	0.82	0.31	1.00									
Sr	0.03	-0.07	-0.69	0.54	-0.75	0.44	-0.58	-0.62	0.74	-0.68	-0.11	0.46	0.88	0.03	0.82	1.00								
Y	0.53	-0.51	-0.20	0.59	-0.48	0.36	-0.59	-0.64	0.12	-0.70	0.26	0.26	0.23	-0.07	0.29	0.23	1.00							
Zr	-0.06	0.19	-0.31	0.73	-0.27	0.67	-0.40	-0.40	0.48	-0.61	0.52	0.24	0.82	0.02	0.85	0.60	0.28	1.00						
Rb	0.19	-0.18	0.18	-0.57	0.39	-0.65	0.71	0.51	-0.62	0.39	-0.18	-0.76	-0.57	0.79	-0.09	-0.45	-0.35	-0.19	1.00					
Li	0.59	-0.37	0.08	0.37	-0.05	0.18	-0.03	-0.44	-0.40	-0.04	0.27	-0.28	-0.05	0.19	0.24	-0.11	0.43	0.19	0.26	1.00				
F	0.35	-0.30	0.05	-0.36	0.07	-0.48	0.44	0.19	-0.58	0.17	-0.16	-0.56	-0.39	0.81	0.14	-0.26	-0.15	0.00	0.89	0.53	1.00			
U	0.16	-0.10	0.27	-0.72	0.63	-0.71	0.59	0.73	-0.60	0.46	-0.30	-0.48	-0.77	0.23	-0.65	-0.69	-0.33	-0.64	0.44	-0.25	0.11	1.00		
Th	0.43	-0.67	-0.44	0.43	-0.49	0.20	-0.19	-0.43	0.01	-0.65	0.06	-0.02	0.26	0.50	0.62	0.38	0.60	0.50	0.16	0.44	0.37	-0.29	1.00	

Tabla 5.6A.- Matriz de correlación del segundo complejo.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TiO2	H2O	Ba	Ce	La	Sr	Y	Zr	Rb	Li	F	U	Th	
SiO2	1.00																							
Al2O3	--	1.00																						
Fe2O3	-	+	1.00																					
FeO				1.00																				
MnO	-	+	++	-	1.00																			
MgO	-	+		+++		1.00																		
CaO			+	--	++	-	1.00																	
Na2O	-	+	+	--	++	--	++	1.00																
K2O	-		--	++	--	+	--	-	1.00															
P2O5	-	+	++	--	++	-	++	++	--	1.00														
TiO2	-	+	++	++	+	++					1.00													
H2O		+	-	+	--	+	---	-	+	-		1.00												
Ba			-	+++	--	++	--	--	+++	--	+	+	1.00											
Ce	+	-		-		--	+		-		-	--	-	1.00										
La			--	++	--	+	-	--	+	--			+++	+	1.00									
Sr			--	++	---	+	--	--	++	--		+	+++		+++	1.00								
Y	++	--		++	-	+	--	--		--	+	+			+		1.00							
Zr			-	++	-	++	-	-	+	--	++		+++		+++	++	+	1.00						
Rb				--	+	--	++	++	--	+	---	---	---	+++		-	-		1.00					
Li	++	-		+				-	-		+	-					+			1.00				
F	+	-		-		-	+		--			---	-	+++		-			+++	++	1.00			
U			+	--	++	--	++	++	--	+	-	-	---		--	--	-	--	+	-		1.00		
Th	+	--	-	+	-			-		--			+	++	++	+	++	++		+	+	-	1.00	

+++ ≥ 0.75 --- ≤ -0.75
 ++ ≥ 0.50 -- ≤ -0.50
 + ≥ 0.25 - ≤ -0.25

Tabla 5.6B.- Matriz de correlación resaltada del segundo complejo.

c. Otros diagramas de interés

Dada la falta de correlaciones significativas entre los elementos traza y el SiO_2 , no se va a seguir, en su tratamiento, la misma sistemática que para el primer complejo, sino que, de modo selectivo, se resaltarán sólo aquellas correlaciones que aporten información.

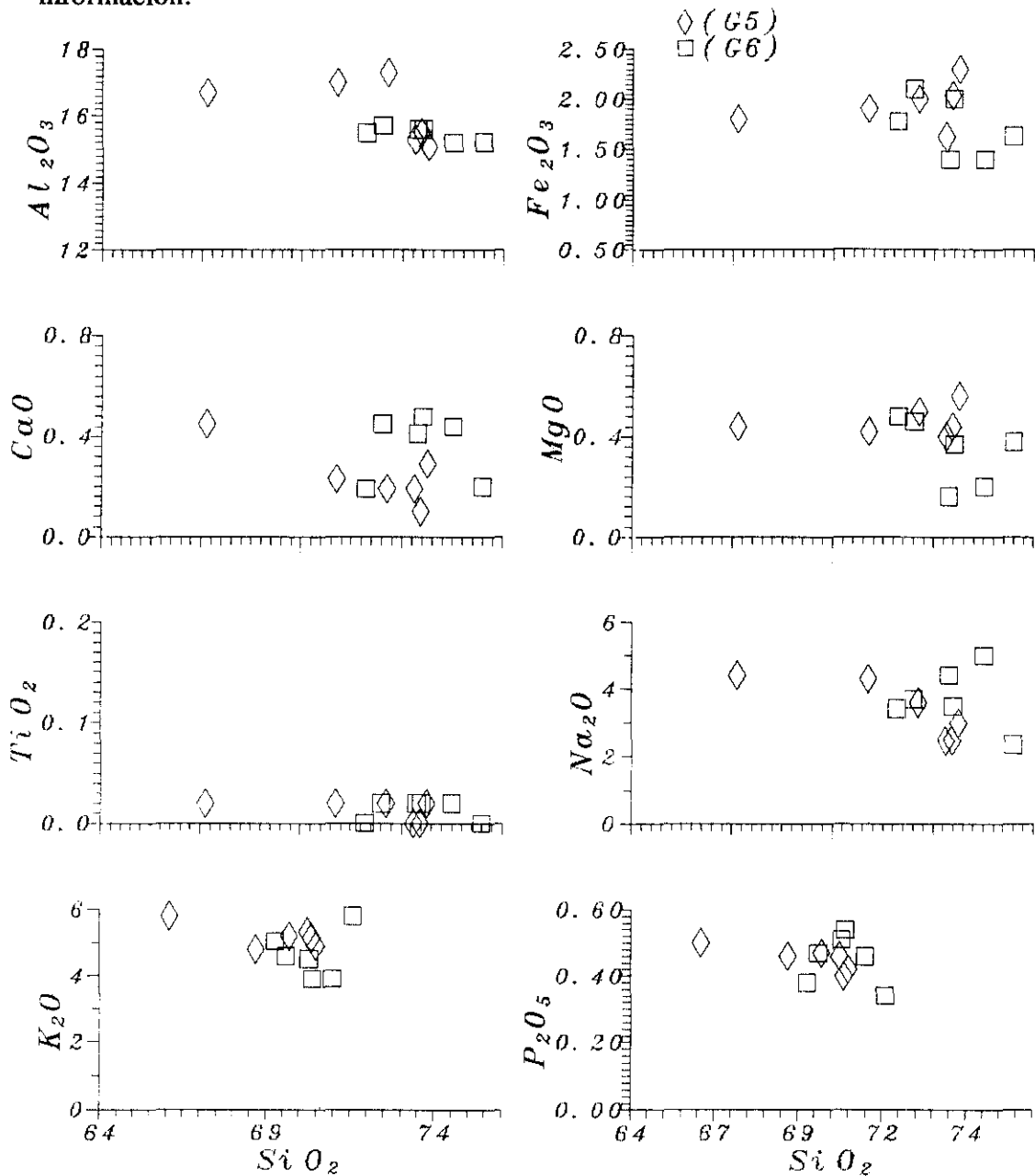


Figura 5.12.- Diagramas binarios sílice-elementos mayores de las unidades del segundo complejo.

El Rb, aunque presenta gran dispersión frente al SiO_2 , es uno de los pocos elementos que discrimina las dos unidades de este complejo, estando el límite en torno a las 360 ppm. Así, los valores superiores a dicho número corresponden a la unidad G6, por lo que puede considerarse como la más evolucionada (Fig. 5.13 a). Por su parte, el espectro del Ba (Fig. 5.13 b) también presenta la misma dispersión mostrada por el Rb, pero en este caso, se aprecia una ligera disminución del contenido al aumentar el de la SiO_2 .

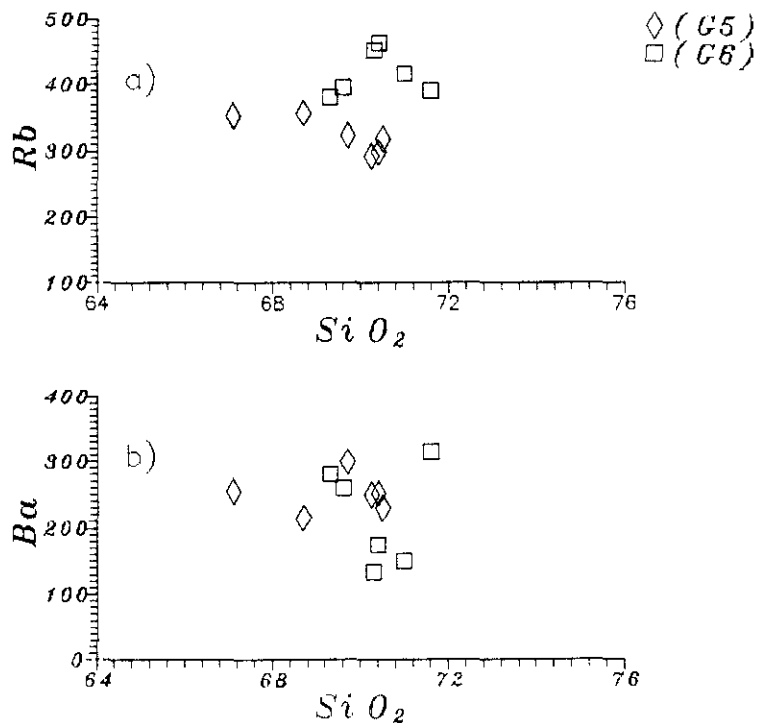


Figura 5.13 a y b.- Diagramas binarios de Rb y Ba vs SiO_2 de las unidades del segundo complejo.

En el diagrama correspondiente al par Rb-Sr (Fig. 5.14a), se observa que las dos unidades se separan y que ambas presentan pendientes moderadas, paralelas y ligeramente negativas.

En el diagrama de la relación K-Rb (Fig. 5.14b) lo más destacable es que las dos unidades que componen este complejo se diferencian claramente. Así, el valor de la relación K/Rb para la unidad G5 es 161.4, mientras que para la G6 es 112.5, por lo que podría decirse que esta última es más evolucionada que la primera.

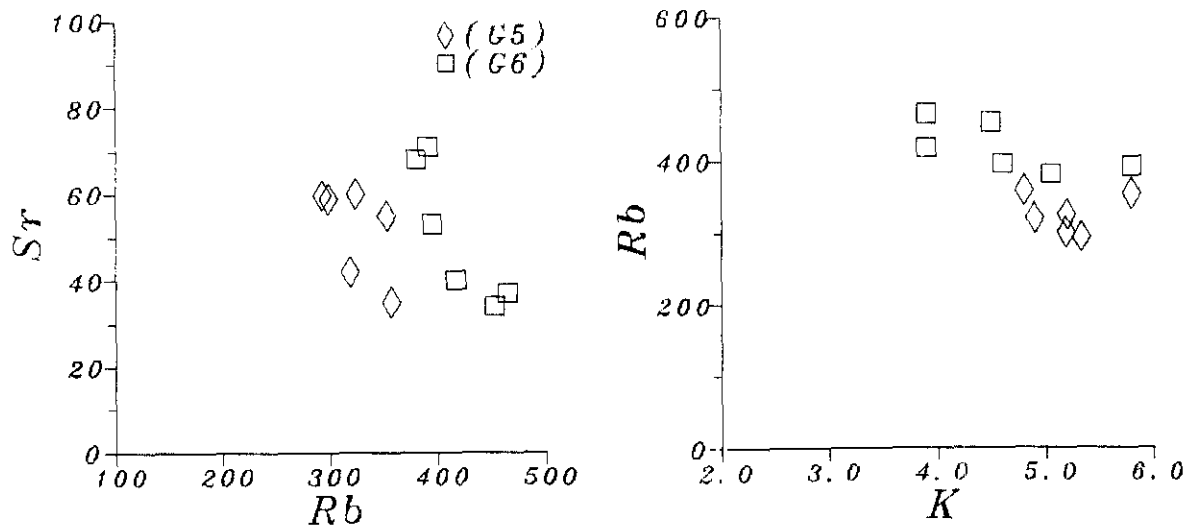


Figura 5.14a y b.- Diagramas interelementales Rb-Sr y K-Rb de las unidades del segundo complejo.

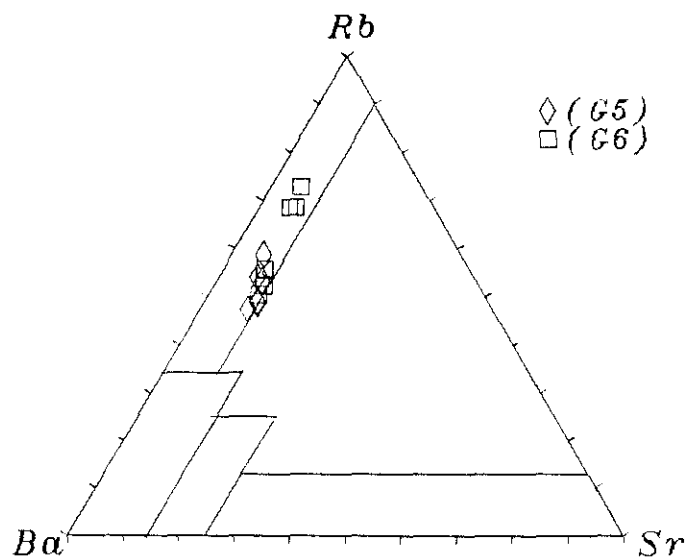


Figura 5.15.- Diagrama triangular Rb-Sr-Ba de El Bousseley y El Sokyary (1973) aplicado a las muestras del segundo complejo.

En el diagrama triangular Rb-Ba-Sr (Fig. 5.15), las dos unidades marcan una evolución dominada principalmente por los contenidos en Rb y Ba, siendo la influencia

del Sr mínima. Según los distintos sectores de este diagrama, las unidades en cuestión se proyectan dentro del dominio de los granitos fuertemente diferenciados, con un "trend" evolutivo desde G5 a G6, corroborando así la hipótesis de que esta última unidad es la más evolucionada.

5.3.3 Relaciones interelementales en los dos complejos

Las relaciones entre Nb-Ti, Y-Ti y Nb-Y se han estudiado considerando conjuntamente ambos complejos, ya que sólo se dispone de un total de 15 datos de Nb.

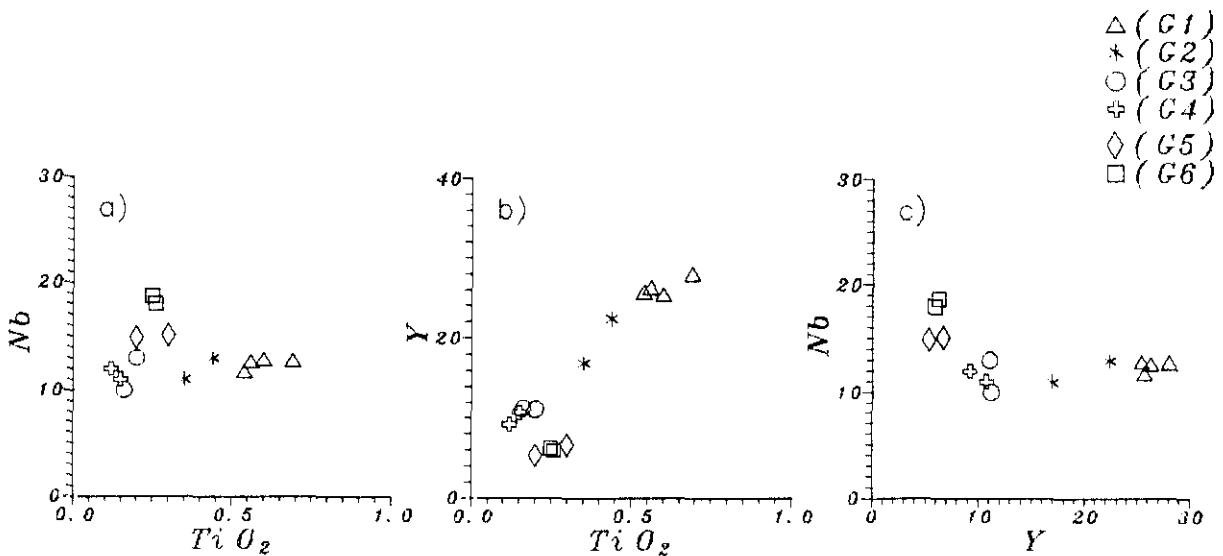


Figura 5.16 a-c.- Diagramas Nb-Ti, Y-Ti y Nb-Y de las muestras de ambos complejos.

En el diagrama [Nb-Ti] (Fig. 5.16a) se aprecia como el contenido en Nb de los dos complejos es diferente, siendo mayor en el segundo. Por otra parte, en el diagrama [Y-Ti] (Fig 5.16b) se puede observar, por un lado, que los valores de Y son mayores en el primer complejo y, por otro, su "trend" negativo desde G1 a G4, que falta en las muestras del segundo complejo. Por último, en el diagrama [Nb vs Y] (Fig. 5.16c) se mantiene la misma diferencia entre ambos complejos, por lo que se puede decir que estos diagramas son de gran importancia a la hora de diferenciar rocas de este tipo.

5.4 ESTADÍSTICA MULTIVARIANTE

El análisis factorial es un método estadístico muy útil en el tratamiento multivariante de los datos geoquímicos (Rollinson, 1993). El objetivo de este método es el de establecer, a partir de los coeficientes de correlación interelementales, grupos de elementos que, en su conjunto, expliquen la mayor parte de la variabilidad de los datos originales. De esta manera, se consigue sustituir los numerosos datos geoquímicos originales por un número pequeño de "factores", los cuales son funciones lineales de las concentraciones de los elementos analizados. Consecuentemente, estos factores hacen más comprensible la información química disponible y facilitan su interpretación. Cuando el análisis factorial parte de la matriz de correlación se llama "R-modo", en sentido amplio (Le Maitre, 1982 y Davis, 1986).

En el análisis factorial, los factores calculados maximizan la interrelación común entre las variables observadas, por lo que se puede decir que es un cálculo orientado a obtener correlaciones entre elementos, aconsejándose su utilización cuando las asociaciones entre estos caracterizan un ambiente geoquímico (Howard y Sinding-Larsen, 1983).

En la geoquímica multivariante se recomienda escalar los datos para que, de esta forma, todas las variables adquieran el mismo peso y solventar así el problema derivado de que las variables con valores altos adquieran mayor peso que aquellas con valores bajos. Aunque Box y Cox (1964) recurren a la transformación logarítmica, exponencial o la raíz cuadrada; cuando se parte de la matriz de coeficientes de correlación de Pearson, los datos adquieren pesos iguales al ser estandarizados en el curso del cálculo.

Aunque algunos autores recomiendan omitir los valores atípicos a la hora de realizar el análisis factorial de una población con distribución normal, en este caso se ha decidido no omitirlos, ya que pueden ser los más interesantes desde el punto de vista de la geoquímica de estas rocas.

En general, cuando en alguna muestra no se han determinado todas las variables, éstas se completan usando el valor medio correspondiente a las muestras anterior y posterior. Una solución alternativa es asignar a las variables desconocidas el valor de

la mediana de la población a la que pertenece la muestra. Esta última solución es la que aquí se ha adoptado.

5.4.1 Análisis factorial

Este análisis se ha aplicado únicamente a las muestras del primer complejo, ya que el número de variables determinadas en el segundo es superior al número de muestras analizadas. Aunque otra posibilidad era la de realizar el análisis conjunto del total de los datos, esta opción se descartó ya que los procesos sufridos por ambos complejos fueron diferentes y, por consiguiente, no se trataría de una población homogénea.

Los resultados obtenidos (Tabla 5.7) muestran las comunales de cada variable (1), los valores propios de cada factor (2), el porcentaje de la varianza retenido por cada factor (3) y el porcentaje acumulado (4).

Dado que el objetivo de este análisis es reducir el número de variables, se necesita buen criterio para realizar dicha reducción, ya que no existe norma alguna que la regule. No obstante, el criterio más utilizado es el de elegir aquellos factores cuyos valores propios sean mayores que la unidad, denominados significativos.

Al aplicar este criterio, los cuatro factores significativos resultantes explican el 81 % de la varianza total.

Los pesos de las distintas variables sobre los cuatro factores seleccionados (Tabla 5.8) permiten deducir cuatro asociaciones o procesos distintos. El signo de cualquier variable sobre el factor sólo indica el sentido del vector. Así, un peso alto positivo y otro alto negativo sobre un mismo factor refleja solamente que su comportamiento es antitético. Las variables con peso mayor de 0.5 sobre estos cuatro factores están recogidas y resaltadas en la (Tabla 5.9), clasificadas según su signo. De acuerdo con esta tabla, el polo negativo del factor 1 está liderado principalmente por Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , TiO_2 , Ba, Sr, Ce, La, Y, Zr, F y Th, por lo que se ha interpretado como la parte del proceso de cristalización fraccionada dominada por la biotita (Fe, Mg, Ti y Ba), la plagioclasa (Ca y Sr) y los minerales accesorios, monacita (La, Ce y Th), zircón (Zr), ilmenita (Ti) y xenotima (Y). Es decir, señala las unidades graníticas menos evolucionadas, ricas en biotita y en minerales accesorios de

ANÁLISIS FACTORIAL

Variable	Comunalidad	Factor	Valor Propio	% Var	% Acumulado
SiO ₂	0.87534	1	11.38128	54.2	54.2
Al ₂ O ₃	0.79649	2	2.34633	11.2	65.4
Fe ₂ O ₃	0.84779	3	1.50642	7.2	72.5
FeO	0.94946	4	1.25641	6.0	78.5
MgO	0.98135	5	.92270	4.4	82.9
CaO	0.88413	6	.74292	3.5	86.5
Na ₂ O	0.77042	7	.61489	2.9	89.4
K ₂ O	0.67135	8	.46863	2.2	91.6
P ₂ O ₅	0.72644	9	.42038	2.0	93.6
TiO ₂	0.96891	10	.31018	1.5	95.1
Ba	0.95760	11	.20344	1.0	96.1
Ce	0.83408	12	.18304	.9	96.9
La	0.94240	13	.15264	.7	97.7
Sr	0.96517	14	.12776	.6	98.3
Y	0.82148	15	.09777	.5	98.7
Zr	0.89284	16	.07957	.4	99.1
Rb	0.80981	17	.06819	.3	99.4
Li	0.48812	18	.05350	.3	99.7
F	0.76989	19	.03252	.2	99.9
U	0.51341	20	.01811	.1	99.9
Th	0.85080	21	.01333	.1	100.0

Tabla 5.7.- Análisis factorial: comunalidades, factores, valores propios o autovalores, porcentaje de varianza retenido por cada factor y porcentaje de varianza acumulado.

MATRIZ FACTORIAL

Variable/Factor	1	2	3	4
SiO2	0.85735	-0.26109	-0.14597	0.25535
Al2O3	-0.63427	0.48757	-0.04105	-0.26425
Fe3	-0.59539	0.49571	0.37440	0.02753
Fe2	-0.87117	-0.35267	-0.11009	0.09248
MgO	-0.96789	-0.00997	0.06618	0.10154
CaO	-0.90928	0.00434	-0.03073	-0.04102
Na2O	0.03053	0.87379	-0.14167	0.06700
K2O	0.20409	-0.30635	0.34636	-0.71784
P2O5	0.33523	0.61706	0.34859	-0.31175
TiO2	-0.93517	-0.04391	0.15534	0.03558
Ba	-0.93264	0.00416	-0.02276	-0.14504
Ce	-0.81593	0.00551	-0.06349	0.03025
La	-0.94993	-0.02509	0.03961	-0.01757
Sr	-0.91901	-0.04287	-0.14476	-0.10933
Y	-0.64633	0.02890	-0.38706	-0.00250
Zr	-0.91824	0.02776	0.02927	0.01651
Rb	0.80812	0.11908	0.30430	0.02086
Li	0.08862	0.22742	0.34844	0.61917
F	-0.76684	0.21764	0.23083	0.22191
U	-0.08919	-0.36510	0.71996	0.09448
Th	-0.73287	-0.42365	0.27702	0.07325

Tabla 5.8.- Matriz factorial. Pesos de cada variable sobre cada uno de los factores extraídos.

	F1	F2	F3	F4
>0	SiO ₂ Rb	Na ₂ O P ₂ O ₅	U	Li
<0	Al ₂ O ₃ FeO Fe ₂ O ₃ MgO CaO TiO ₂ Ba Ce La Sr Y Zr F Th			K ₂ O

Tabla 5.9.- Variables con pesos superiores a 0.50, sobre cada uno de los factores propios extraídos.

cristalización temprana (Fig. 5.17a). A este polo negativo se le opone el positivo (Fig. 5.17b), liderado fundamentalmente por el SiO_2 y el Rb, reflejando las unidades más evolucionadas de este complejo. Por lo tanto, puede decirse que el factor 1 discrimina el proceso de cristalización fraccionada.

El polo positivo del factor 2 está definido por el Na_2O y P_2O_5 (Fig. 5.18), mientras que el negativo no presenta variables con pesos superiores a 0.5. Este factor, como se puede observar, muestra su mayor intensidad principalmente en dos zonas, correspondiendo la primera a la unidad G4, y la segunda a la G1. En cuanto a la primera, y teniendo en cuenta que se trata de la unidad más evolucionada y rica en

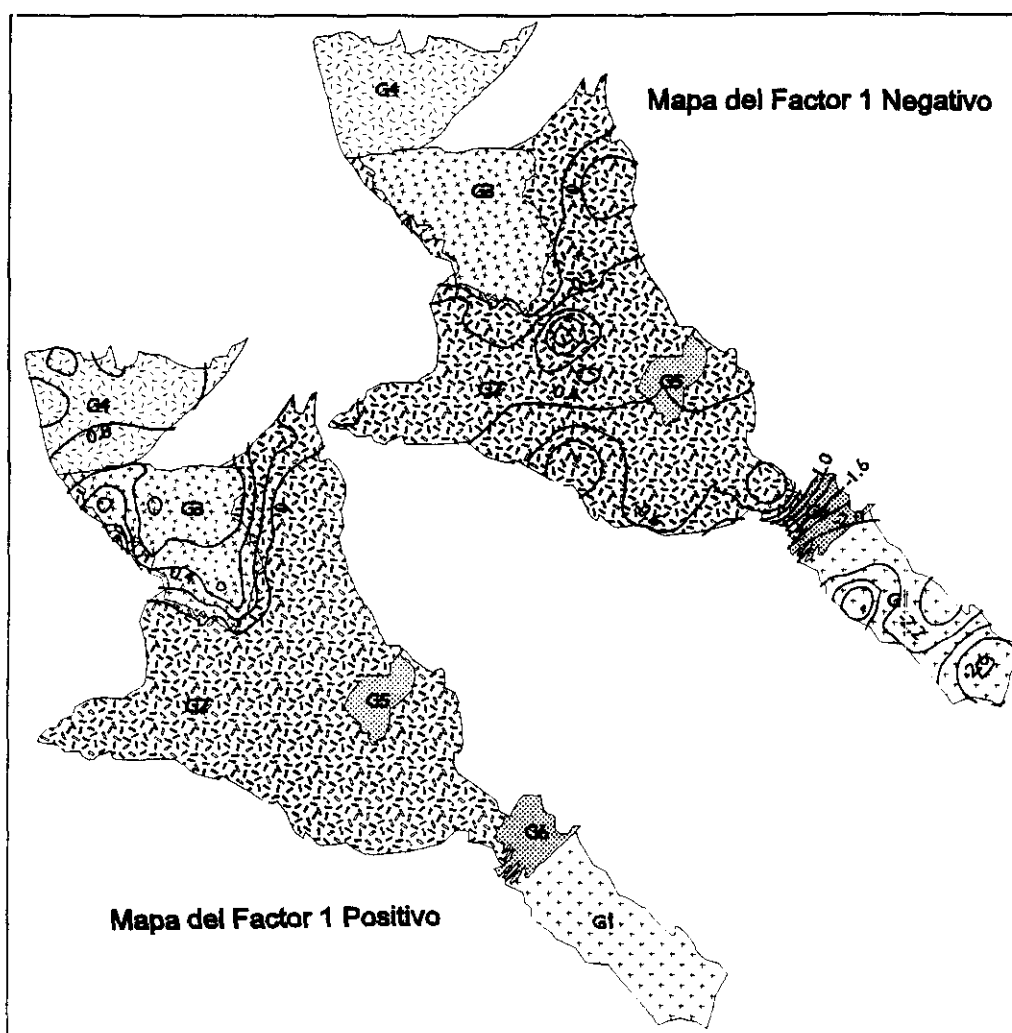


Figura 5.17 a y b.- Representación de los dos polos del factor 1 sobre la cartografía geológica de la zona estudiada.

P_2O_5 , que la solubilidad de este óxido aumenta al aumentar la alcalinidad (London et al., 1993) y que este último hecho se acentúa en las etapas finales de la cristalización magmática de los granitos peraluminicos ricos en P, la cristalización masiva de la albita conllevaría también la de los fosfatos, especialmente la del apatito, por lo que esta asociación $Na_2O - P_2O_5$ puede considerarse correspondiente a las etapas más tardías de la cristalización magmática. Además, según London et al. (1993), tanto el Na como el P pueden estar en la fase acuosa formando Na_3PO_4 . Por otra parte, hay que tener en cuenta que esta unidad está afectada por una fuerte albitización y una removilización hidrotermal del P, por lo que dicha asociación puede también considerarse, al menos



Figura 5.18.- Representación del polo positivo del factor 2 sobre la cartografía geológica de la zona estudiada.

en parte, debida a estos últimos procesos. En cuanto a la segunda zona, la de G1, no existen razones que expliquen dicha relación en la etapa magmática, por lo que puede considerarse como producto de la albitación y removilización del P, con posterioridad a la cristalización magmática. Ambos fenómenos han sido observados en muestras correspondientes a las zonas afectadas.

El factor 3, en su polo positivo, señala al U como única variable con peso superior a 0.5, indicando así la independencia del comportamiento geoquímico de este elemento. Queda de manifiesto en la Fig. 5.19 que este factor señala un posible proceso

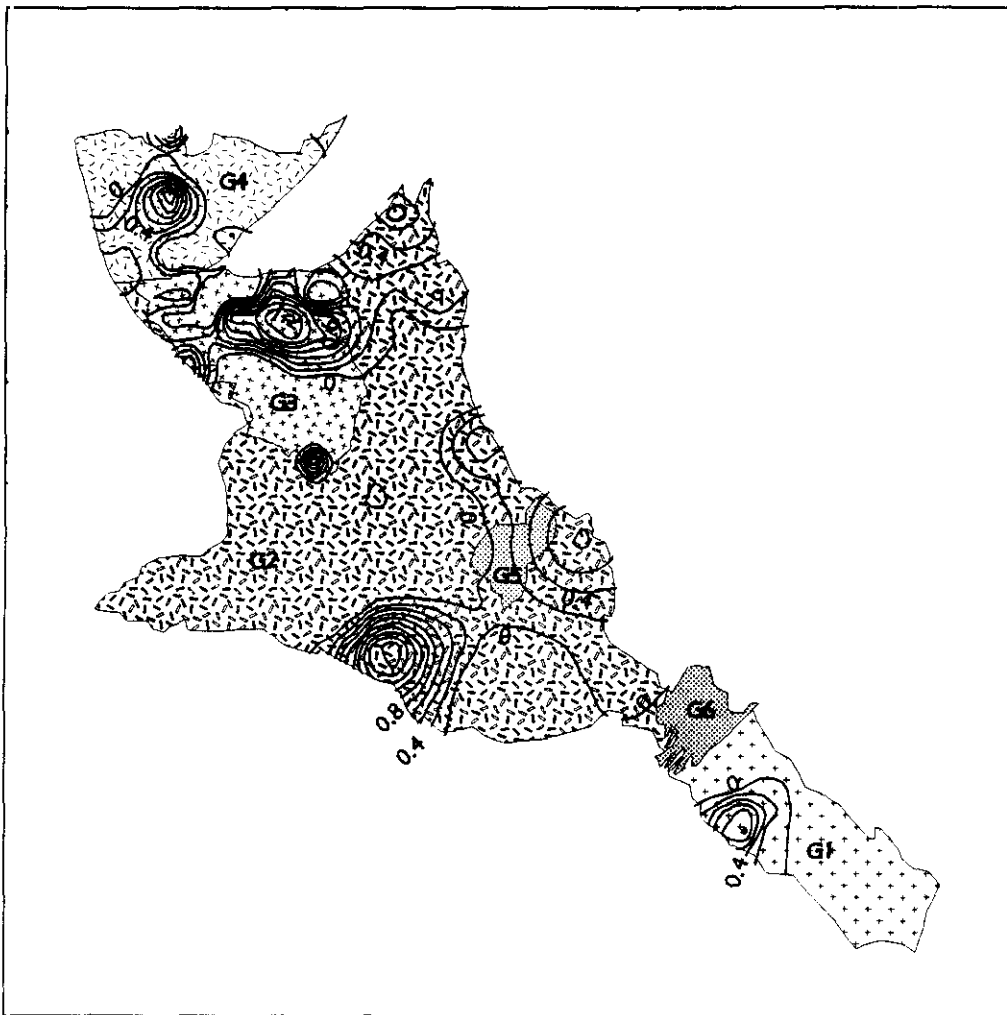


Figura 5.19.- Representación del polo positivo del factor 3 sobre la cartografía geológica de la zona.

transversal al eje mayor de emplazamiento de los granitos, y con aproximadamente la misma dirección de las fracturas tardi post-hercínicas de la zona. Además, a excepción del área ocupada por la unidad G3, los puntos de mayor intensidad coinciden con los del mapa anterior, por lo que se puede interpretar como una removilización del U durante una etapa hidrotérmal. Este factor coincide principalmente con la facies de grano más grueso y ocasionalmente porfídica de G3, y especialmente con la zona de la mina de U de Casillas. Así, tanto la orientación (NE) de este factor como su superposición con la zona de la mina permiten interpretarla como debida a la presencia de mineralizaciones primarias de U y a su aureola de dispersión secundaria.

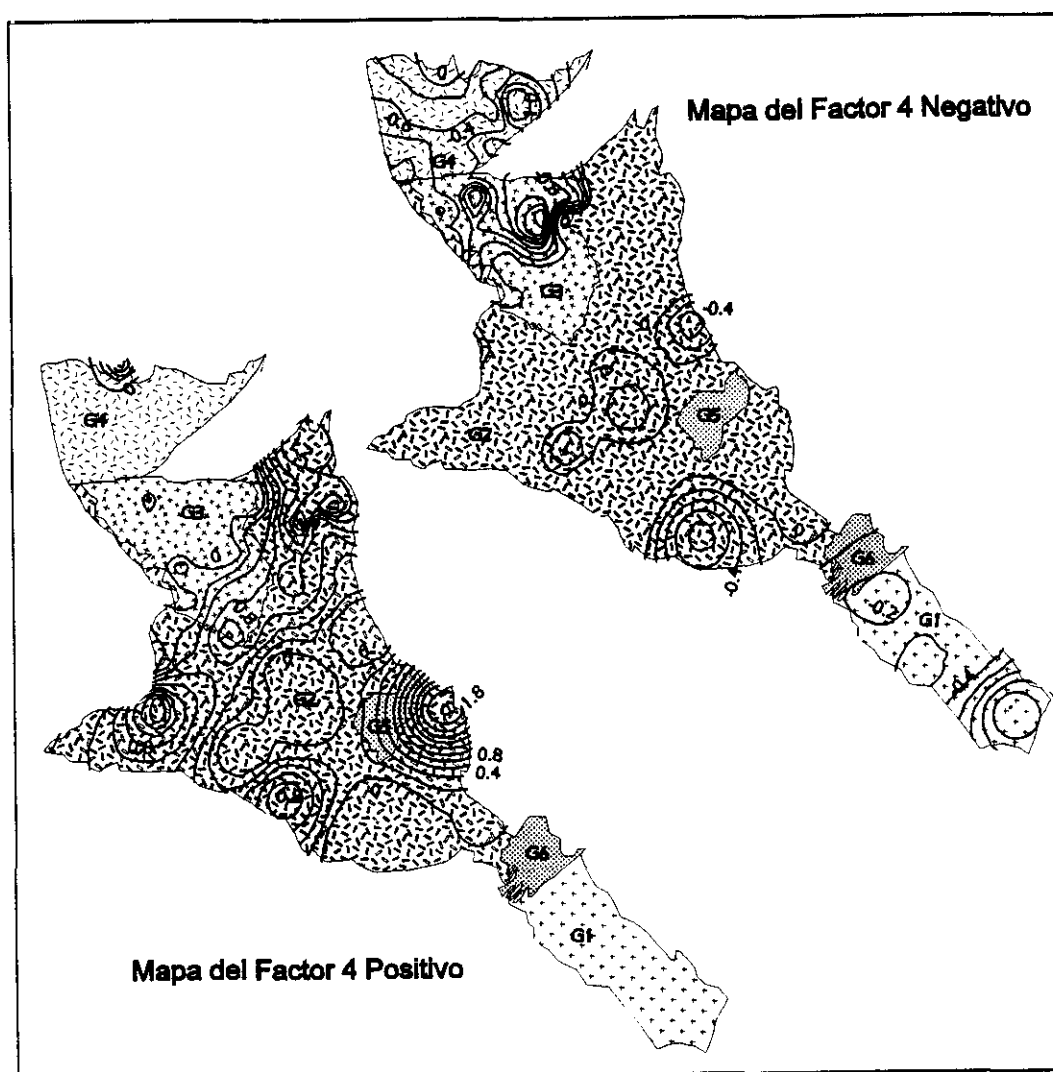


Figura 5.20a y b.- Representación de los dos polos del factor 4 sobre la cartografía geológica de la zona estudiada.

En el factor 4, los elementos que presentan un peso superior a 0.5 son, en el polo negativo, el K, que se distribuye principalmente en G3, G4 y en algunas zonas de borde (Fig. 5.20a y b), y en el positivo el Li, centrado en G2. Dado que los elementos involucrados en este factor tienen alta movilidad geoquímica, se sugiere que dicho factor representa algún proceso hidrotermal de alteración, por el cual los minerales potásicos como la biotita y el FdK se alteraron a micas blancas que pueden albergar Li en su estructura.

5.5 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES

En el capítulo de petrografía se apuntó la posibilidad de que los granitos del primer complejo constituyeran una serie evolutiva desde granitos biotíticos a moscovíticos, pasando por granitos de dos micas. Sin embargo, el segundo complejo, está compuesto por un granito biotítico y por otro moscovítico, sin que entre ellos se haya podido definir una serie evolutiva. No obstante, con el fin de tipificar los granitos de estos dos complejos y establecer sus tendencias geoquímicas, así como de determinar, en lo posible, el ambiente geotectónico de su formación, se han empleado una serie de diagramas geoquímicos que involucran bien a los elementos mayores o a los traza.

5.5.1 El Complejo de Payo

De acuerdo con los diagramas multicatiónicos de Debon y Le Fort (1983), los granitos del primer complejo se proyectan, en el diagrama P-Q (Fig. 5.21), en el dominio de los granitos s.s. y, en el A-B (Fig. 5.22), en el dominio de los granitos peraluminicos. Además, de este diagrama se deduce lo siguiente:

- a) La pendiente que se observa en el "trend" determinado por todos los puntos es ligeramente positiva, lo que, junto con el dominio donde se proyectan, permite clasificarlos como granitos de la asociación magmática aluminica.
- b) La evolución de la mica dominante, va desde el campo donde la biotita es dominante sobre la moscovita (unidad G1), al campo donde la moscovita domina sobre la biotita (unidades G3 y G4). La unidad G2, situada entre ambos campos, sería el eslabón de

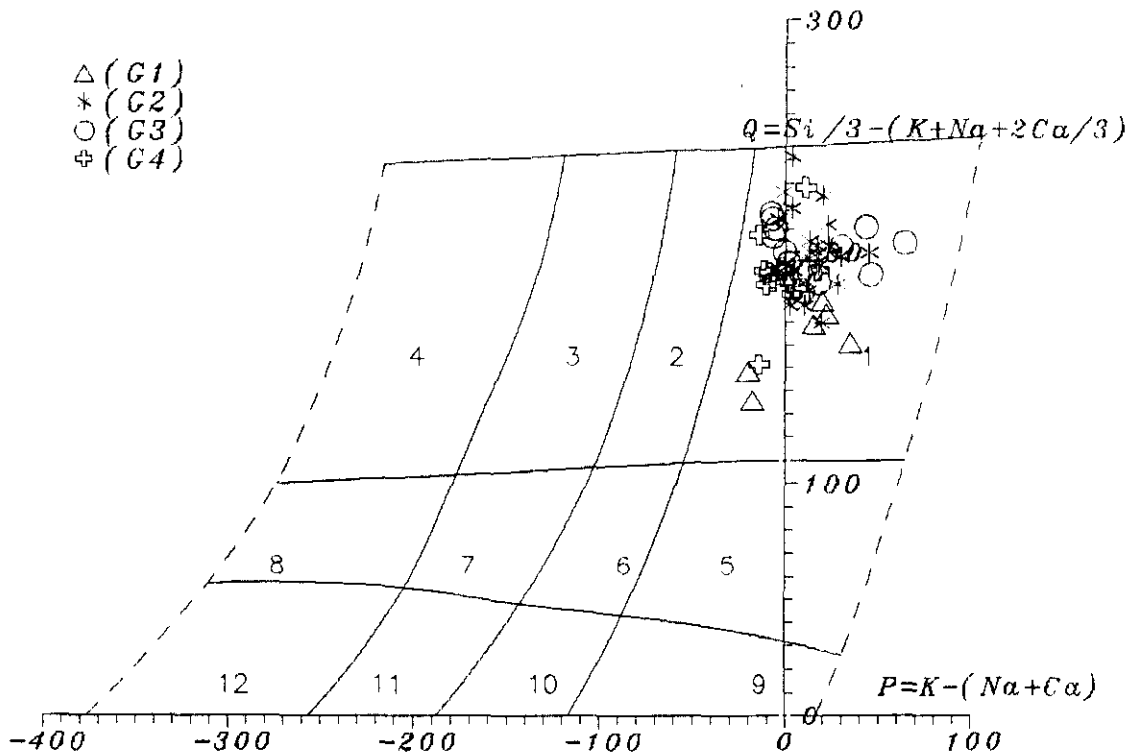


Figura 5.21.- Proyección de las muestras de las unidades del primer complejo en el diagrama multicatiónico Q-P de Debon y Le Fort (1983).

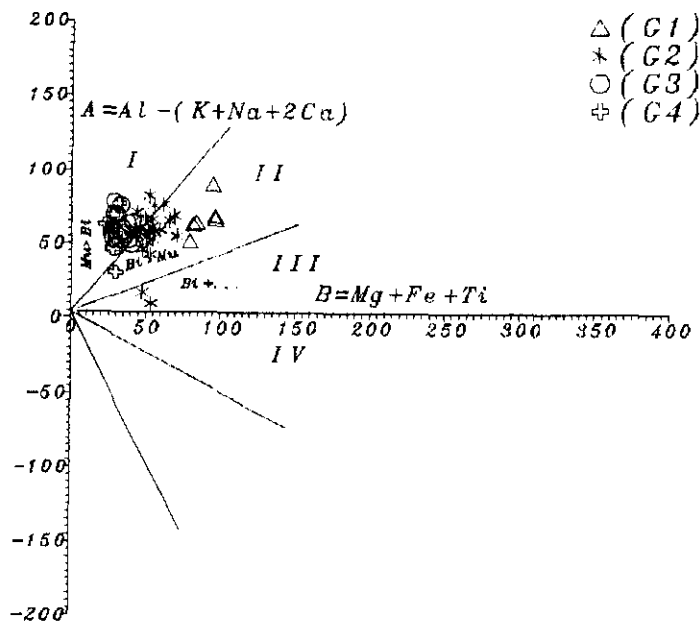


Figura 5.22.- Proyección de las muestras de las unidades del primer complejo en el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983).

enlace entre las otras tres unidades. En consecuencia, considerando las cuatro unidades en su conjunto, se puede decir que entre ellas existe una evolución clara desde la más rica en biotita hasta las más ricas en moscovita.

Por último, según el valor del parámetro A, las muestras se reparten entre las asociaciones fuertemente aluminicas a muy fuertemente aluminicas.

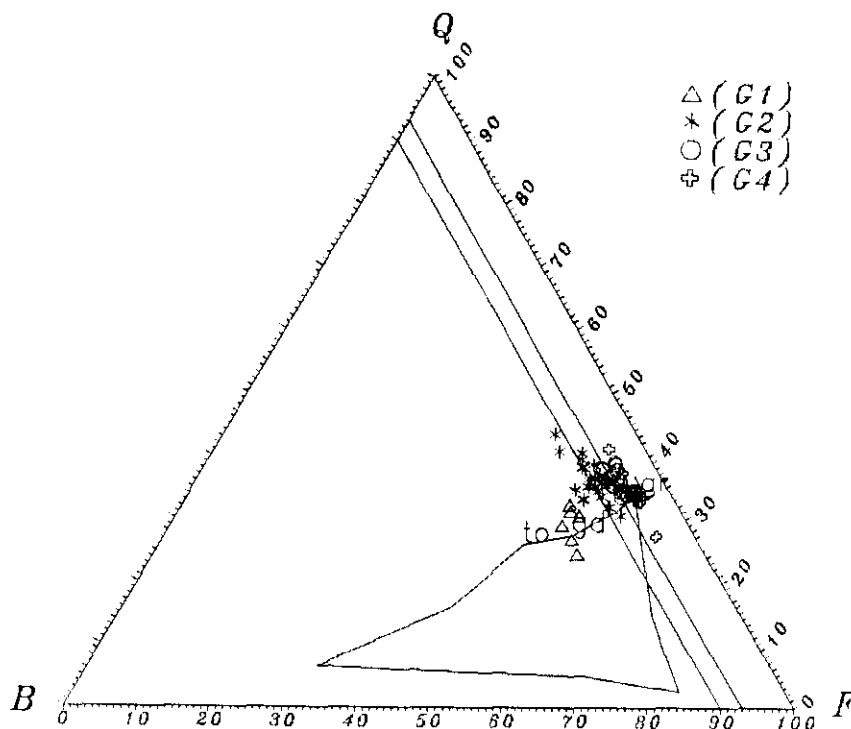


Figura 5.23.- Diagrama multicatiónico Q-B-F de Debon y Le Fort (1983) en el que se proyectan las muestras de las unidades del primer complejo.

En el diagrama triangular Q-B-F (Fig. 5.23), que se utiliza como complemento del diagrama A-B, las unidades del primer complejo se proyectan en el dominio de los granitoides ricos en cuarzo, evolucionando, según su índice de color, desde granitos mesocráticos, unidad G1, hasta leucocráticos, unidades G3 y G4. La unidad G2 es el punto de enlace entre las anteriores, proyectándose en el dominio de los granitos

subleucocráticos. En consecuencia, estas unidades, en su conjunto, pertenecerían a una asociación meso-leucocrática y son similares a la asociación de Lesser Himalaya.

5.5.2. El Complejo de Peñaparda

Las muestras correspondientes a las dos unidades constitutivas del segundo complejo han sido tratadas igualmente que las del primero. Así, en el diagrama multicatiónico P-Q (Fig. 5.24), se observa que las muestras de estas unidades se proyectan también en el dominio de los granitos s.s. En el diagrama A-B de minerales característicos (Fig. 5.25), que las muestras de ambas unidades se proyectan en el dominio de los granitos peralumínicos, y en el campo donde la "moscovita > biotita" o de sólo moscovita. La pendiente de las dos unidades es vertical. En consecuencia, de acuerdo con la pendiente del "trend" que determinan las muestras y el valor positivo del parámetro "A", ambas unidades pertenecen a la asociación peralumínica. Por lo que se refiere al índice de aluminio, las unidades varían desde fuertemente alumínicas a muy fuertemente alumínicas.

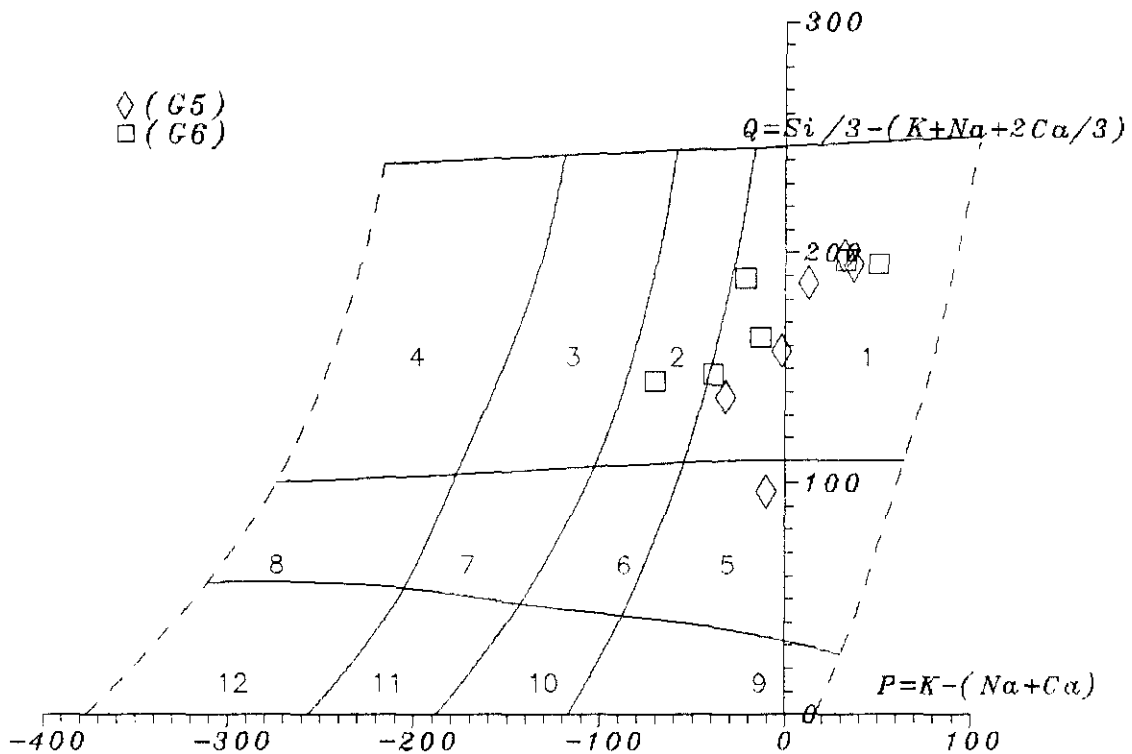


Figura 5.24.- Proyección de las muestras de las unidades del segundo complejo en el diagrama multicatiónico Q-P de Debon y Le Fort (1983).

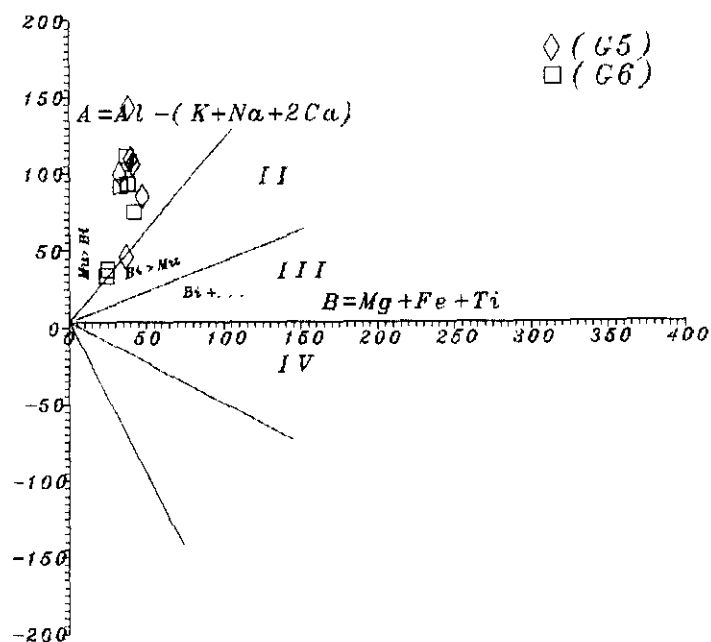


Figura 5.25.- Proyección de las muestras de las unidades del segundo complejo en el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983).

En el diagrama triangular Q-B-F (Fig. 5.26), la mitad de las muestras se proyectan por debajo de la línea crítica tonalita-granito, y la otra mitad por encima, pero muy cerca de ella. Por lo tanto, estas unidades pueden considerarse como pobres en cuarzo a normales en cuarzo.

Por último, se ha utilizado el diagrama Rb-(Y+Nb) de Pearce et al. (1984) para las 15 muestras analizadas para Nb y en las que están representadas todas las unidades que componen el macizo de Cadalso-Casillas de Flores. En dicho diagrama (Fig. 5.27), los dos complejos se proyectan en el campo de los granitos sin-colisionales.

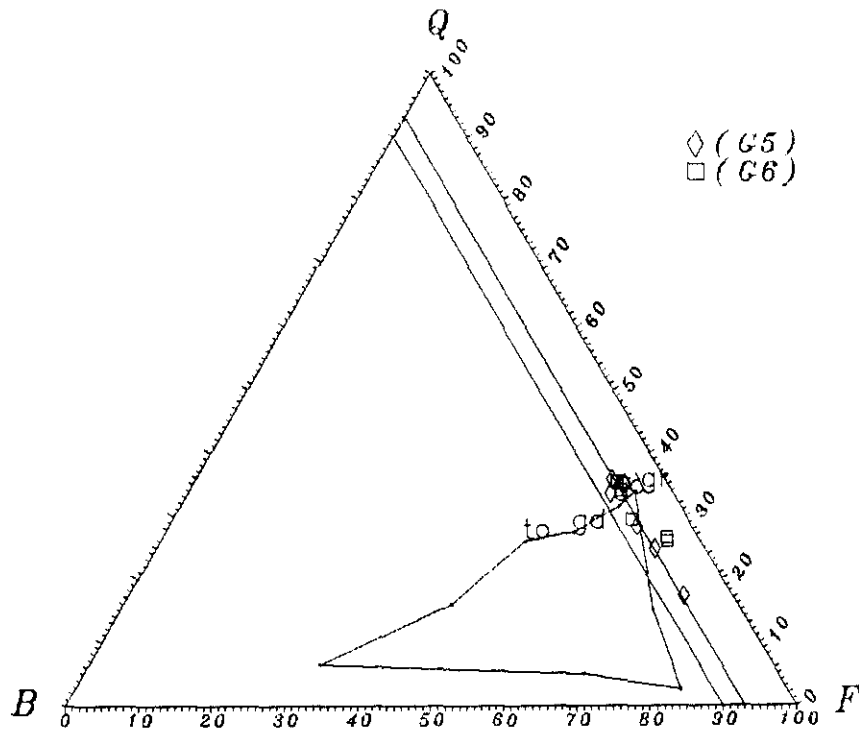


Figura 5.26.- Diagrama multivariante Q-B-F de Debon y Le Fort (1983) en el que se proyectan las muestras de las unidades del segundo complejo.

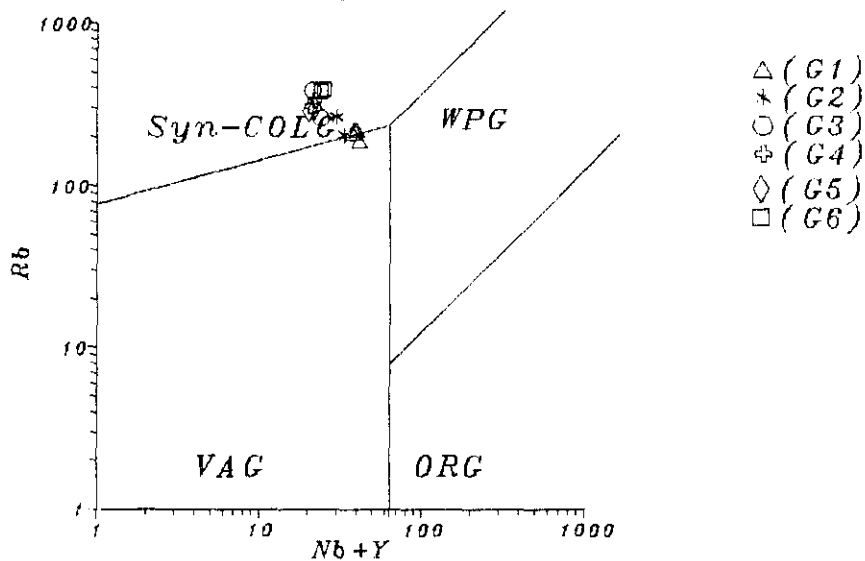


Figura 5.27.- Diagrama Rb vs (Nb+Y) de Pearce et al., (1984) en el que se representan 15 muestras pertenecientes a ambos complejos.

5.6. GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS DEL GRUPO DE LAS TIERRA RARAS

En las tres últimas décadas, los trabajos relacionados con la naturaleza, el origen y la evolución de los magmas, y apoyados en la interpretación de los elementos del grupo de las TR, han proliferado de manera espectacular. En los más antiguos, dominaba la idea de que las TR formaban parte de los minerales esenciales de la roca, de manera que generalmente se trataban como elementos incompatibles, en la mayoría de los procesos petrogenéticos ígneos. Este planteamiento, que proporciona resultados aceptables en magmas de composición básica o intermedia, no lo hace en el caso de los magmas félsicos, ya que en ellos, las TR se comportan como elementos compatibles, diferenciándose en los minerales accesorios como la allanita, la esfena, el apatito, el zircón, la monacita y la xenotima (Fourcade y Allegre, 1981; Miller y Mittlefehldt, 1982; Gromet y Silver, 1983; Mittlefehldt y Miller, 1983; Friedrich, 1984; Montel, 1986; Rapp y Wattson, 1986; Cuney y Friedrich, 1987; Ward et al., 1991; Casillas et al., 1991; Jian Xin y Cooper, 1993). Así pues, en las rocas graníticas, parece evidente que el contenido y el comportamiento de las TR, exceptuando el Eu, dependerá de la cantidad y la asociación de minerales accesorios existentes en dichas rocas.

Por otra parte, el estudio del comportamiento geoquímico de estos elementos en rocas graníticas permite estimar cuales son los minerales accesorios residuales, ricos en TR, después de la fusión parcial (Hanson, 1978) y, de manera menos aproximada, la secuencia de cristalización de los minerales accesorios ricos en estos elementos. Además, sirven para apoyar las aproximaciones petrogenéticas realizadas en base a los elementos mayores y trazas. A esto se puede añadir el papel del Eu como indicador de la f_{O_2} en los procesos ígneos.

En magmas de composición granítica, el comportamiento de estos elementos depende del de los minerales accesorios, el cual, depende a su vez, de las condiciones físico-químicas del magma. Así, las TR tienen un comportamiento compatible en los magmas graníticos peraluminicos o metaluminicos, mientras que su comportamiento es incompatible en los magmas peralcalinos (Cuney y Friedrich, 1987).

5.6.1. Contenido y comportamiento geoquímico de las TR en el macizo de Cadalso-Casillas de Flores

Como se ha visto en el capítulo de química mineral, los minerales accesorios como la monacita, xenotima y el circón se comportan de manera distinta en los dos complejos estudiados. Así, en el primero, su abundancia disminuye con la evolución, mientras que en el segundo aumenta. Además, puesto que dichos minerales, concretamente los dos fosfatos, son los que albergan casi la totalidad de las TR en estas rocas, su comportamiento condiciona, a su vez, el de dichos elementos.

En efecto, como se puede ver en la Tabla. 5.10, el contenido total de TR disminuye desde G1 a G4 en el primer complejo, mientras que, por el contrario, aumenta en el segundo desde G5 a G6 y de esta última a G7A, aunque la diferencia entre los dos últimos sea mínima.

Tabla 5.10.
CONTENIDOS MEDIOS Y RELACIONES La/Lu, La/Sm, Gd/Lu y Eu/Eu* DE LAS UNIDADES DEL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES

Unidad	Media [x]	La/Lu	La/Sm	Gd/Lu	Eu/Eu*
G1	190,55	11,75	2,7	2,3	0,47
G2	145	11,69	2,4	2,87	0,45
G3	70,5	14,67	2,25	4	0,43
G4	45	10	2,04	3,8	0,42
G5	77,61	24,75	2,56	5,52	0,4
G6	118,7	39,8	2,5	7,97	0,4
G7A	120,5	20,6	2,04	6,2	0,44

Esta diferencia en el comportamiento de las TR en los dos complejos es, en principio, contradictoria con el hecho de que ambos están constituidos por granitos peraluminicos pobres en Ca. No obstante, la aparente contradicción puede explicarse, como ya se ha dicho, por el comportamiento diferente de los minerales accesorios,

concretamente de la monacita y la xenotima, minerales que cristalizan probablemente en condiciones físico-químicas diferentes según el complejo.

La concentración de las TR en las diferentes unidades de ambos complejos y las relaciones La/Lu, La/Sm, Gd/Lu y Eu/Eu*, normalizados a los valores del condrito C1 de Anders y Ebihara (1982) están recogidos en la Tabla 5.10 y los espectros correspondientes en las Figs.5.28 y 5.29.

De acuerdo con estos datos, se puede decir que en el primer complejo:

- La suma total de las TR analizadas tiende a disminuir, en el primer complejo, desde el granito más básico (G1) hasta el granito más diferenciado (G4).

- Los espectros normalizados son paralelos entre sí (Fig.5.28), lo que es una consecuencia de que el fraccionamiento de las TR es similar en todas las unidades graníticas.

- Los espectros son casi planos o muestran un fraccionamiento moderado de las TR.

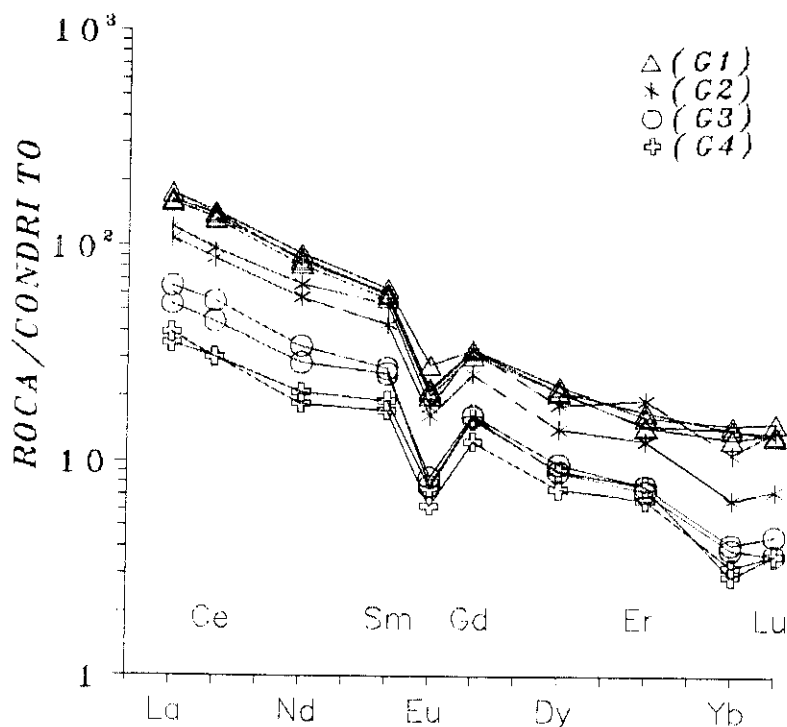


Figura 5.28.- Espectros de las TR de las unidades del primer complejo, normalizados al condrito C1 de Anders y Ebihara (1984).

- Presentan siempre una anomalía moderada y negativa de Eu.

En el segundo complejo:

- El contenido total de las TR analizadas aumenta desde la unidad G5 a la G7A.
- Los espectros normalizados son paralelos entre sí (Fig.5.29), y diferentes de los del primer complejo.
- Las unidades del segundo complejo son relativamente más pobres en TRP y, por lo tanto, la relación La/Lu es más alta que en las del primer complejo.
- La anomalía de Eu es también negativa y el trazado de los espectros es también el típico de los granitos peraluminicos de tipo "S".

Dichos espectros son característicos de los granitos peraluminicos del tipo "S." (Muecke y Clarke, 1981; Mittlefehldt y Miller, 1983; Holtz, 1989; Holtz y Barbey, 1991; Barbero y Villaseca, 1992; y Jian xin y Cooper, 1993).

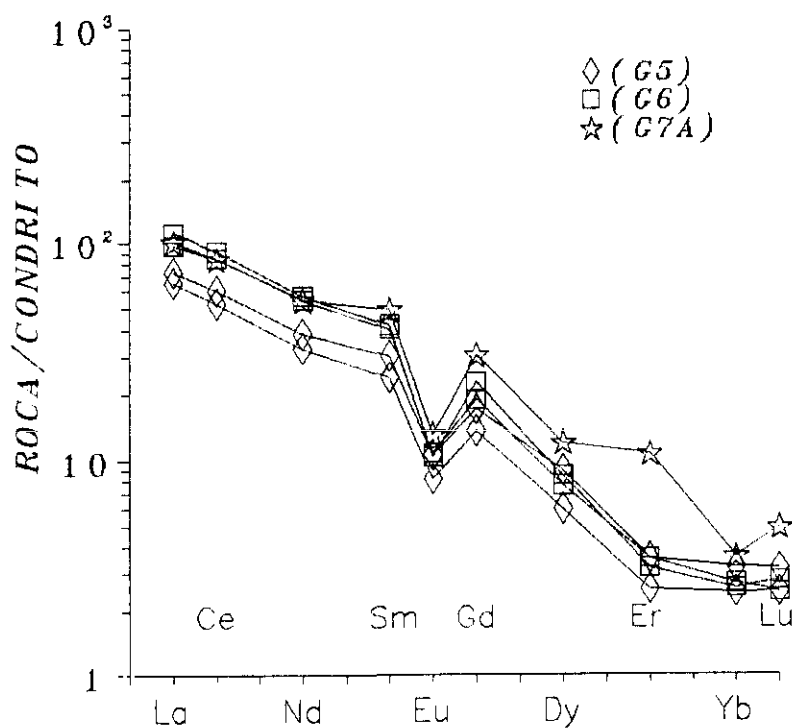


Figura 5.29.- Espectros de las TR de las unidades del segundo complejo, normalizados al condrito C1 de Anders y Ebihara (1984).

El aumento del total de las TR analizadas desde G5 a G7A es contrario a lo esperado, ya que según los criterios de campo, la unidad G5 es la menos diferenciada de las que componen el segundo complejo, por lo que la primera debería ser la más rica en TR. Sin embargo, en el estudio mineralógico realizado mediante MEB se observó la existencia de una mayor concentración de minerales accesorios, entre los que se encontraban los responsables del fraccionamiento de las TR, incluidos en los minerales esenciales de cristalización más tardía, como el cuarzo, la albita y la moscovita.

Un comportamiento igualmente contradictorio de las TR ha sido observado en algunas aplitas asociadas al Sweet Water Wash Granite, en el SE de California, por Wark y Miller (1993). Estos autores mostraron que la aplita más pobre en Ba y Sr y más rica en Rb, por lo tanto más evolucionada, era la más rica en TR, contradicción que atribuyeron a una posible acumulación local de fases accesorias o a una ligera diferencia en el proceso de fraccionamiento entre la aplita menos y más diferenciada.

No obstante, en el caso aquí estudiado, la primera interpretación puede descartarse por ser las muestras analizadas representativas de ambas unidades y composicionalmente muy similares entre sí. Por otra parte, como ya se indicó en el capítulo de química mineral, la alta concentración de los minerales accesorios ricos en TR incluidos en los minerales esenciales de cristalización más tardía, indicaba la mayor solubilidad de aquellos en el magma generador de estas dos unidades y el afloramiento de Villar de Flores (G7A). Por ello, se sugiere que el comportamiento contradictorio observado en las TR de estas últimas se debe, por un lado, a la mayor solubilidad de los minerales accesorios, que consecuentemente aumentan la concentración de estos elementos hacia la unidad más evolucionada, y por el otro, a ligeras diferencias en el proceso de cristalización.

En resumen, el estudio de las TR indica que el primer complejo se originó por un proceso de cristalización fraccionada, en el que el comportamiento compatible de las TR estuvo controlado por la cristalización de los minerales accesorios tales como la allanita (sólo en G1), la monacita, el circón, y el apatito (Hanson, 1978; Mittlefehldt y Miller, 1983; Freidrich, 1984; Henderson, 1984 y Le Fort et al., 1987). Además, según Fredriech y Cuney (1987), en magmas peraluminicos, la solubilidad de la monacita, el circón y el apatito es bastante baja, cristalizando muy precozmente y

originando el empobrecimiento en TR del fundido.

De acuerdo con el estudio mineralógico, los minerales accesorios que contienen la mayor cantidad de TRL y TRP son la monacita y la xenotima respectivamente, mientras que, en el apatito y el circón, estos elementos están por debajo del límite de detección de la técnica analítica empleada. Por tanto, los dos primeros fosfatos son los que, en principio, deben ser los minerales más activos en el fraccionamiento de las TR del magma y, consecuentemente, los responsables de la disminución de la concentración de estos elementos desde la unidad menos a la más diferenciada del primer complejo. Por otra parte, la anomalía negativa de Eu es indicativo de la presencia de plagioclasa en el residuo de fusión, al menos en la unidad G1.

En el segundo complejo, el aumento del contenido en TR desde G5 a G7A y su comportamiento similar pueden indicar la diferencia existente entre el comportamiento de la monacita y la xenotima en ambos complejos. De esta forma, mientras que en el primero ambos minerales accesorios son generalmente precoces, causando la disminución de las TR con la diferenciación, en el segundo, ambos minerales son tardíos, dando lugar a que tanto éstos como las TR aumenten.

Por otra parte, la concentración más baja en TRP de las unidades de este segundo complejo podría explicarse por la existencia, en el residuo de la fusión, de minerales como el granate, la xenotima y el circón, ricos en TRP en comparación con el primer complejo.

El contenido y comportamiento de las TR en las unidades graníticas constitutivas de los dos complejos estudiados permiten establecer las conclusiones siguientes:

- 1.- El comportamiento y fraccionamiento de las TR, a excepción del Eu, están controlados principalmente por la monacita y la xenotima.
- 2- El hecho de que los espectros obtenidos en cada unidad sean iguales entre sí y diferentes a los de las otras unidades confirma la existencia de distintas unidades en cada complejo.

3- El paralelismo entre los espectros de las unidades de cada complejo, la disminución del contenido TR en el primero y el aumento el en segundo, a medida que avanza la evolución, podrían ser indicativos, por un lado, del cogenetismo de las unidades que integran cada uno de los complejos, y por otro, de las diferencias existentes entre ambos complejos, tanto en lo que se refiere a la fuente como al proceso evolutivo.

4- Los espectros son típicos de los granitos de tipo "S".

5.7 CONCLUSIONES.

► El estudio geoquímico realizado confirma la existencia de los dos complejos graníticos, así como de las unidades integrantes de cada uno de ellos.

► Los valores de la relación molar $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO) > 1.5$, el corindón normativo $> 2\%$, el rango limitado de SiO_2 65-76.4% y los espectros de las TR indican que ambos complejos están constituidos por granitos del tipo S de Chappell y White (1974).

► El contenido elevado en P_2O_5 , así como su comportamiento geoquímico son también típicos de los granitos peraluminicos del tipo S (Bea et al., 1992; London et al., 1989 y London et al., 1993).

► El valor de la relación K_2O/Rb disminuye al aumentar el grado de evolución en ambos complejos, y coincide con la secuencia de cristalización establecida por métodos de campo.

► En el diagrama Rb-(Y+Nb) ambos complejos se proyectan en el campo de los granitos sincolisionales.

► Las diferencias existentes entre los dos complejos diferenciados, puestas de manifiesto en los capítulos de petrografía y química mineral, se manifiestan también en sus características geoquímicas y pueden resumirse de la manera siguiente:

(a) Muchos elementos mayores y traza presentan un comportamiento geoquímico diferente en ambos complejos. Así, mientras que en el primero el Mg, Ca, Fe, Ti, Sr, Ba y TR disminuyen y el Rb aumenta claramente con la evolución, en el segundo estas

tendencias no se aprecian o son contrarias. Así, no se observan variaciones en los elementos mayores y traza citados, salvo en el Rb y las TR, que aumentan desde G5 a G6.

(b) En los diagramas de variación y en los interelementales del primer complejo se observa un "trend" evolutivo único, por el contrario, en el segundo complejo, domina la dispersión de puntos.

(c) Los contenidos en Al_2O_3 , Nb y K_2O son más altos en el segundo complejo, mientras que los de CaO, Y y SiO_2 son más bajos.

(d) En el diagrama Q-B-F, las mayores diferencias se manifiestan en el contenido en cuarzo. Así, el primer complejo se proyecta en el dominio de la asociación aluminica rica en cuarzo, mientras que el segundo lo hace en el dominio de los granitos pobres en cuarzo. Por otra parte, en el diagrama A-B de minerales característicos, la pendiente del primer complejo puede considerarse ligeramente positiva, mientras que la del segundo es vertical.

► Las únicas semejanzas existentes entre los dos complejos consisten en que ambos pertenecen a la asociación aluminopotásica, o a los granitos del tipo S o a los de la serie de la ilmenita.

Capítulo 6

GÉNESIS Y EVOLUCIÓN

EL COMPLEJO DE PAYO

Naturaleza de la roca fuente

Condiciones de fusión

Profundidad y mecanismos de emplazamiento

Diferenciación del magma del complejo de Payo

EL COMPLEJO DE PEÑAPARDA

6. GÉNESIS Y EVOLUCIÓN

Con el estudio petrogenético se ha pretendido conocer, en lo posible, a través del estudio petrográfico, mineralógico y geoquímico, la composición mineralógica de la roca fuente, las condiciones físico-químicas durante la fusión parcial y la profundidad y el modo de emplazamiento del macizo estudiado. Así mismo, son objetivos de este estudio el conocer los procesos de diferenciación responsables de los tipos de rocas generadas y el papel de los procesos posteriores a la cristalización magmática.

6.1 EL COMPLEJO DE PAYO

6.1.1 Naturaleza de la roca fuente

Aunque cualquier intento para dilucidar la naturaleza de la roca fuente tropieza con la variedad y complejidad de los factores físico-químicos que intervienen en la generación, diferenciación y posterior alteración de las rocas resultantes, los hechos de observación que a continuación se citan pueden servir, al menos, para aproximarse a deducir la naturaleza de dicha roca fuente:

- a) En todas las unidades de este complejo el corindón normativo es $>2\%$.
- b) Casi todas presentan moscovita ortomagmática.
- c) En casi todas, la andalucita es también de origen magmático.
- d) Presentan minerales accesorios tales como monacita, uraninita, xenotima, ilmenita y sulfuros.

Todas estas características son indicativas de la peraluminosidad del magma (Miller et al., 1981), y la última representa la paragénesis típica de las rocas graníticas peraluminicas pobres en CaO (Cuney et al., 1979; Pagel, 1981 y 82; Cuney y Friedrich, 1987).

Por otra parte, en el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983), todas las rocas

se proyectan en el campo peraluminico, y dado que el valor del parámetro "A" es casi siempre superior a 40, alcanzando en muchas muestras valores superiores a 60, los granitos de este complejo pueden clasificarse entre los muy peraluminicos y los altamente peraluminicos. Este carácter geoquímico, junto con la presencia de ilmenita y la ausencia de magnetita, sugieren que el magma originario derivó de una fuente sedimentaria rica en aluminio (Chappell y White, 1974; Ishihara, 1977; Miller y Bradfish, 1980; Clemens y Wall, 1981; Kistler et al., 1981; Lee y Christiansen, 1981; Price, 1983 y Sevigney et al., 1989).

El carácter sedimentario de la roca fuente queda también reflejado por la presencia de uraninita y sulfuros ortomagmáticos, ya que estos minerales y la ilmenita son típicos de magmas graníticos generados en condiciones de baja f_{O_2} , que son los que se derivan de rocas sedimentarias ricas en materia carbonosa. También el contenido alto en P y su comportamiento geoquímico anómalo pueden ser característicos de los granitos tipo "S" (Bea et al., 1992 y London et al., 1993).

Por otra parte, el contenido en Na_2O , variable entre 2% y 3.5%, $CaO < 1.5\%$ el rango limitado del contenido en SiO_2 , variable entre 65% y 76.4%, la asociación de andalucita, moscovita, así como las concentraciones en Rb, Sr y Ba son concordantes con los criterios dados por Miller (1985) para identificar los magmas derivados de una fuente pelítica.

Por todo ello, se puede decir que la roca fuente del magma granítico que dió lugar al complejo de Payo pudo ser sedimentaria y con composición pelítica.

6.1.2 Condiciones de fusión

Según el "trend" observable en los diagramas bilogarítmicos [Rb vs Sr] y [Rb vs Ba] (Fig. 6.1 a y b), los granitos estudiados se habrían formado por fusión parcial (Arth, 1976 y Cocherie, 1986). Además, dado que la presencia de H_2O libre es poco probable a las presiones correspondientes a zonas basicorticales o intermedias, debido a la baja porosidad de las rocas metamórficas en dichas condiciones (Etheridge et al., 1984), la fusión parcial tendría lugar bajo condiciones anhidras. En este mismo sentido,

Clemens y Vielzuef (1987); Vielzuef y Holloway (1988); Clemens (1990) y Patiño Douce y Johnston (1991) consideraron que la anatexia cortical se produce generalmente en condiciones subsaturadas en H₂O. Así mismo, Didier (1973) sugiere que los fundidos resultantes de la anatexia cortical, generados bajo condiciones de saturación en H₂O, formarían macizos autóctonos o migmatitas.

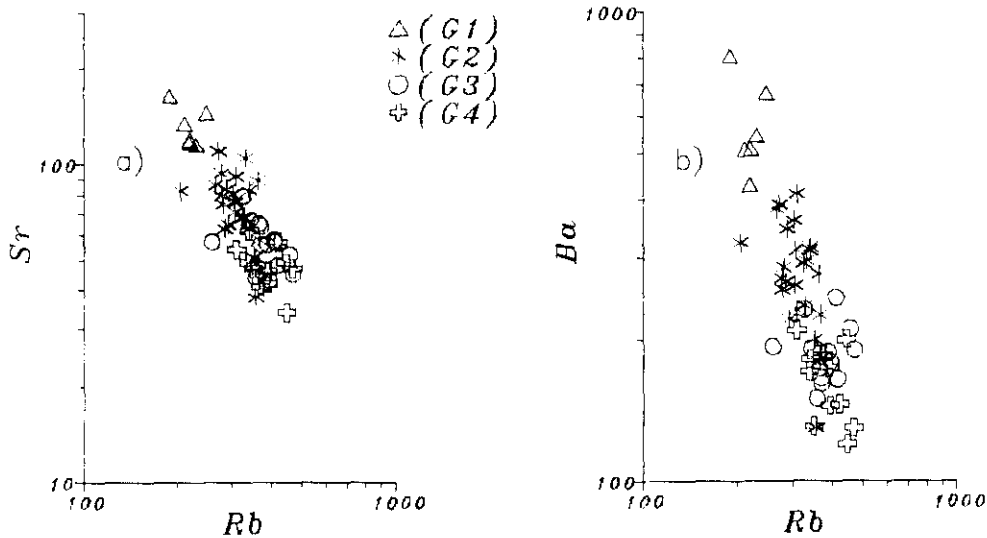
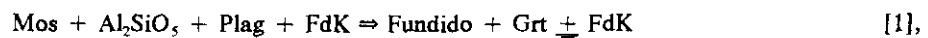


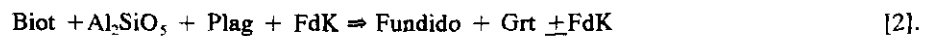
Figura 6.1 a y b.- Diagramas bilogarítmicos Rb-Sr y Rb-Ba de las muestras de las unidades del primer complejo.

Por otro lado, la pendiente negativa del "solidus" saturado en H₂O dificultaría que este ascendiera, sin cristalizar, hacia niveles altos de la corteza (Patiño Douce y Johnston, 1991). Por lo tanto, los granitoides emplazados en niveles corticales superiores a los de su zona de fusión se deben generar en condiciones subsaturadas en H₂O.

Así, considerando una roca fuente de composición pelítica y condiciones áhidas, la fusión parcial tendría lugar en dos etapas (Harris y Inger, 1992; Vielzuef y Holloway, 1988; Le Breton y Thompson 1988). En la primera, la fusión se produciría, por la deshidratación de la moscovita, según la reacción:



y en la segunda, por la deshidratación de la biotita, según la reacción



No obstante, los fundidos generados por la fusión incongruente de la moscovita suelen ser ricos en H₂O (Burnham, 1967; Harris et al., 1970; Thompson y Algor, 1977; Thompson y Tracy, 1979; Clemenés, 1984) y volumétricamente escasos. Es decir, inferior al 10% (Burnham, 1967; Clemenés, 1984), o al 11% (Clemenés y Vielzuef, 1987), o al 15% (Harris y Inger, 1992) de la roca originaria, pero en cualquier caso, siempre por debajo del "Reological Critical Melt Fraction" (R.C.M.F) (Arzi, 1978; Van Der Molen y Paterson, 1979). En consecuencia, los magmas generados por la reacción [1], ricos en H₂O y escasos, ascenderían con dificultad sin cristalizar y, por lo tanto, de acuerdo con Vielzuef (1984), darían lugar a vetas, bolsadas o plutones pequeños que, en caso de segregarse, su capacidad de ascender sería casi nula.

De acuerdo con estos datos, y con el carácter alóctono y las dimensiones del macizo aquí estudiado, se podría admitir que el magma originario se produjo fundamentalmente por la reacción [2].

Según Froese (1973), Bohlen y Essence (1979) y Phillips y Wall (1979), esta reacción, en una roca de composición pelítica, tiene lugar en las condiciones de P y T altas correspondientes a las facies de las anfibolitas, o en las condiciones de P y T bajas de las facies de las granulitas. De esta manera, la fusión parcial de la biotita se iniciaría a 760°C, alcanzando un grado de fusión bastante alto a los 850°C y 10Kb (Le Breton y Thompson, 1988). En unas condiciones similares a estas últimas, Vielzuef y Holloway (1988) fundieron el 50% de un gneis. Sin embargo, la presencia de restos de cordierita, probablemente restítica, en las unidades menos diferenciadas, sobre todo en la G1, la ausencia de granate y el hecho de que en los espectros de las TR no se observe el efecto que produce el granate residual en la fuente (Hanson, 1978), inducen a pensar que la fusión parcial se produjo en condiciones de baja presión.

Clemens y Vielzuef (1987), refiriéndose a la fusión parcial en condiciones de baja presión, indicaron que, en una roca pelítica y en condiciones anhidras, la reacción [1] se inicia a 665°C a 5Kb, dando una tasa de fusión del 6%, mientras que la reacción [2], a la misma presión, se inicia a 850°C. De esta manera, la suma de la tasa de fusión de ambas reacciones puede alcanzar el 50% de la roca originaria, a temperaturas en torno a 862°C. Además, según estos últimos autores, la tasa de fusión es más alta a

presiones más bajas, ya que los fundidos aluminosilicatados disuelven más H₂O a presiones más altas (Burnham, 1979). El grado de fusión, en estas condiciones, es bastante superior al RCMF, y para Arzi (1978), Van Der Molen y Paterson (1979) y Wigham (1987) las fracciones de fundido superior al RCMF pueden segregarse, migrar y ascender, incluso en condiciones subsaturadas en H₂O y viscosidades altas.

Por otra parte, Clemens y Vielzuef (1987), Vielzuef y Holloway (1988) y Patiño Douce y Johnston (1991) indicaron que es poco probable que se produzca una tasa de fusión importante a temperaturas inferiores a 850°C, si el único agua que hay en el sistema es el de los minerales hidratados.

En conclusión, se podría decir que la fusión parcial de la roca fuente tuvo lugar bajo condiciones anhidras, a una presión $\leq 5\text{Kb}$ y una temperatura comprendida entre 665 y 865°C.

6.1.3 Profundidad y mecanismo de emplazamiento

Como ya se ha indicado, el complejo de Payo está constituido por cuatro unidades principales, que indujeron en el CEG un metamorfismo de contacto de grado bajo, con desarrollo incipiente de cordierita y, muy ocasionalmente, de andalucita. Además, la presencia de enclaves gneíssicos que, aunque muy escasos, han sido interpretados como restíticos o, al menos, de mayor profundidad (por no aflorar rocas de esta naturaleza en la zona de estudio), así como la presencia de cavidades miarolíticas indicativas de presiones litostáticas muy bajas, sugieren que las unidades de este complejo podrían ser alóctonas.

El magma granítico resultante de la fusión parcial, dada la forma y orientación de las unidades del primer complejo, ascendería a través de fracturas y fallas preintrusivas, para emplazarse en niveles altos de la corteza. Este modelo fué ya propuesto por Oen (1970), para los granitos de Guarda y otros de la zona centroseptentrional de Portugal, y por López Plaza (1982), para algunos cuerpos graníticos de la Penillanura Salmantino-Zamorana, incluidos los aquí estudiados.

Por otra parte, dado el carácter zonado de las unidades del complejo de Payo, se han tenido en cuenta otros modelos existentes en la literatura para explicar mejor

dicho aspecto.

Así, si se tiene en cuenta *el modelo de diferenciación por gravedad, acoplado con el ascenso del fundido y los volátiles (Bateman y Chappell 1979; Kleeman y Twist 1989)*, en la masa granítica se generaría un zonado vertical, acompañado ocasionalmente por discontinuidades composicionales, debidas a la ruptura y fracturación del techo de la cámara magmática, por al ascenso de la fase residual rica en volátiles.

Si se considera *el modelo de Sawka et al., (1990)*, la cristalización empezaría por los bordes, en el contacto con las paredes, y se generaría un fundido más diferenciado en el límite entre el borde cristalizado y el centro de la cámara magmática no fraccionado. Dicho fundido subiría hacia el techo de forma sucesiva y se formaría un zonado horizontal y vertical. Dado que estos fenómenos no han sido observados en el complejo de Payo, se puede decir que estos mecanismos no debieron ser importantes en su emplazamiento y diferenciación.

Por último, considerando *el modelo de cristalización y acumulación preferencial de los cristales en los bordes y desplazamiento progresivo del fundido hacia al interior (Bateman y Nockleberg 1978; Bateman y Chappell 1979)*, se llegaría a una estructura zonada en la horizontal al menos parecida a la que presenta el complejo de Payo. No obstante, aunque existe la posibilidad de que en una misma cámara magmática actuen más de un mecanismo, el establecimiento de un modelo conceptual que explique el emplazamiento del complejo de Payo requiere tener en cuenta los siguiente hechos de observación:

- El zonado horizontal del complejo.
- Los contactos principalmente graduales entre las unidades y, ocasionalmente, con bordes de grano más fino.
- La ausencia de discontinuidades composicionales, salvo en los diferenciados finales.
- La presencia de enclaves graníticos en las unidades G2 y G3.
- La existencia de facies pegmo-aplíticas en la unidad G4.
- La presencia de cúpulas muy diferenciadas y de tamaño muy reducido sobre las

unidades G2 y G3.

Así, de acuerdo con estos datos de observación y los datos químicos, se sugiere que el mecanismo de intrusión y diferenciación pudo ser semejante al del último modelo. De esta manera, el magma se emplazaría en el nivel estructural actual, con una proporción pequeña de material restítico, constituido por circón, monacita, enclaves y quizás algo de núcleos de plagioclasa. La cristalización del magma, "in situ" y desde los bordes, tendría lugar de la siguiente manera:

(1) Cristalización del magma desde los bordes y desplazamiento del fundido más diferenciado hacia el interior, generándose así la unidad G1 (Fig. 6.2 a).

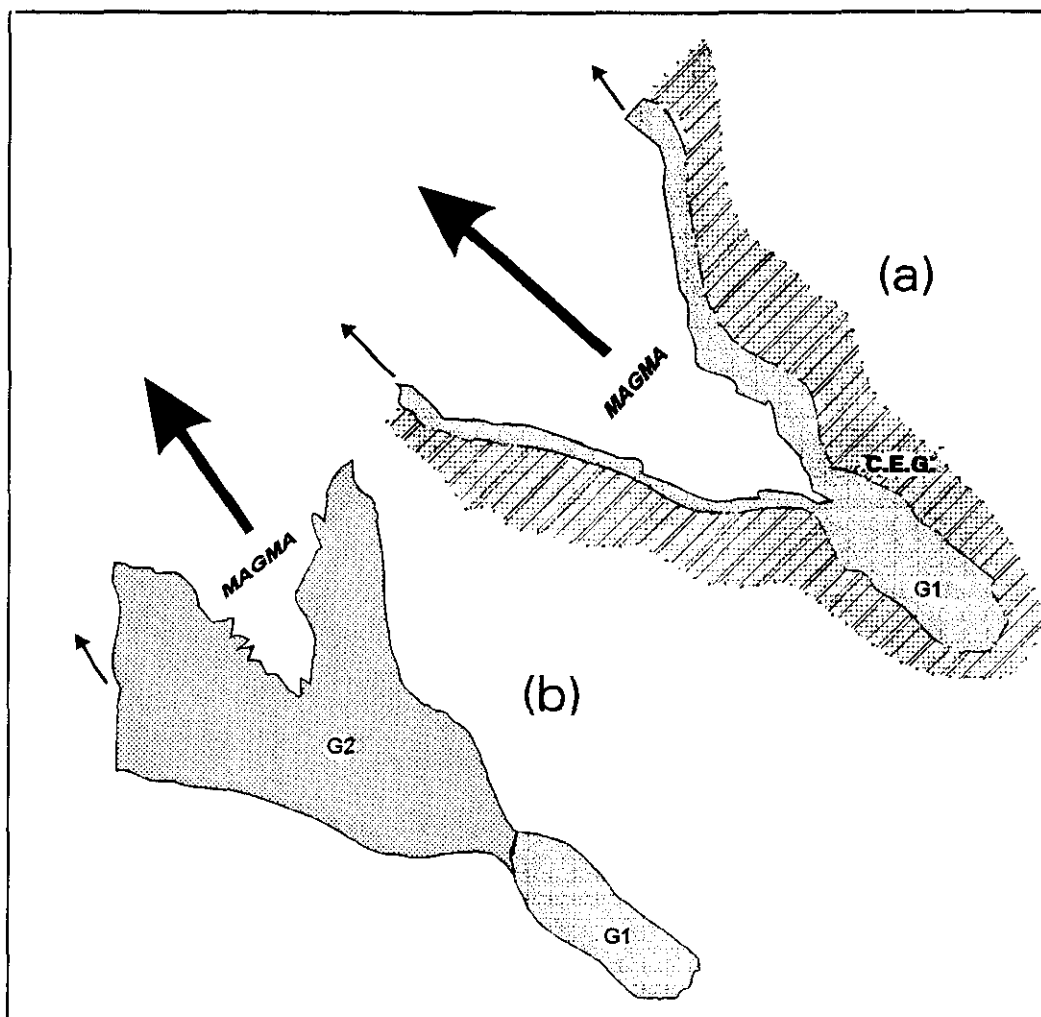


Figura 6.2 a y b. Esquema ilustrativo de la evolución del primer complejo.

(2) De igual manera cristalizaría el magma restante (Fig. 6.2 b), que estaría más enriquecido en H_2O y volátiles. Así, aumentaría la presión y se conseguiría la expansión del magma y la ruptura de las zonas de borde y techo, dando lugar a que la unidad G2 se pusiera en contacto con la roca encajante y arrastrara enclaves de la unidad G1, tal y como se observa en el campo. Además, en esta etapa, la cámara magmática alcanzaría posiblemente sus dimensiones actuales, aunque la cartografía realizada no recoja toda la superficie que ocupan estos granitos y, por tanto, no dé una visión global del conjunto. La existencia de la unidad G1 en las cercanías de la localidad de Rendo, en Portugal, confirma el zonado lateral del macizo y apoya el modelo evolutivo adoptado.

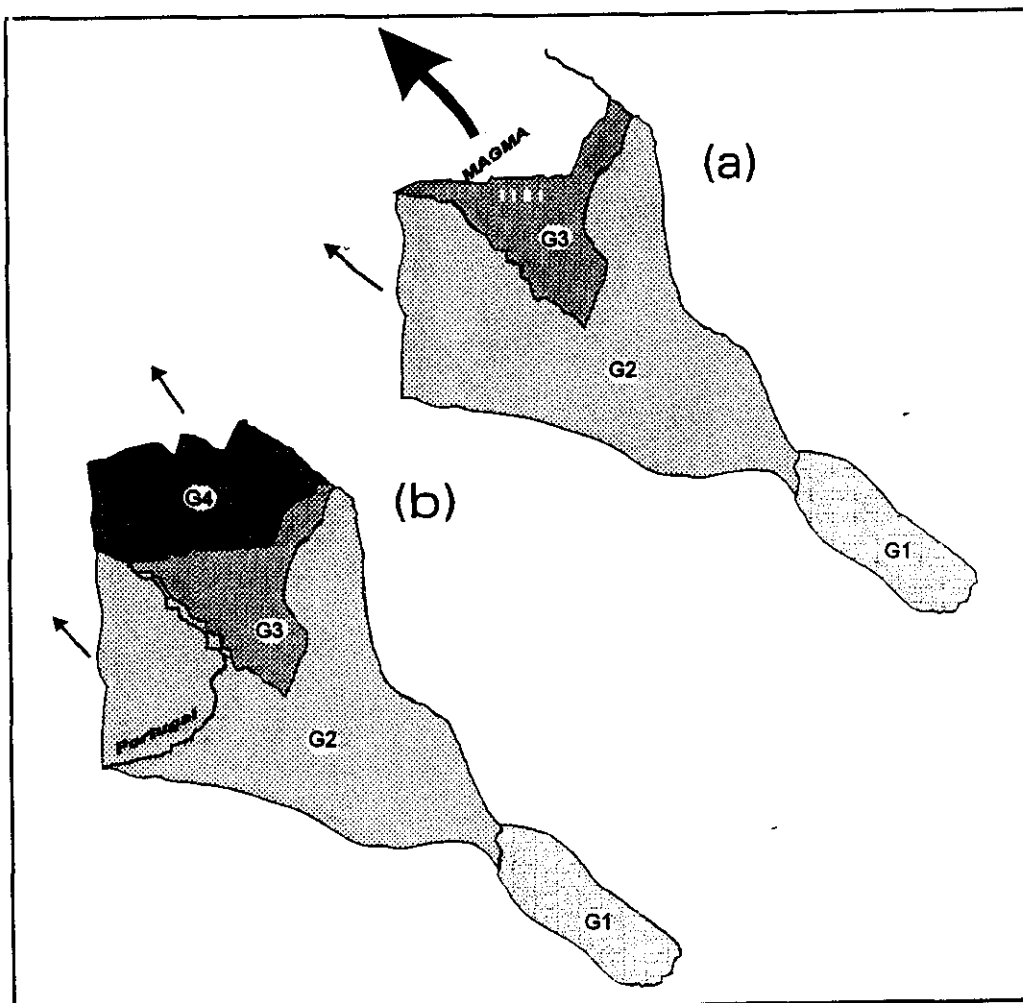


Figura 6.3 a y b. Esquema ilustrativo de la evolución del primer complejo.

(3) Repetición del proceso anterior (Fig. 6.3 a), pero con ruptura parcial de la corteza sólida formada principalmente por la unidad G2. Así, se explicarían los enclaves de G2 en G3. Además, las franjas estrechas que con tamaño de grano más fino se observan en algunos puntos del contacto entre G2 y G3, podrían ser el resultado de la fracturación parcial de dicha corteza sólida y de la introducción de parte del magma a través de ella. La pérdida de calor en dichas zonas generaría los bordes estrechos de grano más fino, mientras que el resto del contacto sería gradual, ya que la unidad G2 actuaría como una manta térmica sobre el magma que dió lugar a la unidad de G3.

(4) Repetición del último proceso (Fig. 6.3 b), rompiéndose parcialmente también los bordes de la unidad G3 y poniéndose parcialmente en contacto la unidad G4 con la G2. El fundido residual, después de la cristalización de G4, sería rico en volátiles y ascendería hacia el techo de la cámara, dando lugar a las bolsadas y diques pegmo-aplíticos. Las cúpulas más diferenciadas que aparecen sobre la unidad G2 y representadas por las muestras (nº 210 y 215), así como otros afloramientos no cartografiados, posiblemente no representen el fundido residual generado después de la cristalización de todo el complejo, sino proporciones pequeñas del fundido residual generado después de la consolidación de cada una de las unidades.

Esta hipótesis está basada en la distribución irregular de las cúpulas, así como en las diferencias químicas existentes entre ellas y la facies pegmo-aplítica de G4, representada por la muestra (nº280), el afloramiento de Villar de Flores, representado por la muestra (258) y entre ellas mismas (Tabla 6.1).

De acuerdo con los datos de dicha Tabla, la muestra 280 podría representar el fundido residual de G4, mientras que las dos de la cúpulas podrían corresponder a los líquidos residuales procedentes de las unidades anteriores. Por último, la muestra del granito de Villar de Flores es similar a los granitos del complejo de Peñaparda.

6.1.4 Diferenciación del magma del complejo de Payo

La diferenciación y, en este caso, la cristalización fraccionada del magma puede discutirse combinando las observaciones de campo y de microscopio, con los datos

químicos de los minerales y de la roca total. La disminución de la biotita y el aumento de la moscovita desde G1 a G4 podría considerarse como el resultado de una

Tabla 6.1
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA FACIES APLOPEGMATÍTICA Y LOS AFLORAMIENTOS DE G7

Óxidos	n° 210	n° 215	n° 280	n°258
SiO ₂	74,5	76,4	73,1	70.59
Al ₂ O ₃	13,1	12,8	14,2	15
CaO	0,38	0,23	0,27	0.44
Fe ₂ O ₃	1,6	1,1	0,92	2.37
MgO	0,16	0,11	0,10	0.48
MnO	0,04	0,02	0,04	-
Na ₂ O	3,4	2,5	4	2.58
K ₂ O	4,3	4,2	4,3	5.34
P ₂ O ₅	0,4	0,26	0,56	0.38
TiO ₂	0,14	0,13	0,03	0.3
Ba	<10	14	10	255
Sr	<5	6	32	63
Rb	481	383	780	375
Ce	13	14	15	52.23
La	5,3	<5	<5	23.85
Y	5	5	<5	-
Zr	42	41	32	101
Th	2	3,5	<2	14.87
U	14,8	29,3	20,3	11.8

cristalización fraccionada, en la que la biotita es, sin duda, uno de los minerales más importantes. Por otra parte, las observaciones microscópicas ponen de manifiesto la

disminución, en el mismo sentido, de la abundancia relativa de varios minerales accesorios, como la monacita, el circón y la ilmenita.

Los análisis químicos realizados en diferentes minerales revelan :

- (a) El aumento de la relación $Fe/Fe+Mg$ en la biotita desde G1 a G4.
- (b) La disminución de la concentración de Ti en la estructura de las moscovitas magmáticas desde G2 a G4.
- (c) La disminución del porcentaje máximo de anortita (An%) en la plagioclasa de las unidades del primer complejo desde G1 a G4.
- (d) La variación composicional de los diferentes circones analizados pone de manifiesto que algunos elementos de este mineral aumentan a medida que avanza la evolución de la roca a la que pertenecen. A este hecho hay que añadir que la composición química de las diferentes capas de un circón zonado, incluido en la biotita de G4, es similar a la de los circones no zonados incluidos en la biotita de G3, por lo que se sugiere que estos circones crecieron a partir del mismo magma, siendo incluidos en la biotita en una etapa precoz.

En cuanto a la química de la roca total se pueden destacar los siguientes hechos:

- (a) Existe una disminución progresiva de los contenidos en Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 , Sr, Ba, Zr y Th, desde G1 a G4.
- (b) Se observa una correlación positiva entre los pares Ba-Sr, Ca-Sr, Y-Ti y negativa entre Rb-Sr, además de las correlaciones, tanto negativas como positivas, que muestran los demás elementos contra el Fe_2O_3 , (Figs.5.9, 5.11, y 5.16).
- (c) En el diagrama triangular [Rb-Sr-Ba] Fig. 5.15, existe una tendencia hacia mayor grado de evolución desde G1 a G4.
- (d) Existe una disminución de la $\Sigma_{total} TR$ desde G1 a G4 y una gran similitud entre los espectros de las distintas unidades (Figs.5.28 y 5.29).
- (e) Las diferentes unidades evolucionan desde términos muy ricos en biotita a términos ricos en moscovita, y desde índices de color mesocráticos (G1) a subleucocráticos (G2)

y leucocráticos (G3 y G4).

(f) La pauta de los diagramas bilogarítmicos [Rb vs Sr] y [Rb vs Ba] es típica de un proceso de cristalización fraccionada a partir de una misma fuente (McCarthy y Hasty, 1976 y Cocherie, 1986).

De todo lo expuesto, se puede deducir que las unidades que integran el complejo de Payo son el resultado de una cristalización fraccionada continuada desde G1 a G4, y dominada, principalmente, por el fraccionamiento de los minerales esenciales como la biotita (disminución del Fe, Mg, Ti y Ba), la plagioclasa (disminución del Ca, Sr y Eu), el FdK (disminución del Ba), y por los accesorios como la monacita (disminución de las TRL y el Th), ilmenita (disminución del Ti), circón (disminución del Zr) y xenotima (disminución de las TRP e Y). Así, la cristalización fraccionada de estos minerales daría lugar, de forma progresiva, a un magma residual cada vez más pobre en dichos elementos, tal y como se observa en la evolución química de estas rocas. Además, el cambio progresivo en la composición de los minerales cristalizados (biotita, moscovita, plagioclasa y circón) y de la roca, a medida que avanza la evolución y descende la temperatura, indican que las diferencias composicionales observadas en las unidades de este complejo no son el resultado de un proceso de desmezcla sólido-líquido (Chappell et al., (1987), sino uno de cristalización fraccionada.

Así, a modo de resumen, se podría decir que las unidades del complejo de Payo (G1 a G4) son cogenéticas y el resultado de una cristalización fraccionada desde la primera a la última. Por otra parte, de los afloramientos agrupados en G7, el granito de Villar de Flores no pertenecería a este complejo, sino el de Peñaparda, mientras que el resto se habrían diferenciado, principalmente, del magma del primer complejo.

6.2 EL COMPLEJO DE PEÑAPARDA

Utilizando los mismos criterios que para el caso anterior, se llega a la conclusión de que el magma que dió lugar a las unidades de este complejo procede de la fusión parcial de rocas sedimentarias pelíticas. No obstante, tanto las unidades G5 y G6 como

el afloramiento de Villar de Flores presentan algunas características que las diferencian de las del primer complejo y que se resumen así:

- En dichas unidades se observa un comportamiento similar de las TR y, por consiguiente, espectros semejantes entre sí y diferentes de los del primer complejo.
- Son más pobres en TRP, Si, Ca, e Y que las unidades del primer complejo, pero más ricas en K y Nb.
- Para la mayor parte de los elementos químicos, estas unidades presentan valores intermedios entre los observados en G1 y G2 y en G3 y G4. Solamente los contenidos en Fe y Ti son semejantes a los observados en G4.
- En el diagrama Q-B-F, a diferencia de las unidades del primer complejo, estas unidades se proyectan como pobres en Si y en el diagrama A-B con pendiente infinito.

Por otra parte, el contenido en biotita, TR, Nb, Y, Ca, Rb y el valor de la relación K/Rb diferencian entre sí las unidades de este complejo. Por todo ello, aún sin que se haya puesto claramente de manifiesto la existencia de un mecanismo de cristalización fraccionada, bien porque no fuese el que dió lugar a estas unidades o porque esté enmascarado por procesos posteriores de alteración, el mayor contenido en biotita de la unidad G5, el valor más alto de K/Rb y su contenido más bajo en Rb inducen a pensar que esta unidad es menos evolucionada que la unidad G6.

En conclusión, se puede decir que:

- (1) las unidades G5, G6 y el afloramiento de Villar de Flores son también el resultado de la fusión parcial de una fuente pelítica pero, dado que son más pobres en Y y TRP, la importancia del granate en la parte residual sería mayor, por lo que el magma podría haberse generado en zonas más profundas que el del complejo anterior.
- (2) El producto de dicha fusión intruyó a las unidades del primer complejo, también a través de fracturas, y cristalizó "in situ".
- (3) Las ligeras diferencias entre las unidades del segundo complejo y su grado de evolución inducen a pensar que éstas, al intruir, tenían ya un grado de evolución bastante avanzado, dependiendo principalmente sus diferencias de la consolidación de

dichos líquidos residuales, en principio iguales, en puntos espacialmente diferentes y de los procesos posteriores de alteración.

En cuanto al modo de cristalización, se puede decir que ambas unidades siguieron uno muy parecido al del modelo de Bateman y Chappell (1979). Las razones que apoyarían esta idea son:

- a) Existe una mayor abundancia de biotita, fenocristales de ambos feldespatos y de enclaves en la parte inferior de ambas unidades, aunque estos últimos proceden, en parte, de las unidades intruidas.
- b) Sus respectivas zonas apicales están ocupadas por rocas leucocráticas, pobres en enclaves y fenocristales, y de grano más fino.

Estas características determinan, en ambas unidades, una zonación en la vertical. Además, la falta de discontinuidades composicionales indicaría la ausencia de rupturas y/o separación de fases.

Por último, cabe recordar que tanto las unidades del primer complejo como las del segundo, han sido afectados por procesos de alteración posteriores a la cristalización magmática. Así, la moscovitización de los feldespatos, biotita y andalucita, la cloritización de la biotita, la albitización del feldespato potásico, la fibrolitización de la moscovita y la sericitización de la plagioclasa etc. deben ser tenidas en cuenta a la hora de referirse a las diferencias químicas entre las distintas unidades de cada complejo, dado que dichos procesos, aunque no cuantificables, han contribuido de forma activa en el resultado final.

Capítulo 7

**DISTRIBUCIÓN
GEOQUÍMICA Y
MINERALÓGICA DEL
URANIO Y TORIO**

**DISTRIBUCIÓN DEL K, Th Y U
EN EL MACIZO DE
CADALSO-CASILLAS DE
FLORES MEDIANTE
PROSPECCIÓN
AERORRADIOMÉTRICA**

Mapa de actividad Gamma total

Mapa de contenido en K

Mapa de Th eq.

Mapa de U eq.

Mapa de la relación U eq./ Th eq.

**ESTUDIO DE LA
DISTRIBUCIÓN DEL U
MEDIANTE REGRESIÓN
MÚLTIPLE**

Las unidades del complejo de Payo

Las unidades del complejo de Peñaparda

**DISTRIBUCIÓN
MINERALÓGICA TEÓRICA
DEL U MEDIANTE ANÁLISIS
QUÍMICO**

Distribución mineralógica del Th

Distribución mineralógica del U

**Comparación con la distribución
mineralógica del U en otros macizos
graníticos peraluminicos**

**DISTRIBUCIÓN ACTUAL DEL
U EN EL MACIZO DE
CADALSO-CASILLAS DE
FLORES**

**EL PAPEL DEL F Y EL P EN
LA REDISTRIBUCIÓN
MINERALÓGICA DEL U**

**LA ROCA COMO FUENTE DE
U Y EL ORIGEN DE LOS
INDICIOS**

7. DISTRIBUCIÓN GEOQUÍMICA Y MINERALÓGICA DEL URANIO Y TORIO

En la naturaleza, el U puede existir en tres estados de oxidación U^{IV} , U^V y U^{VI} . Aunque Langmuir (1978) y Calas (1979) indicaron que el U^V puede ser más significativo en la naturaleza de lo que se pensaba, la geoquímica del U se puede describir adecuadamente en términos del estado reducido, U^{IV} , y del más oxidado, U^{VI} . Por otra parte, el U natural es una mezcla de los isótopos: ^{238}U , ^{235}U y el radiogénico ^{234}U , en proporciones relativas del 99.2739%, 0.7204% y 0.0057% respectivamente. Los átomos de estos isótopos tienen núcleos pesados y radios iónicos moderadamente grandes, por lo que el U generalmente no sustituye a otros cationes en la mayoría de los minerales que forman las rocas y menas. Por el contrario, tiende a formar minerales propios.

El U es un elemento que tiene una gran facilidad de oxidarse y su alta afinidad al oxígeno es determinante en sus propiedades geoquímicas (Chernyaev, 1966 y Schmidt-Collerus, 1967). Uno de los efectos más significativos de dicha afinidad es la facilidad que tiene a unirse con grupos aniónicos oxigenados y formar complejos solubles. Así, bajo condiciones medioambientales, el U se encuentra normalmente en forma del ión catiónico complejo UO_2^{2+} , el cual forma complejos solubles con los aniones CO_3^{2-} , HCO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} etc., dependiendo de las condiciones hidrogeoquímicas del medio. Esta característica química es la que hace que el catión U^{VI} sea el más móvil de los tres existentes en la naturaleza, en un amplio rango de valores de pH.

El U^{IV} forma pocos minerales propios, siendo los más comunes la uraninita (UO_2+x), su variedad pechblenda y la coffininta $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$. Por su tamaño y carga, el U^{IV} puede sustituir a otros cationes en un número muy limitado de minerales, entre los cuales se encuentran diferentes óxidos complejos, silicatos y fosfatos de Th^{4+} , Y^{4+} y Ce^{4+} . Igualmente, puede sustituir al Ca en algunos minerales como el apatito y

la esfena.

El U^{VI} , por el contrario, forma un cortejo amplio de minerales de uranilo, denominados minerales secundarios, que se agrupan, de acuerdo con el anión, en óxidos, silicatos, fosfatos, arseniatos, vanadatos, sulfatos, molibdatos y carbonatos. Además, en aguas subterráneas con P_{CO_2} de 10^{-2} atm, en condiciones oxidantes y valores de pH hasta 5, el ión uranilo es la especie dominante en solución. Por encima de dicho valor de pH, este ión puede formar tres complejos carbonatados diferentes y solubles: el carbonato de uranilo (UO_2CO_3), el uranilo dicarbonato (UDC) y el tricarbonato (UTC), que son estables a medida que aumenta el pH (Hostler y Garrels, 1962). Langmuir (1978) concluyó que, en aguas naturales con poca concentración de fosfatos, el complejo $UO_2(HPO_4)_2^{-2}$ es la especie dominante en el rango de pH comprendido entre 4 y 7.5, mientras que, por encima de este valor, predominan generalmente los complejos carbonatados. Además de las fases minerales que el ion UO_2^{++} puede formar, éste puede ser retirado de las soluciones por procesos de sorción o coprecipitación con geles aluminosilicatados, minerales arcillosos u oxihidróxidos de Fe.

Por otra parte, la distribución del U que generalmente se observa en los granitoides peraluminicos es el resultado de los diferentes procesos que intervienen en la génesis y evolución de estas rocas. Entre ellos, los más importantes son: la fusión parcial, la diferenciación magmática y los procesos de alteración hidrotermal y meteórica.

Durante la fusión parcial de rocas sedimentarias pelíticas, el enriquecimiento en U de los fundidos peraluminicos generados va a depender del contenido en U de la roca fuente y de la cantidad de U que se encuentre fuera de la estructura de los minerales resistentes a la fusión, como el circón, la monacita, la xenotima, el apatito etc. Dicho U, debido a su comportamiento altamente incompatible, se fracciona a favor del fundido anatético generado.

Durante la etapa magmática, el U se incorpora primero a los minerales accesorios de cristalización precoz, para segregarse después en forma de uraninita, siempre que el magma sea rico en U. Así mismo, la cantidad de U necesario para

saturar dichos minerales accesorios no suele exceder de 2 ó 3 ppm del contenido total de la roca (Ball y Basham, 1979; Basham et al, 1982), fraccionándose el resto en forma de uraninita.

Este comportamiento del U es además característico de los magmas que cristalizan bajo condiciones reductoras, las cuales, según Ishihara (1977), son comunes en aquellos magmas que se derivan de la fusión parcial de metasedimentos. Además, los datos experimentales de Calas (1979), Schreiber, (1983), Farges et al., 1992 y Chantal et al., (1994) demostraron que el U en fundidos silicatados puede existir en los tres estados de valencia, siendo el pentavalente y el hexavalente estables bajo condiciones de alta f_{O_2} , y el tetravalente bajo condiciones de baja f_{O_2} . Las condiciones de alta f_{O_2} durante la anatexia parcial, favorecen el fraccionamiento del U en forma de uranilo (Dominé y Velde, 1985), por lo que, durante la diferenciación magmática, dichas condiciones pueden impedir el fraccionamiento precoz de la uraninita, debido a su alta solubilidad. Por el contrario, las condiciones reductoras, características de los granitos peraluminicos con ilmenita, facilitan la cristalización precoz de la uraninita (Friedrich, 1981 y 1984; Pagel, 1981 y 1982). Este último autor estima en 4 ppm de U la concentración mínima para que se pueda segregar uraninita ortomagmática en magmas graníticos, peraluminicos e hipocálcicos, similares al que aquí se estudia. Esta observación sugiere que la solubilidad de la uraninita es muy baja en condiciones reductoras.

Además, el comportamiento geoquímico paralelo o antagónico del U y el Th en la etapa magmática puede depender directamente de la f_{O_2} del magma. Así, en condiciones reductoras ambos pueden fraccionarse desde las etapas precoces, mientras que, en condiciones de alta f_{O_2} , el U se concentra en los fundidos residuales.

Durante los procesos de alteración hidrotermal, la disolución del U albergado en los minerales accesorios resistentes (circón, monacita, apatito, xenotíma etc.) es bastante difícil, siendo más efectiva en los casos en que los fluidos sean muy agresivos o en aquellos en que dichos minerales están metamictizados. Por el contrario, la disolución de la uraninita es más fácil siempre que las características fisico-químicas de los fluidos lo permitan, principalmente su capacidad de oxidación y de formación de complejos (Freidrich y Cuney, 1989 y Dubessy et al., 1987).

Al igual que en los procesos de alteración hidrotermal, la disolución del U en condiciones meteóricas es más efectiva si éste se encuentra en forma de uraninita. En este caso, la disolución de dicho mineral dependerá, además de las características fisico-químicas de los fluidos, del grado de alterabilidad de sus minerales patrones, la permeabilidad de la roca, la relación fluido/roca y la velocidad de la erosión

7.1 DISTRIBUCIÓN DEL K, Th Y U EN EL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES MEDIANTE PROSPECCIÓN AERORRADIOMÉTRICA

Este apartado está basado en la interpretación de los mapas aerorradiométricos de cuentas totales (γ total), K%, Th equivalente Ra (Th eq.), U equivalente Ra (U eq.) y U/Th de la zona de estudio. No obstante, conviene señalar que sólo se dispone de datos de un sector de la zona, debido a la existencia, en la hoja de Gata (573), de áreas geográficas estratégicas desde el punto de vista militar, en las cuales está prohibido tomar cualquier tipo de datos, especialmente mediante técnicas aerotransportadas.

7.1.1 Mapa de actividad γ total

En el mapa de actividad γ total se han diferenciado tres dominios, separados por las isóneas de 2400c/s, 3000c/s, considerándose anómalos los valores > 3000 c/s. Al comparar este mapa con la cartografía realizada (Fig. 7.1), se observa que la isónea 2400c/s marca, casi con precisión, el contacto entre los granitos estudiados y el encajante (CEG). Por otra parte, la isónea 3000c/s delimita la facies porfídica de G3 y el contacto entre esta última unidad y la G4. Por lo que se refiere a las zonas anómalas, éstas se sitúan fundamentalmente en la zona N de la unidad G3 (hoja 550), correspondiéndose con la facies de grano más grueso de la misma.

La unidad G4, aflorante también en la hoja 550, sólo presenta una anomalía puntual en la parte central, mientras que la unidad G2 presenta una serie de anomalías pequeñas en esta hoja y en la de Gata. La más importante de ellas se localiza al S de Peñaparda y en el contacto entre G2 y G5, mientras que el resto se sitúan tanto al N como al W de dicha localidad.

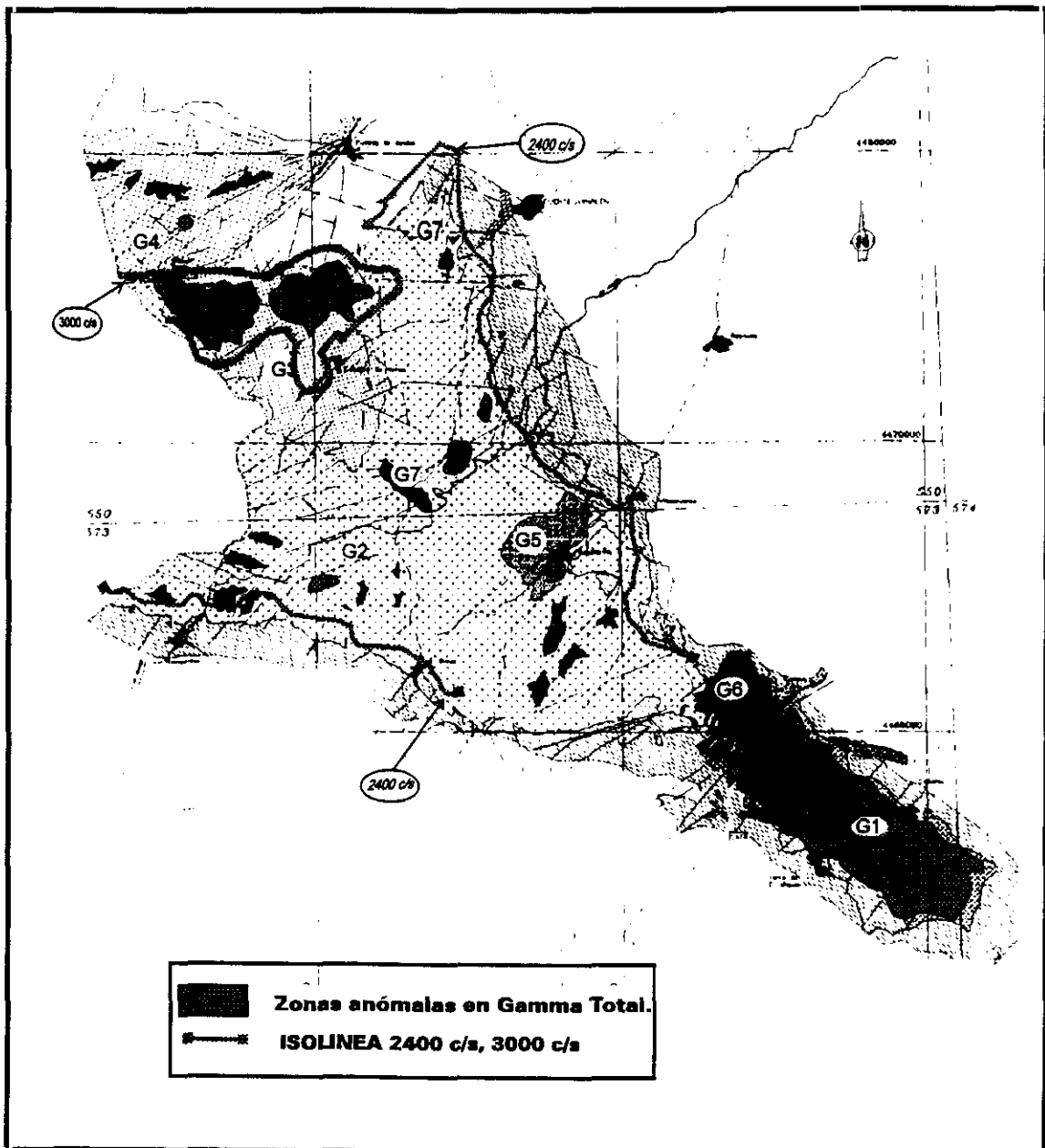


Figura 7.1.- Mapa de actividad γ Total.

7.1.2 Mapa de contenidos en K

En este mapa (Fig. 7.2) se han diferenciado tres zonas, delimitadas por las isolíneas del 2% y 3%, considerándose anómalas, en el ámbito de los granitos, las

zonas con valores $> 3\%$. La isolínea del 2% limita el contorno de los granitos, cuyos contenidos están comprendidos entre 2 y 3.5%.

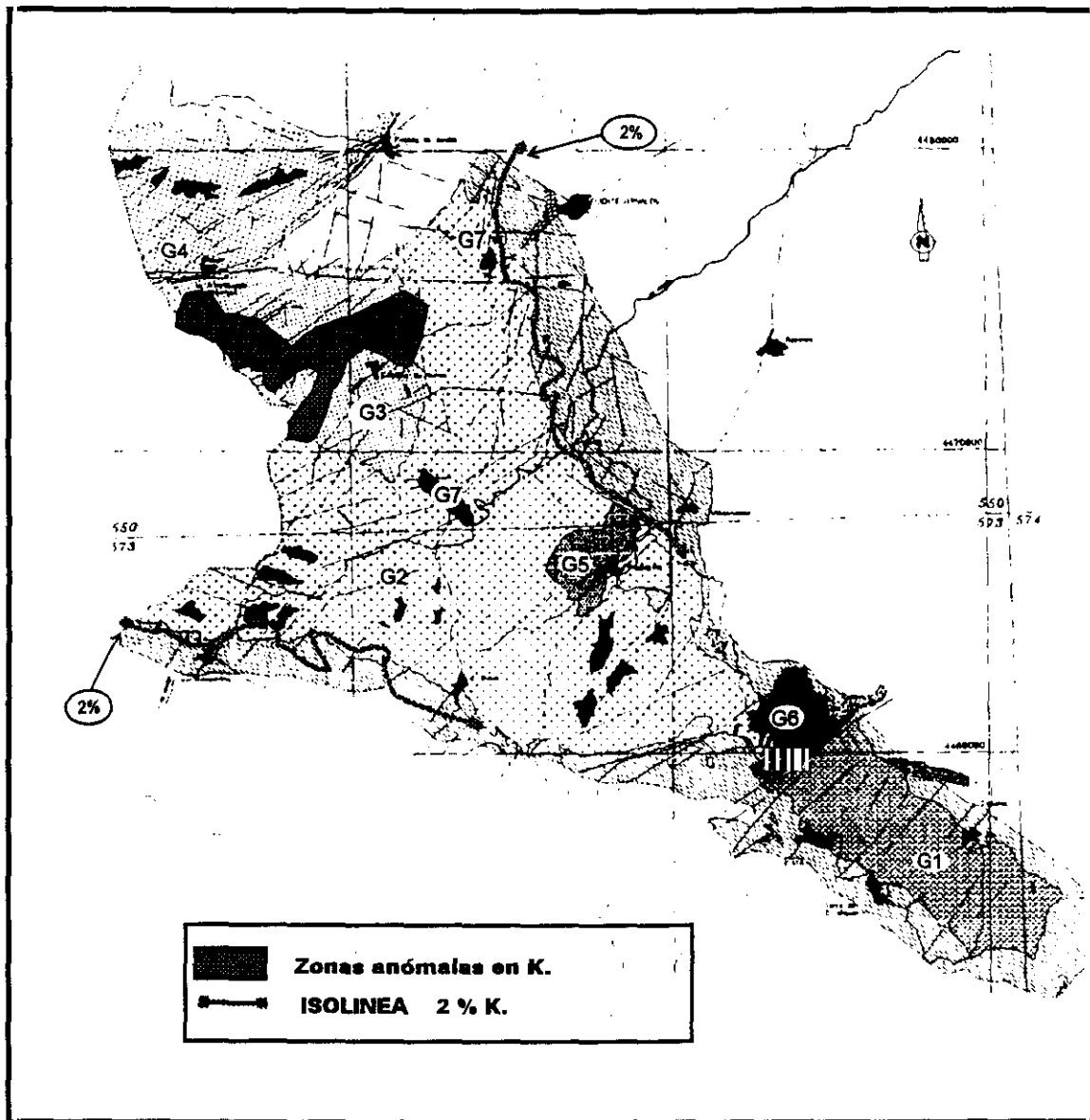


Figura 7.2.- Mapa de contenidos en K.

Al igual que en el mapa anterior, la mayor zona anómala en K se localiza en la mitad N de la unidad G3, que coincide aproximadamente con la facies porfídica de

dicha unidad. En consecuencia, se puede decir que la anomalía de γ total es debida, en parte, al K, lo que puede estar de acuerdo, en principio, con el carácter porfídico de la facies que ocupa dicha zona. Además, el contenido en K de las muestras de la unidad G3, pertenecientes en su mayor parte a dicha facies, varía entre 3.9% y 5.9%, que son los valores más altos detectados en todo el muestreo. Algunas de las anomalías de γ total localizadas en la unidad G2 son debidas también al K.

7.1.3 Mapa de Th eq.

En este mapa (Fig. 7.3) se han diferenciado tres dominios con valores < 6 , de 6 a 12 y > 12 ppm, considerándose anómalos aquellos con valores > 12 ppm.

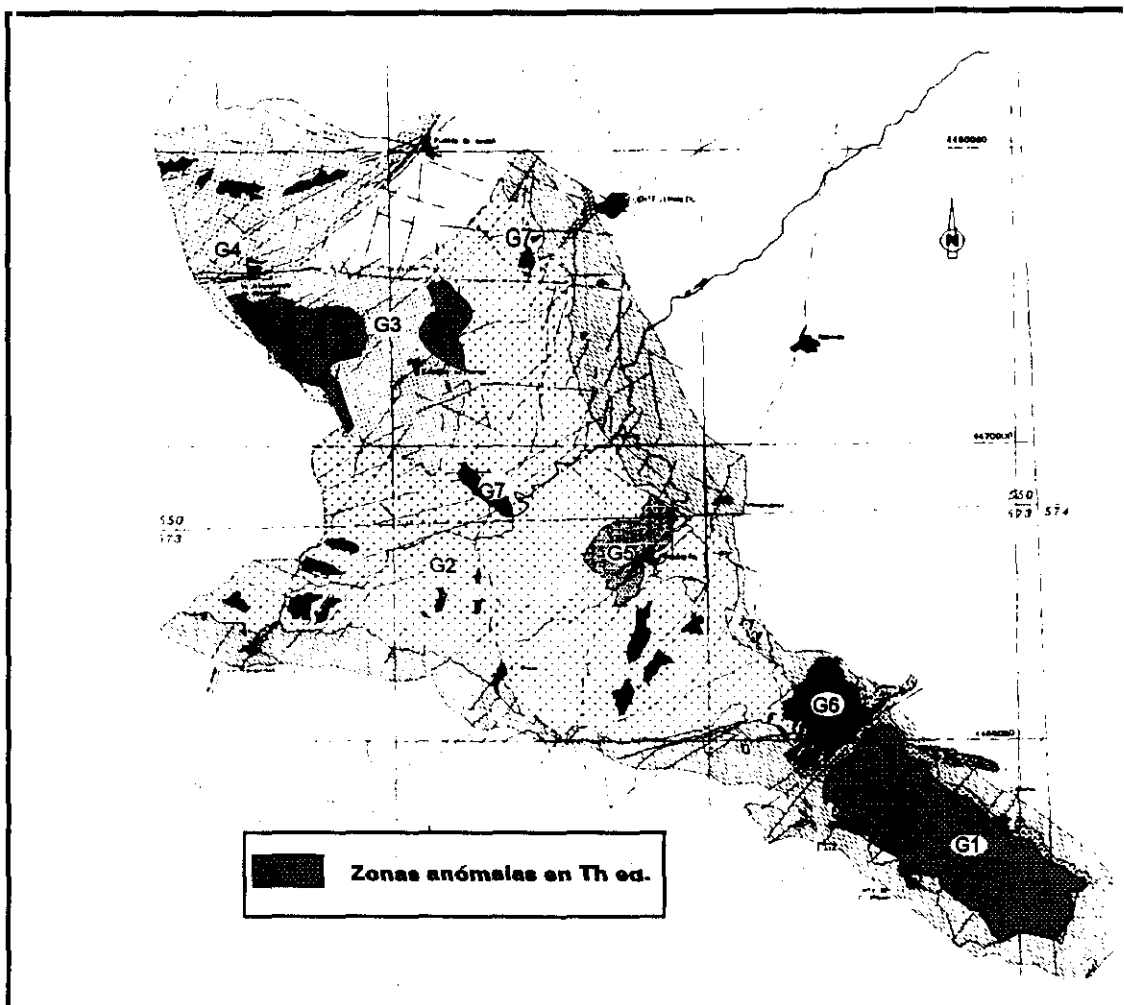


Figura 7.3.- Mapa de Th eq.

El primer hecho destacable en este mapa es que los materiales del CEG y los graníticos presentan contenidos semejantes en Th eq., por lo que su delimitación es imposible. Por el contrario, las zonas con contenidos < 6 ppm coinciden con el extremo NW de las unidades graníticas cartografiadas, concretamente con el granito moscovítico de La Alberguería (G4), y las zonas con contenidos > 14 ppm con el extremo opuesto, correspondiente a la unidad (G1). Este hecho confirma, por un lado, que el granito G4 es el más evolucionado y, por lo tanto, el más pobre en Th, y por otro, que la unidad G1 es la menos evolucionada, y más rica en dicho elemento.

Al NW de la unidad G3, y una zona de G2 en contacto con G3, es donde aparecen las dos anomalías más importantes de Th eq., cubriendo además la mayor parte de la zona anómala en K. Además, la mayor parte de la superficie ocupada por la unidad G3, sobre todo la mitad N, presenta valores altos de Th (10 ppm). Por lo tanto, la zona anómala en cuentas totales detectada en esta misma posición se debe también a contenidos anómalos en Th eq.

7.1.4 Mapa de U eq.

En el caso del U (Fig. 7.4), los valores se han agrupado en tres zonas: ≤ 4 ppm de U eq., > 4 a ≤ 6 ppm y > 6 ppm, considerándose anómalas las últimas. La primera zona corresponde a la parte ocupada por las rocas encajantes del CEG, estando el contacto con los granitos marcado, casi con precisión, por la isolínea 4 ppm. La segunda representa las zonas no anómalas de la superficie de las unidades graníticas. Por último, la isolínea de 6 ppm marca, por un lado, el contacto entre G4 y G3, y por otro, delimita la facies porfídica de esta última, con valores generalmente iguales o superiores a 6 ppm.

En cuanto a las zonas anómalas, las más importantes aparecen en la facies porfídica de G3. Dichas anomalías coinciden exactamente con las anomalías de K y, en parte, con las de Th eq., por lo que las anomalías en cuentas totales se deben a la suma de la actividad γ de los tres radioelementos. El resto de las zonas anómalas, con diámetros generalmente inferiores a 1 Km, se distribuyen fundamentalmente entre las unidades G2, G3 y G4.

En resumen, se puede decir que el mapa de U eq. aporta lo siguiente:

- La isolínea de 4 ppm de U eq. marca el límite entre los materiales graníticos y las rocas encajantes del CEG.
- La isolínea de 6 ppm marca con bastante precisión el contacto entre la unidad G3 y la unidad G4.
- Corrobora también la existencia de dos facies de variación en el granito de Casillas de Flores (G3) que son: la de grano grueso, a veces porfídica, anómala en K y Th y con valores relativamente altos en U, y la de grano más fino, no porfídica y sin anomalías importantes en estos radioelementos.

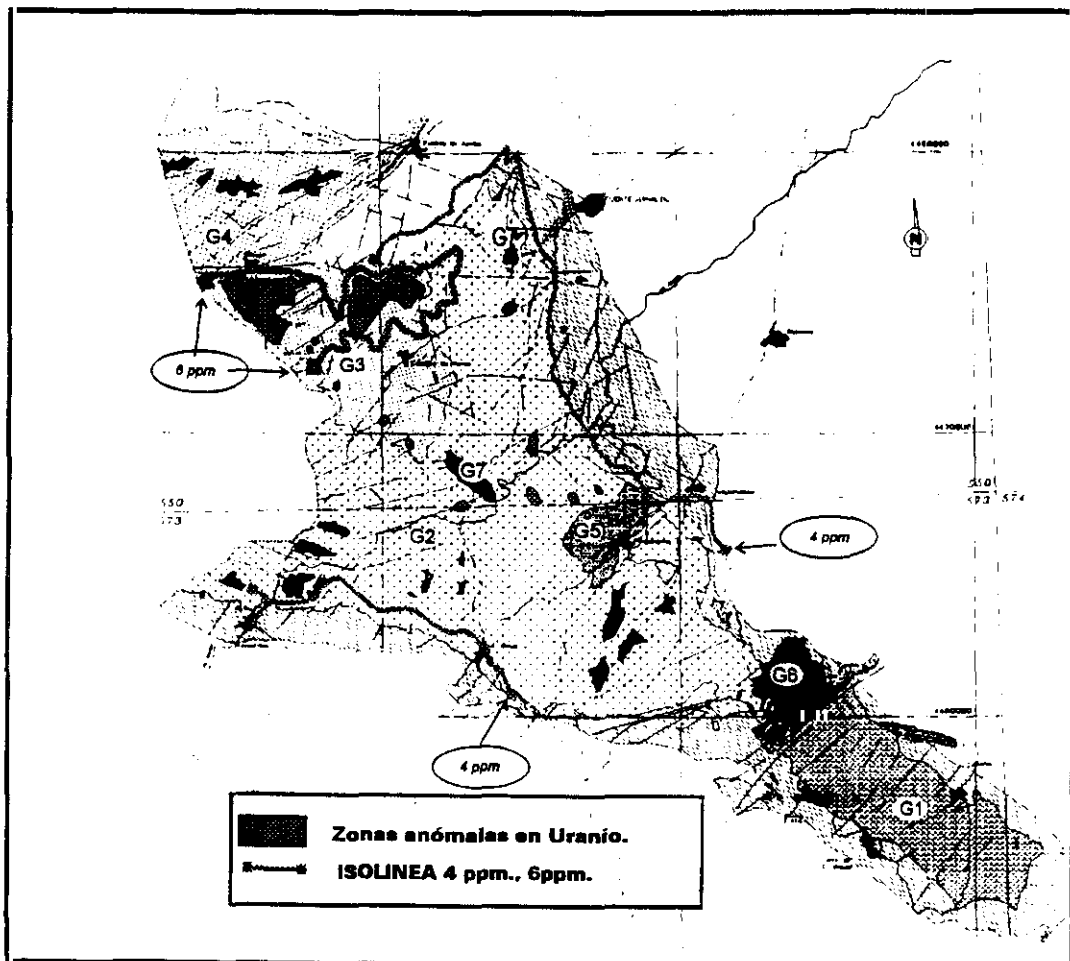


Figura 7.4.- Mapa de U eq.

- Pone de manifiesto la existencia de dos anomalías importantes en la facies porfídica de G3, así como otras más pequeñas repartidas entre las unidades G2, G3 y G4.

7.1.5 Mapa de la relación U eq./ Th eq.

En este mapa (Fig. 7.5) se han diferenciado tres zonas con valores < 0.5 , de 0.5 a 1 y > 1 .

La isolinéa de 0.5 marca con precisión el contacto entre la masa granítica y las rocas encajantes del CEG. La zona con valores en torno a 0.5 coincide con la mayor parte de la superficie ocupada por la unidad G2, mientras que, casi la totalidad de la superficie correspondiente a la unidad G3 presenta valores comprendidos entre 0.6 y

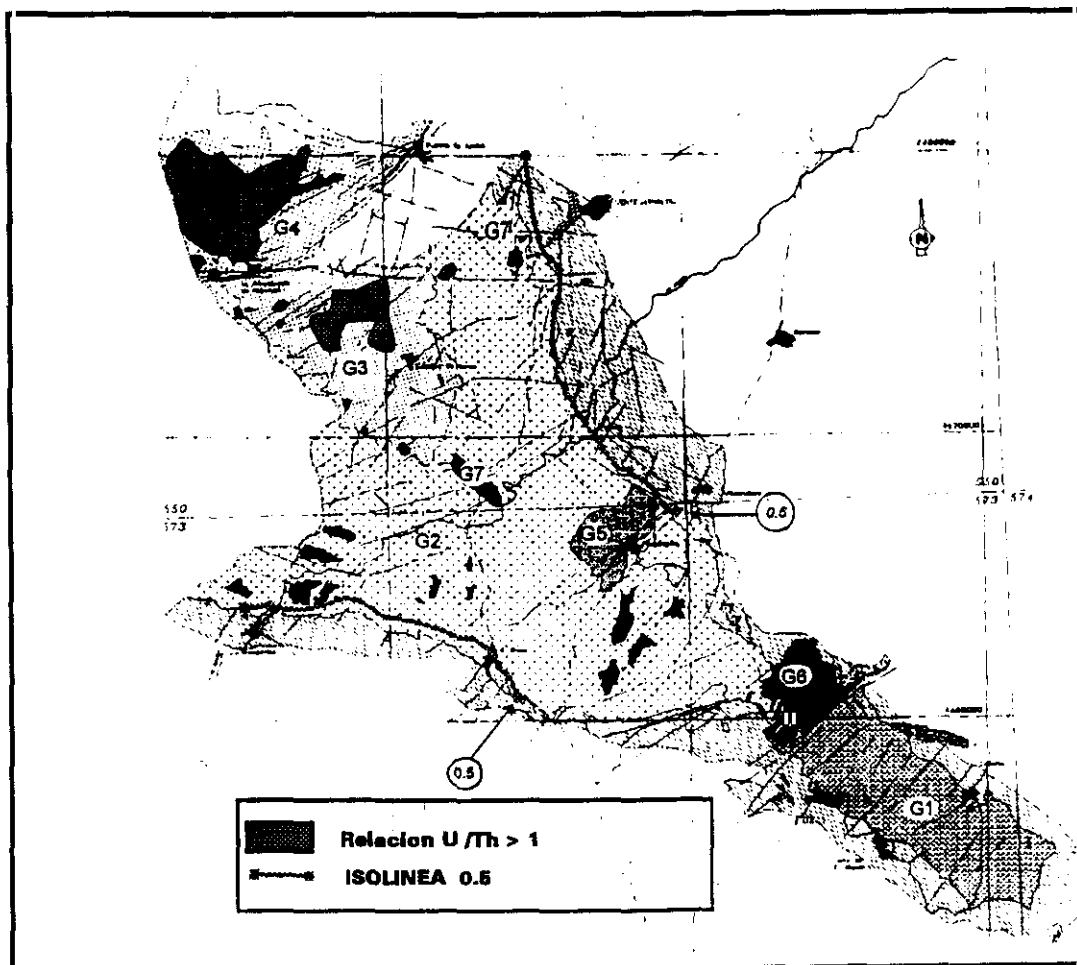


Figura 7.5.- Mapa de U eq/ Th eq.

1. Además, en esta última unidad, existe una zona extensa, que con valores superiores a 1, coincide con las mismas zonas consideradas anómalas en los mapas anteriores.

En la unidad G4, este mapa diferencia las dos facies que la componen. Así, mientras que en la zona donde aflora la facies definida como normal, esta relación es generalmente > 1 , en la zona aplopegmatítica es, generalmente, < 0.5 . Por otra parte, dicha relación marca el límite entre esta unidad y los sedimentos terciario-cuaternarios de la cuenca de Ciudad Rodrigo, que presentan valores más bajos en la zona limítrofe.

Conviene aclarar que los valores > 1 observados en la unidad G4 no corresponden a una concentración alta de U, sino a valores muy bajos en Th eq.

Por último, en la unidad G3, llama la atención la coincidencia parcial entre las zonas anómalas en U eq. y las zonas con valores U/Th altos, y la existencia de una serie de puntos con U/Th > 1 alineados con la parte NW del contacto entre G2 y G3.

Dado que la concentración de Th eq. en la mayor parte de la superficie de la unidad G3 es alta, entorno a 10 ppm, y que los valores de la relación U/Th no superan a 1.7, la presencia de las anomalías de U no parecen indicar una reconcentración secundaria de este elemento después de la cristalización magmática, sino más bien una concentración primaria y relacionada con la actividad magmática. No obstante, hay que recordar que la zona más anómala en U corresponde con la de la antigua mina de U (Mina Casillas), por lo que esta anomalía en concreto puede ser debida, en parte, a la redistribución meteórica del U presente en los materiales extraídos de la mina.

Como resumen de la interpretación de los mapas aerorradiométricos se puede decir que:

- ▶ Los mapas radiométricos de γ total, K%, Th eq., U eq. y U/Th marcan con precisión el contacto entre los materiales graníticos, los encajantes (CEG) y los sedimentos terciario-cuaternarios de la cuenca de Ciudad Rodrigo.
- ▶ Los mapas de K, U y U/Th corroboran la presencia de dos facies de variación en las unidades G3 y G4.

- ▶ El mapa de U eq. pone de manifiesto la existencia de una anomalía importante de este elemento en la facies porfídica de la unidad G3.
- ▶ Las zonas con valores altos para la relación U/Th coinciden con las anomalías en U y con las de valores altos en Th eq., por lo que dichas anomalías parecen deberse a concentraciones primarias de U durante la etapa magmática.

7.2 ESTUDIO DE LA DISTRIBUCIÓN DEL U MEDIANTE REGRESIÓN MULTIPLE

Para el estudio de la distribución del U mediante este método, se ha realizado la regresión del U frente al Th, Zr, P, Y, Rb, Sr, Fe y Na utilizando la siguiente ecuación

$$U = C + A_1X_1 + A_2X_2 + A_3X_3 + \dots + A_NX_N$$

donde:

U = concentración de uranio

A_1 = contribución más significativa a la regresión

X_1 = coeficiente de regresión del elemento A_1

C = constante de regresión.

De estos elementos, los que presentaban coeficientes de regresión más significativos con el U fueron asignados a determinadas fases minerales o a relaciones geoquímicas significativas. Las regresiones así obtenidas fueron aplicadas a todas las muestras de las unidades que componen el macizo de Cadalso-Casillas de Flores y los resultados se discuten a continuación.

7.2.1 Las unidades del complejo de Payo

Al aplicar la ecuación de regresión a las muestras de la unidad G1, se observa que el 87% del U total se explica como una función lineal del Rb y P, sin que exista relación alguna con el resto de los elementos. La relación entre el U y el Rb podría explicarse por la presencia de U en los minerales esenciales que albergan este elemento, como son la biotita y el FdK, asociación cristaloquímica que no tiene significado alguno, ya que el U no sustituye al Rb en dichos minerales. No obstante, dicha relación podría explicarse por afinidad geoquímica entre ambos elementos, los cuales son incompatibles en magmas de este tipo. Además, ambos tienen una alta movilidad en las etapas posteriores a la cristalización magmática. La relación del U con el P podría

explicarse considerando que el U se encuentra en gran parte en la estructura de los fosfatos, como la monacita, el apatito y la xenotima. Sin embargo, según los datos analíticos semicuantitativos obtenidos de estos minerales accesorios, la concentración de U en el apatito y la monacita está por debajo del límite de detección de la técnica analítica empleada (EDX). Por ello cabría pensar que la mayor parte del U relacionado con el P estaría en la estructura de la xenotima o en fosfatos secundarios.

Por otra parte, al proyectar el U calculado mediante este método frente al U analizado (Fig. 7.6), se observa que la mayor parte del U puede ser explicado por los dos elementos mencionados, quedando sólo una pequeña proporción sin relacionarse, y que podría estar como traza en otros minerales.

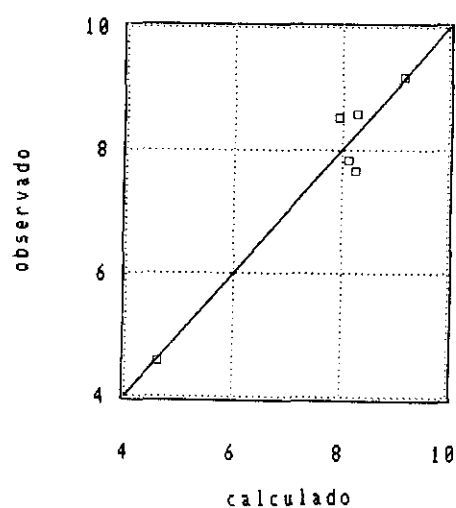


Figura 7.6.- Proyección del U analizado frente al U calculado en la unidad G1.

Al igual que en la unidad G1, en la G2, el U se relaciona fundamentalmente con el P y el Rb, explicándose solamente 42% del total. En consecuencia el 58% restante estaría formando minerales propios, principalmente uraninita, tal y como ha sido detectado por SEM.

Cuando se proyecta el U calculado frente al U analizado (Fig. 7.7), se observa que aproximadamente el 40% de las muestras contienen más U que el calculado. Esta diferencia puede interpretarse considerando que el exceso de U está formando minerales propios (uraninita), sin relación alguna con el resto de los minerales esenciales y

accesorios.

Al aplicar la ecuación de regresión a las muestras de la unidad G3 se observa que sólo el 30% del U total puede explicarse como una función lineal del Na y Zr. En

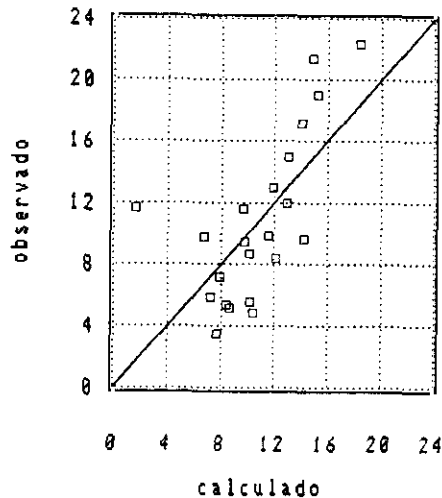


Figura 7.7.- Proyección del U analizado frente al U calculado en la unidad G2.

este caso, la relación entre el U, Rb y P desaparece. Estos hechos pueden explicarse de la siguiente manera:

a) Dado que la relación entre el U y Na no tiene significación mineralógica alguna, ya que la albita no alberga U en su estructura, dicha relación podría indicar el aumento del Na y U que se produce en las etapas finales de la cristalización magmática o la alta movilidad de ambos elementos en las etapas de alteración. Es decir, que dicha relación podría representar una afinidad geoquímica entre ambos elementos, más que una asociación mineralógica determinada.

b) La relación con significado mineralógico sería la existente entre el U y Zr, que explicaría el contenido de U que tiene el circón.

El resto del U (70%) sería independiente de los otros elementos considerados y probablemente formaría minerales propios, en principio uraninita, que, por alteración posterior, dejaría los "boxworks" y los minerales complejos secundarios de U observados por SEM.

Cuando se proyecta el U calculado frente al observado (Fig. 7.8), aparecen dos poblaciones: en la primera, el U observado es mayor que el calculado, por lo que la diferencia estaría, al igual que en el caso anterior, en forma de minerales de U. La segunda población, con U observado igual o menor que el calculado, podría reflejar heterogeneidades en el contenido en U del circón.

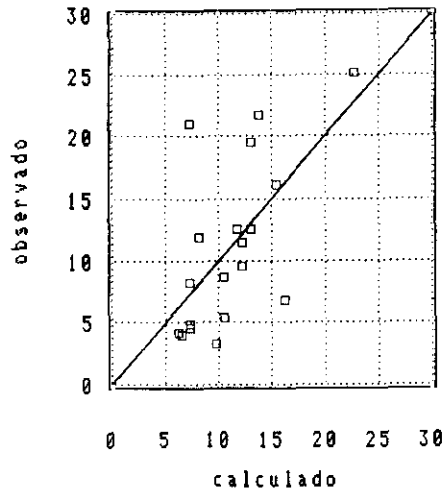


Figura 7.8.- Proyección del U analizado frente al U calculado en las muestras de la unidad G3.

Por último, aplicando el mismo procedimiento a la unidad G4, se observa que el U solamente se relaciona con el Sr, de manera que sólo el 20% del U total de esta unidad se podría explicar como una función lineal de dicho elemento. No obstante, esta relación encuentra, en principio, poco significado mineralógico, ya que este elemento no forma minerales propios y, como mucho, se encuentra en la red de la albita y el apatito. En cualquier caso, el 80% del U total de esta unidad no se relaciona con los elementos utilizados en la regresión, por lo que dicho porcentaje podría estar, en principio, formando fases muy ricas en U.

En la Fig. 7.9, donde se proyecta el U calculado frente al observado, la mayor parte de las muestras presentan valores observados muy superiores a los calculados, lo que indicaría que dichas muestras deben tener fases ricas en U.

De acuerdo con todo lo dicho, y a modo de resumen, se puede decir que: i) en las unidades del primer complejo, el U en forma de minerales propios, aumenta con la

evolución. ii) dicha cantidad de U, en forma de minerales propios, varía entre el 13% y el 80% desde la unidad menos hasta la más diferenciada.

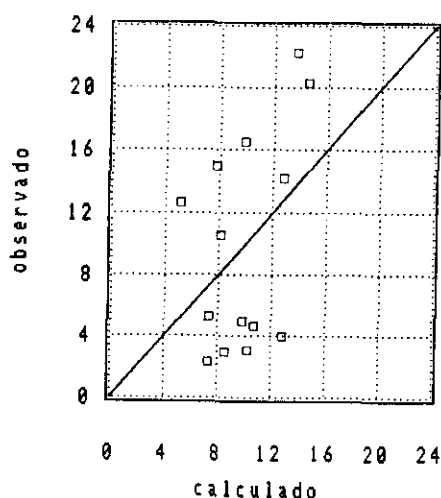


Figura 7.9.- Proyección del U analizado frente al U calculado en las muestras de la unidad G4.

7.2.2 Las unidades del complejo de Peñaparda

Las unidades del segundo complejo han sido tratadas conjuntamente, observándose que el 62% del U total se puede explicar como una función lineal del Zr. Dado que el contenido medio en U de estas unidades es 12.7 ppm U_3O_8 ó 10.8 ppm U, podría decirse que aproximadamente 6.7 ppm de este U estaría en la estructura del circón. Aunque esta estimación pueda parecer excesiva para granitos peraluminicos como estos, puede considerarse válida puesto que todos los cristales de circón analizados contienen U en una proporción que varía entre el 1.3% y el 8.5%.

Por último, al proyectar los valores analizados de U frente a los calculados (Fig. 7.10), se observa que la mayor parte de las muestras presentan valores calculados superiores a los analizados. Esto puede indicar la escasa presencia de U en forma de minerales de U en las unidades de este complejo.

A modo de conclusión, se puede decir que las unidades del segundo complejo, a pesar de tener un contenido medio en U más alto que el de las unidades del primer complejo, no representan, en principio, rocas fértiles en este elemento, en el sentido

de ser la fuente primaria de U de mineralizaciones posteriores.

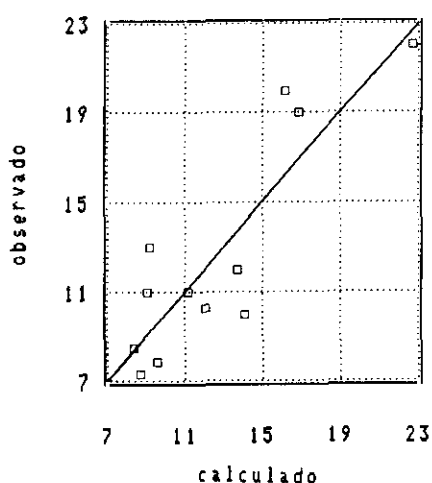


Figura 7.10.- Proyección del U analizado frente al U calculado en las muestras de las unidades del segundo complejo.

7.3. DISTRIBUCIÓN MINERALÓGICA TEÓRICA DEL U Y Th MEDIANTE ANÁLISIS QUÍMICO

La mayor parte de los minerales accesorios de los granitos estudiados han sido analizados mediante EDX con el fin de identificarlos, conocer sus variaciones químicas a lo largo de la evolución magmática, y determinar sus contenidos en U y Th. Estos últimos datos han sido los utilizados para calcular aproximadamente la distribución mineralógica de estos elementos.

7.3.1 Distribución mineralógica del Th

Los análisis semicuantitativos mediante EDX han puesto de manifiesto que casi la totalidad del Th se encuentra en la monacita, ya que en el resto de los minerales accesorios analizados, la concentración está por debajo del límite de detección del EDX. Además, se ha calculado la concentración de ThO_2 consumido por la monacita de la unidad G1, teniendo en cuenta la concentración de Th en la roca total (Tabla 7.1), el

contenido medio en monacita de la roca (Tabla 7.2) y el contenido medio en Th de la monacita (Tabla 4.1). De esta manera se ha obtenido que el 94% del Th total de la roca está fraccionado en dicho mineral. Por lo tanto, el 6% de Th restante estaría repartido, en principio, entre otros minerales accesorios capaces de albergar dicho elemento, aunque en cantidades no detectables por EDX. Entre ellos, los más importantes serían el circón, la xenotima y uraninita.

7.3.2 Distribución mineralógica del U

Para hacer una estimación de la distribución mineralógica del U se han tenido en cuenta el contenido medio en U de cada unidad (Tabla 7.1), la concentración de monacita, xenotima y circón en las diferentes unidades, (Tabla 7.2), estos últimos

Tabla 7.1
CONTENIDO MEDIO EN U (p.p.m.) DE LAS DIFERENTES UNIDADES

Unidad	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7A	G7B
U	6.5	9.13	9.6	8.5	10.6	11	10	18.7
Th	14.85	10.45	7.3	2.7	4.9	8.4	13	2.4

Tabla 7.2
CONTENIDOS MEDIOS EN MINERALES ACCESORIOS (p.p.m.) DE LAS UNIDADES DEL PRIMER COMPLEJO

mineral	G1	G2	G3	G4	G7B
circón	453	253	159	131	83
monacita	254	174	131	110	57
xenotima	60	33	30	24	12.5

calculados considerando que todo el Ce, Y y Zr están formando monacita, xenotima y circón respectivamente, y el contenido medio en U de estos minerales accesorios. De esta manera, la diferencia entre el contenido en U de la roca total y el consumido por

dichos minerales accesorios correspondería al U que, en principio, estaría formando minerales propios.

a) Contenido en U de los minerales accesorios de las unidades del primer complejo.

De todos los minerales accesorios analizados en las unidades principales del complejo de Payo, solamente algunos cristales de circón de la unidad G4 contienen cantidades detectables de U. Por el contrario, la xenotima, el circón y parte de la monacita de las cúpulas de La Fuente del Espinar (G7B) contienen U detectable. Por ello, sólo se ha calculado la distribución del U en estas últimas.

Así, de acuerdo con el contenido medio en circón, monacita y xenotima de estos afloramientos y el contenido medio en U del circón (2.8%), monacita (2.85%) y xenotima (4.5%), se ha podido estimar que el circón de la roca consume 2.3 ppm de U, la monacita 1.6 ppm y la xenotima 0.6 ppm. Esto equivale a 4.5 ppm o al 24% del U total de la roca, concentración que es similar al contenido mínimo de U de los granitos comprendido entre 3 y 4 ppm.

De esto se puede deducir que, en G7B, el 76% restante del U estaría, en principio, en forma de minerales propios, probablemente uraninita, si no se tiene en cuenta el U que puede consumir el apatito y el resto de los minerales accesorios no considerados en este cálculo. No obstante, las variaciones que podrían introducir estos minerales en dicho resultado no parece que pudiera ser importante, dado que el U consumido por ellos suele ser muy bajo. Además, la estimación realizada concuerda con los resultados obtenidos mediante regresión múltiple, en el que se calculó que el U en forma de minerales propios y, por lo tanto, fuera de la estructura de los minerales accesorios refractarios, aumentaba con la evolución, obteniéndose que el 80% del U de la unidad más evolucionada (G4), semejante a la G7B, estaría formando minerales propios.

b) Contenido en U de los minerales accesorios de las unidades del segundo complejo

Según los análisis químicos semicuantitativos obtenidos por EDX, sólo el circón y la xenotima de las unidades graníticas de este complejo contienen cantidades

detectables de U. Además, puesto que los cristales analizados de xenotima pertenecen a la unidad G5, solamente se ha calculado la distribución mineralógica del U en esta unidad.

Al igual que se hizo para las cúpulas de La Fuente del Espinar (G7B), la distribución del U en esta unidad (G5) se ha calculado teniendo en cuenta los contenidos medios en circón y xenotima (Tabla 7.3), y la concentración media en U de estos minerales (Tabla 7.4). Así, se ha obtenido que el circón consume 7.5 ppm o el 69% del total de este elemento y la xenotima 0.36 ppm, que representa el 3.3% del total. En consecuencia, el 72.3% del U total de la roca estaría en estos dos minerales. En principio, esta cantidad es bastante superior a la concentración mínima para saturar los minerales accesorios refractarios de las rocas graníticas. No obstante, el valor calculado se debe fundamentalmente al alto contenido de U en el circón de esta unidad, que coincide también con los resultados obtenidos mediante la regresión múltiple, según la cual el 62% del U total de la roca estaría asociado con el circón. En consecuencia, se puede decir que solamente el 28% del U estaría repartido entre el resto de los minerales accesorios y principalmente en forma de uraninita.

Tabla 7.3
CONTENIDO MEDIO (p.p.m.) DE LOS MINERALES ACCESORIOS DE G5 Y G6

mineral	G5	G6
circón	235	237
monacita	78	92
xenotima	13.3	12.5

Tabla 7.4
CONTENIDO MEDIO EN U (p.p.m.) DEL CIRCÓN Y LA XENOTIMA DE LA UNIDAD G5

mineral	G5
circón	7.5
monacita	-
xenotima	.36

7.3.3. Comparación con la distribución mineralógica del U en otros macizos graníticos peraluminicos

En los granitos peraluminicos como los que aquí se estudian, la paragénesis de minerales accesorios suele estar constituida por circón, apatito, monacita, ilmenita, anatasa \pm xenotima y uraninita pobre en Th (Friedrich y Cuney 1989). Además, Ranchin (1971); Pagel (1981 y 82) y Basham et al. (1982) establecieron que la uraninita es el mineral que más contribuye en el alto contenido en U de este tipo de granitos. Estos últimos autores estimaron que, para un contenido medio en U de 20 ppm, entre el 25-35% estaría en el circón, la monacita y el apatito, el 5-6% en forma diseminada o adsorbida y aproximadamente el 60% en forma de uraninita.

Estos datos han sido corroborados por Pérez del Villar et al. (1992) en el plutón de El Berrocal, con un contenido medio del 16.6 ppm de U. En este caso, los autores determinaron experimentalmente que, en el granito de referencia de este plutón, el U está repartido de la siguiente manera: el 14.73% = 2.14 ppm en los minerales accesorios, 5.85% = 0,85 ppm en la fracción cuarzo feldespática, el 16.72% = 2.43 ppm como U fácilmente lixiviable y el 62.7% en forma de uraninita. De esta forma, y considerando que el U fácilmente lixiviable procede de la alteración precoz de la uraninita, dedujeron que, en un principio, el 80% del total del U estaría en forma de uraninita, datos que coinciden con las estimaciones realizados por Friedrich y Cuney (1989) para granitos con relación $U/Th \gg 1$.

Los datos obtenidos para las cúpulas de La Fuente del Espinar (primer complejo) coinciden aproximadamente con las estimaciones de Friedrich y Cuney (1989) y con los datos experimentales de Pérez del Villar et al., (1992). Por el contrario, la distribución del U en la unidad G5 es muy diferente a las estimadas por todos los autores anteriormente citados, diferencia que se debe a la riqueza anormal en U del circón de esta unidad.

7.4 DISTRIBUCIÓN ACTUAL DEL U EN EL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES

De acuerdo con los cálculos realizados en anteriores apartados, el U de la roca estaría repartido, inmediatamente después de la cristalización magmática, entre los

minerales accesorios refractarios (circón, monacita y xenotima) y otros minerales de U, también accesorios, como la uraninita. No obstante, dado que las rocas estudiadas han sido afectados por numerosos procesos de alteración, esta distribución primaria o teórica del U se ha visto también intensamente afectado. Los procesos registrados más importantes de alteración son:

- (a) Cloritización de la biotita y formación de feldespato potásico², rutilo y oxihidróxidos de Fe.
- (b) Moscovitización de la biotita, del feldespato potásio y de la plagioclasa.
- (c) Fibrolitización de la moscovita.
- (d) Albitización del feldespato potásico.
- (e) Seritización de la plagioclasa.
- (f) Alteración de la monacita a apatito, allanita, compuestos complejos de Th y Ca, aluminofosfatos de TRL, ferrosilicatos de TRL, fosfatos de Th y TRL, fosfoaluminosilicatos de TRL y monacita secundaria.
- (g) Desestabilización del apatito y formación de apatito secundario.
- (h) Solubilización de la albita.
- (i) Alteración de la ilmenita y generación de óxidos de Ti.
- (j) Disolución parcial o total de la uraninita y formación de fosfatos de Fe con U.

Todos estos procesos, que afectaron fundamentalmente a los minerales esenciales y, por lo tanto, patrones de los accesorios, facilitaron que las soluciones accedieran hasta estos últimos minerales y provocaran también su desestabilización. Así, la cloritización de la biotita conllevó también la alteración de la monacita incluida en ella, originándose apatito, allanita, compuestos complejos de Th y Ca o de TRL (Tablas. 4.4, 4.5, 4.13, 4.16 y 4.17) y de monacita secundaria. Además, la neoformación de estos minerales necesitaría la desestabilización previa de otros que aportarían, además del Fe y Al procedentes de la biotita, el P y Ca, elementos que serían suministrados por la desestabilización parcial del apatito y la albita.

En consecuencia, el poco U existente en la monacita y en el apatito probablemente también se movilizó, para migrar y posteriormente reprecipitar, en forma de fosfatos, o ser adsorbido por los óxidos de Fe y Ti liberados durante el proceso de cloritización de la biotita.

Otra prueba evidente de que el U fue redistribuido durante estos procesos de alteración es la existencia frecuente de "boxworks" de uraninita, con restos de fosfatos de Fe, con cantidades variables de U.

Si bien este proceso de alteración de la uraninita puede deberse a la alteración supergénica del granito, también puede originarse en condiciones hidrotermales de alta o baja temperatura, siempre que las soluciones tengan carácter oxidante. Además, la abundancia de fluorita secundaria en estos granitos indicaría la alta actividad del F durante la alteración. Por otra parte, dado que el F es el elemento más reactivo y de mayor electronegatividad de todos los elementos químicos, podría ser el responsable de la alteración de la mayoría de los minerales afectados y actuar como oxidante. En este mismo sentido Pérez del Villar et al., (1995) sugieren que el primer proceso hidrotermal que afectó el granito de El Berrocal, a una temperatura mínima comprendida entre 300-350°C, fue el que dió lugar a la formación de la fluorita secundaria, cuyo F sería a su vez el responsable de la desestabilización parcial de la monacita, y total de la uraninita, originándose fosfatos de Th y silicofosfatos de U o "boxworks" respectivamente. Así pues, y de acuerdo con Finch (1993), los autores citados consideran que el F fué el elemento responsable de la desestabilización y redistribución del U en la roca, dado su carácter oxidante y complejante.

Aunque en el macizo de Cadalso-Casillas de Flores la relación directa entre la fluorita y la alteración de la uraninita no se ha encontrado, la existencia de fluorita secundaria relacionada con los minerales alterados (monacita, albita, apatito) y sus productos de alteración ha sido detectada en todas las unidades y facies estudiadas.

En cualquier caso, el carácter ácido de algunos de los procesos de alteración señalados, por ejemplo el de la fibrolitización, está garantizado (Hemley y Jones, 1964; Burnham, 1967; Vernon, 1979; Watanabe y Hasegawa, 1986 y Kerrick, 1987), lo que facilitaría, además, tanto el proceso de solubilización de la uraninita, como el de desestabilización de otros accesorios refractarios también portadores de U.

A todos estos procesos de alteración hidrotermal, habría que añadir los efectos de la alteración supergénica, ya que las muestras estudiadas proceden de la superficie del macizo y, por lo tanto, oxidadas, en mayor o menor grado. No obstante, la presencia de uraninita sin alterar en dichas muestras de superficie, induce a pensar en una velocidad alta de la erosión y por consiguiente menor efecto de los procesos supergénicos en la desestabilización de la uraninita. Por el contrario, la influencia de estos procesos sobre el U liberado en los procesos anteriores suele ser importante, ya que, además de afectar a la uraninita residual, pudo redistribuir e incluso lixiviar el U previamente redistribuido, durante los procesos hidrotermales anteriormente invocados.

En consecuencia, dado el gran número de procesos de alteración que afectaron a estas rocas y la complejidad de los productos neoformados, resulta casi imposible establecer la correspondencia biunívoca entre los procesos y sus efectos sobre los minerales de o portadores de U, ni tan siquiera la distribución mineralógica semicuantitativa del mismo. Por ello, en este apartado se han descrito solamente aquellos minerales de o con U, bien sean primarios o secundarios. Es decir, se ha realizado solamente la distribución mineralógica cualitativa de este elemento.

i) U en los minerales accesorios refractarios

Según los análisis químicos semicuantitativos, el U está presente, en concentraciones detectables, en la xenotima de ambos complejos, en el circón de la unidad G4, de los afloramientos G7B y de las dos unidades del segundo complejo, así como en parte de la monacita de G7B. Además, de acuerdo con la distribución teórica, los minerales accesorios refractarios de la unidad G5 y de los afloramientos G7B contendrían el 24% y más del 72% del U total de las rocas, respectivamente. Por otra parte, dado que tanto el circón como la xenotima están poco alterados y que el contenido en U de la monacita está casi siempre por debajo del límite de detección, se puede decir que la distribución calculada puede ser parecida a la distribución original del U en estos minerales.

ii) U en forma de minerales propios

Si la distribución teórica del U en los minerales accesorios refractarios puede considerarse parecida a la distribución real de este elemento en dichos minerales, no

puede decirse lo mismo del U que estuviera formando minerales propios. Así, aunque se ha identificado uraninita sin alterar en la unidad G2, incluida en biotita (LAM. 7.1 A), así como incluida en el circón de la unidad G6 (LAM. 7.1 B y C), la mayor parte de los cristales originarios de uraninita están alterados parcial o totalmente (LAM. 7.1 D, E y F) y (LAM. 7.2 A, B, C y D), observándose sólo los huecos de su disolución o "boxworks". Generalmente en estos huecos suelen encontrarse compuestos complejos de Fe y P con contenidos variable de U (Tabla 7.5).

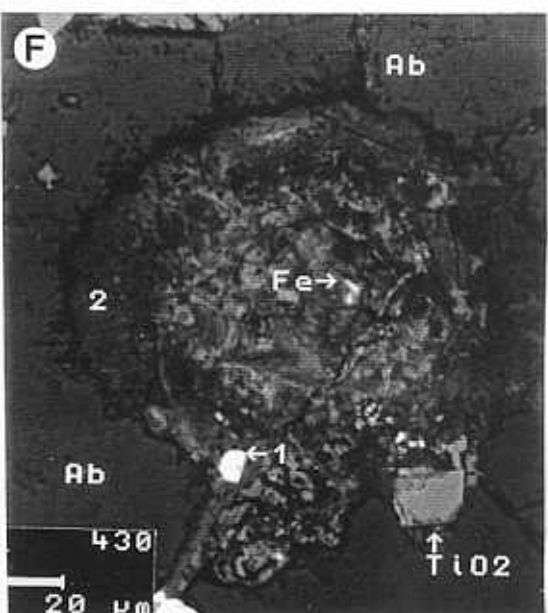
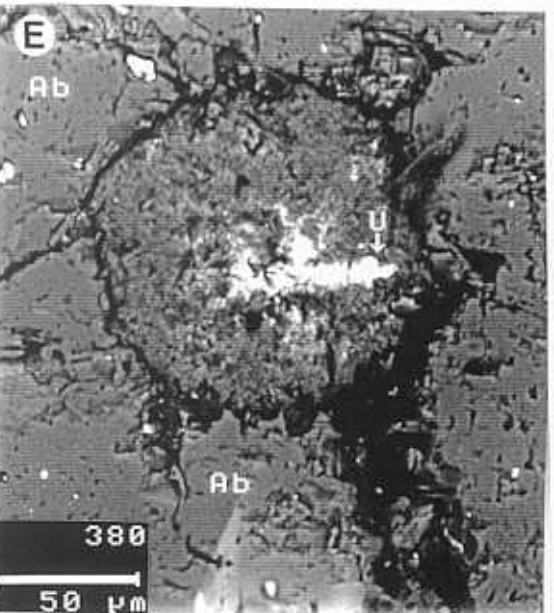
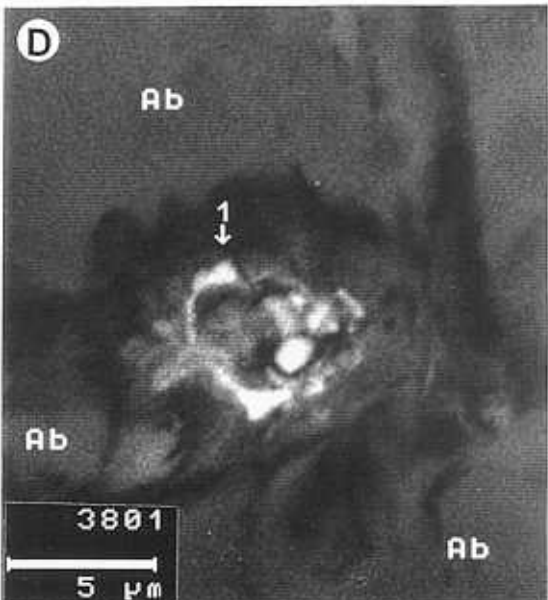
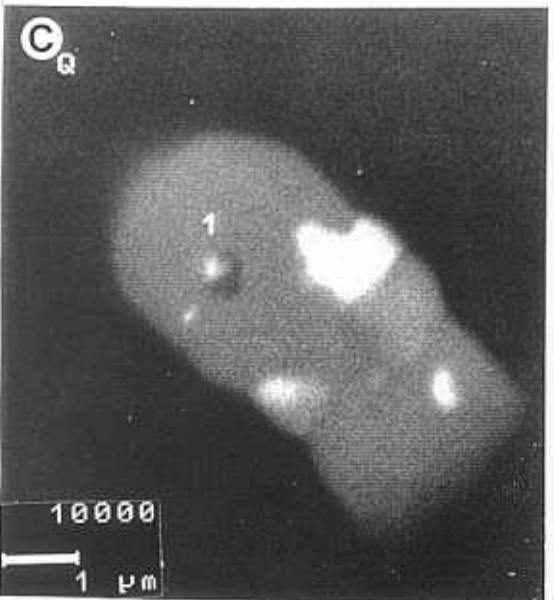
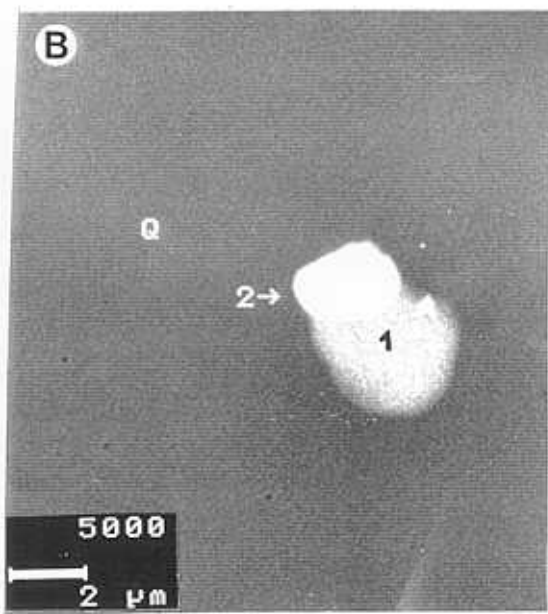
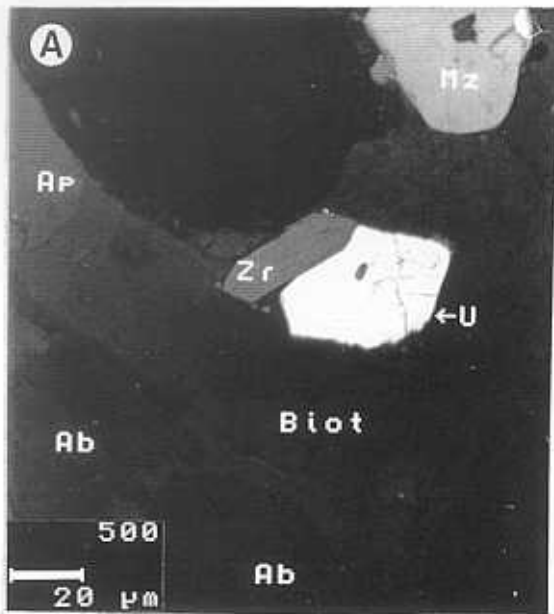
Tabla 7.5
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS COMPUESTOS COMPLEJOS DE U ANALIZADOS EN LAS DIFERENTES
UNIDADES DEL MACIZO DE CADALSO-CASILLAS DE FLORES

SiO ₂	27.3	28.5	11.7	17.4	4.2	22.3	34	2.1
Al ₂ O ₃	9.5	14.9	4	2.2	3.7	9.1	22.6	9.5
P ₂ O ₅	29.9	25.3	17.9	49.2	17.2	27.1	31	11
CaO	3.7	3	3.7	3.8	2.8	4.3	.8	-
Fe ₂ O ₃	13.6	20.6	48.9	6.7	68.5	24.6	2.3	64.5
UO ₂	14.3	6.6	11.9	19.5	1.9	10.7	8.8	6.6
MgO	-	0.7	-	-	0.7	1.4	-	2
SO	-	-	-	-	0.5	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	4

De acuerdo con estos datos, los elementos que forman estos compuestos son casi constantes, aunque pueden variar sus proporciones. Estos compuestos complejos, además de localizarse en los huecos de disolución de la uraninita, también aparecen en los planos de exfoliación de la biotita cloritizada, de la clorita (LAM. 7.2 E) y rellenando microfisuras del cuarzo (LAM. 7.2 F). El hecho de que la uraninita se encuentre incluida en el circón y la biotita y que la mayor parte de los "boxworks" se localicen en la albita y el cuarzo, sugiere que dicho mineral de U empieza a segregarse en las etapas más tempranas de la cristalización magmática, acentuándose en las más tardías. Esta cristalización temprana de la uraninita es también indicativo de la baja f_{O_2} en la que cristalizan estos granitos, que puede estar por debajo del tampón Ni-NiO Farges et al. (1992).

LÁMINA 7.1

- A) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de albita (Ab) en contacto con otro de biotita (Biot), la cual incluye un cristal de uraninita (U), circón (Zr), monacita (Mz) y apatito (Ap).
- B) Imagen de electrones retrodispersados de la asociación circón (1)/uraninita (2) incluida en cuarzo (Q).
- C) Imagen de electrones retrodispersados de diminutos cristales de uraninita incluidos en circón, estando ambos incluidos en cuarzo (Q).
- D) Imagen de electrones retrodispersados de un "boxwork" de uraninita en un cristal de albita (Ab) ocupado por fosfatos complejos de Fe con U (1).
- E) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de albita (Ab) con microfisuras radiales, el cual incluye un "boxwork" de uraninita ocupado por fosfatos complejos de Fe con U (U).
- F) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de albita (Ab), en la que se observan un "boxwork" de uraninita ocupado por óxidos de Fe (Fe) y restos de fosfatos complejos de Fe con U (1).



iii) U en minerales secundarios

De todos los minerales secundarios, la monacita es el único que contiene concentraciones detectables de U (Tabla 4.6). Por otra parte, si se tiene en cuenta que el contenido en U de la monacita primaria está por debajo del límite de detección del EDX, a excepción de algunos cristales de las cúpulas de La Fuente del Espinar, se puede pensar que la precipitación de la monacita secundaria coincide parcialmente con la alteración de una fase rica en U, probablemente uraninita.

En resumen, se puede decir que el U en estos granitos está distribuido de la siguiente manera:

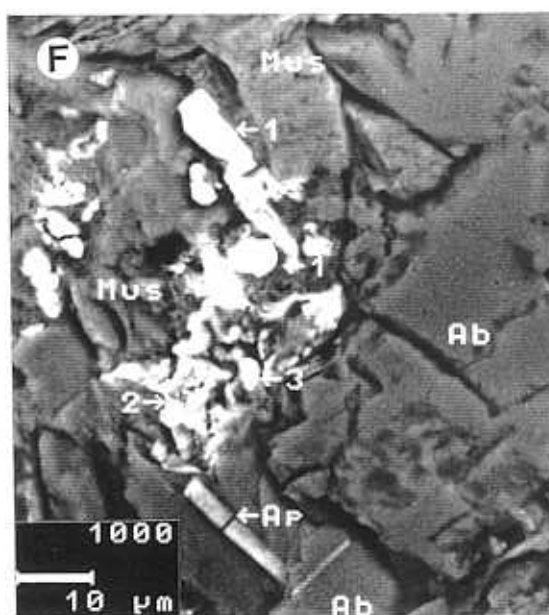
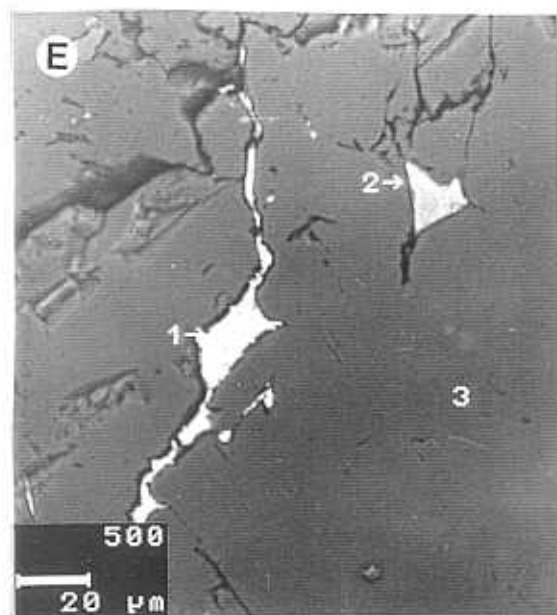
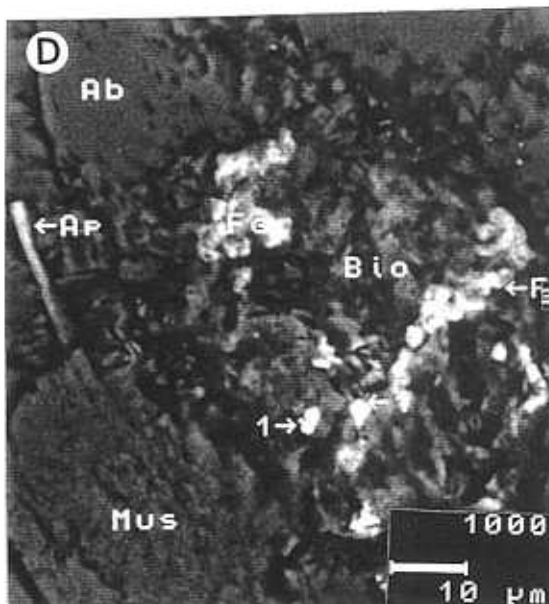
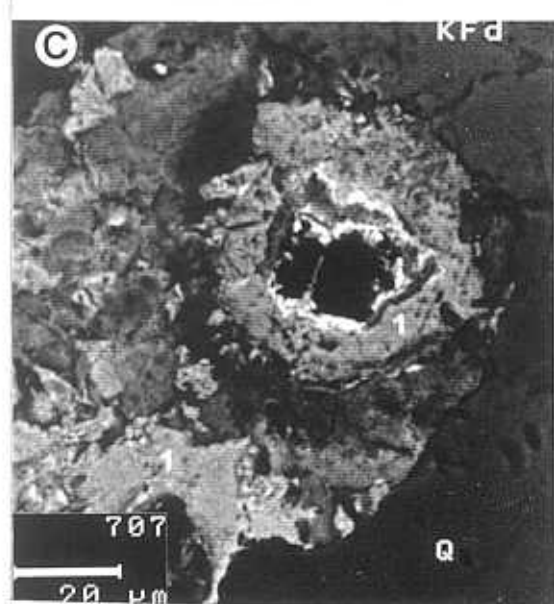
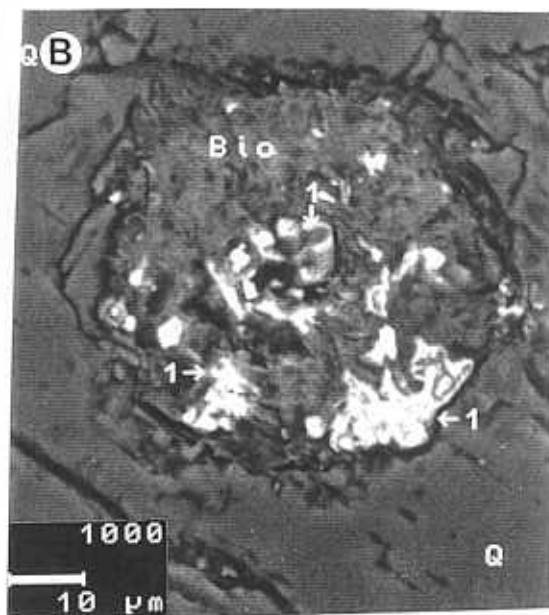
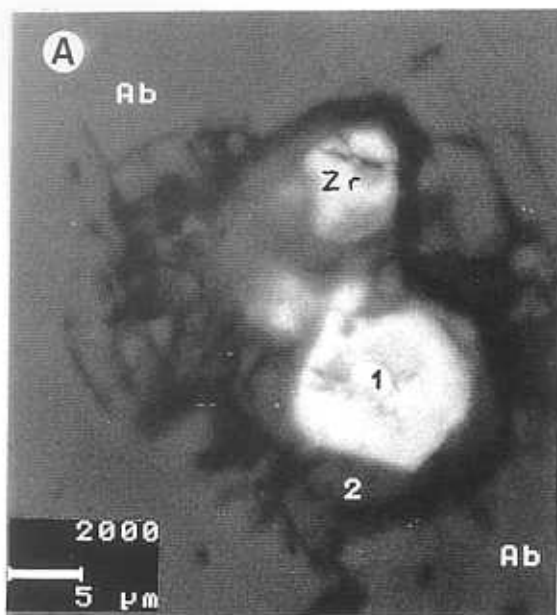
- (a) U en los minerales accesorios refractarios.
- (b) U en forma de uraninita.
- (c) U en monacita secundaria.
- (d) U en compuestos complejos de Fe y P.

7.5 EL PAPEL DEL F Y EL P EN LA REDISTRIBUCIÓN MINERALÓGICA DEL U

Las relaciones texturales estrechas entre la fluorita, la biotita cloritizada y los restos de la monacita alterada, así como entre la fluorita y los productos removilizados procedentes de la alteración de la monacita hacen pensar en la importancia del F en la desestabilización de dichos minerales y en el transporte de los productos (LAM. 4.1 D y F) y (LAM.4.2 C). Aún así, la falta de datos sobre las condiciones físico-químicas de las soluciones, dificulta la determinación del número de procesos involucrados y su cronología relativa. No obstante, en alteraciones similares observadas en el granito de referencia de El Berrocal, Pérez del Villar et al. (1995), indicaron que dichas alteraciones, aún siendo incipientes, persistían hasta profundidades de 609 m. Estos datos y la determinación de una temperatura mínima entre 300 y 350 °C, llevan a estos autores a concluir que dichas alteraciones tuvieron lugar en la etapa deutérica y/o postmagmática precoz, ya que ambas etapas son difíciles de distinguir. Además, de acuerdo con Finch (1993), indicaron que el F, por su carácter oxidante y por las relaciones texturales entre la fluorita secundaria y la uraninita desestabilizada, fué el

LÁMINA 7.2

- A) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de albita (Ab), incluyendo un cristal de circón (Zr) y otro pseudomorfizado de uraninita con fosfatos de Ca y U (1). Obsérvese como ambas inclusiones están rodeados por oxi-hidróxidos de Fe (2).
- B) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de cuarzo (Q) que incluye restos de una biotita (Bio) y un "boxwork" de uraninita parcialmente relleno por fosfatos complejos de Fe con U (1).
- C) Imagen de electrones retrodispersados de los fosfatos complejos de Fe con U (1), localizados en el espacio intergranular entre un cristal de cuarzo (Q) y otro feldespato potásico (KFd).
- D) Imagen de electrones retrodispersados de albita alterada (Ab), biotita, moscovita y apatito. Obsérvese como la zona más alterada está ocupada por óxidos de Fe (Fe) y fosfatos complejos de Fe con U (1).
- E) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de cuarzo microfisurado (3), incluyendo un cristal xenomorfo de apatito (2). Destaca el relleno fisural compuesto por oxi-hidróxidos de Fe con U (1).
- F) Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de albita (Ab) moscovitizada (Mus). Destaca la presencia de un cristal de circón alterado (1) y fosfatos complejos de Fe con U, con diferente concentración de U (2 y 3).



elemento responsable de la alteración de los minerales primarios de U y del transporte de los productos de dicha alteración.

Por otra parte, aunque gran parte del F puede proceder de los fluidos residuales como indican estos autores, la alteración de minerales como la biotita y el apatito también pudo aumentar la actividad de este elemento. Además, la presencia prene de Fe, Al, Si, Ca y P en casi todos los compuestos complejos secundarios de U, Th y Tl, podría indicar la alteración previa o simultánea de minerales esenciales y accesorios capaces de proporcionar dichos elementos. Por ello, se puede decir que la alteración de la biotita, albita, monacita, uraninita y apatito se producen, en parte, en la misma etapa.

Por último, si las relaciones texturales sugieren que el F es el agente responsable de la desestabilización y posterior transporte de los productos de la alteración de la uraninita ortomagmática y la monacita, el P no parece jugar un papel destacable en ninguno de estos procesos. Por el contrario, la importancia cuantitativa de este elemento en la composición de todos los productos secundarios de U, induce a pensar que este elemento tuvo su relevancia en la precipitación del U previamente movilizado, más que en la desestabilización de sus minerales primarios y en su transporte.

7.6 LA ROCA COMO FUENTE DE U Y EL ORIGEN DE LOS INDICIOS

Las características geoquímicas y mineralógicas que deben de reunirse en una roca granítica para considerarse como fuente de U son:

- (a) Tener un contenido en U superior al contenido medio de las rocas graníticas.
Es decir > 3 ó 4 ppm.
- (b) Que el U se encuentre, en su mayor parte, fuera de la estructura de los minerales accesorios refractarios, formando minerales accesorios propios, como la uraninita.

Si bien estas dos condiciones son necesarias, no son suficientes. Por ello, para que la roca granítica haya sido o sea roca fuente de U es necesario, además, que esté afectada por procesos tectónicos y de alteración hidrotermal o meteórica. Estos procesos son los responsables de que los minerales de U del granito, generalmente incluidos en

los minerales esenciales, se liberen de su escudo protector y puedan ser oxidados y disueltos por soluciones hidrotermales o meteóricas.

Al aplicar estos criterios a las unidades graníticas del macizo de Cadalso-Casillas de Flores, se observa que todas ellas presentan contenidos superiores a 4 ppm y que en la mayoría de ellas se han localizado pequeños cristales de uraninita ortomagmática, blindada por sus minerales patrones o, en su defecto, los "boxworks" o huecos de disolución de dicho mineral.

En este mismo sentido, los datos obtenidos sobre la distribución mineralógica del U, tanto mediante regresión múltiple como por análisis químico, han puesto de manifiesto que, al menos teóricamente, la mayor parte del U de las unidades del primer complejo está en forma de minerales propios. Así mismo, las observaciones realizadas mediante SEM+EDX han puesto de manifiesto que el U, además de encontrarse en los minerales accesorios refractarios y en forma de uraninita, se encuentra frecuentemente formando compuestos complejos de Fe y P.

Esto demuestra que los minerales primarios de U, fundamentalmente la uraninita, han sido afectados por procesos postmagmáticos de alteración, incluidos los supergénicos, que movilizaron, transportaron y redistribuyeron el U por la roca.

En consecuencia, dado que la mayoría de las unidades estudiadas cumplen las condiciones anteriormente indicadas, se puede afirmar que dichas unidades son fértiles en U y que han sido y son fuentes de este elemento.

Por último, los indicios y mineralizaciones filonianas de U encajados en las unidades del primer complejo, corroboran la idea de que estos granitos son las fuentes primarias del U concentrado en dichos filones. De esta manera, dichas mineralizaciones, no estudiadas por problemas de accesibilidad a las labores mineras realizadas en ellas, serían el resultado de la disolución, transporte y depósito, a favor de fracturas y brechas, del U magmático existente en las rocas graníticas encajantes.

Capítulo 8

CONCLUSIONES GENERALES

8. CONCLUSIONES GENERALES

Aunque en los distintos capítulos de este trabajo se han incluido las conclusiones derivadas de la interpretación directa de los datos, este último recoge las conclusiones más generales del estudio, según los objetivos planteados:

(1) El macizo de Cadalso-Casillas de Flores forma parte de las manifestaciones graníticas de carácter tardi-postectónico del Sistema Central Español. Su cartografía pone de manifiesto que dicho macizo está constituido por seis unidades principales y una serie de afloramientos de extensión reducida. Las relaciones espaciales existentes entre las unidades principales sugieren la existencia de dos etapas de intrusión. La primera, que dió lugar a las unidades G1, G2, G3, G4 y los afloramientos G7B, forma el denominado primer complejo o de Payo, y la segunda, que originó las unidades G5, G6 y G7A, forma el segundo complejo o de Peñaparda.

(2) De acuerdo con su mineralogía de "visu", el primer complejo está formado por granitos biotíticos, de dos micas y moscovíticos, mientras que el segundo lo está por granitos con biotita o moscovita dominante.

La asociación paragenética observada en todas las unidades diferenciadas (esenciales y accesorios) es característica de los granitos peraluminicos, pobres en CaO y ricos en P, del tipo-S.

(3) La relación Al/Mg de la biotita de todas las unidades ha permitido clasificar a ambos complejos como pertenecientes a la asociación alumino-potásica. Además, las biotitas de las unidades del primer complejo se proyectan en el dominio donde coexisten la biotita, la cordierita y los silicatos aluminicos (G1 y G2) y en el que coexisten la biotita y la moscovita (G3 y G4). Igualmente, las biotitas del segundo se reparten entre

esos mismos dominios. Es decir, la biotita de G5 en el primero y la de G6 en el segundo.

4) La evolución del componente anortítico de la plagioclasa, la relación $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ de la biotita y el contenido en Ti de la moscovita, ponen de manifiesto que las cuatro unidades principales del complejo de Payo están relacionadas por un proceso de diferenciación magmática (cristalización fraccionada), desde G1 a G4, mientras que entre las unidades del segundo complejo dicha evolución es difícil de establecer basándose sólo en dichos parámetros químico-mineralógicos.

(5) El contenido en minerales accesorios pone de manifiesto la evolución, también por diferenciación, de las unidades del complejo de Payo, la ausencia de tal evolución en las unidades del complejo de Peñaparda, y el comportamiento geoquímico antagónico de los respectivos magmas. Así, mientras que en el primer complejo el contenido en minerales accesorios disminuye desde G1 a G4; en el segundo, dicho contenido aumenta desde G5 a G6. Además, estos minerales accesorios son de cristalización precoz en las unidades del primer complejo y de cristalización tardía en las del segundo. De la asociación de minerales accesorios, el circón es el más representativo de la evolución de ambos complejos.

(6) El tratamiento estadístico de los datos químicos, así como su representación en los diagramas de caracterización geoquímica, han corroborado la existencia de los dos complejos graníticos diferenciados, de las unidades que los componen y del "trend" evolutivo existente, por diferenciación entre las unidades del primer complejo, el cual es menos evidente entre las del segundo. Igualmente, ha permitido caracterizar dichos granitos como peraluminicos, pobres en CaO y anómalos en P_2O_5 . Los espectros de las TR son típicos de los granitos tipo-S y marcan igualmente el proceso de diferenciación que relaciona las unidades del primer complejo, corroborando además el comportamiento anómalo de los minerales accesorios del segundo complejo.

(7) Aunque la falta de datos isotópicos y las alteraciones que afectaron al macizo de Cadalso-Casillas de Flores impiden precisar el origen y la evolución del mismo, el

estudio petrográfico y químico, tanto de los minerales como de la roca total, permite aproximarse a las condiciones de formación y evolución de estas rocas. Así, se sugiere que estos granitos son el producto de la fusión parcial, en condiciones anhidras, de rocas sedimentarias pelíticas, a una presión y temperatura aproximadas de ≤ 5 Kbar y entre 665-865 °C.

(8) La composición química de la biotita y la presencia de ilmenita, uraninita y sulfuros ortomagmáticos en todas las unidades indican que la cristalización de éstas se produjo en condiciones reductoras, por debajo del tampón Ni-NiO.

(9) Dada la forma y orientación del macizo, así como el metamorfismo de contacto inducido en el encajante, el fundido ascendió probablemente por fracturas profundas, para emplazarse posteriormente en niveles altos de la corteza.

(10) Todas las unidades estudiadas están afectadas por diversos procesos de alteración que, aunque difíciles de ordenar relativamente en el tiempo, abarcan desde los deutéricos y/o hidrotermales más precoces hasta los supergénicos, incluyendo quizás otros hidrotermales más tardíos que los primeros. Los efectos de estos procesos en las diferentes unidades se resumen de la siguiente manera:

- Neoformación local de fibrolita en el contacto entre las unidades G2 y G3.
 - Cloritización de la biotita y formación de FdK2 y rutilo.
 - Transformación de la ilmenita en óxidos de Ti, probablemente anatasa.
 - Transformación de la monacita en apatito, allanita, fosfatos complejo de Th y Ca, de TRL y de TRL y Th, así como formación de monacita secundaria.
 - Formación de fluorita secundaria.
 - Disolución parcial de la uraninita ortomagmática y formación de fosfatos complejos de Fe con U.
 - Disolución parcial o total del apatito primario y de la albita, y formación de
-

apatito secundario.

- Albitización fisural o interesticial.
- Moscovitización de la biotita, los feldespatos y la andalucita.
- Fibrolitización de la moscovita de todas las unidades estudiadas.
- Sericitización de la plagioclasa.
- Formación de sulfuros secundarios.

(11) La superposición de los procesos de alteración incluidos los supergénicos, ha impedido establecer la secuencia relativa de los mismos y las condiciones fisico-químicas aproximadas en las que se produjeron.

(12) Desde el punto de vista metalogénico, estos granitos son en general ricos en U y los productos de la fusión parcial de una fuente pelítica rica en dicho elemento. El U, durante la fusión parcial, se fraccionaría en los fundidos generados, para cristalizar, durante la etapa magmática y bajo condiciones reductoras, en forma de uraninita y después de haber saturado los minerales accesorios refractarios.

(13) Como consecuencia de lo anterior, el U, inmediatamente después de la cristalización magmática de las unidades del complejo de Payo, estaría distribuido entre los minerales accesorios refractarios como el circón, la xenotima, la monacita y fundamentalmente la uraninita. Por el contrario, en las unidades del complejo de Peñaparda, el U estaría concentrado en los minerales accesorios, principalmente el circón.

(14) La alteración de los minerales esenciales del granito durante su compleja historia postmagmática, incluyendo la etapa supergénica, facilitó la alteración de la uraninita y los demás accesorios incluidos en aquellos, liberando así el U. Los sucesivos procesos de removilización y reprecipitación del U, en diferentes condiciones fisico-químicas, son los responsables de la distribución mineralógica actual de este elemento, que se resume así:

- (i) U en circón, xenotima y monacita no afectados por la alteración.
- (ii) U en forma de uraninita sin alterar.
- (iii) U en monacita secundaria.
- (iv) U adsorbido en fosfatos de Fe.

(15) Por último, las unidades graníticas del complejo de Payo, además de ser ricas en U, son fértiles en este elemento en el sentido de ser rocas fuente o madre del mismo. Este carácter está avalado por el hecho de que el U de estas rocas está fundamentalmente en forma de uraninita, mineral fácilmente lixiviable en condiciones oxidantes, y por la existencia de mineralizaciones uraníferas encajadas en ellas. Las características metalogénicas de estas mineralizaciones no se han determinado por la inaccesibilidad de las labores mineras existentes.

Capítulo 9

REFERENCIAS

9. REFERENCIAS

- Alburquerque, C.A.R. (1973). Geochemistry of biotite from granitic rocks. Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **37**, 1779-1802.
- Alvarado, A. (1935). Terreno arcaico. Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España 1/1.000.000. Mem. Inst. y Min. de España I, 235-290.
- Alvarez-Nava, H. y Robles, R. (1988). Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérica). II Congr. Geol. de España, Granada Tomo 2, 99-102.
- Anders, E. y Ebihara, M. (1982). Solar abundance of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **46**, 2363-2380.
- Anderson, J.L. y Rowley, M.C. (1981). Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains California. *Canadian Mineralogist.* **19**, 83-101.
- Armour-Brown, A. y Olesen, B.L. (1984). Condensing multi-element reconnaissance-geochemical data from South Greenland using empirical discriminant analysis. *J. Geoch. Expl.* **21**, 395-404.
- Arth, J.G. (1976). Behaviour of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. *J Res. USGS*, **4** (1), 41-47.
- Arzi, A.A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tecto. Phys.* **44**, 173-184.
- Ball, T.K. y Basham, I.R. (1979). Radioactive accessory minerals in granites from Southwest England, *proc. Ussher Soc.* **44**, 437-448.
- Banks, N.G. (1977). A Tertiary igneous-metamorphic complex in southeastern Arizona. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs* **9**, 385.
- Barbero, L. y Villaseca, C. (1992). The Layos Granite, Hercynian Complex of Toledo
-

- (Spain): an example of a parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* **83**, 127-138.
- Barrera, J.L.; Bellido, F. y Klein, E. (1985). Contact metamorphism in synkinematic two-mica granites produced by younger granitic intrusions, Galicia, N. W. Spain. *Geologie en Mijnbouw*, **64**, 413-422.
- Basham, I. R.; Bowles, J. F. W.; Atkin, D. y Bland, D. J. (1982a). Mineralogy of uranium distribution in samples of unaltered and sericitized granite from Urgeiriça, Portugal, in relation to mineralization processes. (A preliminary study). En "Vein-Type and similar Uranium Deposits in Rocks Younger than Proterozoic". *Proc. Tech. Comm. I.A.E.A. Meeting. Lisbon*, 229-278.
- Basham, I.R. ; Vairinho, M.M.B. y Bowles, J.F.W. (1982b). Uranium-bearing accessory minerals in the Sao Pedro do sul granite, Portugal. En "Vein Type and similar Uranium Deposits in Rocks Younger than Proterozoic". *Proc. Tech. Comm. I.A.E.A. Meeting, Lisbon*, 279-297.
- Bateman, P.C. y Chappell, B.W. (1979). Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* Part 1, **90**, 465-482.
- Bateman, P.C. y Nockleberg, W.J.(1978). Solidification of the mount gives granodiorite, Sierra Nevada, California. *J. Geol.* **86**, 563-579.
- Bea, F.; Pereira, M.D.; Corretgé, L.G. y Fershtater, G.B. (1994). Differentiation of strongly peraluminous, perphosphorus granites: The Pedrobernardo pluton, central Spain. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**, 2609-2627.
- Bea, F.; Sanchez, G.J.G. y Serrano, P.M. (1987). Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Ed. Rueda. 87-194.
- Bea, F.; Fershtater, G. y Corretgé, L.G. (1992). The geochemistry of phosphorus in granitic rocks and the effect of aluminium. *Lithos.* **29**, 43-56.
-

-
- Benoit, W.R. (1971). Vertical Zoning and Differentiation in Granitic Rocks - Central Flint Creek Range, Montana. M.Sc. Thesis, Univ. Montana. Missoula. Montana.
- Boher, M.; Stenger, J.F. y Pichavant, M. (1987). Low temprature, Li-F rich granitic magmas. *Terra Cognita* 7, 356.
- Bohlen, S.R. y Essene, E.J. (1979). Calculation of water activities in biotite sillimanite gneisses throughout the Adirondacks. *Geol. Soc. Amer. Abs. Prog.* 11, 391.
- Borodina, N.S. y Fershtater, G. (1988). Composition and nature of moscovite in granites. *International Geol. Reviews*, 30, 375-381.
- Bowles, J.F.W.; Jobinns, E.A. y Young, B.R. (1980). A re-examination of cheralite. *Mineral. Mag.* 43, 885-888.
- Box, G.E.P y Cox, D.R. (1964). An analysis of transformations. *J.R. Statist. Soc. Ser. D*, 26, 211-247.
- Bradfish, L.J. (1979). Petrogenesis of the Tea Cup Granodiorite, Pinal Country, Arizona. M. Sc. Thesis, Univ. Arizona, Tucson, Arizona.
- Bruyin, H.; Van der Westhuizen, W.A. y Schoch, A.E. (1983). The estimation of FeO, F & H₂O⁺ by regression in microprobe analysis of natural biotite. *J. Trace and Microprobe Techniques*, 1 (4). 339-413.
- Burnham, C.W. (1967). Hydrothermal fluids at the magmtic stage. In: Barnes, H.L. (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehart and Winston, New York, 38-76.
- Burnham, C.W. (1979). The importance of volatile constituents. In: *The evolution of igneous rocks (Fiftieth. Anv. perspectives)*, H.S. Yoder, ed. 439-482.
- Caballero, D.J.M. (1993). Las Episienitas de la Sierra de Guadarrama: Un caso particular de alteración hidrotermal de edad post-hercínica. *Petrología, Geoquímica y Modelización Termodinamica*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid.
- Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C. y Tornos, F. (1993). The behaviour of REE
-

- in episyenites (dequartzified and alkalinized granites) from the Sierra del Guadarrama, Spanish Central System. En: Current Research in Geology Applied to Ore Deposits. 2nd Biennial SGA Meeting, Ed. Fenoll Hach-Ali, P.; Torres-Ruiz, J.; Gervilla, F., 609-612.
- Calas, G. (1979). Etude expérimentale du comportement de l'uranium dans les magmas, états d'oxydation et coordinance. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **43**, 1521-1531.
- Carnicero, A. (1980). Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (W de la provincia de Salamanca). Tesis Doctoral, Univ. Salamanca.
- Carrington da Costa, J. (1950). Noticia sobre una carta geológica de Bucaco de Nery Delgado. Com. Ser. Geol. Port. 23.
- Casillas, R.; Brandle, J.L.; Huertas, M.J.; Peinado, M.; Perez-soba, C. y Villaseca, C. (1991). Contenido y variación de las tierras raras en los granitoides tardi-hercínicos de la Sierra de Guadarrama (S.C.E). *Bol. Soc. Esp. Min.* **14**, 261-271.
- Cathelineau, M. (1987). U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif central. *Bull. Minéral.* **110**, 249-259.
- Clarke, D.B.; Mackenzie, C.B.; Muecke, G.K. y Richardson, S.W. (1976). Magmatic andalusite from the south mountain batholith, Nova Scotia. *Contrib. Mineral Pet.* **56**, 279-287.
- Clemens, J.D. y Wall, V.J. (1981). Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist.* **19**, 111-131.
- Clemens, J.D. (1984). Water content of intermediate to silicic magmas. *Lithos.* **17**, 273-287.
- Clemens, J.D. y Vielzeuf, D. (1987). Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **86**, 287-306.
-

-
- Clemens, J.D. (1990). The granulite-granite connexion. En: Vielzeuf D. Vidal Ph (eds) *Granulites and crustal evolution*. Kluwer, Netherlands. 25-36.
- Cocherie, A. (1978). Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Ph. D. Thesis, Université de Rennes, Rennes, 181p.
- Cocherie, A. (1986). Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **50**, 2517-2522.
- Corretgé, L.G. (1971). Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 453p.
- Corretgé, L. G. y M. López Plaza (1976). Geología del area granítica y metamorfa al oeste de Ciudad Rodrigo: I.- El complejo esquistograuváquico estratigrafía; metamorfismo y deformación. *Estudia Geológica XI*, 121-149.
- Corretgé, L. G. y M. López Plaza. (1977). Geología del área granítica y metamorfa al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca) II. Las rocas graníticas. *Estudia Geológica XII*, 47-73.
- Corretgé, L. G.; Bea, F. y Suárez, O. (1985). Las características geoquímicas del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España). Implicaciones petrogenéticas. *Trab. Geol.* **15**, 219-238.
- Couturie, T.P. (1973). Un nouveau gisement de granite orbiculaire dans le Massif Central Français: le granite du Signal de Randon (Lozère). *Contrib. Mineral. Pet.* **42**, 305-312.
- Cuney, M. (1978). Geologic environment. Mineralogy and fluid inclusions of the Bois Noirs Limouzin uranium veins, Forez, France. *Econ. Geol.* **73**, 1567-1610.
- Cuney, M.; Leroy, J. y Pagel, M. (1979). Comportement de l'uranium et du thorium dans les granites uranifères Français. *Sci. de la Terre, Série "Informatique Géologique"* **13**, 57-63.
- Cuney, M. y Friedrich, M. (1987). Physico-chemical and crystallochemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications of uranium metallogenesis. *Bull. Mineral.* **110**, 235-247.
-

- Czamanske, G.K. y Mihalik, P. (1972). Oxidation during magmatic differentiation, Finmarka complex, Oslo Area, Norway: part 1, the opaque oxides. *J. Petrol.* **13**, 493-510.
- Czamanske, G.K. y Wones, D.R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finmarka complex, Oslo Area, Norway: part 2, the mafic silicates. *J. Petrol.* **14**, 349-380.
- Czamanske, G.K.; Wones, D.R. y Eichelberg, J.C. (1977). Mineralogy and petrology of the intrusive complex of the Pliny Range, New Hampshire. *Am. J.Sci.* **277**, 1073-1123.
- Czamanske, G.K.; Ishihara, S. y Atkin, S.A. (1981). Geochemistry of rock forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis. *J. Geophys. Res.* **86**, 10431-10469.
- Chantal, P.; Cuney, M. y Nguyen-Trung, C. (1994). Uranium in granitic magmas: Part 1. Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in the uranium oxide-haplogranite-H₂O-Na₂CO₃ system at 720-770 °C, 2Kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**, 11. 2495-2507.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**, 173-174.
- Chappell, B. W.; White, A.J.R. y Wyborn, D. (1987). The importance of residual source material (Restite) in Granite Petrogenesis. *J. Petrol.* **28**, 1111-1138.
- Chatterje, N.D. y Johannes, W. (1974). Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M₁-moscovite, KAl₂[AlSi₃O₁₀(OH)₂]. *Contrib. Mineral. Pet.* **48**, 89-114.
- Chernyaev, I. I. (1966). Complex compounds of uranium: Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations Ltd. 520p.
- Chork, C.Y y Salminen, R. (1993). Interpreting exploration geochemical data from Outokumpu, Finland; a MVE robust factor analysis. *J. Geoch. Expl.* **48**, 1-20.

-
- Davis, J. (1986). *Statistics and data analysis in geology*. J. Willy & Sons. 646p.
- Debon, F. y Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Edimburgh: Earth Sciences*. **73**, 135-149.
- Deer, W.A.; Howie, R.A y Zussman, J. (1962). *Rock forming minerals*. 1. Ortho- and Ring Silicates. Longman, London.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. y Zussman, J. (1966). *An introduction to rock forming minerals*. Ed. Longman, London, 528p.
- Department of Petrology, University of Salamanca. (1980). Plutonism of central western Spain. A preliminary note. *Estud. Geol.* **36**, 339-348.
- Didier, J. (1973). *Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites*. Elsevier, Amesterdam. 393p.
- Díez Balda, M.A. (1975). *Estudio estructural de los materiales anteordovícicos de los alrededores de Alba de Tormes (Salamanca)*. Tesis de Lic. Univ. de Salamanca. 114 p.
- Díez Balda, M.A. (1981). *La estructura hercíniana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centro-Ibérica)*. VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular. Madrid.
- Díez Balda, M.A. (1982). *El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca. 279p.
- Díez Balda, M.A. (1986). *El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca*. *Acta Salmant. Ciencias*, **52**, edic. Univ. Salamanca. 162p.
- Díez Balda, M.A., Ayarza, P. y Martínez Catalán, J.R. (1992). *El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional*. III Congreso geológico de España y VIII Congreso latinoamericano de Geología. Salamanca 1992, Tomo 2: 365-374.
- Dingwell, D.B.; R. Knoche; S.L. Webb y Pichavant. M. (1992). *The effect of B₂O₃*
-

- on the viscosity of Haplo-granitic liquids. *Amer. Mineralogist*. **77**, 457-461.
- Dollase, W.A. (1971). Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. *Am. Mineral*. **56**, 447-464.
- Domine, F. y Velde, B. (1985). Preliminary investigation of the processes governing the solubility of uranium in silicate melts. *Bull. Minéral.* **108**, 755-765.
- Dubessy, J.; Ramboz, C.; Nguyen-Trung, C.; Cathelineau, M.; Charoy, B.; Cuney, M.; Leroy, J.; Poty, B. y Weisbrod, A. (1987). Physical and chemical controls (fO₂, T, pH) of the opposite behaviour of U and Sn-W as exemplified by hydrothermal deposits in France and Great-Britain, and solubility data. *Bull. Mineral.* **110**, 261-281.
- Dymek, F.R. (1983). Titanium, aluminium and interlayer cation substitution in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Mineral.* **68**, 880-899.
- Egozcue, J. y Mallada, L. (1876). Memoria Geológico-Minera de la provincia de Cáceres. Mem. de la Com. del Mapa Geológico de España. Madrid.
- El Bouselly, A.M. y El Sokarry, A.A. (1975). The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.* **16**, 207-219.
- Ellison, A.J.G. y Hess, P.C. (1988). Peraluminous and Peralkaline effects upon "monazite" solubility in high-silica liquids. *Eos, Trans. Am Geophys Union* **69**, 498.
- Etheridge, M.A.; Wall, V.J. y Cox, S.F. (1984). High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. *J. Geophys. Res.* **89**, 4344-4358.
- Exley, R.A. (1980). Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* **48**, 97-110.
- Farges, F.; Ponader, C.W.; Calas, G. y Brown, G.E. (1992). Structural environments of incompatible elements in silicate glass/melt systems: II. U^{IV}, U^V and U^{VI}.
-

-
- Geochim. Cosmochim. Acta.* **56**, 4205-4220.
- Fernández-Catuxo, J.; Corretgé, L.G. y O. Suárez, (1994). Influencia de los elementos menores en la estabilidad de la andalucita en rocas graníticas del macizo ibérico. *Bul. de la Sociedad Española de Mineralogía.* **17**, 61-62.
- Fernández-Catuxo, J.; Corretgé, L.G. y O. Suárez, (1995). Influencia de los elementos menores en la estabilidad de la andalucita en rocas graníticas del macizo ibérico. *Bul. de la Sociedad Española de Mineralogía.* **18**, 55-71.
- Fernández Polo, S.A. (1965). Génesis de los yacimientos uraníferos en Metasedimentos de Salamanca (España). Col. Luso-Hisp.Francés de Miner. Uranif., metasedim. J.E.N. Madrid.
- Finch, R. (1993). Phase relations of the uranyl oxide hydrates. Ph.D Thesis. 259p. University of New Mexico (Department of Geology).
- Fleischer, M. (1987). Glossary of Mineral Species (fifth ed.). The Mineralogical Record, Tucson, Arizona.
- Foster, M.D. (1960). Interpretation of the composition of lithium micas. U.S.G.S. Prof. Paper, 354E, 115-178.
- Foster, C.T. (1990). The role of biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form fibrolite. [Abstr.] Geol. and Mineral. Assoc. Canada 15, A40.
- Fourcade, S. y Allegre, J. (1981). Trace Elements Behaviour in Granite Genesis: A Case Study, The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Pet.* **76**, 177-195.
- Friedrich, M. (1981). Pétrographie et géochimie des granites de St. Jouventet de la Brême-Relations avec la distribution de l'uraninite, Massif de St. Sylvestre, France. CREGU (Cent. Rech. Géol. Uranium), Vandoeuvre-lès-Nancy, Rep. 81, 50p.
- Friedrich, M. (1984). Le complexe granitique de S. Sylvestre. Nord-Ouest du Massif Central Français. Géol. et Géochim. de l'uranium. Mem. n°5, 361p. édité par le CREGU.
-

- Friedrich, M. y Cuney, M. (1989). Uranium enrichment processes in peraluminous magmatism. *U I. A. E. A.* 11-35.
- Froese, E. (1973). The assemblage quartz-kfd-biotite-garnet-sillimanite as indicators of $\text{PH}_2\text{O-T}$ conditions. *Canad. Jour. Ear. Sci.* **10**, 1575-1579.
- Galan, G. (1984). Las rocas graníticas del sector norte del macizo de Vivero (Lugo, NO de España). Tesis Doctoral, Univ. Oviedo. 351p.
- Gallego, M. (1992). Las mineralizaciones de Litio asociadas a magmatismo ácido en Extremadura y su encuadre en la Zona Centro Ibérica. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid. 328p.
- García de Figuerola, L.C. (1954). Contacto entre el granito y facies de los esquistos verdes. *Not y Com. I.G.M.E.* **33**, 27-55.
- García de Figuerola, L.C. (1970). La existencia de pliegues en el CEG de la provincia de Salamanca. *Acta. Geol. Hisp.* **5**, 105-108.
- García de Figuerola, L.C. y Ugidos, J.M. (1971). Rasgos geológicos de la región entre el Sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaverál (Prov. Salamanca y Cáceres). I Congreso. Luso-Amer. Geol. Econ., 197-212.
- García de Figuerola, L.C. (1972). Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 573. Gata. I.G.M.E. Madrid.
- García de Figuerola, L.C.; Rodríguez Alonso; Carnicero, A; Pellitero, E; Murcieto; A; Navarrete, J; López Plaza, M; Franco, P y Gonzalo, J. (1992). Geología Regional y Mineralizaciones del Dominio Hercínico del Centro-Oeste Español. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología.
- García Garzón, J. y Locutura, J. (1981). Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro. *Bol. Geol. Min. de España.* **XCII**, 68-72.
- García Luis, A.I. (1992). Caracterización químico-mineralógica y potencial metalogénico del basamento paleozoico del oeste de la provincia de Salamanca.
-

-
- Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 827P.
- Geodata internacional (1980). Plan Nacional de Exploración de U. Proyecto AR-1/80. Investigación aerorradiométrica. JEN-ENUSA. Informe Inédito.
- Gil y Maestre, A. (1880). Descripción física y minera de la provincia de Salamanca.- Mem. de la Com. del Mapa Geológico de España. Madrid.
- Gil y Maestre, A. (1883). Notas para la formación de un bosquejo geológico de la provincia de Salamanca. *Revista Minera, Serie A XXIV*, 138-162.
- Gromet, L.P. y Silver, L.T. (1983). Rare earth element distribution among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implication. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **47**, 925-939.
- Guidotti, C.V. (1983). Micas in metamorphic rocks. En: (Micas Bailey S.W Ed), *Reviews in Mineral.* **13**, 357-467.
- Hanson, G.N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **38**, 26-43.
- Harris, N.B.W y Inger, S. (1992). Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contrib. Mineral. Pet.* **110**, 46-56.
- Harris, P.G.; Kennedy, W.Q. y Scarfe, C.M. (1970). Volcanism versus plutonism. The effect of chemical composition. In *The Mechanism of Igneous Intrusion.* (Newall, G and Rast, N, eds.). *Geol. J. Spec. Issue.* **2**, 187-200.
- Harrison, T.M. y Watson, E.B (1984). The behaviour of apatite during crustal anatexis equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **48**, 1467-1477.
- Haslam, H.W. (1971). Andalusite in the Mullach nan Coirean granite, Inverness-shire. *Geol. Mag.* **108**, 97-102.
- Hemley, J.J. y Jones, W.R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.* **59**, 538-569.
- Henderson, I. (1984). Rare earths. Elsevier Scientific Publishing Comp. Amsterdam-
-

Oxford-New York. 509p.

- Holdaway, M.J. (1971). Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.* **271**, 97-131.
- Holtz, F. (1989). Importance of melt fraction and source rock composition in crustal genesis-the example of two granitic suites of northern Portugal. *Lithos.* **24**, 21-35.
- Holtz, F. y Barbey, P. (1991). Genesis of peraluminous granites II. Mineralogy and Chemistry of the Tourem Complex (North Portugal). Sequential Melting vs. Restite Unmixing. *J. Petrol.* **32**, 959-978.
- Holtz, F.; Donald, B.D. y Harald, B. (1993). Effects of F, B₂O₃ and P on the solubility of water in the haplogranitic melts compared to natural silicate melts. *Contrib. Mineral. Pet.* **113**, 492-501.
- Hostler, P.B. y Garrels, R.M. (1962). Transportation and precipitation of uranium and vanadium at low temperatures, with special reference to sandstone-type uranium deposits. *Econ. Geol.* **57**, 137-167.
- Howarth, R.J. y Sinding-larsen, R. (1983). Multivariate analysis: Statistics and data analysis in geochemical prospecting, En: (R.J. Howarth Ed). Ed. Elsevier 207-289.
- Howarth, R.J. (1984). Statistical applications in geochemical prospecting: a survey of recent developments. *J. Geochem. Exp.* **21**, 41-61.
- I.G.M.E. (1990). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja nº 550, (Fuenteguinaldo).
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and the ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.* **27**. 293-305.
- Ishihara, S.; Kanisana, S. y Terashima, S. (1983). Sulfur and sulfides in the cretaceous magnetite-series granitoids of the Kitakama Mountains, Japan. *Asoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.* **78**, 1-10.

-
- Ishihara, S.; Sasaki, A. y Terashima, S. (1988). Sulfur in granitoids and its role for mineralization. In: Proceedings VII IAGOD Symposium. Edited by Ebbe Zachrisson. Stuttgart. 573-581.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Riveiro, A. y Nabais Conde, L.E. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1.000.000, I.G.M.E. Madrid.
- Keppler, H. (1993). Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contrib. Mineral. Pet.* **114**, 479-488.
- Kerrick, M.D. (1987). Fibrolite in contact aureoles of Donegal Ireland. *Am. Mineralogist* . **72**, 240-254.
- Kerrick, D.M. y Speer, J.A. (1988). The role of minor element solid solution on the andaluste-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoides. *Am. J. Sci.* **288**, 152-192.
- Kerrick, M.D. y Woodsworth, G.J. (1989). Aluminum silicates in the Mount Ralieg pendant, British Columbia. *J. Metamorph. Geol.* **7**, 547-563.
- Kistler, R.W.; Ghent, E.D. y O'Neil, J.R. (1981). Petrogenesis of garnet two-mica granites in the Ruby Mountains, Nevada. *J. Geophys. Res.* **86**, 10591-10606.
- Kleeman, G.J y Twist, D. (1989). The compositionally-zoned Sheet-like Granite Pluton of the Bushveldes Complex: Evidence Bearing on the Nature of A-type Magmatism. *J. Petrol.* **30**, 1383-1414.
- Klein, E. (1965). Geology of the area between Pinhel and Trancoso, Northern Portugal. Unpub. M.Sc. report, Geological Institute, Univ. Amsterdam.
- Laird, J. y Albee, L. (1981). High pressure metamorphism in mafic schist from Northern Vermont. *Am. J. Sci.* **281**, 97-121.
- Lalonde, A.E. y Bernard, P. (1993). Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Herpburn internal zone Wopmay Rogen, Northwest Territories. *Canadian Mineralogist.* **31**, 203-217.
-

- Langmuir, D. (1978). Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **42**, 547-570.
- Le, V.T. y Stussi, J.M. (1973). Les minéraux d'uranium et de thorium dans les granites de la Montagne Bourbonnaise (Massif Central Français). Associations et paragenèses. *Sci. de la Terre.* **XVIII**, 353-379.
- Le Breton, N. y Thompson, A.B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Pet.* **99**, 226-237.
- Le Fort, P.; Cuney, M.; Daniel, C.; France, L.; Sheppard, S.; Upreti, B. y Vidal, P. (1987). Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectono. Phys.* **134**, 39-57.
- Le Maitre, R.W. (1982). Numerical petrology; statistical interpretation of geochemical data. Elsevier, Amsterdam:
- Lee, D.E. y Dodge, C.W. (1964). Accessory minerals in granitic rocks in California and Nevada as a function of calcium content. *Amer. Mineral.* **49**, 1660-1669.
- Lee, D.E. y Christiansen, E.H. (1981). The granite problem as exposed in the Southern Snake Range, Nevada. *Contrib. Mineral. Pet.* **83**, 99-116.
- Leroy, J. y Cathalinea, M. (1982). Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium. I-cristallochimie des micas hérités et néoformé. *Bull. Minéral.* **105**, 99-109.
- Lisitsina, G.A.; Bogdanova, V.I.; Varshal, G.M. y Sirotinina, N.A. (1965). Geochemistry of accessory minerals in the Charkasar granites of the Kuraminskiy Range (Tien Shan). *Geochem. Int.*, **2**, 463-475.
- London, D.; Weaver, B.L. y Hervig, R.L. (1986). Liquidus relations of Macusani rhyolite, an analogue for rare-element granite-pegmatite systems. GSA Abstracts with programs **18**, 675.
-

-
- London, D.; Morgan, G.B. y Herving, R.L. (1989). Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass+H₂O at 200 Mpa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contrib. Mineral. Pet.* **102**, 1-17.
- London, D.; Cerny, P.; Loomis, J.L. y Pan, J.J. (1990). Phosphorus in alkali feldspars of rare-element granite pegmatites. *Canadian Mineral.* **28**, 771-786.
- London, D. (1992). Phosphorus in S-type magmas: The P₂O₅ content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites and rhyolites. *Amer. Mineral.* **77**, 126-145.
- London, D.; George, B.M.; Harold, A.B. y Jennifer, L.L. (1993). Behaviour and effects of phosphorus in the system Na₂O-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-P₂O₅-H₂O at 200 Mpa (H₂O). *Contrib. Mineral. Pet.* **113**, 450-465.
- López Plaza, M. (1982). Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura Salamantino-Zamorana. Tesis doctoral. Univ. Salamanca. 333p.
- López Plaza, M. y Carnicero, A. (1987). El plutonismo hercínico de la Penillanura salamantino-zamorana (Centro Oeste de España). Visión en el contexto geológico regional. En: " Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Ed. Rueda. 53-69.
- López Plaza, M. y Martínez Catalán, J.R. (1987). Síntesis estructural de los granitoides del Macizo Hespérico. En: " Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Rueda. 195-211.
- Lotze, F. (1929). Stratigraphie und tektonik des keltiberischen Grandgebirges (Spanien). *Abn. Ges. Wiss. Göttingen, Math-ph y S.K.I.N.F.* 14 Bestr.Geol. West. Mediterrangebiete. Berlin, 3. 320p.
- Lotze, F. (1945). Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica. Traducción J. M. Rios. *Publ. Extr. Geol. España*, V. 149-166.
- Manning, D.; Hamilton, D.; Henderson, C. y Dempfey, M. (1980). The probable occurrence of interstitial Al in hydrous, F-bearing and F-free aluminosilicate melts. *Contrib. Mineral. Pet.* **75**, 257-262.
-

- Manning, D. (1981). The effect of Fluorine on liquidus phase relations in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb. *Contrib. Mineral. Pet.* **76**, 206-215.
- Manning, D.; Martin, J.S.; Pichavant, M. y Henderson, C.M. (1984). The effect of F, B and Li on melt structure in the granite system: different mechanisms? NERC. Rpt. Prog. Exp. Petrol. 6, 36-41.
- Martínez García, E. y Nicolau, J. (1973). Los terrenos supraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol. y Min.* **84**, 407-418.
- Martín Herrero, D. (1989). Los materiales Precámbricos-Cámbricos al O y S de Ciudad Rodrigo (Salamanca): Series, discordancias y correlaciones. *Bol. Geol. y Min.*, **100**, 169-177.
- Martín Izard, A. (1985). El origen de los yacimientos de uranio en las pizarras del Complejo Esquisto Grauváquico. Tesis doctoral. Univ. Salamanca. 395p.
- Mason, D.R. (1978). Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua, New Guinea. *Econ. Geol.* **73**, 878-890.
- McCarthy, T.S. y Hasty, R.A. (1976) Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **40**, 1351-1358.
- Miller, C.F. y Bradfish, L.J. (1980). An inner cordilleran belt of moscovite-bearing plutons: *Geol.* **8**, 412-416.
- Miller, C.F.; Stoddsrd, E.F.; Bradfish, L.J.; Dollase, W.A., y Clarke, D.B. (1981). Composition of plutonic moscovite: genetic implications. *Canadian Mineral.* **19**, 24-34.
- Miller, C.F. y Mittlefehldt, D.W. (1982). Depletion of light-rare elements in felsic magmas. *Geol.* **10**, 129-133.
- Miller, C.F. (1985). Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources?. *J. Geol.* **93**, 673-689.
-

-
- Mittlefehldt, D.W. y Miller, C.F. (1983). Geochemistry of the Sweetwater Wash pluton, California: implications for "anomalous" trace element behaviour during differentiation of felsic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **47**, 109-124.
- Monier, G.; Mergoïl-Daniel, J. y Labernardiere, H. (1984). Générations successives des moscovites et feldspaths potassiques dans le leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central Français). *Bull. Mineral.* **107**, 55-68.
- Monier, G. y Robert, J.L. (1986). Evolution of the miscibility gap between moscovite & biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system $K_2O-Li_2O-MgO-FeO-SiO_2-H_2O-HF$ at 600 C, 2 Kbar P_{H_2O} : comparison with natural lithium micas. *Mineral. Mag.* **50**, 641-651.
- Monier, G. y Robert, J.L. (1986). Moscovite solid solution in the system $K_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: an experimental study at 2 Kbar P_{H_2O} and comparison with natural Li-free white micas. *Mineral. Mag.* **50**, 257-266.
- Monier, G. (1987). Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et application pétrologiques. Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium . **14**, 346p.
- Montel, J.M. (1985). Is monazite guilty?. Experimental determination of Ce-monazite solubility in $Na_2O, K_2O, SiO_2, Al_2O_3$ melts. *Terra Cognita*, **5**, 330p.
- Montel, J.M. (1986). Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-Na_2O$ melts at 800°C, 1 Kbar, under H_2O -saturated conditions. *Geol.* **14**, 659-662.
- Montel, J.M. (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geol.* **110**, 127-146.
- Muecke, G.K. y Clarke, D.B. (1981). Geochemical evolution of the South Mountain Batholith, Nova Scotia: rare earth element evidence. *Canadian Mineral.* **19**, 133-145.
- Murata, M.; Itaya, T. y Ueda, Y. (1983). Sulphide and oxide minerals from the Ohmine granitic rocks in Kii Peninsula Central Japan, and their primary
-

- paragenetic relations. *Contrib. Mineral. Pet.* **84**, 58-65.
- Murata, M. y Itaya, T. (1987). Sulfide and oxide minerals from S-type and I-type granitic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **51**, 497-507.
- Nachit, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J.M. y Carron, J.P. (1985). Composition chimique et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **301**: 813-818.
- Negga, H.S. (1984). Comprtement de l'uranium lors des métamorphismes tardi-hercyniens et alpins dans les massifs des Aiguilles Rouges et de Belledonne (Vallorcine, Lauzière). Nonpub. Thèse, Univ. Nancy 1, 420p.
- Nelson, C.A. y Sylvestre, A.G. (1971). Wall rock decarbonation and forcible emplacement of Birch Creek pluton, southern White Mountains, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **82**, 2891-2904.
- Nery Delgado, J. (1905). Contribuções para o estudo dos terrenos paleozoicos. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **6**, 93-111.
- Oen, I. S. (1958). The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, northern Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **41**, 5-199.
- Oen, I. S. (1960). The intrusion mechanism of the late-Hercynian post-tectonic granite plutons of northern Portugal. *Geol. en Mijnbouw, New Ser.* **22**, 257-296.
- Oen, I. S. (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in Central N. Portugal. *Bull Geol y Minerology.* **TLXXXI-II-III**.
- Pagel, M. (1979). Granites et gisements d'uranium du Portugal: typologie, altérations et minéralisations. I.A.E.A. Vienna.
- Pagel, M. (1981). Facteurs de distribution et de concentration de l'uranium et du thorium dans quelques granites de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse. I.N.L.P. Univ. Nancy, 566p.
- Pagel, M. (1982a). Succession paragénetiques et teneurs en uranium des minéraux accessoires dans les roches granitiques: guides pour la recherch de granites
-

-
- favorables á la présence de gisements d'uranium. Comptes-rendus du Symp. "Methodes de prospection de l'Uranium". Paris. OCDE. edit. 445-456.
- Pagel, M. (1982b). The mineralogy and geochemistry of uranium, thorium, and rare-earth elements in two radioactive granites of the Vosges, France. *Mineral. Mag.* **46**, 149-161.
- Panto, G. (1975). Trace minerals of the granitic rocks of the Velence and Mecsek Mountains. *Acta. Geol. Academie Scientiarum Hungaricae.* **19**, 59-93.
- Patiño Douce, A. E. y Dana Johnston, A. (1991). Phase equilibrium and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Pet.* **107**, 202-218.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.* **25**, 956-983.
- Pérez del Villar, L. y Mingarro, E. (1987). Caracterización geoquímica de la subfacies neumatolítica de la Sierrita y su relación con las facies graníticas colindantes. En: "Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hésperico". Ed. Rueda. 329-343.
- Pérez del Villar, L. (1988). El U en el batolito de Cabeza de Araya y en CEG del borde septentrional (Provin. de Cáceres): prospección, mineralogía, geoquímica y metalogenia. Tesis Doctoral, 470p. Univ. Salamanca.
- Pérez del Villar, L. y de la Cruz, B. (1989). Caracterización mineralógica y geoquímica del granito sano y alterado del macizo de "El Berrocal" (Sierra de Gredos, Provincia de Toledo). *Studia Geologica Salmanticensia*, **26**, 47-80.
- Pérez del Villar, L.; de la Cruz, B.; Pardillo, J. y Cozar, J.S. (1992). Cálculo de la distribución mineralógica del uranio y torio en el granito sano del plutón de El Berrocal (Sierra de Gredos, Provincia de Toledo). *Bol. de la Sociedad Española de Mineralogía* **15**, 123-136.
- Pérez del Villar, L.; de la Cruz, B.; Pardillo, J. y Cozar, J.S. (1995). Uranium distribution in relation to the mineralogical and geochemical characteristics of
-

- the granite from the El Berrocal uranium mine (Spain). *Radiochim. Acta*, **108**, 113-123.
- Phillips, G.N. y Wall, V.J. (1979). Regional metamorphism of sediment rich sequence under conditions of high geothermal gradient. The Williyama Complex. Broken Hills. In Symposium on Crust and Upper Mantle of South Eastern Australia. Bur. Mineral. Res. Rec. 2, 66-67 (abstr.).
- Pichavant, M.; Verrera, J.V.; Boulmer, S.; Brique, L.; Joron, J.L.; Juteau, M.; Marin, L.; Michard, A.; Sheppard, S.M.F.; Treuil, M. y Vernet, M. (1987a). The macusani glass, SE Peru: evidencial of chemical fractionation in peraluminous magmas. En: Mysen BO (Eds) Magmatic processes: physicochemical principles. *Geochem. Soc. Spec. Publi.* 1, 359-373.
- Pichavant, M.; Boher, M.; Stenger, J.F.; Aissa, M. y Charoy, B. (1987b). Relations de phases des granites de Beauvoir entre 1 et 3 Kb en conditions de saturation en H²O. *Geol. Fr* 2-3, 77-86.
- Pichavant, M. (1987c). Effects of B and H₂O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 Kb. *Amer. Mineralogist*, **72**, 1056-1070.
- Pitcher, W.S. y Berger, A.R. (1972). The geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing. Regional geology series. Wiley interscience. 234p.
- Price, R.C. (1983). Geochemistry of a peraluminous granitoid suite from North-eastern Victoria, South-eastern Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 31-42.
- Ramdohr, P. (1967). The ore minerals and their intergrowths. International series of Monographs on Earth Sciences. Pergamon Press, Oxford, 1-174.
- Ranchin, G. (1971). La géochimie de l'uranium et la diferenciation granitique dans la proince uranifere du Nord Limousin. *Sci. Terre, Mem.* **19**, 394p. Nancy.
- Rapp, R.P. y Watson, E.B. (1986). Monzite solubility and desolution kinetics: implicatios for the thorium and light rare earth geochimstry of felsic magmas. *Contrib. Mineral. Pet.* **94**, 304-316.
- Ribeiro, A. (1974). Contribution à l' étude tectonique de Trás-os-montes oriental. Thèse
-

-
- Etat. Univ. Lisboa. publ. en: *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **24** (Nova ser). 168p.
- Robles Casas. R. y Alvarez Nava, H. (1988). Los materiales Precámbricos-Cámbricos del domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separados por discordancia, SO de Salamanca. Congreso Geológico de España, Vol.1.
- Rock, N.M. (1987). Robust: an interactive Fortran-77 package for exploratory data analysis using parametric, robust and non parametric location and scale estimates, data transformations, normality tests, and outlier assesment. *Computers & Geoscience*, **13**, 463-494.
- Rock, N.M. (1988). Summary Statistics in Geochemistry: A Study of the Performance of robust Estimates. *Math. Geol.* **20**, 243-247.
- Rodríguez Alonso, M.D (1976). Estudio geológico de los materiales ordovícicos y anteordovícicos de la zona SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca-España). Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca.
- Rodríguez Alonso, M.D. (1979). El complejo Esquisto-grauváquico y los materiales ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo. (Salamanca-España). *Stvd. Geol.*, **XIV**, 7-34.
- Rodríguez Alonso, M.D (1982). Contribución al conocimiento del Complejo Esquisto-Grauváquico en el sector occidental del Sistema Central Español (las Hurdes y Sierra de Gata). Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- Rodríguez Alonso, M.D. (1985). El complejo esquisto-grauváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensia, Ciencias*, 51 Ed. Univ. Salamanca. 174p.
- Rodríguez Alonso, M.D.; Bascones, A.; Martín Herrero; García de Figuerola, L.C. y Ugidos, M. (1985). "Mapa Geológica de España, E. 1:50.000, 2º Serie. Hoja nº 574 (Casar de Palomero)". IGME.
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman group, 352p.
- Roltz, P. (1972). Beitrage zum Aufban des junbra-kambrischen und altpalazoischen
-

- grundgebirges in den provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und ostliche Sierra de Gata). Spanien (Auszug). Technischen Univ. Munchen.
- Ruth, K.; Sharon, L. y Donald, B. D. (1992). A partial molar volume for B_2O_3 in Haplogranitic melt. *Canadian Mineral.* **30**, 561-569.
- Ryerson, F.J. y Hess, P.C. (1980). The role of P_2O_5 in silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 611-624.
- Samuel, E.S. y Phillip, M.S. (1992). The effect of F and Cl on the kinetics of albite crystallization: A model for granite pegmatites. *Canadian mineral.* **30**, 549-559.
- Sawka, W.N.; Chappell, B.W. y Kustler, R.W. (1990). Granitoid compositional zoning by side-wall boundary layer differentiation: evidence from the Palisade Crest Intrusive Suite, Central Sierra Nevada, California. *Jour. Petrol.* **31**, part 3, 519-553.
- Schermerhorn, L.J.G. (1956). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro de Sul-Satao region (Northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, **XXXVII**, 5-617.
- Schmidt-Collerus, J.J. (1967). Investigations of the relationship between organic matter and uranium deposits. Part I Literature review: Unpub. report submitted to U.S. Atomic Energy Comm. by Denver Research Institute, Denver, Colo, contract no. AT(05-1)-933.
- Schmidt-Thome, (1945). Palaozoisches grundgiberge und junges Deokgiberge im Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Caceres). *Geotek. Forsch.*, **6**, 37-77. Trad. por J.M.Rios: Basamento Paleozóico y cobertura moderna en la parte occidental de España central (provincia de Salamanca y Cáceres). Publ. Extr. Geol. España, V. Madrid, 1950.
- Schreiber, H.D. (1983). The chemistry of uranium in glass-forming aluminosilicate melts. *J. Less-Commun Metal* **91**, 129-147.
- Sevigny, J.H.; Parrish, R.R. y Ghent, E.D. (1989). Petrogenesis of peraluminous
-

-
- granites, Monashee Mountains, southeastern Canadian Cordillera. *Jour. Pet.* **30**, 557-581.
- Shaw, D.M. (1968). A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **32**, 573-601.
- Shearer, C.K.; Papike, J.J. y Simon, S.B. (1984). Pegmatite-wallrock interactions, Black Hills, South Dakota: progressive boron metasomatism adjacent to the Tip Top pegmatite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **48**, 2563-2579.
- Simpson, D.R. (1977). Aluminium phosphate variantes of feldespar. *Amer. Mineral.* **62**, 351-355.
- Speer, J.A. (1984). Micas in igneous rocks. En: Micas (Bailey, S.W. Ed). *Reviews in Mineralogy*, **13**, 299-356.
- Speer, J.A. (1987). Evolution of magmatic AFM mineral assemblage in granitoid rocks: The hornblende biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South California. *Amer. Mineral.* **72**, 863-878.
- Stone, M. (1982). The behaviour of tin and some other trace elements during granite differentiation, West Cornwall, England. En: (A.M. Evans). "Metallization associated with Acid Magmatism". (Ed). J. Wiley, London, 339-355.
- Strong, D.F. y Hanmer, S.K. (1981). The leucogranites of southern Britany: origin by faulting, frictional heating, fluid flux and fractional melting. *Canadian. Mineral.* **19**, 163-176.
- Swason, S.E. (1978). Petrology of the Rocklin pluton and asociated rocks, western Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **89**, 679-686.
- Sylvestre, A.G.; Oertel, G.; Nelson, C.A. y Christe, J.M. (1978): Papoose Flat pluton: a granitic blister in the Inyo Mountains, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **89**, 1205-1219.
- Teixeira, C. (1955). Notas sobre geología de Portugal. O Complexo xistograuváquico anteordoviciano. Lisboa, 48p.
- Thompson. A.B. y Algor, J.R. (1977). Model systems for the anatexis of pelitic rocks.
-

- Contrib. Mineral. Pet.* **63**, 247-269.
- Thompson, A.B. y Tracy, R.J. (1979). Model systems for anatexis of pelitic. II. Facies series melting and reactions in the system CaO-KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Pet.* **70**, 429-438.
- Tindle, A.G. y Webb, P.C. (1990). Estimation of Lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *Eur. Jour. Mineral.* **2**, 595-610.
- Tozer, C.F. (1955). The mode of occurrence of sillimanite in the Glen District, Co. Donegal. *Geol. Mag.* **92**, 310-320.
- Tukey, J.W. (1976). Exploratory data analysis. Addison Wesley Pub. Comp. 688p.
- Valois, J.P. (1991). Le leucogranite peralumineux de Mortgne (Vendée, France): Analyses statistique et cartographie géochimique appliquées a la recherche de gisements d'uranium. *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, **15**, 507-521.
- Vander Molen, I. y Paterson, M.S. (1979). Experimental deformation of partially melted granite. *Contrib. Mineral. Pet.* **70**, 218-229.
- Vernon, R.H. (1979). Formation of late sillimanite by hydrogern metasomatism (base-cation leaching) in some high grade gneisses. *Lithos*, **12**, 143-152.
- Vernon, R.H. (1986). K-F megacrysts in granites phenocrysts not porphyroblasts. *Earth Science Reviews*, **23**, 1-63.
- Vernon, R.H. (1987). Oriented growth of sillimanite in andalusite Placitas-Juan Tabo area New Mexico U.S.A.. *Canad. J. Earth Sci.* **24**, 580-590.
- Vernon, R.H.; Flood. R. y Darcy, W.F. (1987). Sillimanite and andalusite produced by base cation leaching and contact metamorphism of felsic igneous rocks. *J. Metamorph. Geol.* **5**, 439-450.
- Vielzuef, D. y Holloway, J.R. (1988). Experimental determination of the fluid- absent melting relations in the pelitic system. Consequence for crustal diferentiation. *Contrib. Mineral. Pet.* **98**, 257-276.
-

-
- Vielzuef, D. (1984). Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse Doctorale d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 288p.
- Walsh, J.N.; Beckinsale, R.D.; Skerlhorn, R. y Thorpe, R. (1979). Geochemistry and petrogenesis of tertiary granite rocks from the island of Mull, Northwest Scotland. *Contrib. Mineral. Pet.* **71**, 99-116.
- Ward, C.D.; McArthur, J.M. y Walsh, J.N. (1991). Rare earth element behaviour during evolution and alteration of Dartmoor Granite. SW England. *J. Petrol.* **33**, 785-815.
- Wark, D.A. y Miller, C.F. (1993). Accessory mineral behaviour during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Seawater Wash Pluton. Southeastern California, U.S.A. *Chemical Geol.* **110**, 49-67.
- Watanabe, J. y Hasegawa, K. (1986). Borosilicates (datolite, schorl) and aluminosilicates (andalusite, sillimanite) in the Oketo Rhyolites, Hokkaido. *J. of the Faculty of Sci. Hokkaido University, series IV*, **21**, 583-598.
- Watson, E.B. (1979). Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and application to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Pet.* **70**, 407-419.
- Watson, E.B. y 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.
- Watson, E.B. (1980). Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 Kbar. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **51**, 322-335.
- Watson, E.B. y Capobianco, J. (1981). Phosphorus and the rare elements in felsic magmas: an assessment of the role of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **45**, 2349- 2358.
- Watt, G.R. y Harley, S.L. (1993). Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restite produced during water-undersaturated partial melting. *Contrib. Mineral. Pet.* **114**, 550-566.
-

- Whalen, J.B. y Chappell, B.W. (1988). Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I and S type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. *Amer. Mineral.* **73**, 281-296.
- Wigham, S.M. (1987). Crustal anatexis and granite petrogenesis during low pressure regional metamorphism: the Trois Seigneurs massif, Pyrenees, France. *J. Petrol.* **28**, 127-169.
- Wolf, M. y London, D. (1994). Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**, 4127-4145.
- Wones, D.R y Eugster, H.P. (1965). Stability of biotite: experiments, theory and application . *Amer. Mineral.* **50**, 1228-1272.
- Wones, D.R. (1981). Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geol.* **31**, 191-212.
- Wones, D.R. (1989). Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *Amer. Mineral.* **74**, 744-749.
- Yurimoto, H.; Duke, E.F.; Papike, J.J. y Shearer, C.K. (1990). Are discontinuous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic granite systems. The result of monazite fractionation?. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2141-2145.
- Zen, E. (1988). Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.Lett.* **16**, 21-51.
- Zhao, J. y Cooper, J.A. (1993). Fractionation of monazite in the development of V-shaped REE patterns in leucogranite systems: Evidence from a moscovite leucogranite body in central Australia. *Lithos.* **30**, 23-32.
- Zhou, D. (1987). Robust statistics and geochemical data analysis. *J. Math. Geol.* **19**, 207-218.

ANEXO 1. Tablas de química mineral

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO2	34.96	34.81	34.96	34.30	34.79	34.58	34.46	35.13	35.42	35.04	35.39	35.05	35.26	35.53	35.43	34.98	35.22
Al2O3	17.33	17.24	18.04	17.65	16.71	17.31	18.13	18.08	17.57	18.39	18.34	17.34	17.56	17.26	17.74	17.28	17.56
FeO	22.16	21.77	20.74	22.10	22.63	22.21	22.00	23.24	22.52	22.37	23.02	23.45	23.09	23.66	22.48	23.64	23.88
MnO	0.17	0.13	0.16	0.13	0.16	0.20	0.24	0.13	0.16	0.18	0.28	0.16	0.21	0.13	0.18	0.27	0.22
MgO	7.85	7.36	8.43	7.31	7.70	7.45	7.70	7.80	7.46	6.68	6.81	7.02	7.51	7.91	7.76	7.35	7.43
CaO	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.07	0.04	0.00
Na2O	0.08	0.06	0.06	0.06	0.01	0.07	0.06	0.08	0.00	0.06	0.05	0.01	0.02	0.07	0.03	0.02	0.05
K2O	9.29	9.40	9.56	9.37	9.28	9.22	9.54	9.48	9.44	9.56	9.47	9.62	9.62	9.30	8.85	9.34	9.59
TiO2	2.77	3.29	1.19	2.84	2.56	3.07	2.30	2.86	2.69	3.63	3.55	3.54	3.05	2.57	2.51	3.32	3.19
Cr2O3	0.07	0.05	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.11	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
F	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.05	0.06	0.00	0.11	0.00	0.02	0.00	0.08	0.00	0.01	0.08
Total	94.91	94.34	93.46	93.91	94.03	94.20	94.75	97.28	95.37	96.61	97.20	96.59	96.66	96.83	95.35	96.51	97.36

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	2.713	2.717	2.731	2.694	2.731	2.701	2.681	2.656	2.737	2.661	2.680	2.679	2.691	2.701	2.722	2.670	2.670
IV Al	1.287	1.283	1.269	1.306	1.269	1.299	1.319	1.344	1.263	1.339	1.320	1.321	1.309	1.299	1.278	1.330	1.330
VI Al	0.298	0.303	0.392	0.328	0.277	0.295	0.344	0.267	0.338	0.307	0.318	0.242	0.271	0.248	0.329	0.225	0.239
Ti	0.162	0.193	0.070	0.168	0.151	0.180	0.134	0.163	0.156	0.207	0.202	0.204	0.175	0.147	0.145	0.191	0.182
Fe3+	0.034	0.017	0.074	0.026	0.056	0.070	0.031	0.133	0.017	0.078	0.070	0.123	0.086	0.126	0.058	0.177	0.148
Fe2+	1.404	1.404	1.281	1.426	1.429	1.381	1.401	1.336	1.439	1.343	1.387	1.376	1.388	1.378	1.386	1.332	1.366
Mn	0.011	0.009	0.011	0.009	0.011	0.013	0.016	0.008	0.010	0.012	0.018	0.010	0.014	0.009	0.012	0.017	0.014
Mg	0.908	0.856	0.982	0.856	0.901	0.867	0.893	0.878	0.858	0.757	0.769	0.800	0.854	0.896	0.888	0.836	0.840
Ca	0.007	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.001	0.006	0.003	0.000
Na	0.013	0.009	0.009	0.008	0.001	0.011	0.009	0.012	0.001	0.009	0.008	0.001	0.002	0.010	0.004	0.002	0.008
K	0.920	0.936	0.953	0.939	0.930	0.919	0.947	0.915	0.930	0.926	0.915	0.938	0.937	0.902	0.868	0.910	0.928
Cr	0.004	0.003	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.007	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
F	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.013	0.013	0.015	0.000	0.028	0.000	0.005	0.000	0.018	0.001	0.003	0.019

Tabla A1.- Composición y fórmula unidad de biotitas de G1.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO2	35.41	35.92	35.06	35.20	35.43	35.61	36.28	35.34	35.75	34.99	34.97	35.63	36.04	35.82
Al2O3	18.66	19.12	19.02	18.97	19.74	19.67	20.65	21.46	20.30	19.08	20.70	18.75	19.15	19.60
FeO	21.66	21.97	22.20	22.45	22.05	22.38	20.49	21.84	21.21	22.42	21.66	22.00	22.02	22.06
MnO	0.33	0.07	0.06	0.17	0.06	0.11	0.09	0.10	0.15	0.20	0.24	0.26	0.14	0.24
MgO	6.56	6.46	6.33	6.40	6.64	6.24	5.72	6.17	6.36	7.09	6.11	6.09	6.08	6.49
CaO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.26	0.08	0.12	0.18	0.13	0.16	0.02	0.02	0.05	0.17	0.03	0.07	0.06	0.08
K2O	9.39	9.44	9.44	9.33	9.33	9.47	8.86	9.32	9.65	9.64	9.54	9.71	9.45	9.34
TiO2	2.41	3.08	3.01	3.09	2.50	3.16	2.58	2.46	2.55	2.34	2.70	3.66	3.40	2.82
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.05	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03
F	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.01	0.09	0.11
Total	94.67	96.16	96.05	96.73	96.86	97.41	95.54	97.93	96.93	97.05	96.63	96.19	96.46	96.61

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	2.738	2.729	2.669	2.664	2.662	2.672	2.717	2.614	2.670	2.643	2.632	2.718	2.726	2.705
IV Al	1.262	1.271	1.331	1.336	1.338	1.328	1.283	1.386	1.330	1.357	1.368	1.282	1.274	1.295
VI Al	0.439	0.441	0.377	0.355	0.411	0.412	0.539	0.485	0.458	0.342	0.469	0.404	0.434	0.450
Ti	0.140	0.176	0.173	0.176	0.141	0.178	0.145	0.137	0.143	0.133	0.153	0.210	0.194	0.160
Fe3+	0.065	0.049	0.093	0.089	0.109	0.078	0.165	0.129	0.138	0.101	0.101	0.041	0.063	0.063
Fe2+	1.336	1.346	1.321	1.331	1.276	1.327	1.118	1.222	1.187	1.315	1.262	1.362	1.330	1.330
Mn	0.021	0.004	0.004	0.011	0.004	0.007	0.006	0.006	0.009	0.013	0.015	0.017	0.009	0.015
Mg	0.756	0.731	0.718	0.722	0.744	0.697	0.638	0.680	0.708	0.799	0.685	0.693	0.685	0.730
Ca	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.039	0.011	0.018	0.027	0.019	0.024	0.002	0.003	0.007	0.025	0.005	0.011	0.008	0.011
K	0.926	0.915	0.917	0.901	0.895	0.906	0.846	0.880	0.920	0.929	0.916	0.945	0.912	0.900
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.003	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001
F	0.000	0.001	0.012	0.006	0.003	0.002	0.000	0.000	0.013	0.008	0.000	0.003	0.020	0.026

Tabla A2.- Composición y fórmula unidad de biotitas de G2.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO2	35.50	35.74	34.83	34.84	35.08	34.68	33.96	35.28	34.56	34.58	34.55	34.36	34.84
Al2O3	19.75	19.54	18.49	18.99	19.64	18.89	19.50	19.28	19.25	19.52	19.27	19.22	19.73
FeO	22.92	23.36	24.67	23.76	23.42	24.52	24.82	23.01	22.05	22.57	23.21	22.06	22.56
MnO	0.19	0.10	0.28	0.21	0.32	0.57	0.31	0.26	0.32	0.31	0.34	0.29	0.15
MgO	5.61	5.63	5.28	5.10	4.78	4.81	5.18	5.02	4.90	4.94	4.67	4.65	4.91
CaO	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Na2O	0.09	0.11	0.02	0.04	0.11	0.12	0.09	0.10	0.13	0.04	0.03	0.08	0.13
K2O	9.66	9.72	9.65	9.47	9.50	9.37	7.70	9.31	9.33	8.97	9.53	9.34	9.09
TiO2	3.00	2.87	3.11	2.96	2.79	2.99	2.12	2.60	2.60	2.19	2.43	2.76	2.53
Cr2O3	0.03	0.01	0.00	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
F	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00	0.08	0.00	0.00
Total	96.81	97.08	96.39	95.38	95.73	95.97	93.76	94.91	94.03	94.03	94.97	93.55	94.29

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	2.695	2.710	2.694	2.703	2.702	2.692	2.675	2.729	2.683	2.685	2.672	2.685	2.701
IV Al	1.305	1.290	1.306	1.297	1.298	1.308	1.325	1.271	1.317	1.315	1.328	1.315	1.299
VI Al	0.462	0.457	0.379	0.441	0.486	0.420	0.485	0.487	0.445	0.472	0.430	0.456	0.505
Ti	0.171	0.164	0.181	0.173	0.162	0.174	0.126	0.151	0.152	0.128	0.141	0.162	0.148
Fe3+	0.060	0.058	0.024	0.044	0.071	0.028	0.040	0.083	0.152	0.139	0.145	0.139	0.103
Fe2+	1.396	1.423	1.571	1.498	1.437	1.564	1.595	1.406	1.279	1.327	1.356	1.303	1.360
Mn	0.012	0.007	0.018	0.014	0.021	0.038	0.021	0.017	0.021	0.021	0.022	0.019	0.010
Mg	0.634	0.636	0.609	0.590	0.549	0.557	0.608	0.579	0.566	0.572	0.538	0.541	0.567
Ca	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.006	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Na	0.014	0.016	0.003	0.006	0.016	0.018	0.014	0.015	0.019	0.006	0.004	0.012	0.020
K	0.936	0.940	0.952	0.937	0.934	0.928	0.773	0.919	0.924	0.889	0.940	0.931	0.899
Cr	0.002	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
F	0.006	0.000	0.009	0.003	0.000	0.000	0.000	0.010	0.021	0.000	0.021	0.001	0.000

Tabla A3.- Composición y fórmula unidad de biotitas de G3.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2	33.95	33.26	33.62	34.92	34.90	35.55	34.91	34.97	34.70
Al2O3	19.35	18.46	18.49	19.53	19.92	19.23	19.12	19.69	19.29
FeO	24.72	24.27	24.41	25.69	25.30	23.92	24.46	24.33	22.74
MnO	0.47	0.33	0.49	0.43	0.38	0.38	0.41	0.45	0.32
MgO	3.80	3.64	3.69	3.50	3.59	3.93	3.87	3.89	4.03
CaO	0.02	0.02	0.07	0.02	0.08	0.09	0.10	0.04	0.03
Na2O	0.14	0.47	0.11	0.01	0.10	0.06	0.12	0.25	0.14
K2O	9.77	9.44	9.64	9.47	9.47	9.17	8.99	9.40	9.02
TiO2	3.30	3.12	3.33	2.03	2.13	2.34	3.01	2.98	2.92
Cr2O3	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00
Total	95.54	93.06	93.83	95.63	95.84	94.68	95.08	96.09	93.18

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	2.658	2.674	2.682	2.721	2.704	2.762	2.721	2.696	2.732
IV Al	1.342	1.326	1.318	1.279	1.296	1.238	1.279	1.304	1.268
VI Al	0.444	0.424	0.420	0.514	0.523	0.524	0.478	0.486	0.523
Ti	0.194	0.188	0.200	0.119	0.124	0.137	0.176	0.173	0.173
Fe3+	0.045	0.066	0.050	0.090	0.095	0.111	0.064	0.078	0.092
Fe2+	1.573	1.566	1.578	1.584	1.544	1.443	1.531	1.491	1.406
Mn	0.031	0.022	0.033	0.028	0.025	0.025	0.027	0.029	0.022
Mg	0.443	0.436	0.438	0.407	0.415	0.455	0.450	0.447	0.473
Ca	0.002	0.001	0.006	0.002	0.007	0.007	0.009	0.004	0.003
Na	0.021	0.074	0.017	0.001	0.015	0.008	0.019	0.038	0.021
K	0.976	0.968	0.981	0.941	0.936	0.909	0.894	0.924	0.906
Cr	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.006	0.007	0.004	0.001	0.000	0.000

Tabla A4.- Composición y fórmula unidad de biotitas de G4.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO2	34.70	35.28	34.57	34.91	35.27	34.90	35.69	35.35	35.86	34.73	36.06	34.68
Al2O3	19.22	18.98	18.98	19.97	19.31	19.48	19.04	18.89	18.92	19.88	19.25	19.39
FeO	22.13	22.04	23.4	23.02	23.86	22.43	22.57	22.65	22.06	23.22	22.01	23.42
MnO	0.30	0.31	0.22	0.17	0.22	0.09	0.15	0.17	0.09	0.16	0.17	0.12
MgO	6.75	6.98	6.66	6.24	6.13	6.69	6.55	6.98	6.57	6.36	6.86	6.57
CaO	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Na2O	0.10	0.11	0.07	0.08	0.09	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.06
K2O	9.09	9.26	10.2	9.72	9.45	10.04	9.71	9.53	9.76	9.39	9.15	9.62
TiO2	1.74	1.76	1.74	1.55	1.71	1.84	1.71	1.62	1.6	1.84	1.43	1.76
Cr2O3	0.04	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.05	0.00
F	0.05	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	94.50	95.65	95.9	95.75	96.55	95.53	95.64	95.27	95.05	95.65	95.17	95.63

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	2.688	2.690	2.682	2.689	2.710	2.694	2.743	2.733	2.712	2.681	2.765	2.686
IV Al	1.312	1.310	1.288	1.270	1.250	1.265	1.209	1.232	1.253	1.294	1.184	1.290
VI Al	0.443	0.396	0.442	0.540	0.495	0.505	0.514	0.484	0.477	0.510	0.553	0.474
Ti	0.101	0.101	0.101	0.09	0.099	0.107	0.099	0.094	0.093	0.107	0.083	0.102
Fe3+	0.077	0.116	0.09	0.083	0.091	0.072	0.089	0.103	0.101	0.087	0.099	0.095
Fe2+	1.356	1.289	1.417	1.390	1.432	1.368	1.352	1.350	1.388	1.402	1.37	1.411
Mn	0.020	0.020	0.015	0.011	0.014	0.006	0.010	0.011	0.006	0.011	0.011	0.008
Mg	0.779	0.793	0.771	0.717	0.702	0.770	0.750	0.804	0.762	0.732	0.784	0.758
Ca	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.005	0.000
Na	0.015	0.017	0.010	0.012	0.013	0.010	0.010	0.012	0.009	0.009	0.007	0.009
K	0.898	0.900	1.009	0.955	0.975	0.989	0.951	0.939	0.969	0.924	0.895	0.950
Cr	0.002	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.003	0.000
F	0.012	0.013	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla A5.- Composición y fórmula unidad de biotitas de G5.

NUM	1	2	3	4
SiO2	34.82	34.26	35.23	34.86
Al2O3	18.67	19.32	19.12	18.80
FeO	26.46	29.07	24.34	24.98
MnO	0.10	0.09	0.16	0.14
MgO	4.06	3.46	5.07	4.98
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.06	0.03	0.08	0.00
K2O	9.46	7.87	9.44	9.52
TiO2	2.74	2.34	3.03	2.81
Cr2O3	0.00	0.15	0.00	0.00
F	0.01	0.01	0.03	0.01
Total	97.30	97.48	97.28	97.27

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	2.672	2.618	2.673	2.656
IV Al	1.328	1.382	1.327	1.344
VI Al	0.361	0.359	0.383	0.344
Ti	0.158	0.135	0.173	0.161
Fe3+	0.097	0.221	0.093	0.106
Fe2+	1.601	1.637	1.452	1.485
Mn	0.007	0.006	0.010	0.009
Mg	0.464	0.393	0.573	0.565
Ca	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.009	0.004	0.012	0.000
K	0.926	0.767	0.914	0.925
Cr	0.000	0.009	0.000	0.000
F	0.002	0.003	0.008	0.004

Tabla A6.- Composición y fórmula unidad de biotitas de G6.

NUN	1	2	3	4	5
SiO2	46.20	46.54	45.81	47.10	46.24
Al2O3	35.33	33.24	32.04	35.93	34.71
FeOt	1.34	1.52	1.63	1.12	1.15
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
MgO	0.68	0.84	1.02	0.83	0.64
CaO	0.01	0.01	0.11	0.01	0.00
Na2O	0.77	0.53	0.54	0.55	0.61
K2O	10.23	10.52	10.37	10.24	10.44
TiO2	0.21	2.01	1.91	0.06	1.07
Total	94.83	95.21	93.42	96.24	94.92

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	3.086	3.109	3.124	3.089	3.089
IV Al	0.914	0.891	0.876	0.911	0.912
VI Al	1.868	1.728	1.701	1.867	1.822
Ti	0.011	0.101	0.098	0.003	0.054
Fe2+	0.075	0.085	0.093	0.061	0.064
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.068	0.083	0.103	0.081	0.064
Ca	0.001	0.000	0.008	0.000	0.000
Na	0.100	0.068	0.071	0.070	0.079
K	0.872	0.896	0.903	0.857	0.889
Timos	1.1	10.1	9.8	0.3	5.4
Flogan	2.3	0.0	0.0	1.3	0.4
Celado	0.0	0.0	1.2	2.0	0.0
Pirof	5.7	7.2	6.5	7.1	6.0
Parago	10.0	6.8	7.1	7.0	7.9
Moscov	81.0	75.8	75.4	82.4	80.3

Tabla B1.- Composición y fórmula unidad de moscovitas de G2.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	46.74	46.33	47.25	46.36	46.68	46.58	46.73	46.20	45.68	46.40	46.67	46.52	46.51	46.82	46.49	45.86
Al2O3	34.40	34.86	34.18	34.84	34.24	34.23	34.29	34.28	33.87	34.30	34.70	34.70	34.61	34.20	34.85	33.30
FeOt	1.56	1.96	1.82	1.63	1.73	1.60	1.58	1.50	1.74	1.63	1.82	1.57	1.49	1.48	1.51	1.42
MnO	0.04	0.01	0.15	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.82	0.64	0.95	0.70	0.78	0.78	0.80	0.77	0.70	0.88	0.89	0.87	0.86	0.96	0.78	0.74
CaO	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
Na2O	0.75	0.78	0.50	0.52	0.70	0.69	0.74	0.78	0.59	0.64	0.68	0.77	0.82	0.70	0.56	0.71
K2O	10.16	10.10	10.76	10.67	10.29	10.44	10.06	10.15	10.26	10.45	10.36	10.12	10.33	10.31	10.58	10.25
TiO2	0.38	0.54	0.58	0.54	0.37	0.59	0.76	0.65	0.21	0.44	0.38	0.84	0.94	0.83	0.48	0.49
Total	94.89	95.24	96.22	95.34	94.80	95.06	95.02	94.39	93.08	94.83	95.64	94.74	95.64	95.42	95.49	93.11

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	3.122	3.090	3.126	3.092	3.125	3.114	3.116	3.104	3.117	3.109	3.102	3.091	3.089	3.114	3.094	3.127
IV Al	0.878	0.910	0.874	0.908	0.875	0.886	0.884	0.896	0.883	0.891	0.898	0.909	0.911	0.886	0.906	0.873
VI Al	1.831	1.831	1.792	1.831	1.827	1.811	1.813	1.820	1.841	1.819	1.821	1.810	1.799	1.795	1.829	1.804
Ti	0.019	0.027	0.029	0.027	0.019	0.030	0.038	0.033	0.011	0.022	0.019	0.042	0.047	0.042	0.024	0.025
Fe2+	0.087	0.109	0.101	0.091	0.097	0.089	0.088	0.084	0.099	0.091	0.101	0.087	0.083	0.082	0.084	0.081
Mn	0.002	0.001	0.008	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.081	0.064	0.094	0.069	0.078	0.078	0.079	0.077	0.071	0.088	0.088	0.086	0.085	0.095	0.078	0.075
Ca	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.098	0.101	0.064	0.068	0.091	0.089	0.095	0.101	0.078	0.084	0.087	0.099	0.105	0.091	0.072	0.093
K	0.865	0.859	0.908	0.908	0.879	0.890	0.856	0.870	0.893	0.893	0.879	0.858	0.876	0.874	0.898	0.892
Timos	1.9	2.7	2.9	2.7	1.9	3.0	3.8	3.3	1.1	2.2	1.9	4.2	4.7	4.2	2.4	2.5
Flogon	2.0	3.2	2.3	1.8	2.0	1.0	1.8	1.4	2.3	2.5	3.1	2.6	1.3	1.4	1.5	0.0
Celado	0.9	0.0	1.0	1.0	1.7	3.1	0.0	0.8	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	9.6
Piraf	7.5	6.5	7.1	5.2	6.9	5.2	8.3	6.2	6.3	6.6	6.8	6.6	5.4	7.4	5.4	2.3
Parago	9.8	10.1	6.4	6.8	9.1	8.9	9.5	10.1	7.8	8.4	8.7	9.9	10.5	9.1	7.2	9.3
Moscov	77.9	77.5	80.3	82.5	78.4	78.8	76.6	78.1	80.6	80.3	79.5	76.7	78.1	78.0	81.9	76.2

Tabla B2.- Composición y fórmula unidad de moscovitas de G3.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	45.74	46.71	45.84	47.17	46.94	46.84	46.54	47.19	46.29	47.08
Al2O3	33.79	34.35	33.97	34.55	34.44	34.04	34.11	31.78	34.41	34.70
FeOt	1.89	1.59	1.94	1.61	1.76	1.82	1.90	2.73	1.67	2.07
MnO	0.00	0.00	0.01	0.05	0.03	0.03	0.06	0.07	0.04	0.00
MgO	0.70	0.70	0.58	0.81	0.80	0.74	0.76	1.21	0.68	0.71
CaO	0.04	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na2O	0.45	0.88	0.58	0.97	0.70	0.53	0.49	0.31	0.71	0.41
K2O	10.65	10.31	10.36	10.30	10.34	10.59	10.64	11.05	10.56	10.82
TiO2	0.20	0.24	0.20	0.16	0.20	0.26	0.19	0.97	0.19	0.05
Total	93.49	94.85	93.54	95.65	95.25	94.87	94.68	95.48	94.68	95.84

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	3.116	3.125	3.117	3.129	3.128	3.137	3.127	3.172	3.111	3.126
IV Al	0.884	0.875	0.883	0.871	0.872	0.863	0.873	0.828	0.889	0.874
VI Al	1.830	1.835	1.840	1.832	1.833	1.825	1.829	1.689	1.836	1.842
Ti	0.010	0.012	0.010	0.008	0.010	0.013	0.010	0.049	0.009	0.002
Fe2+	0.108	0.089	0.110	0.089	0.098	0.102	0.107	0.153	0.094	0.115
Mn	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.001	0.003	0.004	0.002	0.000
Mg	0.071	0.069	0.059	0.080	0.079	0.074	0.076	0.121	0.068	0.070
Ca	0.003	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.059	0.114	0.077	0.125	0.090	0.069	0.064	0.041	0.093	0.052
K	0.926	0.880	0.899	0.872	0.879	0.905	0.912	0.947	0.905	0.916
Timos	1.0	1.2	1.0	0.8	1.0	1.3	1.0	4.9	0.9	0.2
Flogan	1.9	0.5	1.9	1.1	2.2	1.6	2.5	1.7	1.0	3.0
Celada	4.1	6.2	4.3	5.1	2.4	4.2	2.6	5.8	5.8	2.4
Pirof	4.4	3.4	4.8	4.1	6.6	6.1	6.3	6.2	2.7	6.7
Parago	5.9	11.4	7.7	12.5	9.0	6.9	6.4	4.1	9.3	5.2
Moscov	82.7	77.2	80.3	76.5	78.7	79.9	81.3	77.3	80.3	82.5

Tabla B3.- Composición y fórmula unidad de moscovitas de G4.

NUM	1	2	3	4	5
SiO2	46.12	46.59	47.20	47.07	45.86
Al2O3	35.45	34.37	35.38	35.67	34.74
FeO _t	1.12	1.39	1.35	1.30	1.24
MnO	0.04	0.00	0.00	0.07	0.06
MgO	0.70	0.85	0.78	0.69	0.66
CaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.46	0.48	0.61	0.59	0.67
K ₂ O	10.22	10.10	10.27	10.05	10.21
TiO ₂	0.40	0.34	0.21	0.23	0.21
Total	95.14	95.13	95.94	96.29	93.90

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	3.066	3.099	3.111	3.090	3.093
IV Al	0.934	0.901	0.889	0.910	0.907
VI Al	1.843	1.794	1.860	1.851	1.855
Ti	0.020	0.017	0.010	0.011	0.011
Fe ²⁺	0.062	0.077	0.074	0.071	0.070
Mn	0.002	0.000	0.000	0.004	0.004
Mg	0.069	0.084	0.077	0.068	0.066
Ca	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.059	0.062	0.078	0.076	0.088
K	0.867	0.857	0.864	0.842	0.878
Timos	2.0	1.7	1.0	1.1	1.1
Flogon	0.0	0.0	2.2	0.5	0.5
Celado	5.3	14.3	0.0	5.0	4.7
Pirof	4.3	1.8	8.5	6.1	4.0
Parago	5.9	6.2	7.8	7.6	8.8
Moscov	82.6	76.0	80.5	79.7	80.9

Tabla B4.- Composición y fórmula unidad de moscovitas de G5.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2	46.91	46.81	46.99	46.99	46.52	46.72	46.59	44.72	46.38
Al2O3	35.45	35.48	35.36	35.30	34.90	34.70	35.17	39.87	37.83
FeO	1.07	1.84	1.74	1.32	1.70	1.31	0.98	0.65	0.85
MnO	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.64	0.78	0.79	0.75	0.80	0.77	0.61	0.40	0.48
CaO	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Na2O	0.33	0.55	0.72	0.58	0.70	0.76	0.52	0.18	0.25
K2O	10.62	9.92	10.04	10.29	10.14	9.30	10.69	8.68	9.86
TiO2	0.69	0.79	0.68	0.62	0.80	0.63	0.68	0.56	0.58
Total	96.63	96.62	96.84	96.43	95.95	94.43	95.85	95.29	96.79

Formula estructural a 11 oxigenos

Si	3.074	3.068	3.075	3.084	3.077	3.114	3.080	2.929	3.012
IV Al	0.926	0.932	0.925	0.916	0.923	0.886	0.920	1.071	0.988
VI Al	1.813	1.810	1.803	1.816	1.798	1.840	1.820	2.007	1.909
Ti	0.034	0.039	0.034	0.031	0.040	0.031	0.034	0.027	0.028
Fe2+	0.059	0.101	0.095	0.072	0.094	0.073	0.054	0.036	0.046
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	0.063	0.076	0.077	0.073	0.079	0.076	0.060	0.039	0.047
Ca	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Na	0.042	0.069	0.091	0.074	0.089	0.099	0.067	0.023	0.032
K	0.888	0.829	0.838	0.862	0.855	0.790	0.901	0.725	0.817
Timos	3.4	3.9	3.4	3.1	4.0	3.1	3.4	2.7	2.8
Flogan	0.0	2.6	0.9	0.0	1.3	2.1	0.0	11.0	3.0
Celado	11.9	0.0	3.4	6.2	1.7	0.0	11.6	0.0	0.0
Pírof	1.3	8.4	5.6	4.3	5.8	11.2	0.0	8.9	8.2
Parago	4.2	6.9	9.1	7.4	8.9	9.9	6.7	2.3	3.2
Moscov	79.2	78.2	77.6	79.1	78.3	73.6	78.4	75.0	82.8

Tabla B5.- Composición y fórmula unidad de moscovitas de G6.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO2	62.96	61.50	63.24	64.24	61.71	61.89	63.19	67.04	63.71	64.68	64.16
Al2O3	22.36	22.49	21.96	21.44	22.84	23.17	21.87	18.52	19.6	20.52	20.75
FeO	0.00	0.03	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
MgO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.33	6.12	4.43	3.32	6.10	5.54	4.05	0.38	6.76	3.07	3.04
Na2O	9.26	8.52	9.48	9.74	8.94	8.90	9.40	12.07	8.51	10.08	10.10
K2O	0.27	0.31	0.30	0.29	0.22	0.11	0.11	0.13	0.37	0.43	0.37
TiO2	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	98.93	99.03	99.45	99.11	98.91	99.70	98.65	98.19	98.99	98.83	98.47
Si	11.237	11.066	11.277	11.442	11.017	11.037	11.320	11.982	11.463	11.560	11.514
Al	4.705	4.770	4.617	4.502	4.808	4.871	4.620	3.903	4.158	4.324	4.390
Fe3+	0.000	0.005	0.000	0.004	0.007	0.003	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
Mg	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Ca	0.828	1.180	0.847	0.634	1.167	1.058	0.778	0.072	1.304	0.587	0.584
Na	3.205	2.974	3.277	3.365	3.093	3.078	3.267	4.183	2.970	3.494	3.515
K	0.061	0.071	0.068	0.066	0.051	0.024	0.025	0.030	0.085	0.098	0.085
Ti	0.001	0.003	0.000	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.001	0.005	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANORTITA	20.3	27.9	20.2	15.7	27.1	25.5	19.1	1.7	29.9	14	14
ALBITA	78.2	70.4	78.2	82.7	71.7	73.9	80.3	97.6	68.1	83.6	84
ORTOSA	1.5	1.7	1.6	1.6	1.2	0.6	0.6	0.7	2.0	2.3	2

Tabla C1.- Composición y fórmula unidad de plagioclasas de la unidad G1.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO2	64.53	65.03	65.03	67.54	68.94	66.03	66.57	64.53	64.21	66.60	61.88	66.77	66.40	66.51	66.55	68.73	64.40	67.10	66.52	66.39
Al2O3	22.66	22.14	22.15	20.68	19.73	21.04	21.60	22.93	22.70	20.96	24.36	21.12	21.21	21.49	21.20	20.05	20.64	18.85	21.86	21.35
FeO	0.00	0.07	0.10	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.06	0.12	0.00	0.09	0.05	0.17	0.07	0.05
MnO	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.11	0.02	0.05	0.00	0.01	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08
MgO	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
CaO	3.50	3.10	3.10	0.87	0.36	1.36	2.08	3.94	3.68	1.30	5.67	1.45	1.67	2.05	1.76	0.44	1.28	0.34	2.82	2.32
Na2O	9.57	9.79	9.79	11.03	11.46	10.86	10.28	9.32	9.42	10.63	8.43	10.48	10.73	10.46	10.47	11.41	9.47	10.76	9.99	10.46
K2O	0.23	0.18	0.18	0.19	0.05	0.38	0.35	0.40	0.40	0.30	0.31	0.34	0.53	0.18	0.31	0.11	0.92	0.04	0.08	0.08
TiO2	0.01	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02
F	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	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.13	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.13	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
NiO	0.04	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZrO2	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.58	100.53	100.53	100.33	100.59	99.70	101.09	101.19	100.55	99.87	100.79	100.28	100.80	100.91	100.31	100.92	97.12	97.25	101.37	100.79
Si	11.321	0.034	11.407	11.784	11.966	11.640	11.577	11.273	11.288	11.694	10.914	11.678	11.603	11.588	11.644	11.906	11.640	12.029	11.534	11.583
Al	4.686	13.700	4.580	4.254	4.038	4.372	4.428	4.722	4.705	4.339	5.065	4.355	4.369	4.414	4.372	4.096	4.398	3.984	4.468	4.392
Fe3+	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.010	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007
Fe2+	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.003	0.007	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.013	0.008	0.026	0.011	0.000
Mn	0.003	0.000	0.006	0.001	0.003	0.000	0.000	0.007	0.016	0.003	0.007	0.000	0.002	0.006	0.007	0.002	0.000	0.000	0.000	0.012
Mg	0.007	0.000	0.004	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.004	0.007	0.003	0.002	0.002	0.006
Ca	0.659	0.002	0.582	0.163	0.068	0.257	0.388	0.737	0.692	0.244	1.071	0.271	0.313	0.383	0.329	0.081	0.248	0.064	0.523	0.433
Na	3.255	0.010	3.329	3.732	3.855	3.711	3.467	3.157	3.209	3.620	2.884	3.554	3.636	3.535	3.550	3.832	3.319	3.739	3.360	3.537
K	0.051	0.000	0.040	0.042	0.011	0.085	0.077	0.090	0.089	0.068	0.069	0.075	0.119	0.041	0.070	0.025	0.211	0.009	0.018	0.018
Ti	0.001	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.003	0.004	0.002	0.005	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.002	0.003
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.017	0.000	0.000	0.004	0.000	0.007	0.018	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003
Ni	0.006	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.007	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr	0.000	5.687	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	0.000
ANORTITA	16.8	14.8	14.8	4.1	1.7	6.4	9.9	18.5	17.4	6.2	26.6	7.2	7.7	9.7	8.4	2.2	6.6	1.7	13.5	11.0
ALBITA	82.0	84.2	84.2	94.8	98.0	91.5	88.2	79.2	80.3	92.1	71.7	90.9	89.4	89.3	89.8	97.1	87.8	98.0	86.1	88.6
ORTOSA	1.3	1.0	1.0	1.1	0.3	2.1	2.0	2.3	2.2	1.7	1.7	1.9	2.9	1.0	1.8	0.6	5.6	0.2	0.5	0.5

Tabla C2.- Composición y fórmula unidad de plagioclasas de la unidad G2.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	68.25	67.87	68.66	68.64	68.63	68.46	66.45	64.55	67.43	65.23	65.84	67.47	67.88	68.63	65.63	65.96
Al2O3	19.32	19.86	19.88	19.80	19.80	20.05	21.22	22.32	20.29	21.65	21.81	20.48	20.00	19.24	20.95	21.08
FeO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.01	0.12	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.08	0.11	0.15
MnO	0.06	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00
CaO	0.25	0.75	0.48	0.54	0.41	0.34	1.70	3.29	0.84	3.01	2.87	1.31	0.54	0.01	2.51	2.32
Na2O	11.26	11.22	11.42	11.32	11.28	11.51	10.47	9.63	11.28	9.55	10.09	10.88	11.10	11.24	10.78	10.62
K2O	0.11	0.10	0.12	0.09	0.14	0.12	0.20	0.34	0.09	0.40	0.14	0.07	0.11	0.59	0.32	0.40
TiO2	0.02	0.05	0.03	0.04	0.01	0.02	0.00	0.06	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.03	0.02	0.01
Cr2O3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
NiO	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.18	0.08	0.00	0.07	0.00	0.03
TOTAL	99.35	99.95	100.59	100.44	100.35	100.54	100.19	100.31	99.92	99.91	100.96	100.37	99.65	99.90	100.32	100.61
Si	11.995	11.883	11.929	11.939	11.947	11.903	11.640	11.360	11.815	11.496	11.490	11.777	11.898	12.017	11.554	11.569
Al	4.003	4.099	4.072	4.061	4.063	4.109	4.383	4.630	4.192	4.499	4.487	4.215	4.132	3.972	4.348	4.359
Fe3+	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.008	0.016	0.022
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.001	0.017	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000
Mn	0.009	0.005	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.008	0.007	0.000	0.000	0.007	0.001	0.000	0.005	0.004	0.001	0.000
Ca	0.048	0.140	0.090	0.101	0.076	0.063	0.319	0.620	0.158	0.568	0.536	0.244	0.102	0.001	0.474	0.435
Na	3.836	3.810	3.847	3.819	3.809	3.879	3.557	3.286	3.831	3.263	3.415	3.683	3.771	3.816	3.680	3.612
K	0.025	0.023	0.026	0.021	0.032	0.026	0.045	0.076	0.019	0.090	0.032	0.016	0.025	0.133	0.071	0.090
Ti	0.003	0.006	0.003	0.005	0.001	0.002	0.000	0.008	0.000	0.003	0.000	0.006	0.000	0.003	0.002	0.001
Cr	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007
Ni	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.025	0.011	0.000	0.010	0.000	0.004
ANORTITA	1.2	3.6	2.3	2.6	2.0	1.8	8.3	15.6	3.9	14.6	13.5	6.2	2.7	0.1	11.2	10.5
ALBITA	98.1	95.8	97.1	96.9	97.2	97.6	90.6	82.5	95.6	83.1	85.7	93.4	96.6	96.5	87.1	87.3
ORTOSA	0.6	0.6	0.7	0.5	0.8	0.6	1.1	1.9	0.5	2.3	0.8	0.4	0.7	3.4	1.7	2.2

Tabla C3.- Composición y fórmula unidad de plagioclasas de la unidad G3.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	68.81	67.21	69.22	66.44	68.25	67.25	68.79	68.60
Al2O3	19.40	18.74	19.44	19.12	19.71	18.64	18.87	19.90
FeO	0.03	0.00	0.04	0.07	0.03	0.01	0.08	0.00
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00
CaO	0.31	0.19	0.33	0.41	0.38	0.39	0.42	0.39
Na2O	11.54	11.33	11.20	11.20	11.42	11.14	11.70	11.44
K2O	0.14	0.14	0.10	0.09	0.07	0.07	0.08	0.08
TiO2	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.03	0.11	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09
NiO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
TOTAL	100.31	97.74	100.41	97.37	99.93	97.51	100.01	100.55
Si	11.989	12.014	12.019	11.934	11.935	12.039	12.033	11.925
Al	3.985	3.950	3.979	4.050	4.063	3.934	3.891	4.077
Fe3+	0.004	0.000	0.000	0.011	0.000	0.001	0.012	0.000
Fe2+	0.000	0.000	0.006	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.006	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000
Mg	0.000	0.006	0.008	0.002	0.008	0.004	0.003	0.000
Ca	0.059	0.036	0.061	0.080	0.071	0.074	0.079	0.073
Na	3.900	3.926	3.771	3.902	3.874	3.868	3.968	3.855
K	0.031	0.031	0.023	0.021	0.017	0.017	0.018	0.017
Ti	0.004	0.001	0.002	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000
Cr	0.004	0.015	0.008	0.000	0.000	0.000	0.006	0.012
Ni	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008
ANORTITA	1.5	1.1	1.8	2.0	2.0	2.0	2.0	1.8
ALBITA	97.8	98.2	97.6	97.4	97.6	97.6	97.6	97.7
ORTOSA	0.8	0.8	0.6	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4

Tabla C4.- Composición y fórmula unidad de plagioclasas de la unidad G4.

NUM	1	2	3	4	5
SiO2	68.15	67.12	67.59	68.88	68.04
Al2O3	20.05	20.23	19.91	19.24	19.71
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.05	0.01	0.06
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.52	0.85	0.85	0.31	0.34
Na2O	10.99	11.07	10.85	10.84	11.25
K2O	0.30	0.27	0.15	0.17	0.10
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
TOTAL	100.04	99.54	99.44	99.45	99.53
Si	11.904	11.813	11.885	12.062	11.939
Al	4.129	4.197	4.127	3.972	4.077
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
Mn	0.001	0.000	0.007	0.002	0.009
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.097	0.160	0.160	0.057	0.065
Na	3.721	3.777	3.698	3.681	3.827
K	0.066	0.061	0.034	0.038	0.022
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005
Cr	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
ANORTITA	2.5	4.0	4.1	1.5	1.7
ALBITA	95.8	94.5	95.0	97.5	97.8
ORTOSA	1.7	1.5	0.9	1.0	0.6

Tabla C5.- composición y fórmula unidad de plagioclasas de la unidad G5.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	65.50	69.02	66.73	66.87	68.71	69.21	68.92	67.84	68.72	67.99
Al2O3	20.52	19.24	19.05	19.60	19.09	19.33	19.24	19.53	19.49	21.75
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.06	0.05
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
CaO	1.00	0.27	0.37	0.99	0.28	0.30	0.53	0.41	0.32	0.00
Na2O	10.15	11.58	11.05	11.36	11.63	11.20	11.61	11.07	11.30	10.21
K2O	1.14	0.08	0.10	0.12	0.09	0.07	0.05	0.08	0.10	0.02
TiO2	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
TOTAL	98.34	100.21	97.36	98.94	99.86	100.11	100.44	98.99	100.00	100.04
Si	11.712	12.026	11.969	11.852	12.024	12.048	11.999	11.961	11.995	11.796
Al	4.326	3.953	4.029	4.095	3.937	3.966	3.950	4.059	4.010	4.448
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.005	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.009	0.008
Mn	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.006	0.001	0.000	0.000
Mg	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003
Ca	0.191	0.051	0.071	0.187	0.053	0.056	0.099	0.078	0.059	0.000
Na	3.519	3.913	3.843	3.903	3.947	3.780	3.920	3.783	3.825	3.435
K	0.260	0.017	0.022	0.027	0.019	0.016	0.012	0.019	0.022	0.003
Ti	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Ni	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
ANORTITA	4.9	1.3	1.8	4.6	1.3	1.5	2.5	2.1	1.5	0.1
ALBITA	88.6	98.3	97.6	94.8	98.2	98.1	97.3	97.4	97.9	99.8
ORTOSA	6.5	0.4	0.6	0.7	0.5	0.4	0.3	0.5	0.6	0.1

Tabla C6.- Composición y fórmula unidad de plagioclasas de la unidad G6.

NUM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	64.95	64.99	65.15	65.00	64.86	64.87	64.95	64.76	64.48	63.63	64.48	64.16	63.87	64.92	65.17	65.05	64.71	64.88
Al2O3	18.54	18.28	18.57	18.53	18.47	18.52	18.55	18.47	18.18	18.50	18.18	18.14	17.81	18.20	18.44	18.41	18.54	18.45
FeO	0.12	0.08	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.11	0.18	0.00	0.03
MnO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00
MgO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.06	0.02	0.03	0.08	0.00	0.08	0.04	0.01	0.06	0.00	0.02	0.03	0.02
Na2O	0.75	0.60	0.71	0.72	0.75	0.61	1.00	0.63	2.74	0.93	2.74	0.86	0.84	2.41	0.73	1.11	1.19	0.80
K2O	15.78	16.10	15.75	15.62	15.48	15.80	15.30	15.81	14.50	15.46	12.50	15.21	15.62	13.06	15.41	15.11	15.05	15.83
TiO2	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.24	0.33	0.00	0.06	0.00	0.00	0.22	0.00	0.35
Cr2O3	0.00	0.01	0.03	0.00	0.04	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.11	0.00	0.00	0.03
TOTAL	100.16	100.07	100.30	99.91	99.62	99.99	99.93	99.83	100.33	98.76	98.33	98.46	98.31	98.74	99.97	100.13	99.58	100.42
Si	11.972	12.003	11.980	11.991	11.994	11.971	11.974	11.975	11.882	11.899	11.970	12.005	12.005	12.019	12.008	11.969	11.966	11.938
Al	4.028	3.980	4.026	4.029	4.025	4.029	4.032	4.027	3.950	4.078	3.979	4.001	3.947	3.973	4.006	3.993	4.041	4.002
Fe3+	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.028	0.000	0.005
Fe2+	0.019	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.003	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.004	0.000
Mg	0.000	0.001	0.010	0.000	0.000	0.006	0.000	0.005	0.006	0.000	0.006	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.000	0.001	0.006	0.003	0.000	0.011	0.004	0.006	0.016	0.000	0.016	0.009	0.002	0.011	0.000	0.005	0.005	0.003
Na	0.267	0.213	0.252	0.256	0.267	0.217	0.356	0.225	0.978	0.336	0.985	0.311	0.305	0.863	0.260	0.396	0.428	0.286
K	3.712	3.794	3.696	3.677	3.652	3.719	3.600	3.730	3.410	3.690	2.961	3.632	3.746	3.085	3.623	3.546	3.550	3.716
Ti	0.003	0.001	0.000	0.000	0.002	0.007	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.002	0.000	0.000	0.004	0.002
Cr	0.000	0.002	0.005	0.000	0.005	0.008	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0.001	0.000	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.008	0.000	0.017	0.000	0.000	0.005
ANORTITA	0.0	0.0	0.4	0.1	0.0	0.4	0.1	0.3	0.5	0.0	0.5	0.3	0.1	0.3	0.0	0.1	0.1	0.1
ALBITA	6.7	5.3	6.4	6.5	6.8	5.5	9.0	5.7	22.2	8.3	24.8	7.9	7.5	21.8	6.7	10.0	10.7	7.1
ORTOSA	93.3	94.6	93.2	93.4	93.2	94.1	90.9	94.1	77.3	91.6	74.6	91.9	92.4	77.9	93.3	89.8	89.1	92.8

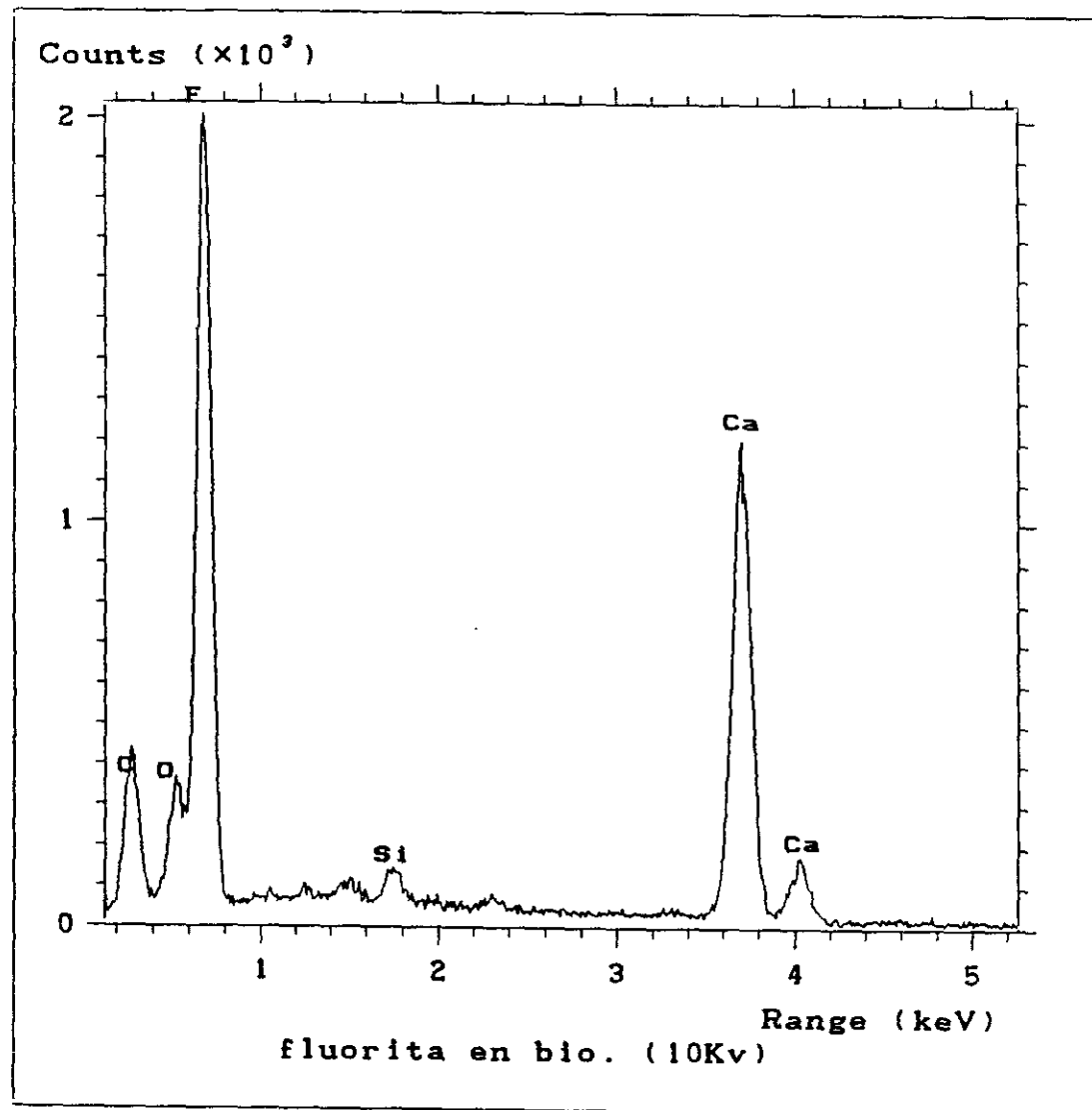
Tabla D1.- Composición y fórmula unidad del feldespato potásico de G2.

NUM	1.00	2.00	3.00	4.00	5.00	6.00	7.00
SiO2	65.96	64.33	64.36	65.06	64.83	65.18	65.42
Al2O3	18.92	18.54	18.50	18.36	18.49	17.60	17.48
FeO	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.09	0.36
MnO	0.01	0.00	0.00	0.06	0.01	0.04	0.02
MgO	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02
Na2O	0.68	0.19	0.58	0.88	0.93	0.06	0.08
K2O	16.09	16.70	15.80	15.53	15.52	16.16	16.12
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00	0.04	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.05
Cr2O3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.07
NiO	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00	0.03	0.13
TOTAL	101.66	99.84	99.31	100.08	99.84	99.38	99.75
Si	11.972	11.943	11.962	11.992	11.975	12.104	12.120
Al	4.048	4.058	4.055	3.990	4.027	3.853	3.818
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.015	0.056
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.000	0.000	0.009	0.001	0.006	0.003
Mg	0.000	0.008	0.010	0.000	0.000	0.003	0.006
Na	0.240	0.068	0.210	0.314	0.333	0.020	0.028
K	3.725	3.956	3.746	3.651	3.658	3.830	3.811
Ti	0.000	0.000	0.001	0.010	0.000	0.005	0.000
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.008	0.000	0.010
Ni	0.000	0.007	0.000	0.007	0.000	0.004	0.019
ANORTITA	0.0	0.2	0.3	0.0	0.0	0.1	0.2
ALBITA	6.0	1.7	5.3	7.9	8.4	0.5	0.7
ORTOSA	94.0	98.1	94.5	92.1	91.6	99.4	99.1

Tabla D2.- Composición y fórmula unidad del feldespato potásico de G3.

NUM	1.00	2.00	3.00
SiO2	64.16	64.81	63.08
Al2O3	17.95	16.98	17.96
FeO	0.04	0.78	0.00
MnO	0.03	0.01	0.00
MgO	0.01	0.03	0.00
CaO	0.00	0.01	0.00
Na2O	0.37	0.45	0.37
K2O	16.15	15.50	16.33
TiO2	0.00	0.01	0.01
Cr2O3	0.00	0.03	0.00
TOTAL	98.71	98.59	97.74
Si	12.021	12.148	11.965
Al	3.965	3.752	4.015
Fe3+	0.006	0.100	0.000
Fe2+	0.000	0.022	0.000
Mn	0.005	0.001	0.000
Mg	0.001	0.009	0.000
Ca	0.001	0.001	0.000
Na	0.136	0.164	0.135
K	3.860	3.706	3.952
Ti	0.000	0.001	0.002
Cr	0.000	0.005	0.000
ANORTITA	0.1	0.2	0.0
ALBITA	3.4	4.2	3.3
ORTOSA	96.6	95.5	96.7

Tabla D3.- Composición y fórmula unidad del feldespato potásico de G4.



Espec. de Fluorita

Tablas A-C.- Análisis semicuantitativo de Sulfuros

Fe ₂ O ₃	7
As ₂ O ₃	40.8
SO	21.18
Co ₂ O ₃	26.59
NiO	4.36

Tabla C.- Cobaltita

Fe ₂ O ₃	6.18	8.2
SiO ₂	14.25	-
Al ₂ O ₃	5.11	-
K ₂ O	2.9	-
SO	28	37.7
ZnO	43.53	54

Tabla B.- Estalierita

F ₂ O ₃	35.23	32.73
SO	18.8	16.99
As ₂ O ₃	45.4	40.55
SiO ₂	0.52	7.79

Tabla A.- Mispiquel

Tabla D.- Óxidos de Titanio

Fe ₂ O ₃	2.3	2.5	1.8
TiO ₂	93.28	92.1	94.53
Nb ₂ O ₅	4.39	5.3	3.2

Análisis semicuantitativo de Óxidos de Titanio.

Tabla E.- Fibrolita

SiO ₂	39	38.56	36	40.14	35.24	34.95
Al ₂ O ₃	59.46	59.67	59.65	58	64.25	64.26
K ₂ O	0.51	0.61	1.2	0.34	-	-
Fe ₂ O ₃	0.39	0.61	2.79	1.13	-	0.39
SO	0.47	0.48	0.32	0.37	-	0.35

Análisis semicuantitativo de Fibrolita de la zona de contacto entre G2 y G3.

ANEXO 2. Tablas de geoquímica

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LA UNIDAD G1

Nº Muestra	6005	6003	6004	6002	2010	6006
SiO2	68.20	68.20	69.20	67.00	68.70	65.10
Al2O3	15.31	15.16	15.01	15.88	15.00	16.70
Fe2O3	0.43	0.74	0.60	0.85	1.10	1.96
FeO	2.94	2.57	2.90	3.35	2.80	2.20
MnO	0.04	0.04	-	0.02	0.03	0.03
MgO	1.16	1.10	1.08	1.23	1.30	1.30
CaO	1.31	1.54	1.10	1.45	0.84	1.40
Na2O	3.00	3.20	3.00	2.90	4.00	3.90
K2O	4.40	4.20	4.50	4.80	4.40	3.90
TiO2	0.60	0.54	0.56	0.69	0.79	0.74
P2O5	0.40	0.40	0.34	0.27	0.33	0.38
H2O+	1.38	1.24	1.24	1.34	1.25	1.80
CO2	-	-	-	-	0.11	0.05
TOTAL	99.53	99.11	99.87	100.01	100.65	99.41
CooX	705200	704000	708800	710825	706650	705550
CooY	4458200	4452700	4456550	4454100	4456050	4456730

ELEMENTOS TRAZA

Ba	510	511	429	805	545	670
Ce	83	87	82	89	78	80
Cr	98	110	118	155	93	150
La	37	38	36	41	47	51
Sr	119	134	117	164	115	145
Y	25	26	27	28	23	18
Zr	216	224	216	246	236	227
Rb	220	211	219	189	230	247
Li	-	-	-	-	90	98
F	-	-	-	-	969	1377
Ni	16	16	18	20	10	25
U	7.66	8.54	7.84	4.58	8.6	9.2
Th	16.3	16.8	15.8	16.7	18	18

NORMA C.I.P.W

Q	28.62	28.20	29.73	25.60	24.73	23.19
Or	26.00	24.82	26.59	28.36	26.00	23.05
Ab	25.38	27.07	25.38	24.54	33.84	33.00
An	3.89	5.03	3.24	5.43	1.32	4.15
Fe-Hy	4.13	3.29	3.92	4.35	2.98	1.25
Mg-Hy	2.89	2.74	2.69	3.06	3.24	3.24
Mt	0.62	1.07	0.87	1.23	1.59	2.84
Ilm	1.14	1.03	1.06	1.31	1.50	1.41
Ap	0.93	0.93	0.79	0.63	0.76	0.88
C	4.19	3.51	4.02	3.93	3.18	4.55
Cc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.11

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LA UNIDAD G2

Nº MUESTRA	209	211	233	234	241	242	243	247
SiO2	74.40	73.80	73.70	71.30	73.50	73.50	71.90	72.10
Al2O3	14.00	14.50	14.20	14.40	13.52	14.44	14.30	14.20
Fe2O3	0.41	1.01	0.36	0.47	0.40	0.22	0.86	0.41
FeO	1.70	1.52	1.66	1.92	2.60	2.18	1.48	1.70
MnO	0.04	0.02	0.05	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02
MgO	0.53	0.62	0.63	0.64	0.79	0.64	0.66	0.65
CaO	0.67	0.73	0.91	0.96	0.77	0.76	0.91	0.60
Na2O	3.20	3.40	2.90	2.90	2.90	3.20	3.40	2.80
K2O	4.10	4.50	5.00	4.90	3.70	4.40	4.50	4.50
TiO2	0.31	0.40	0.35	0.40	0.41	0.37	0.39	0.33
P2O5	0.33	0.34	0.37	0.40	0.28	0.28	0.28	0.36
H2O+	0.66	0.86	0.60	0.76	0.89	0.63	0.54	1.29
CO2	0.04	0.04	0.03	0.03	-	0.02	0.03	0.03
TOTAL	100.37	101.74	100.76	99.13	99.81	100.64	99.27	98.99
CooX	693330	693400	686000	686380	687875	689180	688450	690900
CooY	4477350	4477530	4474250	4472450	4466100	4466450	4469250	4469500

ELEMENTOS TRAZA

Ba	130	225	295	275	255	410	285	260
Ce	33	34	23	-	43	33	35	63
Cr	160	180	120	135	142	150	120	190
La	16	22	21	25	26	29	25	29
Sr	38	58	105	89	80	92	75	77
Y	10	11	12	16	14	13	11	11
Zr	59	127	83	73	103	135	135	134
Rb	356	367	330	363	278	309	280	305
Li	105	180	85	90	-	140	87	180
F	592	888	720	668	-	-	754	-
Ni	7	10	7	11	21	11	12	20
U	8.20	19	7.12	18.14	7.5	4.2	7.2	19
Th	9.13	13	8.5	10.45	12	8.3	13	10.7

NORMA C.I.P.W

q	34.70	35.14	38.26	31.42	31.85	35.13	33.18	36.26
Or	26.00	27.30	23.64	28.95	26.00	27.77	27.18	25.41
Ab	25.38	24.87	24.54	27.92	25.38	24.54	25.38	23.69
An	1.99	1.97	0.87	1.01	2.54	2.17	2.47	1.91
Fe-Hy	3.01	2.59	2.28	1.20	2.98	3.08	3.03	3.17
Mg-Hy	1.79	1.12	1.42	1.74	2.02	1.79	1.69	1.54
Mt	0.42	0.70	1.03	1.35	1.23	0.28	0.86	0.16
Ilm	0.76	0.46	0.59	0.76	0.84	0.78	0.66	0.70
Ap	0.81	0.67	0.83	0.76	0.79	0.76	0.67	0.79
C	3.88	3.56	4.99	4.00	4.42	4.25	3.60	5.04
Cc	0.07	0.00	0.00	0.09	0.00	0.07	0.00	0.07

G2 cont.

Nº MUESTRA	254	255	256	259	261	265	284	285
SiO2	72.30	72.63	72.70	71.40	69.80	73.40	71.70	72.20
Al2O3	14.30	14.12	14.41	15.10	15.05	14.90	14.42	15.00
Fe2O3	0.29	0.48	0.71	0.93	0.85	0.19	0.59	0.11
FeO	2.08	1.81	1.81	1.41	2.36	2.08	2.21	2.06
MnO	0.05	0.03	0.03	0.02	0.04	0.05	0.02	0.05
MgO	0.72	0.45	0.57	0.70	0.81	0.72	0.68	0.62
CaO	0.90	0.78	0.65	0.69	0.96	0.91	0.88	0.87
Na2O	3.00	2.94	2.90	3.30	3.00	2.90	3.00	2.80
K2O	4.40	4.62	4.00	4.90	4.40	4.70	4.60	4.30
TiO2	0.40	0.24	0.31	0.40	0.44	0.41	0.35	0.37
P2O5	0.35	0.29	0.36	0.33	0.34	0.33	0.29	0.34
H2O+	0.60	0.85	1.32	0.88	1.05	0.69	0.80	0.66
CO2	0.03	-	-	0.04	-	0.03	-	0.03
TOTAL	99.42	99.24	99.76	100.10	99.1	101.31	99.53	99.41
CooX	694775	695650	693450	696480	692950	687075	694575	693940
CooY	4473740	4472430	4471530	4469950	4467980	4468250	4474300	4466250

ELEMENTOS TRAZA

Ba	290	230	221	310	322	345	381	265
Ce	67	37	39	39	60	71	52	62
Cr	125	49	311	110	168	125	232	135
La	23	10	16	26	29	26	23	20
Sr	68	76	65	71	83	84	86	63
Y	11	21	21	12	14	12	11	11
Zr	74	123	121	137	156	76	133	72
Rb	324	307	292	306	205	288	266	285
Lj	100	-	-	115	-	70	-	74
F	864	-	-	706	-	560	-	528
Ni	12	24	48	9	27	32	32	9
U	8.39	7	11	8.7	11.64	11	11.68	4.4
Th	11.33	11	15	12	13.59	9.5	12.44	10.7

NORMA C.I.P.W

Q	34.70	35.14	38.26	31.42	31.85	35.13	33.18	36.26
Or	26.00	27.30	23.64	28.95	26.00	27.77	27.18	25.41
Ab	25.38	24.87	24.54	27.92	25.38	24.54	25.38	23.69
An	1.99	1.97	0.87	1.01	2.54	2.17	2.47	1.91
Fe-Hy	3.01	2.59	2.28	1.20	2.98	3.08	3.03	3.17
Mg-Hy	1.79	1.12	1.42	1.74	2.02	1.79	1.69	1.54
Mt	0.42	0.70	1.03	1.35	1.23	0.28	0.86	0.16
Ilm	0.76	0.46	0.59	0.76	0.84	0.78	0.66	0.70
Ap	0.81	0.67	0.83	0.76	0.79	0.76	0.67	0.79
C	3.88	3.56	4.99	4.00	4.42	4.25	3.60	5.04
Cc	0.07	0.00	0.00	0.09	0.00	0.07	0.00	0.07

G2 cont.

Nº MUESTRA	286	287	290	291	295	1000	1001
SiO2	70.80	73.00	73.60	72.10	71.40	72.20	73.50
Al2O3	15.10	14.00	13.30	14.90	14.60	14.60	14.10
Fe2O3	1.02	0.38	0.81	0.52	0.46	0.32	0.17
FeO	1.96	2.00	1.88	1.78	1.66	2.14	2.01
MnO	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02
MgO	0.97	0.45	0.81	0.62	0.57	0.69	0.63
CaO	1.00	0.88	0.73	0.83	0.97	0.94	0.88
Na2O	3.40	2.40	2.60	2.90	3.30	3.10	2.70
K2O	4.50	5.00	3.50	4.30	5.10	4.30	4.40
TiO2	0.53	0.31	0.42	0.39	0.37	0.35	0.31
P2O5	0.40	0.26	0.32	0.35	0.28	0.26	0.25
H2O+	0.67	0.57	0.84	0.75	0.53	0.96	1.20
CO2	-	0.03	0.03	0.03	0.04	-	-
TOTAL	100.37	99.29	99.89	99.52	99.30	99.88	100.17
CooX	693330	691460	699900	701675	697300	694750	693750
CooY	4462600	4464520	4466560	4461620	4461000	4474670	4474230

ELEMENTOS TRAZA

Ba	315	390	200	310	270	235	360
Ce	44	24	64	62	38	-	-
Cr	110	110	115	115	135	165	245
La	33	29	23	22	30	16	17
Sr	83	110	51	63	94	69	81
Y	16	11	12	10	14	12	10
Zr	165	137	83	67	123	140	131
Rb	341	271	353	340	277	327	302
Li	175	85	11	96	90	235	195
F	1230	-	990	732	772	-	-
Ni	20	14	11	14	13	79	68
U	15	5	15.58	10.17	3.5	13	9
Th	14	11.86	15.3	8.6	15	13.6	11.9

NORMA C.I.P.W

Q	30.47	36.85	42.30	36.10	29.70	33.98	37.43
Or	26.59	29.55	20.68	25.41	30.14	25.41	26.00
Ab	28.77	20.31	22.00	24.54	27.92	26.23	22.84
An	2.35	2.48	1.34	1.64	2.73	2.96	2.73
Fe-Hy	1.92	2.88	2.18	2.29	2.09	3.12	3.08
Mg-Hy	2.42	1.12	2.02	1.54	1.42	1.72	1.57
Mt	1.48	0.55	1.17	0.75	0.67	0.46	0.25
Ilm	1.01	0.59	0.80	0.74	0.70	0.66	0.59
Ap	0.93	0.60	0.74	0.81	0.65	0.60	0.58
C	3.78	3.73	4.74	4.88	2.65	3.76	3.90
Cc	0.00	0.07	0.07	0.07	0.09	0.00	0.00

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LA UNIDAD G3

Nº MUESTRA	221	223	225	226	230	240	246
SiO2	72.90	73.30	74.50	73.80	72.60	73.70	74.30
Al2O3	14.61	14.60	14.63	13.92	13.80	14.30	14.34
Fe2O3	0.29	0.1	0.48	0.1	0.46	0.39	0.33
FeO	1.09	1.73	1.26	1.75	0.94	1.13	1.23
MnO	-	0.04	-	0.02	0.04	0.02	0.02
MgO	0.26	0.36	0.32	0.30	0.29	0.32	0.31
CaO	0.52	0.64	0.50	0.56	0.51	0.51	0.54
Na2O	3.30	3.20	3.10	3.30	3.20	3.20	3.20
K2O	5.10	4.90	5.10	4.20	4.80	4.20	4.10
TiO2	0.16	0.21	0.20	0.18	0.19	0.16	0.01
P2O5	0.32	0.37	0.34	0.29	0.37	0.33	0.32
H2O+	1.14	0.79	1.20	0.97	0.83	1.16	1.18
CO2	-	0.03	-	-	0.02	-	-
TOTAL	99.70	100.27	99.63	99.39	98.05	99.41	99.88
CooX	691000	688450	687300	687225	687920	688650	690850
CooY	4475000	4475250	4475380	4474800	4474090	4472230	4470700

ELEMENTOS TRAZA

Ba	188	180	193	166	150	191	161
Ce	27	31	34	27	14	31	24
Cr	132	150	192	145	190	149	200
La	12	11	15	13	7	14	14
Sr	56	43	57	56	44	67	64
Y	11	6	11	16	6	21	21
Zr	53	60	74	53	55	86	78
Rb	388	395	259	370	357	343	371
Li	-	93	-	-	64	-	-
F	-	466	-	-	646	-	-
Ni	9	-	15	25	-	27	54
U	4.17	4.15	12.01	6.5	21	7	9
Th	6.38	5.53	14.14	8	5.4	9	6

NORMA C.I.P.W.

q	32.90	33.86	35.64	36.39	34.68	37.68	38.36
Or	30.14	28.95	30.14	24.82	28.36	24.82	24.23
Ab	27.92	27.07	26.23	27.92	27.07	27.07	27.07
An	0.49	0.57	0.26	0.88	0.00	0.37	0.59
Fe-Hy	1.52	2.82	1.59	2.87	1.11	1.53	2.01
Mg-Hy	0.65	0.90	0.80	0.75	0.72	0.80	0.77
Mt	0.42	0.14	0.70	0.14	0.67	0.57	0.48
Ilm	0.30	0.40	0.38	0.34	0.36	0.30	0.02
Ap	0.74	0.86	0.79	0.67	0.86	0.76	0.74
C	3.48	3.83	3.92	3.62	3.34	4.35	4.42
Cc	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00

G3 cont.

N# MUESTRA	248	249	298	57	63	12	62
SiO2	74.50	74.10	73.60	72.82	72.90	72.50	73.30
Al2O3	14.61	14.30	14.10	13.60	13.80	14.75	14.20
Fe2O3	0.28	0.35	0.39	0.58	0.24	0.36	0.16
FeO	1.18	1.58	1.18	1.37	1.68	1.29	1.80
MnO	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.29	0.45	0.33	0.44	0.33	0.33	0.33
CaO	0.48	0.66	0.49	0.60	0.64	0.56	0.52
Na2O	3.20	3.40	3.20	2.66	2.50	2.69	2.20
K2O	4.10	4.60	4.40	5.00	5.40	5.00	5.90
TiO2	0.14	0.22	0.23	0.29	0.29	0.21	0.20
P2O5	0.30	0.32	0.40	0.39	0.35	0.34	0.40
H2O+	1.20	0.99	1.01	1.67	1.15	1.28	1.33
CO2	-	-	0.04	-	-	-	-
TOTAL	100.30	100.96	99.41	99.44	99.30	99.33	100.36
CooX	691250	688875	687585	686125	689000	689750	691000
CooY	4469830	4470630	4472610	4475400	4474500	4474000	4474000

ELEMENTOS TRAZA

Ba	174	231	165	245	245	190	210
Ce	24	41	45	31	14	-	-
Cr	170	262	175	165	495	130	155
La	10	19	9	15	13	14	5
Sr	65	80	48	57	58	45	52
Y	20	21	5	8	8	11	7
Zr	79	114	71	132	114	134	11
Rb	365	325	418	411	411	470	457
Li	-	-	94	-	-	67	240
F	-	-	556	-	-	-	-
Ni	26	32	4	56	375	33	36
U	6.7	6	3.9	12.6	19.5	16.1	6.8
Th	11	6	6.67	18.7	12.6	20.4	13.9

NORMA C.I.P.W

Q	38.79	34.49	36.95	36.64	35.70	36.18	36.12
Or	24.23	27.18	26.00	29.55	31.91	29.55	34.86
Ab	27.07	28.77	27.07	22.50	21.15	22.76	18.61
An	0.42	1.18	0.00	0.43	0.89	0.56	0.00
Fe-Hy	1.74	2.29	1.54	1.59	2.45	1.76	2.88
Mg-Hy	0.72	1.12	0.82	1.10	0.82	0.82	0.82
Mt	0.41	0.51	0.57	0.84	0.35	0.52	0.23
Ilm	0.27	0.42	0.44	0.55	0.55	0.40	0.38
Ap	0.70	0.74	0.93	0.90	0.81	0.79	0.93
C	4.76	3.30	4.08	3.66	3.52	4.71	4.20
Cc	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LA UNIDAD G4

Nº MUESTRA	251	252	253	270	271	274	275
SiO2	72.80	71.90	73.80	72.30	73.30	72.90	73.30
Al2O3	14.57	14.40	14.60	14.90	14.41	14.70	14.00
Fe2O3	0.62	0.40	0.23	0.60	0.59	0.36	0.33
FeO	0.94	0.90	0.87	0.72	0.89	1.14	0.96
MnO	0.02	0.04	0.04	0.04	-	0.02	0.04
MgO	0.28	0.30	0.23	0.29	0.24	0.23	0.27
CaO	0.59	0.50	0.48	0.61	0.52	0.58	0.48
Na2O	3.40	3.30	3.50	3.40	3.50	3.40	3.30
K2O	4.90	4.70	4.40	4.80	4.60	4.50	4.50
TiO2	0.15	0.16	0.13	0.17	0.12	0.13	0.15
P2O5	0.40	0.45	0.45	0.47	0.34	0.42	0.38
H2O+	1.14	1.14	0.83	0.92	1.16	1.00	0.69
CO2	-	0.04	0.04	0.02	-	-	0.03
TOTAL	99.81	98.23	99.60	99.24	99.70	99.38	98.43
CooX	684300	682325	683250	688625	687825	687225	686225
CooY	4475880	4476220	4478500	4478890	4478330	4480190	4479950

ELEMENTOS TRAZA

Ba	209	185	120	185	171	131	145
Ce	18	15	39	46	18	16	39
Cr	176	135	165	115	171	209	130
La	9	9	5	8	8	13	8
Sr	54	48	34	43	49	47	42
Y	7	7	4	7	6	20	4
Zr	47	60	52	68	47	70	56
Rb	309	356	448	373	338	350	393
Li	-	90	90	100	-	-	100
F	-	452	528	408	-	-	580
Ni	20	12	13	7	17	59	4
U	12.63	15	5	4.2	2.35	6	2.6
Th	4.7	2	2.6	3.2	4.4	2	2.3

NORMA C.I.P.W

Q	33.26	33.75	35.68	33.44	34.39	34.76	35.88
Or	28.95	27.77	26.00	28.36	27.18	26.59	26.59
Ab	28.77	27.92	29.61	28.77	29.61	28.77	27.92
An	0.31	0.00	0.00	0.00	0.36	0.13	0.00
Fe-Hy	1.00	1.13	1.27	0.62	0.95	1.62	1.32
Mg-Hy	0.70	0.75	0.57	0.72	0.60	0.57	0.67
Mt	0.90	0.58	0.33	0.87	0.86	0.52	0.48
Ilm	0.28	0.30	0.25	0.32	0.23	0.25	0.28
Ap	0.93	1.04	1.04	1.09	0.79	0.97	0.88
C	3.56	3.89	4.08	4.11	3.54	4.19	3.70
Cc	0.00	0.09	0.09	0.05	0.00	0.00	0.07

G4 cont.

NºMUESTRA	276	277	281	264	268	68
SiO2	74.80	72.90	71.60	74.10	73.00	73.80
Al2O3	13.70	14.70	14.50	14.90	14.80	14.50
Fe2O3	0.69	0.36	0.69	0.46	0.39	0.23
FeO	0.82	1.13	0.82	0.90	1.18	1.17
MnO	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
MgO	0.22	0.27	0.30	0.23	0.34	0.28
CaO	0.62	0.59	0.58	0.63	0.49	0.59
Na2O	3.50	3.50	4.00	3.60	2.90	3.70
K2O	4.10	4.40	4.90	4.40	4.80	4.10
TiO2	0.15	0.02	0.17	0.13	0.18	0.14
P2O5	0.52	0.39	0.58	0.46	0.48	0.39
H2O+	0.85	1.05	1.20	1.13	1.03	0.75
CO2	0.05	-	0.04	-	0.05	-
TOTAL	100.06	99.32	99.40	100.96	99.68	99.67
CooX	685830	684000	685625	686050	687875	684350
CooY	4480550	4480100	4478430	4476090	4477190	4477450

ELEMENTOS TRAZA

Ba	130	182	200	146	185	175
Ce	38	20	14	12	43	-
Cr	285	201	255	16	255	250
La	8	7	12	7	8	4
Sr	47	62	49	57	41	46
Y	6	20	9	20	6	6
Zr	59	92	74	64	66	73
Rb	468	340	444	421	371	391
Li	145	-	180	-	100	245
F	772	-	1014	-	804	-
Ni	8	55	7	27	9	6
U	8.89	8	5.3	1	3.98	3
Th	1.5	4	3.7	3.5	3.8	5.6

NORMA C.I.P.W

Q	38.07	34.32	28.82	35.43	36.51	35.20
Or	24.23	26.00	28.95	26.00	28.36	24.23
Ab	29.61	29.61	33.84	30.46	24.54	31.30
An	0.00	0.38	0.00	0.12	0.00	0.38
Fe-Hy	0.76	1.78	0.69	1.10	1.62	1.76
Mg-Hy	0.55	0.67	0.75	0.57	0.85	0.70
Mt	1.00	0.52	1.00	0.67	0.57	0.33
Ilm	0.28	0.04	0.32	0.25	0.34	0.27
Ap	1.20	0.90	1.34	1.07	1.11	0.90
C	3.51	4.04	2.62	4.17	4.84	3.84
Cc	0.11	0.00	0.09	0.00	0.11	0.00

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LA UNIDAD G5

N° MUESTRA	3302	3306	294	3303	3304	3305
SiO2	70.20	70.40	70.50	67.10	69.70	68.70
Al2O3	15.28	15.50	15.10	16.70	17.30	17.00
Fe2O3	0.47	0.76	0.70	0.69	0.67	0.82
FeO	1.04	1.14	1.44	1.00	1.20	0.97
MnO	-	-	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.40	0.44	0.56	0.44	0.50	0.42
CaO	0.19	0.10	0.29	0.45	0.19	0.23
Na2O	2.50	2.50	3.00	4.40	3.60	4.30
K2O	5.30	5.20	4.90	5.80	5.20	4.80
TiO2	0.20	0.30	0.35	0.27	0.31	0.33
P2O5	0.46	0.40	0.42	0.50	0.47	0.46
H2O+	2.98	2.98	2.23	2.21	2.85	2.91
CO2	-	-	0.06	0.11	0.15	0.26
TOTAL	99.17	99.82	99.57	99.69	99.31	101.22
CooX	696750	697250	696690	698400	697500	697450
CooY	4466530	4465540	4465880	4467000	4466700	4465120

ELEMENTOS TRAZA

	250	252	230	255	300	215
Ba	250	252	230	255	300	215
Ce	32	37	26	5	5	5
Cr	80	54	155	56	53	63
La	15	17	15	15	19	13
Sr	59	58	42	55	60	35
Y	5	7	7	3	3	3
Zr	100	106	114	107	120	117
Rb	293	299	319	353	324	357
Li	-	-	135	51	110	90
F	-	-	534	539	591	1051
Ni	5	9	14	5	4	4
U	10.3	7.83	13	11	11	12
Th	6.06	6.89	11	2	2.9	4

NORMA C.I.P.W

	34.23	34.86	32.77	18.26	27.58	24.42
Q	34.23	34.86	32.77	18.26	27.58	24.42
Or	31.32	30.73	28.95	34.27	30.73	28.36
Ab	21.15	21.15	25.38	37.23	30.46	36.38
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe-Hy	1.19	0.97	1.53	0.86	1.18	0.60
Mg-Hy	1.00	1.10	1.39	1.10	1.25	1.05
Mt	0.68	1.10	1.01	1.00	0.97	1.19
Ilm	0.38	0.57	0.66	0.51	0.59	0.63
Ap	1.07	0.93	0.97	1.16	1.09	1.07
C	5.43	5.76	4.86	3.19	5.75	4.73
Cc	0.00	0.00	0.14	0.25	0.34	0.59

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LA UNIDAD G6

NºMUESTRA	2014	2012	2011	2013	2015	2016
SiO ₂	69.30	71.60	69.60	70.40	70.30	71.00
Al ₂ O ₃	15.48	15.21	15.70	15.60	15.60	15.20
Fe ₂ O ₃	0.44	0.27	0.87	0.89	0.69	0.65
FeO	1.20	1.23	1.10	1.00	0.64	0.67
MnO	-	-	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.48	0.38	0.46	0.37	0.16	0.20
CaO	0.19	0.20	0.45	0.48	0.41	0.44
Na ₂ O	3.42	2.40	3.70	3.50	4.40	5.00
K ₂ O	5.10	5.80	4.60	3.90	4.50	3.90
SiO ₂	0.26	0.25	0.36	0.30	0.22	0.20
P ₂ O ₅	0.38	0.34	0.47	0.54	0.51	0.46
H ₂ O+	3.07	2.08	1.95	1.59	1.89	2.06
CO ₂	-	-	0.13	0.10	0.22	0.14
TOTAL	99.32	99.75	99.40	98.60	99.56	99.94
CooX	703270	703900	702800	703590	703550	704200
CooY	4461280	4461450	4460950	4461050	4459250	4460650

ELEMENTOS TRAZA

Ba	281	315	260	175	135	150
Ce	52	56	-	-	-	-
Cr	27	34	26	52	38	54
La	22	26	22	16	10	13
Sr	68	71	53	37	34	40
Y	6	6	5	5	5	5
Zr	126	131	122	105	92	94
Rb	380	391	395	464	452	417
Li	-	-	100	170	93	90
F	-	-	1185	2137	1397	1317
Ni	4	5	4	4	4	4
U	7.3	8.45	13	10	19	20
Th	15.7	12.1	10	7.3	6.3	6.3

NORMA C.I.P.W

Q	28.53	34.14	29.45	34.27	27.12	26.51
Or	30.14	34.27	27.18	23.05	26.59	23.05
Ab	28.93	20.31	31.30	29.61	37.23	42.30
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe-Hy	1.41	1.62	0.74	0.64	0.28	0.40
Mg-Hy	1.20	0.95	1.15	0.92	0.40	0.50
Mt	0.64	0.39	1.26	1.29	1.00	0.94
Ilm	0.49	0.47	0.68	0.57	0.42	0.38
Ap	0.88	0.79	1.09	1.25	1.18	1.07
C	4.34	4.99	4.64	5.62	3.49	2.76
Cc	0.00	0.00	0.30	0.23	0.50	0.32























ANÁLISIS QUÍMICO DE TR DE LAS UNIDADES DEL PRIMER COMPLEJO SIN NORMALIZAR

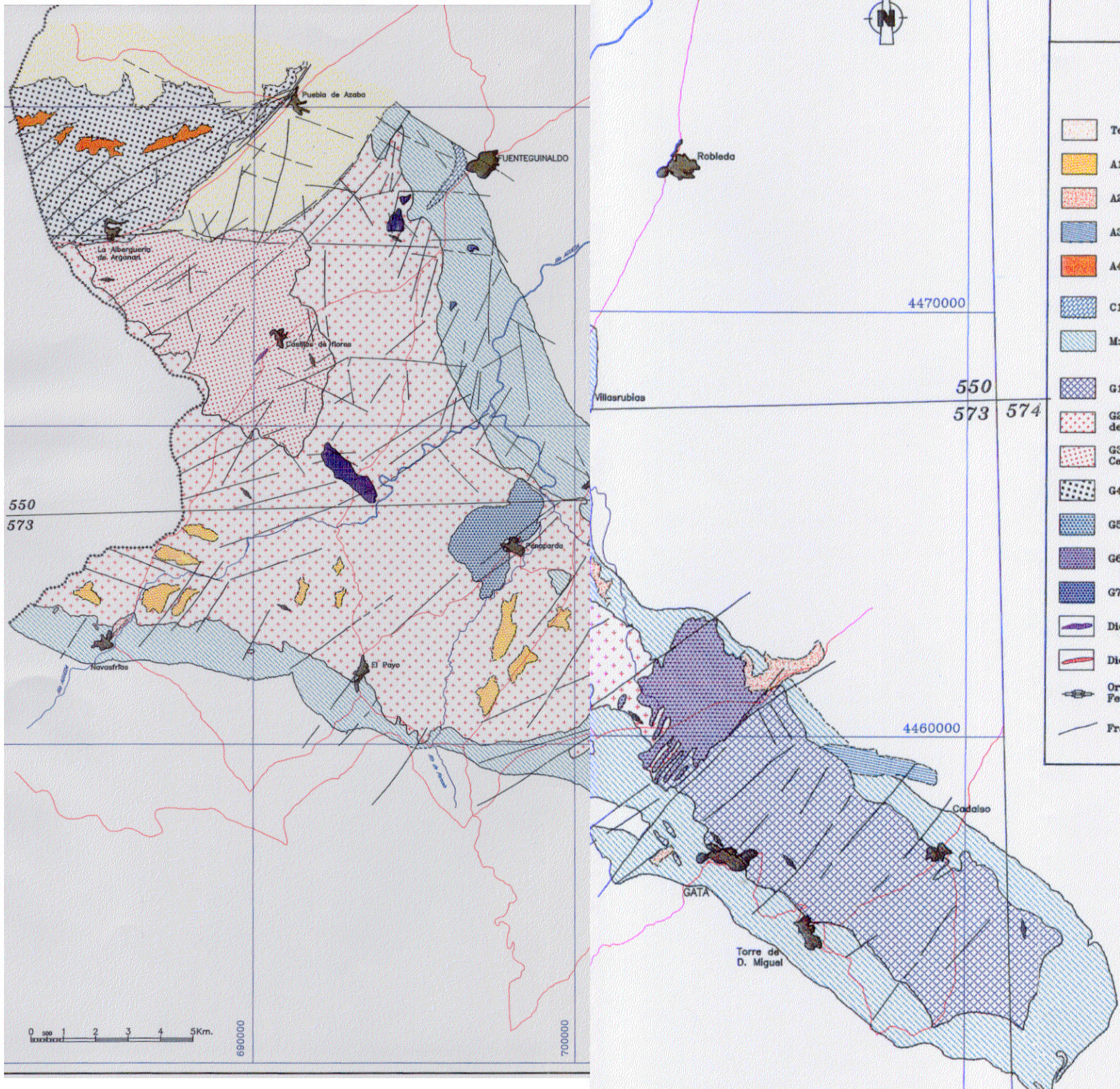
Nº MUESTRA	6002	6003	6004	6005	261	284	221	225	251	271
UNIDAD	G1	G1	G1	G1	G2	G2	G3	G3	G4	G4
La	41.42	38.77	36.03	37.7	28.99	25.52	12.59	15.35	9.29	8.25
Ce	89.35	87.00	82.11	83.47	60.19	54.22	27.42	34.14	18.64	18.77
Nd	42.73	39.52	37.96	40.49	30.57	26.60	13.14	15.69	9.66	8.59
Sm	9.03	8.39	8.09	8.55	7.57	6.13	3.62	3.82	2.72	2.46
Eu	1.51	1.18	1.1	1.15	0.98	0.89	0.46	0.42	0.41	0.34
Gd	6.44	6.39	6.05	6.38	6.36	4.96	3.22	3.17	3.09	2.44
Dy	5.41	5.08	5.14	5.15	4.44	3.5	2.37	2.19	2.2	1.18
Er	2.58	2.35	2.73	2.32	3.08	2.0	1.24	1.17	1.24	1.07
Yb	2.46	2.35	2.34	2.13	1.81	1.11	0.69	0.65	0.49	0.54
Lu	0.37	0.32	0.33	0.33	0.34	0.18	0.11	0.09	0.09	0.09
TOTAL	201.3	191.35	181.88	187.67	144.33	146.89	64.86	76.69	47.83	44.36

ANÁLISIS QUÍMICO DE TR DE LAS UNIDADES DEL SEGUNDO COMPLEJO SIN NORMALIZAR

Nº MUESTRA	3302	3306	2012	2014	258
UNIDAD	G5	G5	G6	G6	G7A
La	15.39	17.27	26.44	22.98	23.85
Ce	32.62	37.25	56.75	52.53	52.23
Nd	15.19	17.69	26.33	25.16	25.29
Sm	3.42	4.31	5.98	5.73	7.02
Eu	0.45	0.58	0.57	0.59	0.72
Gd	2.7	3.39	4.5	3.75	6.0
Dy	1.45	2.19	2.1	1.86	2.95
Er	0.41	3.50	0.51	0.57	1.73
Yb	0.41	0.54	0.43	0.45	0.59
Lu	0.06	0.07	0.07	0.06	0.12
TOTAL	72.11	83.9	123.65	113.68	120.5

LEYENDA

-  Terciario y Cuaternario indiferenciado
-  A1: Arenas y arcillas
-  A2: Cantos angulosos, arenas y arcillas
-  A3: Pizarras y grauvacas
-  A4: Arcosas y arenas feldespáticas (Lehm)
-  C1: Calcarenitas
-  M: Aureola de metamorfismo de contacto
-  G1: Granito biotítico y porfídico de Gata
-  G2: Granito biotítico y porfídico de grano grueso de Payo.
-  G3: Granito Gr. Medio a Grueso de 2 micas de Casillas de Flores
-  G4: Granito gr. Medio y moscovítico de Albergueria
-  G5: Granito biotítico gr. fino de Peñaparda
-  G6: Granito moscovítico gr. fino de La Ermita
-  G7: Microgranitos
-  Diques básicos
-  Diques de cuarzo
-  Orientación de Fenocristales
-  Fracturas
-  Límite de Metamorfismo de Contacto
-  Contacto discordante
-  Contacto Intrusivo
-  Contacto Transicional



FACULTAD DE...
BIBLIOTECA