

MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS

PROYECTO: Estudio geológico aplicado a la investigación de recursos minerales y materias primas en las comarcas de El Bierzo, La Cabrera, Sanabria y Valdeorras.

AUTOR: Gloria Gallastegui Suárez

1. MINERALOGÍA DE LOS GRANITOIDES VARISCOS

1.1. Introducción

Para la caracterización mineralógica se han analizado por microsonda electrónica las fases minerales esenciales y algunos accesorios en un total de 27 muestras representativas de las diferentes tipologías graníticas.

Los análisis se han realizado en los Laboratorios de Geología y Geoquímica de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo en una microsonda electrónica de barrido CAMEBAX de CAMECA. Las condiciones de análisis han sido:

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

Los patrones estándar utilizados, suministrados por el BRGM, han sido:

<i>Patrón</i>	<i>Elemento</i>	<i>Patrón</i>	<i>Elemento</i>
Albita	Na, Si	Andradita	Fe
Wollastonita	Ca, Si	MnTiO ₃	Ti y Mn
NiO	Ni	MgO	Mg
Al ₂ O ₃	Al	Ortosa	K
Cr ₂ O ₃	Cr	Fe ₂ O ₃	Fe

Los resultados obtenidos fueron sometidos posteriormente al programa de corrección ZAF incorporado en el propio *software* de la microsonda electrónica. Dichos resultados se presentan individualizados por muestras en las Tablas 1 a 31 en el apéndice 1 al final de la memoria.

No se han realizado análisis en los plutones de, Ponferrada y Campo del Agua, pertenecientes al conjunto de Granitoides tardíos epizonales, ya que existen un gran número de análisis previos de la Tesis Doctoral de Javier Fernández Suárez (1994), realizados en el marco del Proyecto PB86/158 (FICYT) del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo: “*El domo térmico Boal-Los Ancares, importancia petrogenética y metalogenética*”. La utilización de dichos análisis en la caracterización mineralógica realizada en este Proyecto ha contado con el permiso previo del autor, a quien queremos dejar constancia de nuestro agradecimiento.

La relación de láminas y las fases minerales analizadas en cada una de las mismas se incluyen en la siguiente tabla:

		Anf.	Biot.	Mosc.	Ftos.	Grt.	Opc.	Epid.	Esf.	Clor.
Rocas Básicas-Intermedias										
266-190	Ribadelago	X	X		X		X			X
267-46	Ribadelago	X	X		X		X		X	
267-30	Ribadelago		X		X		X			X
267-26	Ribadelago		X		X			X		X
266-220	Ribadelago		X	X	X		X			X
267-50	Ribadelago		X	X	X		X			
Monzogranitos de megacristales										
267-35	Quintana		X	X	X					
304-34	Manzalvos-Castromil		X	X	X					
304-43	Manzalvos-Castromil (Enclave)	X	X		X		X			
304-32A	Manzalvos-Castromil (Enclave)		X	X	X					
304-65	Manzalvos-Castromil (Enclave)		X		X			X	X	X
304-85	Manzalvos-Castromil (Enclave)	X	X		X				X	
Granitos de dos micas deformados										
266-11	Gudiña		X	X	X					X
266-21	Gudiña		X	X	X					
228-82	El Bao-Bembibre		X	X	X					X
267-20	Hermisende-Padornelo		X	X	X	X				X
267-8	Hermisende-Padornelo (Enclave)		X	X	X		X			
228-85	Penouta		X	X	X					
Granitos de dos micas más tardíos										
266-127	La Canda		X	X	X					
304-76	Castelo		X	X	X					X
266-213	Quintela			X	X	X				X
Granitos dos micas tardíos										
304-61	Ladiaro		X	X	X					X
266-179	Pradorramisquedo		X	X	X					X
IG.GS-02	La Rua		X	X	X	X				
Granodioritas-monzogranitos tardíos										
228-3	Veiga del Bollo		X	X	X					X
228-12	Veiga del Bollo		X		X	X				X
228-59	Seoane		X	X	X		X			X

Tabla I: Relación de muestras y fases minerales analizadas por microsonda electrónica en cada una de las mismas.

1. 2. Anfíbol

Sólo está presente en cuatro de las muestras analizadas, dos de ellas correspondientes al Conjunto de rocas básicas-intermedias de Ribadelago, cuyos términos más básicos son rocas de tipo vaugnerítico, y dos a enclaves relacionados con los monzogranitos de megacrístales precoces de Manzalvos-Castromil.

En ambos casos los anfíboles se encuentran como: 1- cristales de hábito prismático y 2- agregados policristalinos (clots) frecuentemente asociados con esfena estictolítica; ambos tipos de anfíboles pueden estar intercrecidos con biotita. Los anfíboles prismáticos se caracterizan por presentar núcleos de color verde y bordes incoloros o verde pálido, mientras que en los clots es a la inversa, presentando núcleos incoloros o verde pálido y bordes de color verde más intenso.

Según los resultados analíticos los anfíboles analizados son de tipo cálcico, por lo que las fórmulas estructurales se han calculado considerando un total de 23 oxígenos y recalculados a 13 cationes excluyendo Ca, K y Na. En base a las fórmulas estructurales los anfíboles analizados se caracterizan por $(Ca+Na)_B \geq 1.34$, $Na_B < 0.67$, $(Na+K)_A < 0.50$, $Ti < 0.50$ y $XMg = Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0.50$, y de acuerdo con la relación XMg y contenido en Si (Figura 2. 1) se clasifican mayoritariamente como magnesio-hornblendas y actinolitas en el diagrama de clasificación de Leake *et al.* (1997).

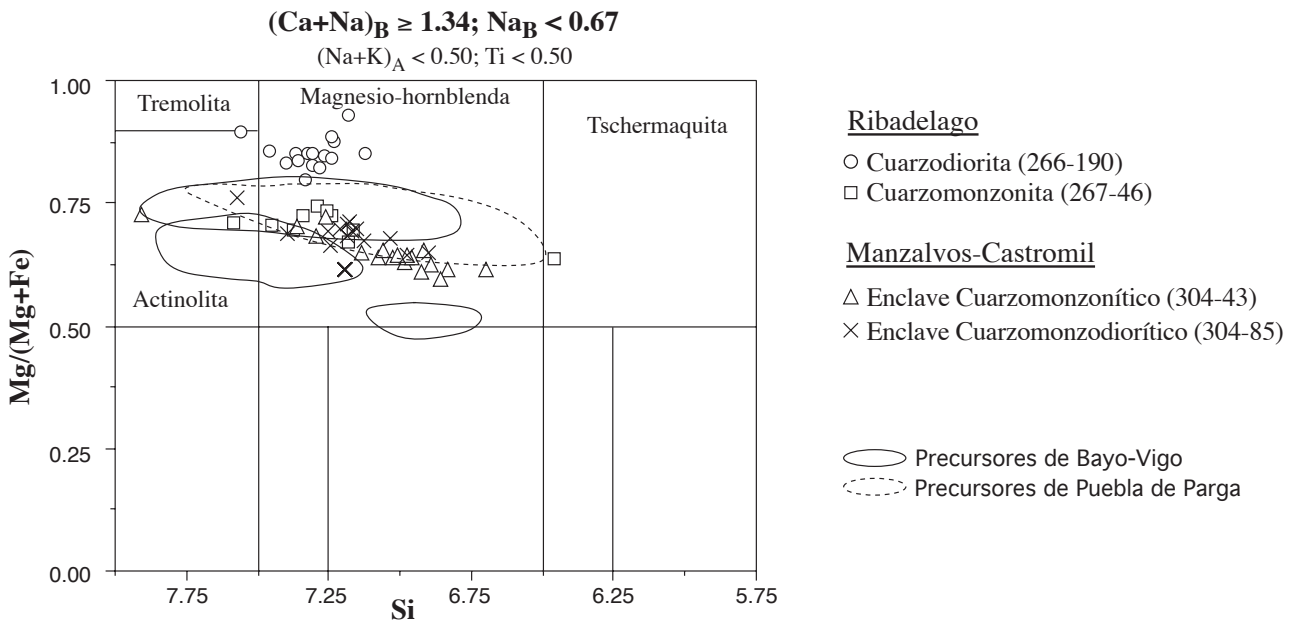


Figura 2. 1: Clasificación de los anfíboles analizados en el diagrama XMg vs Si de Leake *et al.* (1997). Se incluyen las áreas ocupadas por los anfíboles de rocas básicas-intermedias asociadas a los macizos de granodioritas precoces de Bayo-Vigo (Gallastegui, 1993, en prensa) y Puebla de Parga (Menéndez Martínez, 2001).

En el diagrama XMg vs Si (Figura 2. 1), los anfíboles de los enclaves asociados al macizo de Manzalvos-Castromil muestran una composición muy similar en lo que se refiere a los valores de la relación XMg, Si y al aumento de la relación XMg con el incremento en Si. Los anfíboles del

macizo de Ribadelago, muestran en un caso (Muestra 267-46) una composición similar a los anfíboles con mayor relación XMg de los enclaves del macizo de Manzalvos-Castromil, mientras que otra de las muestras (Muestra 266-190), que corresponde a una de las rocas más básicas de las analizadas, se separa claramente del resto de las poblaciones por su relación XMg > 0.75.

En el diagrama se han representado con fines comparativos las áreas representativas de anfíboles de rocas básicas-intermedias (precursores básicos) relacionados con macizos de granodioritas precoces gallegas, concretamente de Bayo-Vigo (Gallastegui, 1993, en prensa) y Puebla de Parga (Menéndez Martínez, 2001). Se observa que: 1- los anfíboles de las rocas más básicas de Ribadelago también muestran una mayor relación XMg que los asociados a otros macizos precoces y 2 - en el resto de los anfíboles analizados el aumento de esta relación con el incremento en sílice muestra una pendiente más similar a la del macizo de Puebla de Parga que Bayo-Vigo.

Son en general anfíboles pobres en Ti de manera que en el diagrama Ti vs Si de Leake (1965) quedan representados dentro del campo que caracteriza a de anfíboles de origen metamórfico, en una posición similar a la de los anfíboles de los precursores utilizados como referencia (Figura 2. 2).

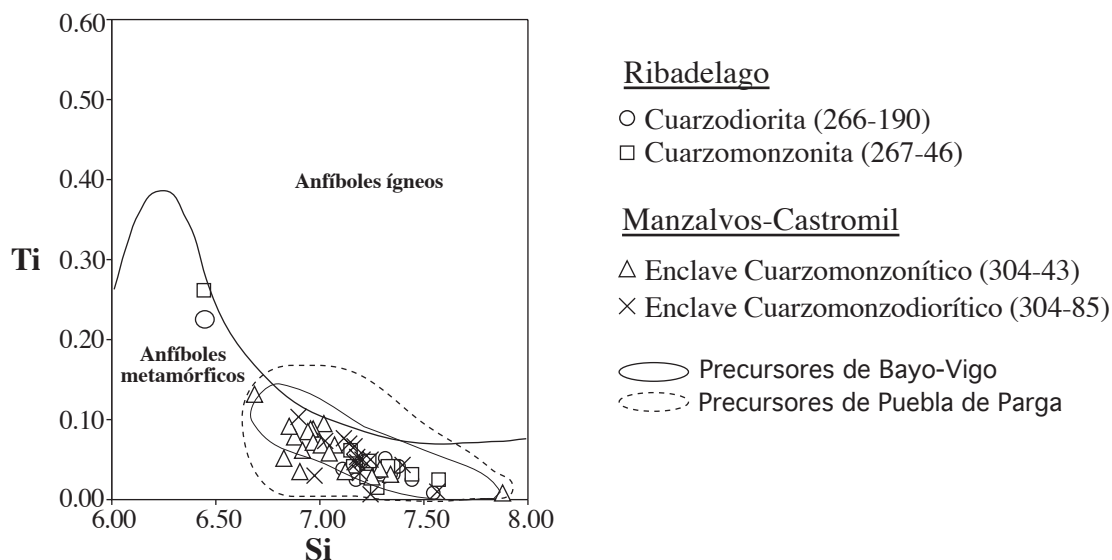


Figura 2. 2: Diagrama Ti vs Si para los anfíboles analizados. Como en el diagrama anterior se incluyen las áreas ocupadas por los anfíboles de rocas básicas-intermedias asociadas a los macizos de granodioritas precoces de Bayo-Vigo (Gallastegui, 1993, en prensa) y Puebla de Parga (Menéndez Martínez, 2001).

Sin embargo la evolución del contenido en Ti vs mg [$mg = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$] individualiza los anfíboles de las rocas básicas-intermedias de Ribadelago, cuyo contenido en Ti permanece prácticamente constante o aumenta muy ligeramente con la variación de la relación mg -Tendencia vaugnerítica normal- y los anfíboles de los enclaves asociados al macizo de Manzalvos-Castromil que muestran mayor enriquecimiento en Ti con la disminución de la relación mg, evolución comparable a la -Tendencia Kaersutítica- (Figura 2. 3). Los anfíboles de Ribadelago siguen en este diagrama un comportamiento similar al de los anfíboles de vaugneritas asociadas a macizos graníticos como los anfíboles Tipo 2 de Guéret (Galán *et al.*, 1997), Margueride (Sabatier, 1984) y Bayo-Vigo (Gallastegui, 1993, en prensa) mientras que los anfíboles de los enclaves asociados a monzogranitos porfídicos precoces de Manzalvos-Castromil son más comparables a los de los

anfíboles de rocas básicas-intermedias no vaugneríticas como Puebla de Parga (Menéndez Martínez, 2001) pero también a algunos tipos vaugneríticos como los anfíboles Tipo 2 de Guéret (Galán *et al.*, 1997) y Cévennes Médianes de Montel y Weisbrod (1986) y que según Sabatier (1984,1991) se encuentran en algunas vaugneritas pobres en K y carácter de cumulado.

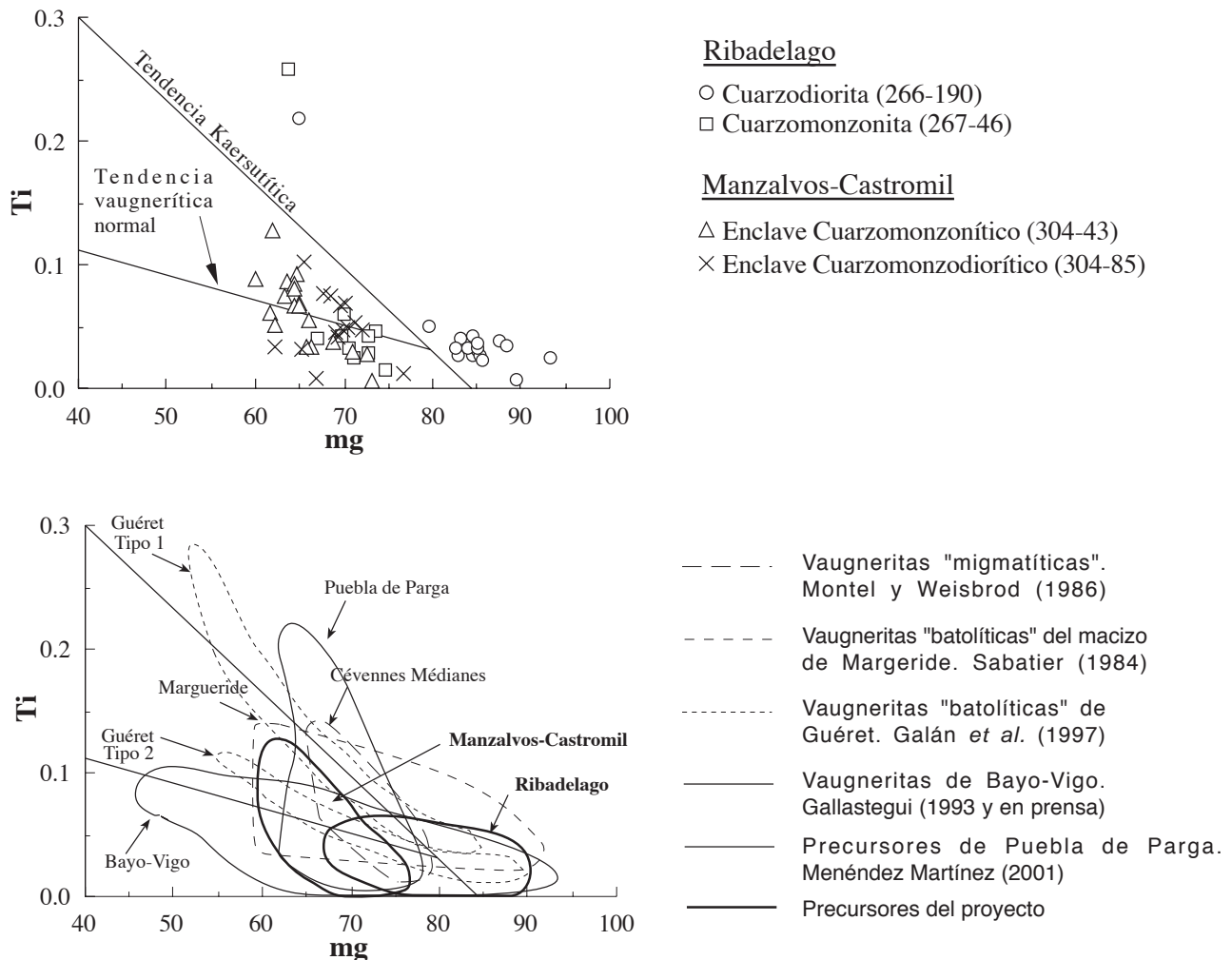


Figura 2. 3: Diagrama mg vs Ti para los anfíboles analizados. Como en el diagrama anterior se incluyen las áreas ocupadas por los anfíboles de rocas básicas-intermedias asociadas a macizos de granodioritas precoces y de diferentes tipos de vaugneritas.

En los enclaves relacionados con los monzogranitos de megacrístales de Manzalvos-Castromil los dos tipos de anfíboles descritos muestran diferentes pautas evolutivas. Los anfíboles de Tipo 1, monocristales de color verde o verde azulado oscuro y bordes verde pálido, se caracterizan por aumento de Mg y Si y descenso de Ti (Figura 2. 4) y Al del núcleo al borde. Los anfíboles de Tipo 2, agregados policristalinos (clots) muestran una evolución contraria con disminución de Mg y Si y aumento de Ti (Figura 2. 4) y Al desde el núcleo verde pálido al borde verde más intenso. Ambos tipos de anfíboles y comportamientos son frecuentemente descritos en rocas de origen híbrido; la evolución de los clots, que se interpretan como pseudomorfos de olivino o clinopiroxeno, es opuesto al esperado en procesos de cristalización fraccionada a partir de un magma. En las rocas de

Ribadelago no es posible establecer si existe esta diferencia de comportamientos por no disponer del suficiente número de datos.

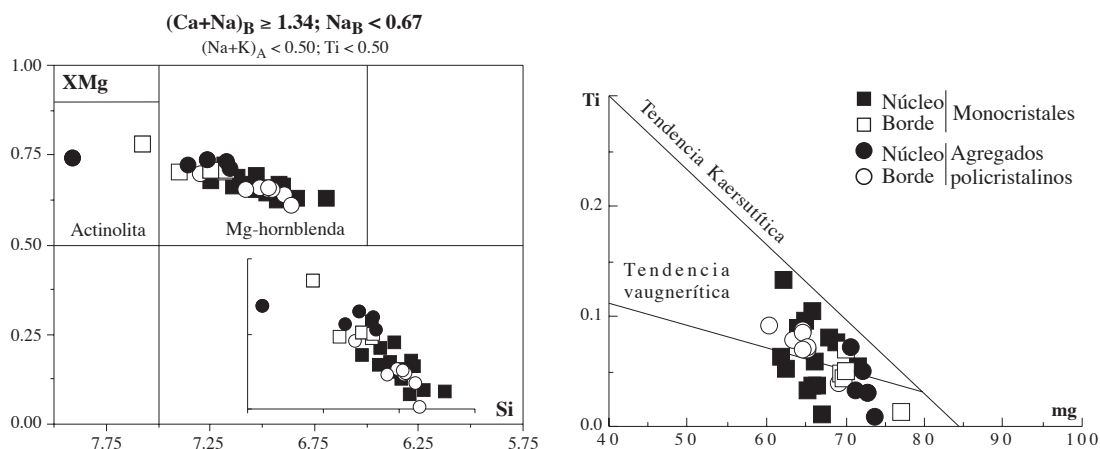


Figura 4. 2: Evolución composicional de los dos tipos de anfíboles en los enclaves englobados en los monzogranitos porfídicos de Manzalvos-Castromil: anfíboles de Tipo 1- Monocristales y anfíboles de Tipo 2- agregados policristalinos(clots).

Ambos tipos de anfíboles y comportamientos son frecuentemente descritos en rocas de origen híbrido; la evolución de los clots, que se interpretan como pseudomorfos de olivino o clinopiroxeno, es opuesto al esperado en procesos de cristalización fraccionada a partir de un magma.

Muestras	PHZ	PH	PJR	PBH	PTE	TO>970	TO<970
Ribadelago: Qdiorita (266-190)							
Magnesio-hornblenda	2.09-0.74	1.98-0.46	1.57-0.42	2.48-1.13	Fr	891-884	605-574
Actinolita	Fr	Fr	Fr	Fr	Fr	879	553
Ribadelago: Qmonzonita (267-46)							
Tschermaquita	4.85	5.07	3.92	5.24	3.08	948	859
Magnesio-hornblenda	1.75-Fr	1.60-Fr	1.28-Fr	2.14-Fr	Fr	893-881	618-563
Actinolita	Fr	Fr	Fr	Fr	Fr	884	574
Manzalvos-Castromil: Enclave de Qmonzonita (304-43)							
Magnesio-hornblenda	3.78-Fr	3.87-Fr	3.01-Fr	4.17-Fr	1.94-Fr	912-885	701-578
Actinolita	Fr	Fr	Fr	Fr	Fr	879	553
Manzalvos-Castromil: Enclave de Qmonzodiorita (304-85)							
Magnesio-hornblenda	3.11-Fr	3.12-Fr	2.44-Fr	3.50-Fr	1.23Fr	905-879	669-555
Actinolita	Fr	Fr	Fr	Fr	Fr	880	559

Tabla 2: Resultados geobarométricos y termométricos obtenidos a partir de los anfíboles analizados. PHZ = Hammarstrom y Zen (1986). PH = Hollister *et al.* (1987). PJR = Johnson y Rutherford (1989). PBH = Blundy y Holland (1990). PTE = Thomas y Ernst (1990). TO = Otten (1984). Fr = Fuera de rango.

Por lo que respecta a las condiciones de formación de los anfíboles analizados, los escasos anfíboles de tipo tschermaquita se habrían formado a presiones de 5 – 3 Kbar de acuerdo con los diferentes geobarómetros utilizados (Tabla 2), para temperaturas de 860° C. En algunas magnesio-hornblendas las presiones máximas obtenidas se sitúan en torno a los 4 - 3 Kbar para temperaturas de 700 – 600° C, pero en la mayor parte de estos anfíboles y las actinolitas se obtienen presiones fuera de rango que indican que buena parte de los anfíboles considerados se han formado o reequilibrado en condiciones *subsolidus* a relativa poca profundidad, en consonancia con lo anteriormente explicado.

1. 3. Biotita

Excepto el granito de Quintela que corresponde al grupo de los granitos de dos micas tardios, se han analizado biotitas en todas las muestras seleccionadas.

1.3.1. Rocas básicas-intermedias y Monzogranitos porfídicos precoces

Se han analizado biotitas en seis muestras de rocas básicas-intermedias correspondientes a cuarzodioritas y cuarzomonzonitas biotítico-anfibólicas o biotíticas de Ribadelago, y cuatro enclaves de cuarzomonzodioritas y tonalitas biotítico-anfibólicas y tonalitas-microgranodioritas biotíticas englobados en los monzogranitos porfídicos precoces de Manzalvos-Castromil. Se incluyen también en este apartado los monzogranitos porfídicos precoces de Manzalvos-Castromil y Quintana.

En el diagrama Al^{IV} frente a X_{Fe} ($X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$) de Deer *et al.* (1962) (Figura 3.1) la mayor parte de las biotitas analizadas quedan restringidas al campo de las biotitas *s.s.* salvo una de las rocas más básicas de Ribadelago que son flogopitas, aunque con la excepción de dos rocas biotíticas que corresponden a los términos más ácidos de las muestras analizadas todas las biotitas se sitúan próximas al campo de las flogopitas caracterizándose en muchos por relaciones X_{Fe} inferiores a 0,5.

Este diagrama individualiza claramente las biotitas de cada muestra considerada y pone de manifiesto cómo las biotitas de las rocas sin anfíbol son en general más ricas en Al^{IV} que las de las rocas biotítico-anfibólicas. Además las biotitas de las rocas más ácidas de Ribadelago tienen relaciones X_{Fe} similares a las de los monzogranitos de megacrístales precoces aunque son algo más pobres en Al^{IV} . La evolución general de todo el conjunto de biotitas es el enriquecimiento progresivo de X_{Fe} y Al^{IV} tendiendo hacia el polo Siderofílico, aunque dentro de cada muestra las biotitas muestran una variación en Al^{IV} sin casi variaciones de la relación X_{Fe} .

Las biotitas de los enclaves englobados en los monzogranitos de megacrístales de Manzalvos-Castromil muestran una composición muy similar a las de las rocas básicas-intermedias de Ribadelago, aunque presentan una relación X_{Fe} más constante. Las biotitas de los monzogranitos de megacrístales precoces son ligeramente más ricas en Fe y Al^{IV} que las de los enclaves y también presentan una relación X_{Fe} muy constante con el aumento de Al^{IV} .

Los valores de la relación X_{Fe} , contenido en Al^{IV} y el comportamiento de la relación X_{Fe} respecto al incremento en Al^{IV} son muy similares a las de las vaugneritas y granodioritas-monzogranitos precoces del Macizo de Bayo-Vigo (Gallastegui, 1993, 2003).

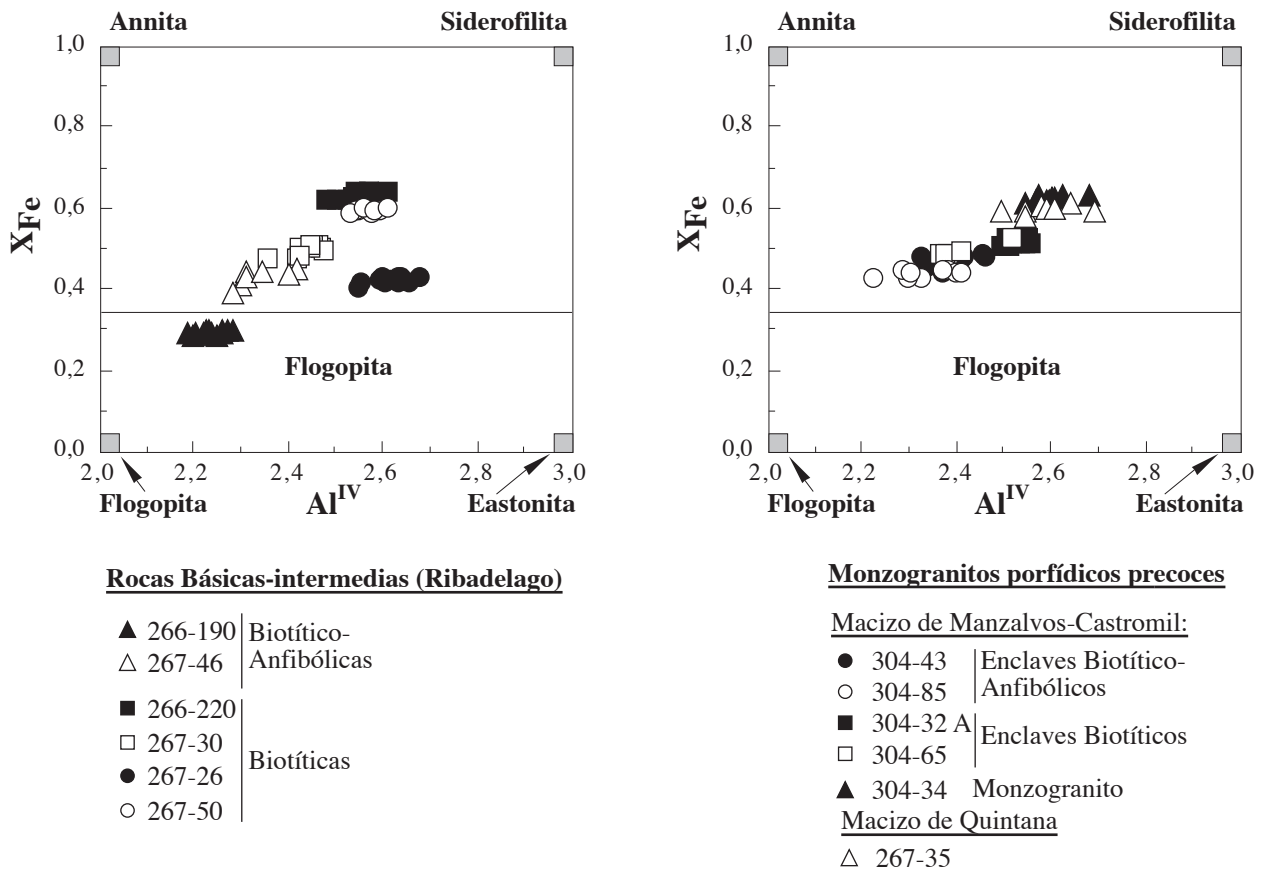


Figura 3. 1: Representación de las biotitas de las rocas básicas-intermedias y monzogranitos porfídicos precoces en el diagrama de clasificación de Deer *et al.* (1962).

En el diagrama mg frente a Al t de Nachit *et al.*, (1985) (Figura 3.2) la mayor parte de las biotitas de las rocas básicas-intermedias de Ribadelago y enclaves del Macizo de Manzalvos-Castromil se sitúan en el campo de las biotitas de rocas calcoalcalinas y dentro del subcampo de la asociación Bt±Amp±Px, aunque sólo las biotitas de una de las rocas biotítico-anfibólicas evolucionan dentro de este campo, mostrando el resto de las biotitas una evolución hacia el campo de las biotitas de rocas aluminopotásicas dentro del subcampo de la asociación Bt+Crd; las biotitas de una de las rocas sin anfíbol de Ribadelago y de uno de los enclaves del macizo de Manzalvos-Castromil se sitúan dentro de este último campo aunque la roca de Ribadelago presenta mayor contenido en mg. También se sitúan en este último campo las biotitas de los monzogranitos porfídicos de Manzalvos-Castromil y Quintana, cuyas biotitas tienen una composición muy similar.

El incremento en aluminio de las biotitas de gran parte de las rocas básicas-intermedias y enclaves analizados que provoca su evolución desde el campo representativo de biotitas de asociaciones calcoalcalinas a aluminopotásicas es característico de biotitas en desequilibrio con anfíbol e indicativo de contaminación del magma por un componente rico en aluminio (Galán *et al.*, 1997).

Por lo que respecta a los contenidos de Al^t y mg, las biotitas de las rocas básicas-intermedias de Ribadelago son ligeramente más ricas en aluminio total que otros precursores básicos asociados con monzogranitos y granodioritas porfídicos precoces del NO del Hercínico Peninsular, como los asociados a los macizos de Bayo-Vigo (Gallastegui, 1993, 2003) y Puebla de Parga (Menéndez-Martínez, 2002) y muestran contenidos en magnesio similares, excepto las biotitas de la roca más

básica de Ribadelago cuyas biotitas son más ricas en magnesio que las de los citados macizos macizos.

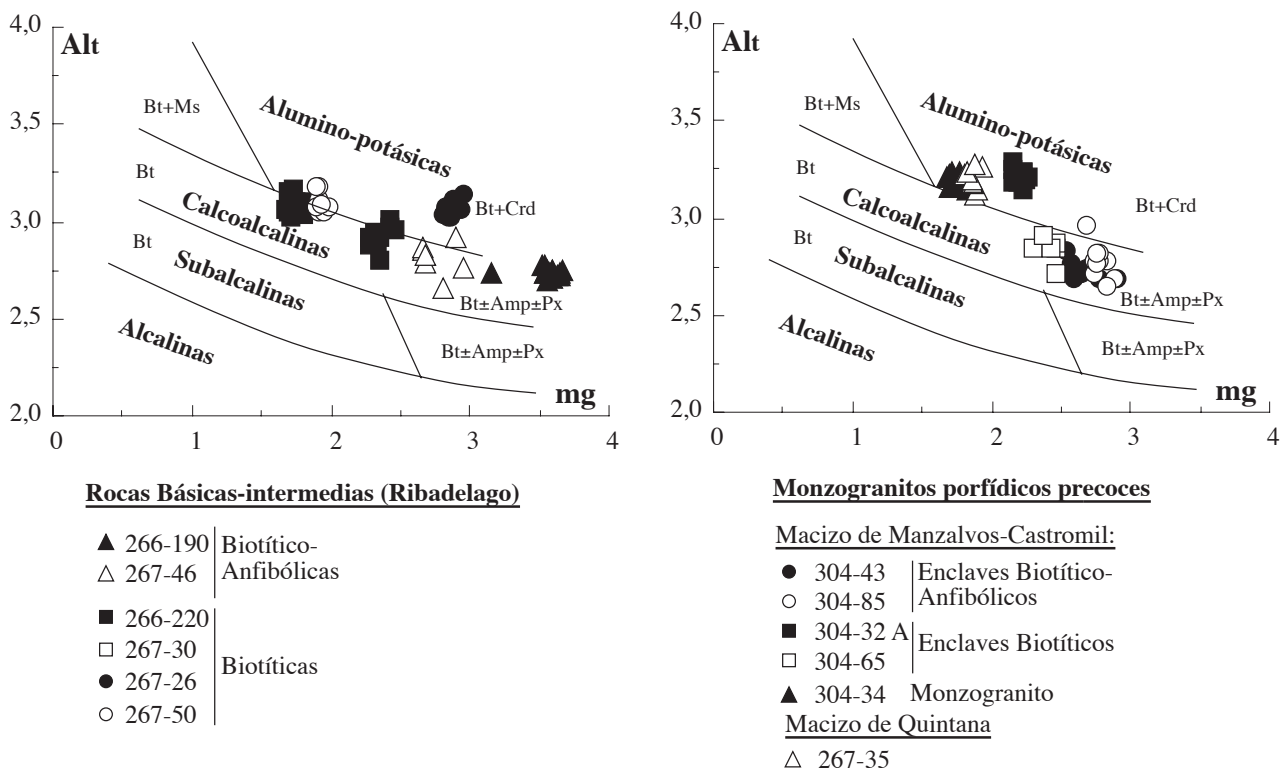


Figura 3. 2: Representación de las biotitas de las rocas básicas-intermedias y monzogranitos porfídicos precoces en el diagrama de tipificación geoquímica de Nachit *et al.* (1985).

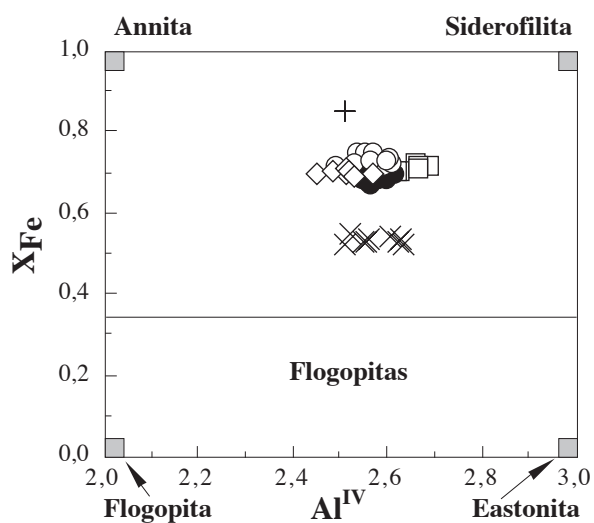
Las biotitas de los monzogranitos porfídicos precoces de Manzalvos-Castromil y Quintana son comparables en el contenido en aluminio total y magnesio a las de las facies granodioríticas más ácidas del Macizo de Bayo-Vigo (Gallastegui, 1993, 2003) pero no a las biotitas del macizo de Puebla de Parga cuyas biotitas son mucho más pobres en magnesio y con contenidos más variables en aluminio total, evolucionando desde el campo de las biotitas de rocas calcoalcalinas dentro del subcampo de las asociaciones sin anfíbol al campo de las biotitas de rocas aluminopotásicas dentro del subcampo de la asociación Bt+Ms.

1.3.2. Granitos y leucogranitos de dos micas

Se agrupan en este apartado las biotitas de todos los granitos y leucogranitos de dos micas, desde los más deformados a los más tardíos que afloran tanto en la Zona Centroibérica como Asturoccidental-leonesa.

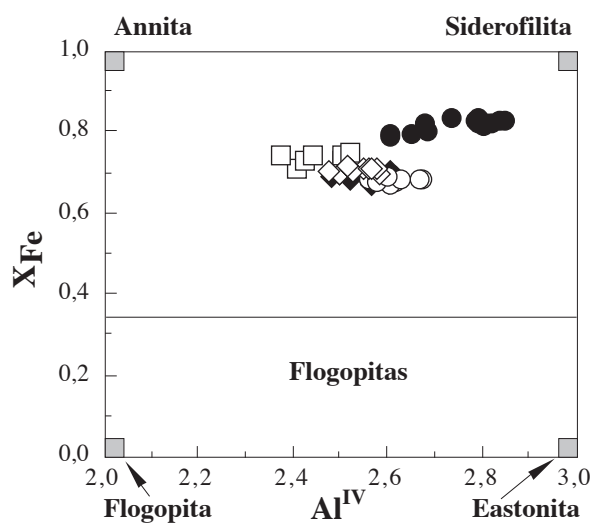
En el diagrama Al^{IV} frente a X_{Fe} ($X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$) de Deer *et al.* (1962) (Figura 3.3) todas las biotitas analizadas quedan restringidas al campo de las biotitas *s.s.* Las biotitas de los granitos de dos micas más deformados, representadas en el gráfico superior izquierda, muestran una composición muy homogénea, con la excepción de una única biotita analizada en el granito de Hermisende-Padornelo (del que no se dispone de más análisis por presentar un alto grado de cloritización) que es más rica en Fe que el resto de las biotitas analizadas. En este diagrama, las aspas corresponden a un enclave englobado en el granito de Hermisende-Padornelo cuyas biotitas

presentan una composición muy similar a las biotitas más ricas en Fe y Al^{IV} de los enclaves englobados en el macizo de Manzalvos-Castromil.



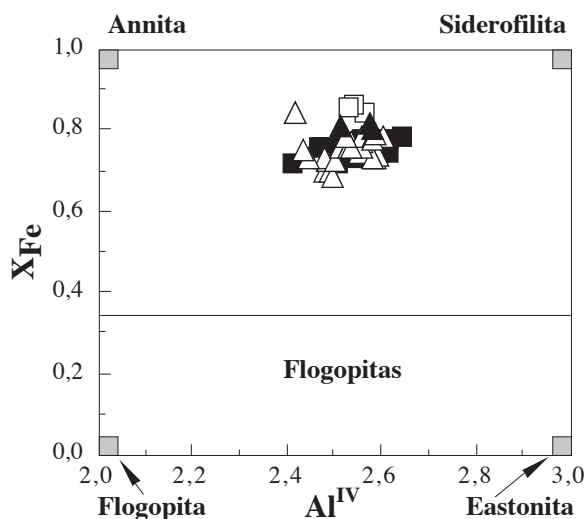
Granitos de dos micas deformados

- 228-82 Bembibre
- 266-21 | Gudiña
- 266-11 | Gudiña
- + 267-20 | Hermisende-Padornelo
- × 267-8 | Hermisende-Padornelo
- ◇ 228-85 Penouta



Granitos de dos micas más tardíos

- ◆ 266-127 Canda
- 304-76 Castelo
- 304-61 Ladiaro
- ◇ 266-179 Pradorramisquedo
- IG-02 La Rua



Granitos de dos micas tardíos de la ZAOL

- F. Común | Campo del Agua
- F. Diferenciada | Campo del Agua
- △ Ponferrada
- ▲ Cadafresnas

Figura 3.3: Representación de las biotitas de los granitos y leucogranitos de dos micas en el diagrama de clasificación de Deer *et al.* (1962).

Las biotitas de los granitos de dos micas más tardíos (representados en el diagrama superior derecho de la figura 3.3) muestran también una composición similar entre ellos y respecto a las biotitas de los granitos anteriores, sobre todo en lo que se refiere a la relación XFe aunque presentan una variación ligeramente mayor en el contenido de Al^{IV}. Una excepción dentro de este grupo de granitos la constituyen las biotitas del granito de La Rua, que son más ricas en Fe y Al^{IV} y además son las únicas biotitas que muestran un ligero aumento del contenido en Fe según aumenta el

contenido en Al^{IV} tendiendo hacia el polo representativo de la siderofilita, mientras que en el resto de los granitos la relación X_{Fe} , permanece casi constante con la variación del contenido en Al^{IV} .

Las biotitas de los granitos de dos micas tardíos de la Zona Asturoccidental-Leonesa representados en el diagrama inferior izquierdo de la figura 3.3, muestran mayor variación de la relación X_{Fe} , para contenidos en Al^{IV} comparables a las de los granitos anteriores. Algunas biotitas de la facies más diferenciada del plutón de Campo del Agua y del Plutón de Ponferrada son más ricas en Fe presentando valores de la relación X_{Fe} superior a 0,8.

La mayor riqueza en Fe de las biotitas del granito de Hermisende-Padornelo, La Rua y de las facies diferenciadas de los plutones de Ponferrada y sobre todo Campo del Agua, coincide con la presencia en esas rocas de granates almandínicos, rasgo diferenciador de estos granitos respecto a resto de los estudiados.

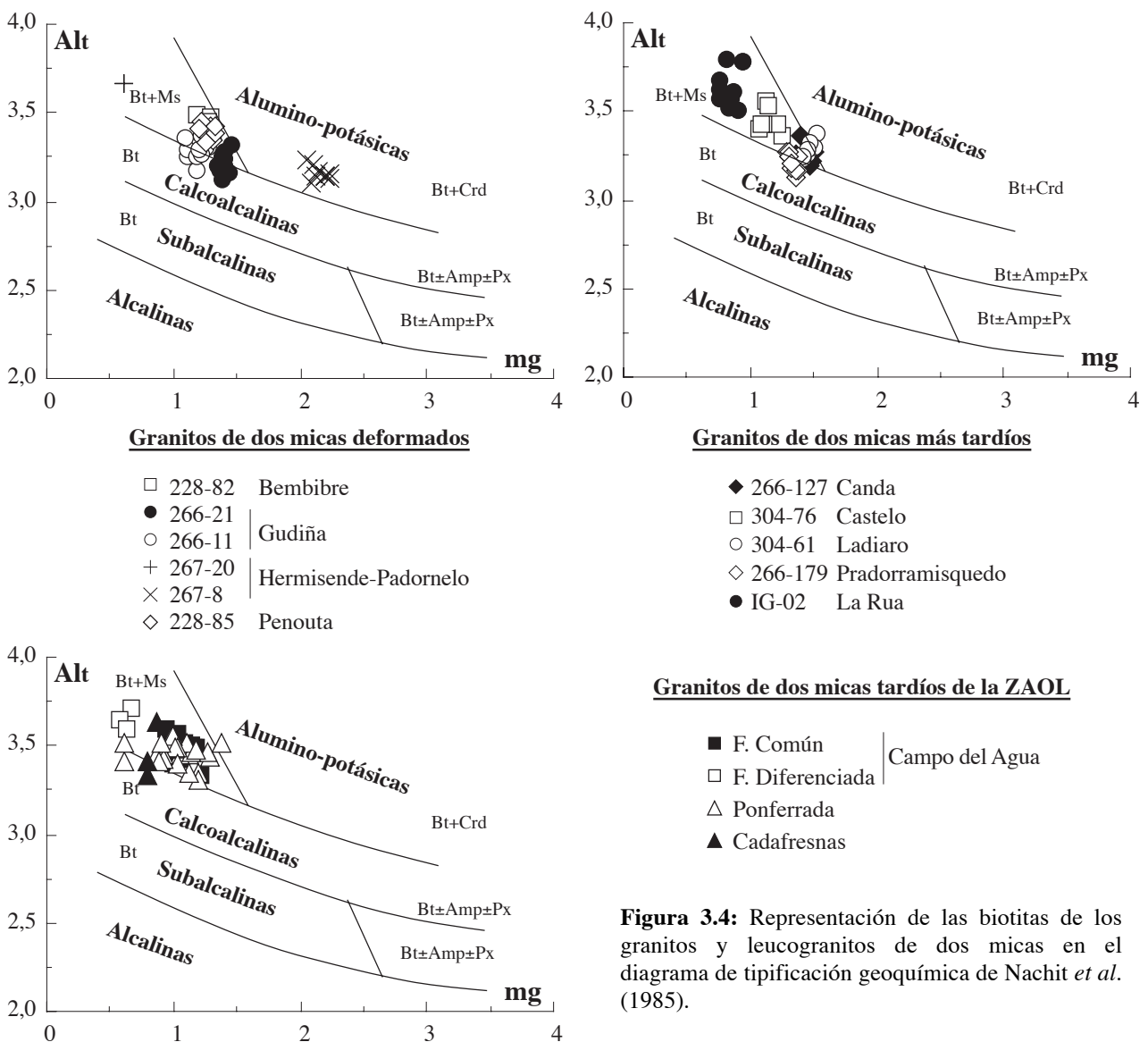
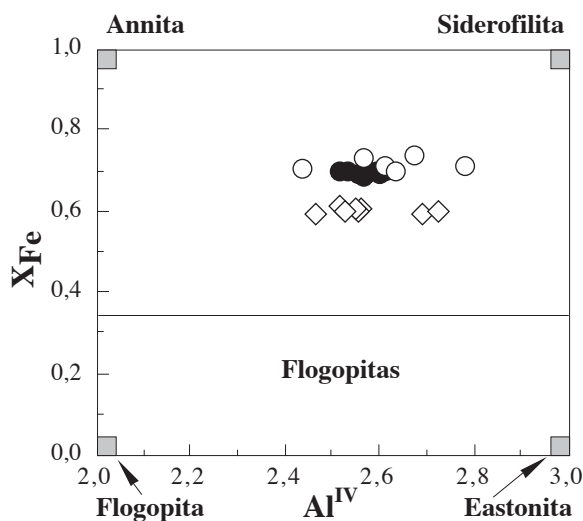


Figura 3.4: Representación de las biotitas de los granitos y leucogranitos de dos micas en el diagrama de tipificación geoquímica de Nachit *et al.* (1985).

En el diagrama mg frente a Al^t de Nachit *et al.*, (1985) (Figura 3.4) todas las biotitas se sitúan en el campo de las biotitas de rocas aluminopotasicas dentro del subcampo de la asociación Bt+Ms, partiendo en algunos casos del campo representativo de las biotitas de rocas calcoalcalinas de asociaciones sin anfíbol. Como en el diagrama anterior se separan claramente las biotitas del granito de La Rua y de las facies diferenciadas de los plutones de Ponferrada y sobre todo Campo del Agua, por su mayor contenido en Al total y sobre todo por ser más pobres en mg que el resto de las biotitas. Las aspás del diagrama superior derecho corresponden como en la figura anterior a un enclave englobado en el granito de Hermisende-Padornelo, que presenta un contenido en aluminio total y magnesio comparable al enclave más rico en aluminio de los englobados en el monzogranito porfídico precoz de Manzalvos-Castromil.

1.3.3. Monzogranitos y granodioritas tardíos

Corresponden a las biotitas de los macizos de Veiga del Bollo y Seoane que muestran una composición relativamente contrastada. En el diagrama XFe frente a Al^{IV} de Deer *et al.* (1962) (Figura 3.5) las biotitas del macizo de Veiga del Bollo presentan mayores valores de la relación XFe y similares a las biotitas de los granitos de dos micas, mientras que las biotitas del macizo de Seoane son más ricas en magnesio y presentan valores de la relación XFe comparable a las de los monzogranitos porfídicos precoces. Como en la mayoría de los granitos estudiados la relación XFe permanece constante con la variación del contenido en Al^{IV}.



Granodioritas-monzogranitos tardíos

- 228-12 | Veiga del Bollo
- 228-3 | Veiga del Bollo
- ◇ 228-59 | Seoane

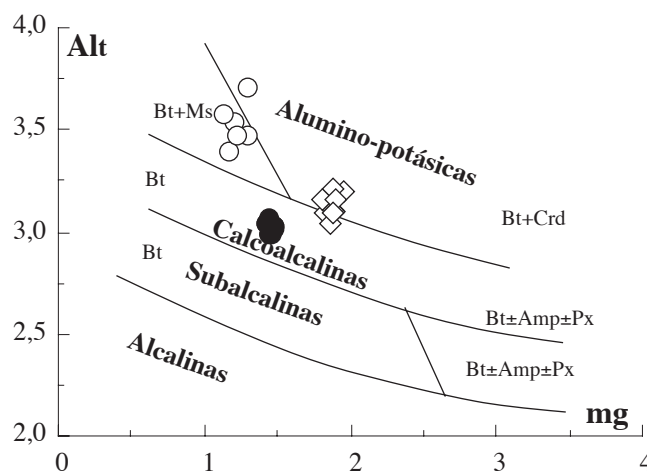


Figura 3.5: Representación de las biotitas de los monzogranitos biotíticos tardíos en los diagramas de clasificación de Deer *et al.* (1962) y tipificación geoquímica de Nachit *et al.* (1985).

En el diagrama mg frente a Al^t de Nachit *et al.*, (1985) (Figura 3.5) las biotitas del macizo de Seoane, ocupan el campo de las biotitas de rocas aluminopotasicas en el subcampo de la asociación Bt+Crd y enraizadas en el subcampo de las biotitas de series calcoalcalinas con Bt±Amp±Px; su posición es similar a la de las biotitas de los monzogranitos biotítico precoces. Por el contrario, las biotitas de los monzogranitos porfídicos del macizo de Veiga del Bollo, son más pobres en mg y Al^t y ocupan el subcampo de las biotitas de series calcoalcalinas, mientras que las biotitas de las facies

más diferenciadas de ese macizo se sitúan en el subcampo de la asociación Bt+Ms de las biotitas de series aluminopotásicas, mostrando un salto brusco en composición respecto a las biotitas de las facies monzograníticas debido sobre todo a su mayor contenido en aluminio total.

1.4. Moscovita

Se han analizado moscovitas en todos los conjuntos plutónicos con excepción de las rocas biotítico-anfibólicas de Ribadelago y los enclaves también biotítico-anfibólicos de los monzogranitos porfíricos precoces de Manzalvos-Castromil la facies porfídica del Monzogranito biotítico de Veiga del Bollo.

Representadas las composiciones de las moscovitas analizadas en los triángulos Ti-Mg-Na de Miller *et al.* (1981) y TiO_2 - Fe_2O_3 y MgO de Monier *et al.* (1984) la mayor parte de las moscovitas se proyectan en el campo representativo de las moscovitas primarias, aunque en algunos casos las moscovitas analizadas corresponden a cristales procedentes de la transformación de feldespatos y sobre todo biotita (Figura 4.1).

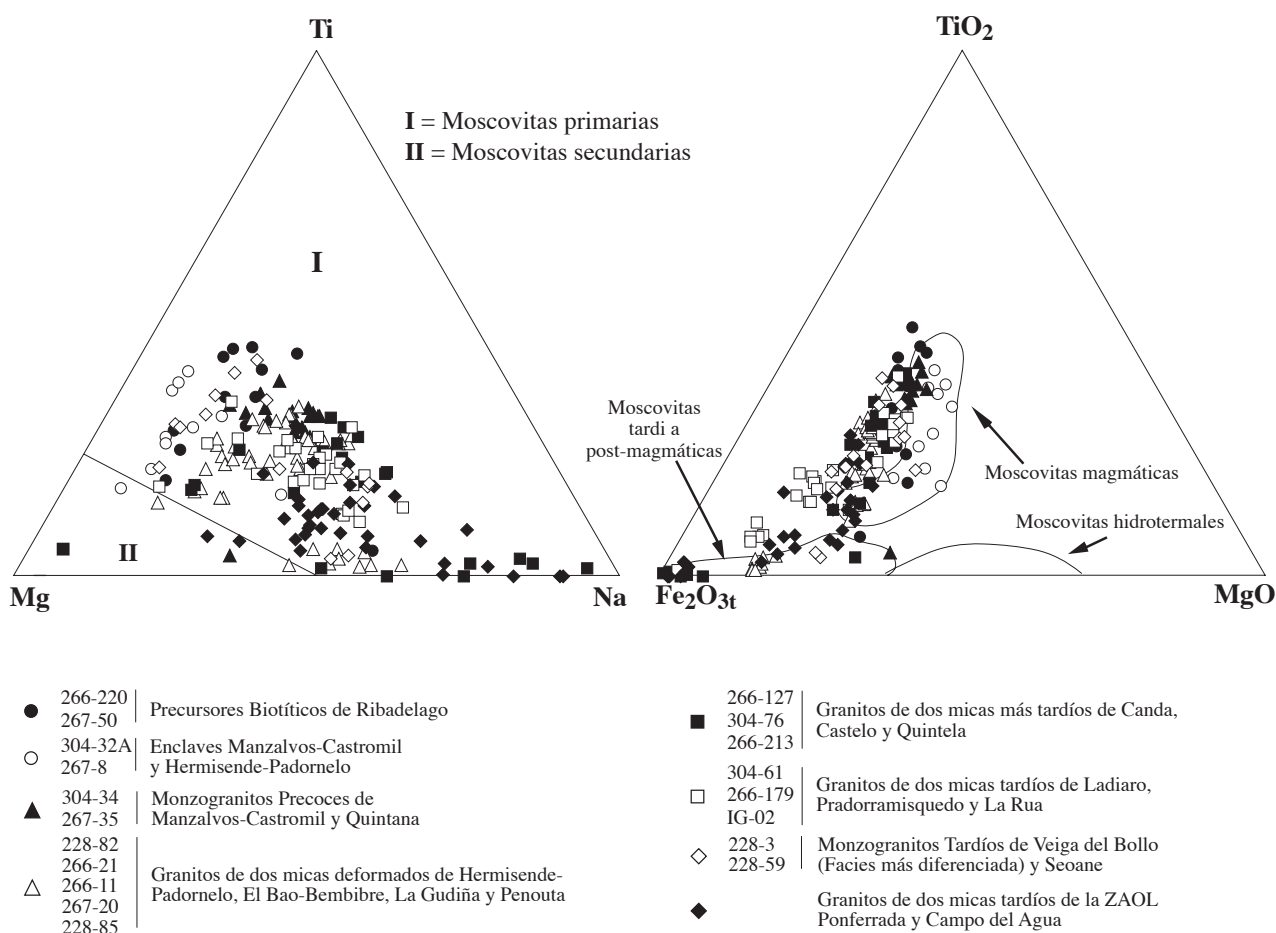


Figura 4.1: Representación de las moscovitas analizadas en el triángulo Ti-Mg-Na de Miller *et al.* (1981) y TiO_2 - Fe_2O_3 y MgO de Monier *et al.* (1984).

De cualquier forma se observan diferencias composicionales entre las moscovitas por lo que se han representado de forma individualizada en los diagramas anteriores (Figura 4.2).

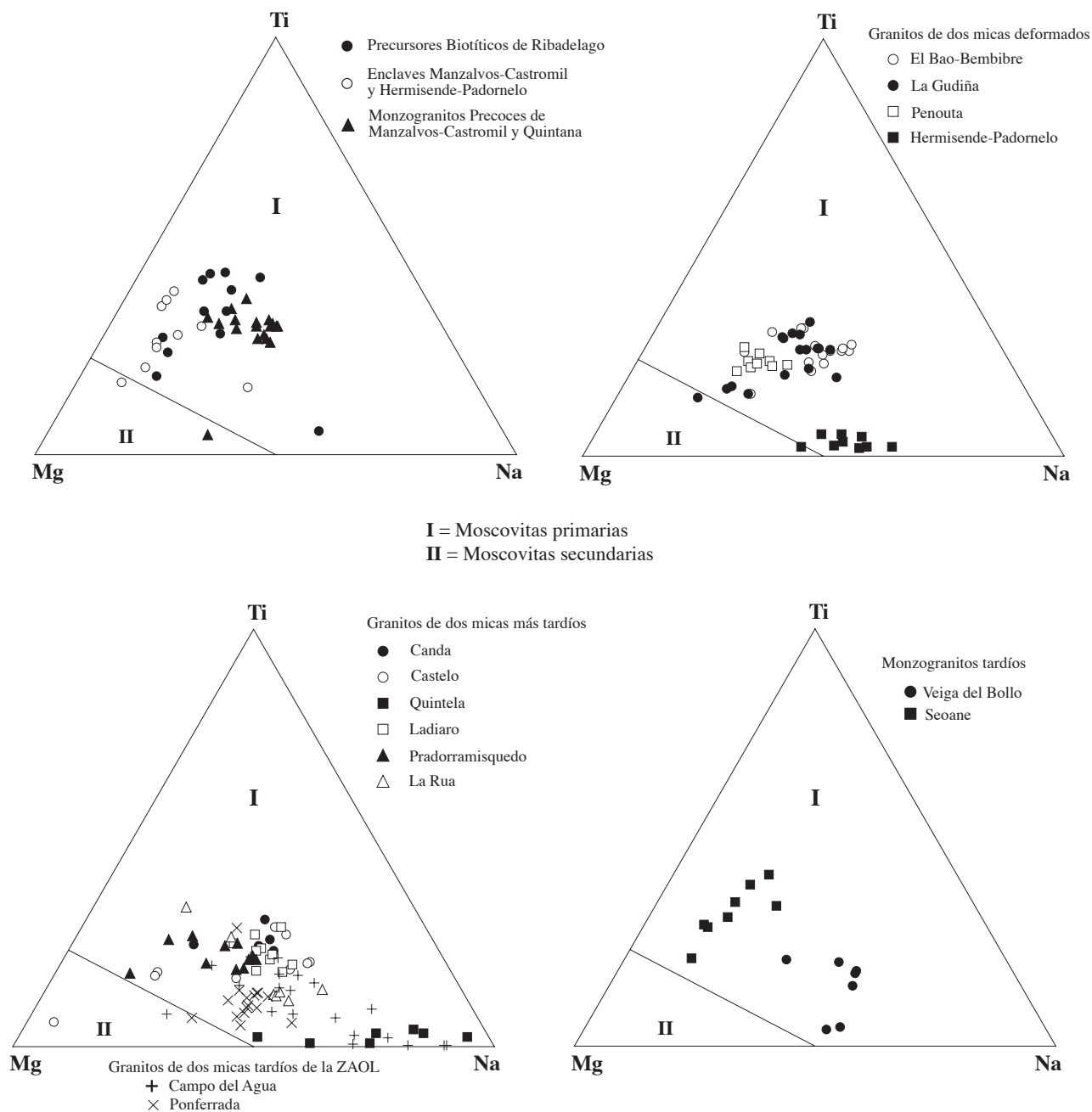


Figura 4.1: Representación de las moscovitas analizadas individualizada por macizos en el triángulo Ti-Mg-Na de Millerb et al. (1981) y $TiO_2-Fe_2O_3$ y MgO de Monier *et al.* (1984).

Las moscovitas de las rocas biotíticas de Ribadelago son más ricas en Ti que las de los enclaves englobados en el Macizo de Manzalvos-Castromil. Además tanto unas como otras muestran una evolución caracterizada por variaciones en el contenido en Ti y Mg sin variación apreciable del contenido en Na. Por el contrario, las moscovitas de los monzogranitos del macizo de Manzalvos-

Castromil, que engloban los enclaves anteriores muestran una evolución hacia el vértice del Na sin variación relativa de Ti y Mg.

En el conjunto de Granitos de dos micas más deformados, se distinguen las moscovitas del Macizo de Hermisende-Padornelo respecto al resto de los granitos por su bajo contenido en Ti. En el conjunto de granitos de dos micas más tardíos, parte de los macizos presentan moscovitas con una composición similar a los anteriores, destacando sin embargo las moscovitas de los granitos de la Zona Asturoccidental-Leonesa que son más pobres en Ti y el granito de Quintela, cuyas moscovitas son también pobres en Ti y las más ricas en Na.

En los Monzogranitos tardíos, las moscovitas muestran una composición muy contrastada, motivada en parte porque en el Macizo de Veiga del Bollo sólo están analizadas las moscovitas de la facies más diferenciada. Destaca la posición y variación composicional de las moscovitas de Seoane totalmente comparables a las de los enclaves englobados en el macizo de Manzalvos-Castromil.

1.5. Feldespatos

Se han analizado mayoritariamente plagioclasas y en menor porcentaje feldespatos potásicos en todas las muestras seleccionadas.

1.5.1. Rocas básicas-intermedias (precursores)

Las muestras consideradas corresponden mayoritariamente a las rocas básicas-intermedias (precursores básicos) de Ribadelago, algunos enclaves englobados en los monzogranitos de megacrístales precoces de Manzalvos-Castromil y un enclave englobado en los granitos de dos micas deformados de Hermisende-Padornelo. La composición de los feldespatos analizados se encuentran representados en la figura 5.1.

Ribadelago

Cuarzomonzodiorita biotítico-anfibólica. (Muestra 266-190). El contenido en anortita de las plagioclasas varía entre An₄₉₋₃₃. En general los cristales analizados presentan zonados concéntricos, a veces de tipo oscilante, o zonados irregulares. El contenido en An puede aumentar hacia el borde coincidiendo con una mayor alteración y en otros casos las zonas más cálcicas muestran una distribución irregular, aunque en muchos cristales el mayor contenido en An corresponde a los núcleos. De este modo, se han analizado núcleos de An₄₉₋₃₄ y bordes de An₄₁₋₃₃. En pequeños cristales asociados a agregados de anfíbol el contenido en An de las plagioclasas oscila entre An₄₈ – An₃₅.

Cuarzomonzonita biotítico-anfibólica. (Muestra 267-46). El contenido en An de las plagioclasas analizadas oscila entre An₅₁₋₂₅, aunque la mayor parte de los cristales se caracterizan por contenidos de An₃₇₋₂₅, tanto en zonados normales como irregulares. Una inclusión de plagioclasa en feldespato potásico tiene una composición de An₂₉. Los mayores contenidos en anortita corresponden a núcleos cálcicos que muestran un salto muy brusco en composición respecto al resto del cristal:

$$\begin{array}{l} \text{An}_{50} - \text{An}_{29-27} \\ \text{An}_{51} - \text{An}_{43} - \text{An}_{30} - \text{An}_{26} \end{array}$$

Los feldespatos potásicos analizados tienen una composición de Or₉₃₋₉₅ - Ab₅₋₇.

Cuarzomonzodiorita biotítica. (Muestra 267-30). El contenido en anortita de las plagioclasas varía entre An₆₀ – An₃₅. En general los mayores contenidos en anortita corresponden a núcleos cálcicos

rodeados por plagioclasa más sódicas entre los que existe un salto más o menos brusco en composición. Ejemplos de ello son núcleos de An_{60} en plagioclasa An_{43} ; núcleos de An_{60} y An_{58} en plagioclasas con zonado normal entre An_{46-38} ; núcleos de An_{59} en plagioclasas que muestran una variación hacia el borde de An_{37-39} y $An_{41-38-41-44}$.

Tonalita biotítica. (Muestra 267-26). Las plagioclasas son muy similares a las de la muestra anterior. Los contenidos en An varían entre $An_{60} - An_{35}$ correspondiendo los contenidos superiores a An_{50} a núcleos cálcicos de bordes irregulares conservados en plagioclasas menos anortíticas, como núcleos de An_{59-51} en una plagioclasa de An_{38} y núcleo de An_{57} en una plagioclasa con zonado normal de $An_{43-40-36}$. Las plagioclasas en las que no se conservan núcleos cálcicos, de menor tamaño y generalmente con zonados concéntricos o irregulares tienen contenidos de An_{46-36} , tanto en el núcleo como en los bordes. Un único feldespato potásico analizado asociado a plagioclasa tiene una composición de $Or_{97}-Ab_3$.

Tonalita-microgranodiorita biotítica. (Muestra 266-220). En general el contenido en anortita de las plagioclasas oscila entre $An_{56} - An_{24}$. Las plagioclasas que muestran los mayores contenidos en An corresponden a inclusiones anglobadas en feldespato potásico poiquilítico, que se caracterizan por valores de An_{56-43} a An_{43-30} desde los núcleos a los bordes. Las plagioclasas no incluidas en feldespato potásico, pueden mostrar zonado concéntrico continuo o irregular con variaciones de An_{48-24} en zonas de núcleo o intermedias y de An_{35-28} bordes. Los feldespatos potásicos poiquilíticos tienen una composición de $Or_{94-90} - Ab_{6-9}$.

Tonalita biotítica. (Muestra 267-50). El contenido en anortita de las plagioclasas varía entre $An_{54} - An_{18}$. Los mayores contenidos corresponden a coronas cálcicas intermedias o zonas irregulares, de An_{54-44} , entre núcleos de An_{39-24} y bordes de An_{38-29} . En algunas plagioclasas existe un mayor contraste en composición caracterizado por zonas cálcicas de An_{54} conservadas en plagioclasa de An_{30} . Alguna plagioclasa anhedral de la mesostasis ha proporcionado contenidos de An_{18} y un feldespato potásico anhedral una composición de $Or_{92} - Ab_8$.

Enclaves en el macizo de Manzalvos-Castromil

Enclave de cuarzomonzonita biotítico-anfibólica. (Muestra 304-43). Por sus características petrográficas y contenido en anortita se distinguen dos tipos de plagioclasa:

- 1- Plagioclasas macladas y con zonado concéntrico continuo cuyo contenido en anortita varía entre An_{39-20} del núcleo al borde.
- 2- Plagioclasas más anortíticas, que aparecen como pequeñas inclusiones en anfíbol con contenidos de An_{54} o como núcleos cálcicos muy oscurecidos de An_{61-55} rodeados por plagioclasas de composición An_{34-31} , es decir similar a las plagioclasas de tipo 1.

El enclave engloba a su vez un microenclave cuyas plagioclasas tienen un contenido en anortita de An_{32-26} .

El feldespato potásico se caracteriza por contenidos de $Or_{92-90} - Ab_{8-10}$, mientras que el feldespato de sustitución de plagioclasas tiene una composición de Or_{96} y Ab_4 . Los feldespatos del microenclave se caracterizan por contenidos de Or_{94} y Ab_6 .

Enclave de tonalita biotítico-anfibólica. (Muestra 304-85). En base a sus características petrográficas y contenido en anortita se pueden distinguir dos tipos de plagioclasa similares a las de la muestra anterior:

- 1- Plagioclasas zonadas con contenidos de $An_{47} - An_{31}$ e incluso bordes de An_{20} .
- 2- Núcleos cálcicos muy oscurecidos de An_{58-52} rodeados por plagioclasa de An_{32-20} .

Enclave de tonalita biotítica. (Muestra 304-32 A). Las plagioclasas suelen estar zonadas y presentan una variación en el contenido en An de $An_{35} - An_{17}$. Las plagioclasas más cálcicas tienen núcleos de An_{35-36} y bordes de An_{20-22} , mientras que otros cristales no superan contenidos de An_{28} en el núcleo. Un único feldespato potásico analizado tiene una composición de $Or_{99,5} - Ab_{0,5}$.

Enclave de microgranodiorita biotítica. (Muestra 304-65). Cristales zonados que a veces destacan en tamaño con contenidos en anortita que varían entre $An_{37} - An_{29}$. Pueden tener anillos intermedios de composición An_{44} . Algunos cristales de An_{36-30} presentan núcleos cálcicos de An_{59-54} con un límite muy neto. Un único feldespato potásico analizado tiene una composición de $Or_{91} - Ab_9$.

Enclave en el macizo de Hermisende-Padornelo

Enclave de tonalita – microgranodiorita biotítica. (Muestra 267-8). El contenido en anortita de las plagioclasas varía entre $An_{64} - An_{27}$. Los contenidos superiores a An_{50} , corresponden a núcleos cálcicos conservados en plagioclasas de An_{43} , An_{34} y An_{41-35} , o bien a anillos intermedios en plagioclasas que tienen contenidos de An_{36} tanto en el núcleo como en el borde. Las plagioclasas de pequeño tamaño tienen contenidos de An_{35-27} del núcleo al borde y una inclusión en feldespato potásico de An_{44} . De los feldespatos potásicos, un cristal poiquilítico tiene una composición de $Or_{91} - Ab_9$ y un cristal intersticial Or_{100} .

Clasificación y consideraciones sobre los feldespatos de las rocas básicas-intermedias

En la figura 5. 1, se han representado los feldespatos analizados en las rocas básicas-intermedias de Ribadelago, algunos enclaves englobados en los monzogranitos porfídicos precoces de Manzalvos-Castromil y en los granitos de dos micas de Hermisende-Padornelo. De acuerdo con el triángulo de clasificación de Phillips y Griffen (1981) los feldespatos potásicos corresponden mayoritariamente a microclina. Las plagioclasas muestran un rango de variación en el contenido en anortita entre oligoclasa-labrador, muy similar en las rocas biotíticas y biotítico-anfibólicas, siendo precisamente en las primeras en las que se alcanzan contenidos que superan ligeramente el 60 % de An.

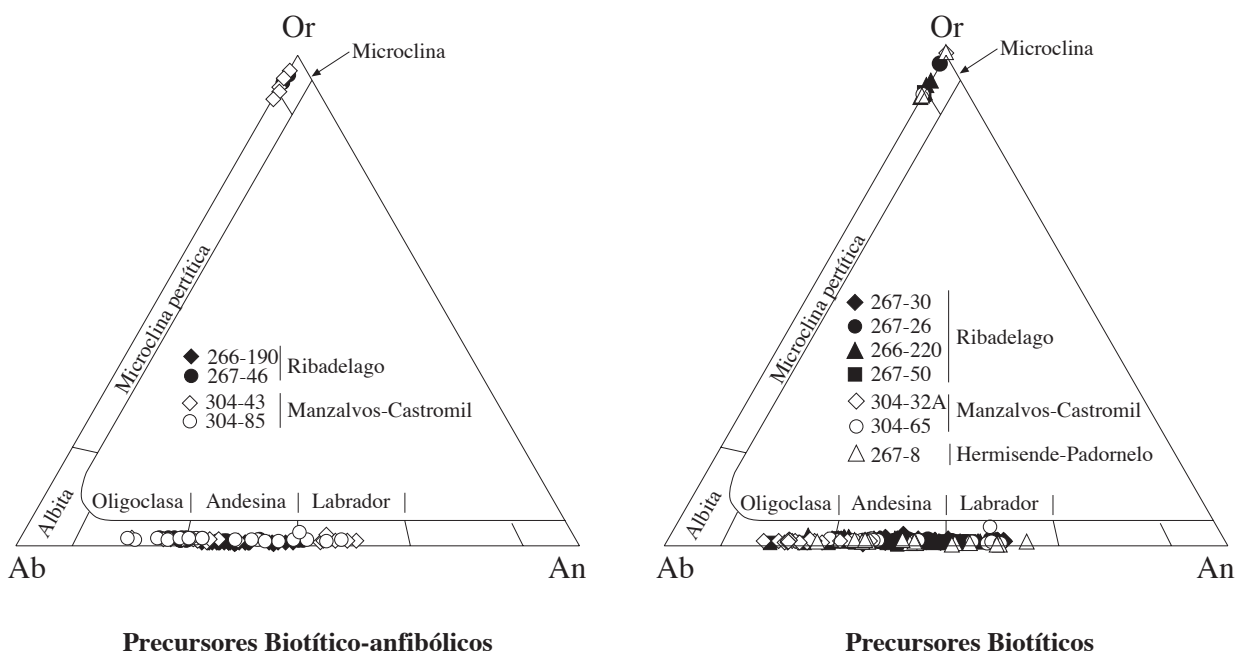


Figura 5. 1: Clasificación de los feldespatos de las rocas básicas-intermedias de Ribadelago y enclaves englobados en los monzogranitos de megacristales de Manzalvos-Castromil y granitos de dos micas de Hermisende-Padornelo en el triángulo Or-Ab-An de Phillips y Griffen (1981).

Como se ha descrito, la variación en el contenido en An no es gradual dentro de cada cristal. Los mayores porcentajes de An corresponden a núcleos o anillos intermedios más cálcicos que muestran, como se observa en los triángulos de clasificación de Phillips y Griffen (1981) saltos bruscos en composición respecto al resto del cristal. Este tipo de plagioclasas complejas han sido consideradas como resultado de procesos de mezcla magmática entre magmas ácidos y básicos y una prueba del carácter híbrido de las rocas que las contienen. Sin embargo recientemente este tipo de plagioclasas han sido obtenidas experimentalmente por Castro (2001) a partir de un componente basáltico y cortical (pelitas) justificando su desarrollo por procesos de asimilación cortical de magmas de naturaleza basáltica.

1.5.2. Monzogranitos de megacristales precoces

Corresponden a los macizos de Quintana y Manzalvos-Castromil, cuyos feldespatos se encuentran representados en la figura 5.2.

Macizo de Quintana.

Monzogranito (Muestra 267-35). Las plagioclasas pueden mostrar zonado concéntrico continuo u oscilante y núcleos con zonados irregulares. El contenido en anortita oscila entre An_{29} – An_{14} . Algunos cristales tienen anillos intermedios más alterados que suele coincidir con un aumento en An, aunque las variaciones composicionales suelen ser poco acusadas encontrándose anillos de An_{27} entre núcleos de An_{15} y bordes de An_{14} . Los cristales de feldespato potásico de mediano tamaño y los megacristales tienen una composición de Or_{90} – Ab_{10} y Or_{93} – Ab , respectivamente, mientras que un cristal anhedral ha proporcionado unos contenidos de Or_{89} – Ab_{11} .

Macizo de Manzalvos-Castromil

Monzogranito. (Muestra 304-34). El contenido en anortita varía entre An_{28} – An_{10} . Las plagioclasas analizadas corresponden a cristales maclados y con zonados concéntricos oscilantes o cristales no maclados con zonado concéntrico continuo. Los núcleos tienen contenidos de An_{28-21} y los bordes de An_{19-10} aunque el valor más frecuente en los bordes es de An_{12-10} y algunos núcleos no llegan a superar un valor de An_{17} . De los feldespatos analizados uno corresponde a un cristal anhedral que tiene una composición de Or_{95} – Ab_5 y otro a un megacristal de composición Or_{91} – Ab_9 .

Clasificación de los feldespatos de los monzogranitos porfídicos precoces

En la figura 5. 2 se han representado los feldespatos potásicos y plagioclasas analizados en los macizos de Quintana y Manzalvos-Castromil. Los feldespatos potásicos se sitúan en el límite de los campos representativos de microclina y microclina pertítica. Las plagioclasas muestran una composición relativamente homogénea, con escasa variación composicional dentro del campo de la oligoclasa, y comparable en los dos macizos con contenidos en An en ambos casos inferiores al 30 %. En el caso del macizo de Manzalvos-Castromil destaca una notable diferencia en composición de las plagioclasas de los monzogranitos porfídicos respecto a las de los enclaves englobados en el mismo (Fig. 5.1) que llegan a superar el 60 % de An.

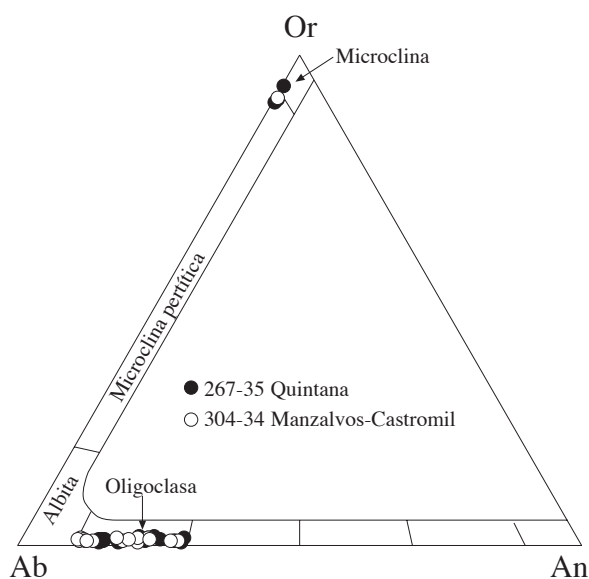


Figura 5. 2: Clasificación de los feldespatos de los monzogranitos de megacrístales precoces en el triángulo Or-Ab-An de Phillips y Griffen (1981).

1.5.3. Granitos y leucogranitos de dos micas y moscovíticos

Agrupar diferentes tipos de granitos y leucogranitos de dos micas desde muy deformados a tardíos, cuya composición de feldespatos se encuentra representada en la figura 5. 3. Los macizos más deformados analizados son El Bao-Bembibre, La Gudiña, Hermisende-Padornelo y Penouta, granitos ligeramente más tardíos son La Canda, Castelo y Quintela, y claramente tardíos son Ladiaro, Pradorramisquedo y La Rua, en la Zona Centroibérica, y Ponferrada, Campo de Agua y Cadafresnas en la zona Asturoccidental-leonesa. Como ya se ha dicho, los datos de los tres granitos de la zona Asturoccidental-leonesa utilizados pertenecen a Fernández Suárez (1994).

1.5.3.1. Granitos deformados

Granito de El Bao-Bembibre. (Muestra 228-82). Las plagioclasas analizadas corresponden a cristales de pequeño tamaño o agregados de cristales anhedrales, cuyo contenido en anortita oscila entre An_8 y An_2 . Los feldespatos potásicos analizados son anhedrales y con una variación composicional entre Or_{97-91} - Ab_{3-9} .

Macizo de La Gudiña.

Monzogranito. (Muestra 266-21). El contenido en anortita de las plagioclasas oscila entre An_{22} - An_9 ; en los núcleos y zonas intermedias la composición es de An_{22-11} y en los bordes An_{11-9} , con variaciones que normalmente responden a zonados irregulares o alternantes débiles. Un feldespato potásico de mediano tamaño y maclado carlbad tiene una composición de Or_{91} - Ab_9 y un cristal intersticial de Or_{92} - Ab_8 .

Granito. (Muestra 266-11). Las plagioclasas tienen menor contenido en anortita que los monzogranitos. Son generalmente plagioclasas macladas o con débil zonado a veces irregular, con núcleos de An_{12-7} y zonas externas de An_{4-3} . De los feldespatos potásicos analizados, las partes externas de grandes cristales tienen una composición de Or_{94} - Ab_6 , mientras que un cristal de menor tamaño tiene Or_{90} - Ab_{10} .

Leucogranito de Hermisende-Padornelo. (Muestra 267-20)

El contenido en anortita de las plagioclasas varía entre An_7 y An_0 . Los cristales de mayor tamaño y fenocristales, maclados y muy reemplados por feldespato potásico tienen contenidos de An_{7-4} mientras que cristales de pequeño tamaño anhedral tienen contenidos de An_{3-0} . Los feldespatos potásicos intersticiales tienen una composición de $Or_{96-95} - Ab_{4-5}$, los cristales de mayor tamaño anhedral de $Or_{92} - Ab_8$ y un cristal de sustitución de plagioclasa $Or_{89} - Ab_8 - An_2$.

Granito de Penouta. (Muestra 228-85)

Las plagioclasas muestran una composición muy constante que oscila entre An_{13-11} , tanto en núcleos como en bordes. Dos pequeños cristales incluidos en feldespato potásico tienen composiciones de An_{10} y An_3 respectivamente. El feldespato potásico es anhedral y muestra una variación entre $Or_{96-92} - Ab_{4-8}$, salvo en un caso que es $Or_{87} - Ab_{13}$.

1.5.3.2. Granitos ligeramente más tardíos

Granito de La Canda. (Muestra 266-127)

Las plagioclasas, macladas o no macladas, tienen núcleos de An_{11-8} y bordes de An_{7-5} . Todos los feldespatos analizados son de pequeño tamaño, anhedral y tienen una composición de $Or_{94-91} - Ab_{6-9}$.

Granito de Castelo. (Muestra 304-76)

Las plagioclasas analizadas, macladas y parcialmente sustituidas por feldespato potásico tienen contenidos en anortita de An_{4-2} . Los feldespatos analizados son anhedral o intersticiales y tienen una composición de $Or_{98-96} - Ab_{2-4}$. En cristales de mediano tamaño el contenido en albita aumenta hacia el borde mostrando una composición de $Or_{94-93} - Ab_{6-7}$.

Monzogranito de Quintela. (Muestra 266-213)

El contenido en anortita de las plagioclasas varía de An_{5-2} desde el núcleo al borde. El feldespato potásico, correspondiente a cristales de microclina idiomorfa, tiene una composición de $Or_{94-91} - Ab_{6-9}$.

1.5.3.3. Granitos más tardíos de la Zona Centroibérica

Monzogranito de Pradorramisquedo. (Muestra 266-179)

El contenido en anortita de las plagioclasas varía entre $An_{24} - An_{12}$. Algunos cristales muestran zonado concéntrico continuo con núcleos de An_{24} hasta bordes de An_{15-11} . También son frecuentes plagioclasas con zonas intermedias de mayor contenido en anortita que los núcleos y bordes con variaciones de contenido en anortita de $An_{12-21-12}$ y $An_{12-23-15}$. Además existen cristales anhedral de Ab_{99-7} . Se han analizado feldespatos de composición $Or_{92-91} - Ab_{8-9}$.

Monzogranito de Ladiaro. (Muestra 304-61)

Las plagioclasas, con zonados concéntricos a veces alternantes, y que pueden tener núcleos muy oscurecidos, tienen contenidos de $An_{18} - An_2$. Los bordes suelen tener contenidos de An_{10-6} excepto en plagioclasas incluidas en feldespato potásico que tienen bordes de An_2 . Los feldespatos potásicos

analizado que corresponden a grandes cristales de microclina suelen tener una composición de $Or_{93} - Ab_{7-11}$.

Granito de La Rua. (Muestra IG-GS-02)

Las plagioclasas analizadas corresponden a cristales con zonado concéntrico, con alguna zona intermedia ligeramente más cálcica, o bien a cristales con núcleos zonados a parches, zonas intermedias con zonado normal y bordes débilmente mirmequíticos. El contenido en anortita varía entre An_{21} y An_4 en los bordes mirmequíticos o An_{15-10} en bordes no mirmequíticos. En los zonados a parches la variación es de $An_{21} - An_{12}$ mientras que en zonados concéntricos se observan núcleos y bordes de An_{14-15} con zonas intermedias de An_{18} . Los feldespatos potásicos tienen una composición de $Or_{94-93} - Ab_{6-7}$.

1.5.3.4. Granitos tardíos de la Zona Astoroccidental-leonesa

Plutón de Campo de Agua.

Según Fernández Suárez (1994), la composición de las plagioclasas de la facies común varía de An_{42} a An_4 . El zonado es de características variables y más marcado en los cristales de mayor tamaño y generalmente más idiomorfos en los que suele ser de tipo concéntrico, irregular o a parches. El contenido en An de los núcleos varía notablemente de unos cristales a otros (15-20 % a 30-40 %) y dentro de cada cristal el contenido en An de los núcleos puede ser relativamente constante o presentar variaciones irregulares u oscilatorias. Las plagioclasas de las facies diferenciadas no suelen mostrar zonado y el contenido en anortita es de An_{5-1} . La composición de los feldespatos potásicos de la facies común es de Or_{100-90} , Ab_{0-6} y en las facies diferenciadas de Or_{100-95} .

Plutón de Ponferrada.

De acuerdo también con Fernández Suárez (1994), la composición de las plagioclasas es muy similar al granito anterior, y oscila entre An_{42} a An_8 . El zonado presenta características variables pero el más frecuente es de tipo concéntrico normal con bordes de An_{15-8} y núcleos de An_{30-20} . Existen además algunos núcleos muy ricos en An (> 40 %) que según este autor corresponden a una fase temprana de cristalización de plagioclasa. Algunos cristales presentan zonados irregulares o a parches y ausencia de bordes albíticos. La composición de los feldespatos potásicos es de Or_{100-92} , Ab_{0-5} .

1.5.3.5. Clasificación de los feldespatos de los granitos de dos micas y moscovíticos

En la figura 5. 3, se ha representado la composición de los feldespatos de los diferentes granitos y leucogranitos. Los feldespatos potásicos analizados corresponden mayoritariamente a microclina, salvo los feldespatos de la facies común (granitos de dos micas) del granito de Ponferrada y del granito de Cadafresnas que corresponden en su mayor parte a microclina pertítica.

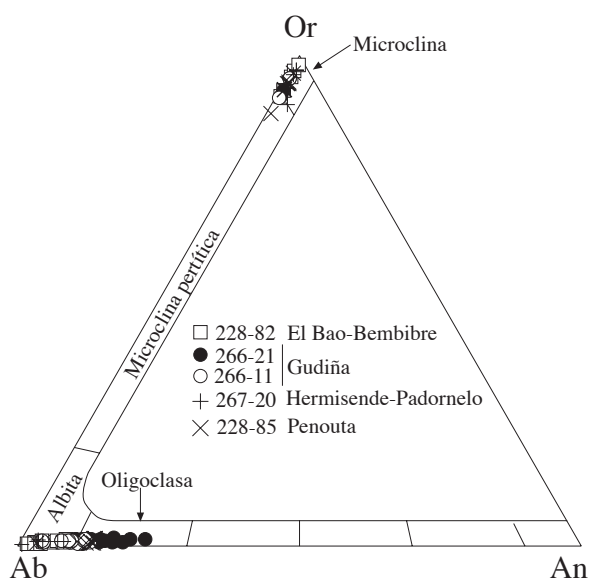
Por lo que respecta a las plagioclasas, los granitos de la zona Centroibérica tienen plagioclasas cuya composición es siempre albita-oligoclasa mientras que algunos granitos de la zona Asturoccidental-leonesa, como el de Ponferrada tienen plagioclasas ligeramente más cálcicas que llegan en algunos casos a ser de tipo andesina.

De los granitos de la zona Centroibérica, en el macizo de Penouta, y la facies de monzogranitos de la Gudiña, dentro del conjunto de granitos más deformados, y los granitos de La Rua y

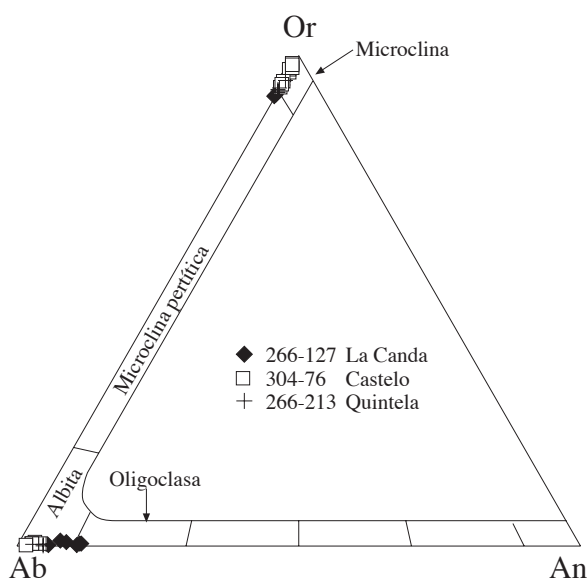
Pradorramisquedo, dentro del conjunto de granitos tardíos, predominan las plagioclasas de tipo oligoclasa, mientras que en el resto de los granitos (El Bao-Bembibre, Hermisende-Padornelo, facies más diferenciada de La Gudiña, La Canda, Castelo, Quintela y Ladiaro) las plagioclasas son mayoritariamente albita.

1.5.4. Granodioritas y monzogranitos tardíos

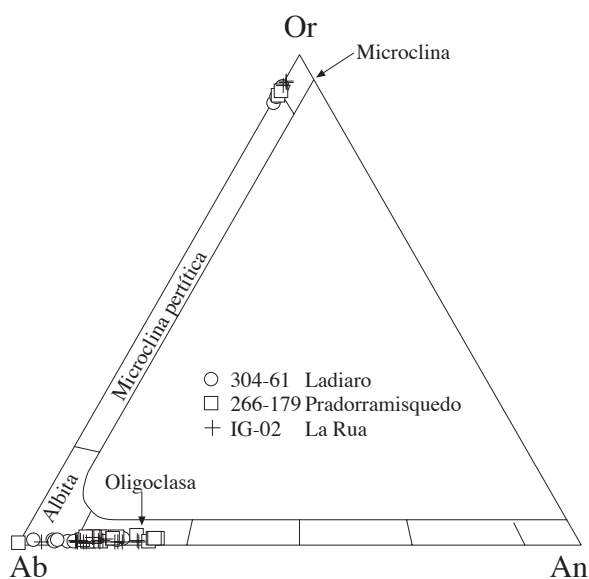
Corresponden a los macizos de Veiga del Bollo y Seoane, cuyos feldespatos analizados se encuentran representados en la figura 5. 4.



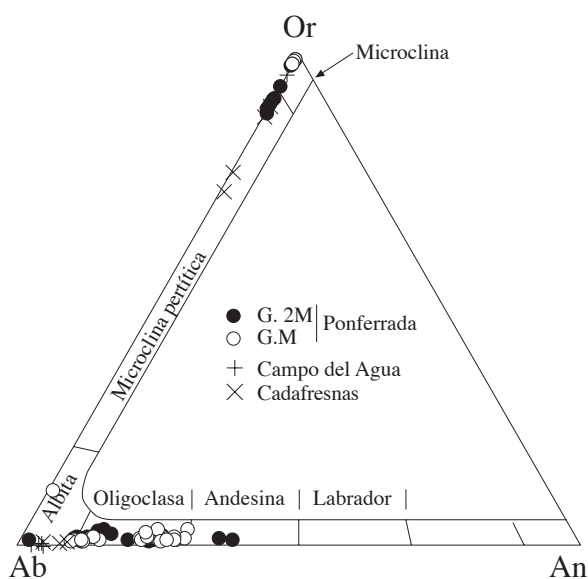
Granitos de dos micas deformados



Granitos de dos micas más tardíos



Granitos de dos micas tardíos



**Granitos de dos micas tardíos
ZAOL (Banda Boal- Los Ancares)**

Figura 5. 3: Clasificación de los feldspatos de los diferentes granitos y leucogranitos de dos micas y moscovíticos de las zonas Centroibérica y Asturoccidental-leonesa y en el triángulo Or-Ab-An de Phillips y Griffen (1981).

Macizo de Veiga del Bollo

Granodiorita. (Muestra 228-12). El contenido en anortita de las plagioclasas varía entre $An_{53} - An_{21}$, sin embargo sólo en dos casos dos núcleos llegan a contenidos de An_{53} y An_{48} , estando los valores más frecuentes por debajo de An_{40} . Los dos valores más altos corresponden a dos núcleos dentro de plagioclasas con contenidos en anortita de An_{28} y An_{37-31} . En el resto de las plagioclasas se han observado zonados normales entre An_{40-23} , An_{34-23} , zonas intermedias de An_{31} con núcleos y bordes de An_{27-25} y núcleos de An_{28} con bordes de An_{32-31} . De los feldspatos potásicos se han analizado tres megacrystalos que proporcionan contenidos de $Or_{90-92} - Ab_{8-9}$.

Monzogranito. (Muestra 228-3). El contenido en anortita de las plagioclasas es notablemente inferior a las de las facies granodioríticas con un rango de variación de An_{28-5} . Algunas plagioclasas presentan zonado concéntrico continuo con valores de An_{22-5} y An_{28-12} desde el núcleo al borde. En un cristal se ha analizado un núcleo de An_{19-8} , una zona intermedia de An_{21} y borde de An_{16} , así como plagioclasas más ácidas de An_8 con una corona más alterada de An_{15} . Sólo se han analizado dos feldspatos potásicos, uno intersticial de $Or_{85} - Ab_{15}$ y un borde de un megacrystal de $Or_{91} - Ab_9$.

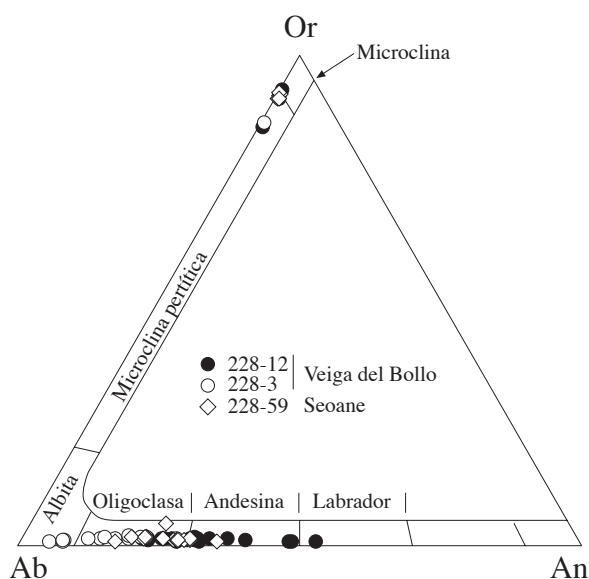


Figura 5. 4: Clasificación de los feldspatos de los monzogranitos y granodioritas tardías en el triángulo Or-Ab-An de Phillips y Griffen (1981).

Granodiorita- monzogranito de Seoane. (Muestra 228-59)

Las plagioclasas presentan una variación composicional entre $An_{35} - An_{17}$. Corresponden a plagioclasas con zonados normales An_{35-27} o An_{28-17} , y zonados oscilantes con pequeñas variaciones del tipo $An_{28-20-25-22}$. De todas formas los mayores contenidos suelen corresponder a los núcleos y más raramente a zonas intermedias de los cristales. Los feldspatos potásicos analizados corresponden a $Or_{90-91} - Ab_{9-10}$.

Clasificación de los feldespatos

Los feldespatos potásicos analizados corresponden tanto a microclina como a microclina perthítica. Las plagioclasas del macizo de Seoane y los monzogranitos del macizo de Veiga del Bollo tienen una composición bastante homogénea, con variaciones composicionales dentro del campo oligoclasa. Las plagioclasas de la facies granodiorítica del macizo de Veiga del Bollo presentan mayor contenido en anortita y también mayor variedad composicional, entre oligoclasa y labrador. De cualquier forma, los mayores valores del contenido en anortita, andesina en el límite con labrador, corresponden a algunos núcleos cálcicos que como se aprecia en el triángulo de clasificación muestran un salto brusco en composición con las plagioclasas en las que se encuentran.

1.6. Granates

1.6.1. Granitos de dos micas deformados.

Hermisende-Padornelo. (Muestra 267-20)

Contiene los cristales de granate de mayor tamaño de todas las muestras en las que está presente este mineral. Sólo se ha analizado un cristal de tendencia hexagonal, en el que se han realizado 10 análisis más o menos equidistantes en sentido diametral. Se trata de un granate pirlaspítico rico en almandino y espesartina, en el que la suma de ambos cationes divalentes constituye el 95,9 - 97,4 en porcentaje molecular. Los porcentajes moleculares de los cationes divalentes oscilan entre:

Almandino: 76,9 – 73,5	Piropo: 3,3 – 1,81
Espesartina: 23,9 – 19,4	Grosularia: 1 – 0,8

La variación composicional es muy débil para el Mn y Ca y algo más pronunciada para Mg y Fe. El Ca, Mn y de forma más acusada el Mg disminuyen del núcleo al borde, aunque en uno de los bordes el Mn aumenta de forma brusca en la parte más externa. El Fe aumenta del núcleo a los bordes, aunque en uno de los bordes sufre un descenso brusco en la parte más externa coincidiendo con el aumento brusco de Mn.

1.6.2. Granitos de dos micas tardíos.

Quintela. (Muestra 266-213)

Se han analizado 12 cristales incluidos en cuarzo, moscovita, o en el contacto entre cuarzo y plagioclasa. Son siempre cristales de muy pequeño tamaño que aparecen de forma aislada o formando agregados. Los cristales de mayor tamaño muestran hábitos de tendencia idiomorfa con formas hexagonales mientras que los cristales de menor tamaño (muchas veces en agregados) son de tendencia redondeada o anhedral. Todos los cristales analizados son granates pirlaspíticos ricos en almandino y espesartina y pobres en Mg y Ca. Ambos cationes constituyen entre un 98,9 - 97,9 en porcentaje molar. La variación de porcentajes moleculares de los cationes divalentes son:

Almandino: 69,3 – 64,4	Piropo: 0,47 – 0,09
Espesartina: 33,9 – 28,9	Grosularia: 1,7 – 0,92

En tres cristales se han realizado análisis en los bordes y el núcleo que indican una variación composicional muy débil o insignificante y diferente en los tres cristales. En general presentan núcleos más ricos en Fe y pobres en Mn y Mg que los bordes mientras que pueden mostrar núcleos más ricos en Ca que los bordes o a la inversa.

La Rúa. (Muestra IG-GS-02)

Se han analizado 5 cristales de muy pequeño tamaño incluidos en plagioclasa. Se encuentran como cristales aislados o formando agregados con hábitos hexagonales o de formas redondeadas. Son granates pirospíricos ricos en almandino y espesartina, constituyendo la suma de ambos cationes el 96,4 – 93,1 en porcentaje modal y con contenidos en Mg y Ca > 5 mol %. La variación en porcentaje modal de los cationes divalentes son:

Almandino: 74 – 58,9	Piropo: 4,31 – 2,37
Espesartina: 37,2 – 21,7	Grosularia: 4,5 – 0,7

Son los granates que muestran mayor variación composicional, al menos en cuanto a los porcentajes de Fe y Mn. Se caracterizan por presentar un descenso de Fe, Mg y Ca y aumento de Mn desde el núcleo al borde. De todos los granates analizados se asemejan a los contenidos en la granodiorita tardía de Veiga aunque estos son más ricos en Mn y pobres en Fe.

1.6.3. Monzogranitos y granodioritas tardías.

Veiga del Bollo. (Muestra 228-12)

Se han analizado dos cristales de las facies granodioríticas incluidos en un megacrystal de feldespato potásico y cuarzo, de muy escaso tamaño y hábito anhedral. Son granates pirospíricos ricos en almandino y espesartina, en los que la suma de ambos cationes representa el 95 – 92 en porcentaje molar y contenidos en Mg y Ca > 5 mol %. Los porcentajes de cationes divalentes son:

Almandino: 71,9 – 67,2	Piropo: 4,3 – 3,7
Espesartina: 26,5 – 21,6	Grosularia: 4,4 – 0,9

1.6.4. Granitos tardíos de la ZAOL (Banda Boal – Los Ancares).

Plutón de Campo de Agua.

El granate es escaso en la facies común en la que aparece como cristales subidiomorfos – alotriomorfos con tamaños de 0,5 – 2,5 mm y más frecuente en las facies diferenciadas (especialmente en las aplitas) como cristales alotriomorfos – subidiomorfos de 1 mm de tamaño. Los granates son de tipo pirospita, muy ricos en almandino y espesartina. Los porcentajes de cationes divalentes son:

Almandino: 69,7 – 37,9	Piropo: 1,7 – 0,0
Espesartina: 61,6 – 29,5	Grosularia: 1,4 – 0,2

Presentan un zonado normal con disminución del contenido en Mn y aumento de Fe hacia los bordes. Los contenidos en Mg y Ca no presentan una pauta definida de variación. Fernández Suárez (1994) distingue dos poblaciones de granates, granates muy pobres en Mg y muy ricos en Mn relacionados con las facies aplíticas sin biotita y granates con mayores contenidos en Mg asociados a las facies aplíticas con biotita.

Plutón de Ponferrada.

El granate está presente en todas las facies del plutón aunque es más abundante en los granitos de grano medio-fino y en las aplitas (1% modal) que en las facies de grano grueso – medio. Son granates pirospíticos ricos en almandino y espesartina y muy pobres en Mg y Ca que según Del Santo (1992) se encuentran como 1- cristales subidiomorfos – alotriomorfos de 0,5 – 1 mm con inclusiones de cuarzo y textura esquelética, 2- cristales redondeados e idiomorfos de 0,2 – 1 mm y 3- cristales subidiomorfos – alotriomorfos de tamaño < a 0,5 mm incluidos en cuarzo y feldespatos; los últimos son los más ricos en Mn. Los porcentajes de cationes divalentes son:

Almandino: 70,5 – 56,5	Piropo: 1,8 – 0,0
Espesartina: 45,5 – 27,3	Grosularia: 0,9 – 0,5

Son granates fuertemente zonados, pero con modelos de zonado opuestos. Algunos granates presentan zonado oscilante mientras que otros presentan bordes ricos en Mn y otros núcleos ricos en Mn a veces también con enriquecimiento en la parte más externa.

1.6.5. Variaciones composicionales de los granates.

En la siguiente tabla se resumen los porcentajes molares de los cationes divalentes de los granates asociados a los diferentes macizos considerados:

	Almandino	Espesartina	Piropo	Grosularia
Hermisende-Padornelo	76,9 – 73,5	23,9 – 19,4	3,3 – 1,8	1,0 – 0,8
Quintela	69,3 – 64,4	33,9 – 28,9	0,5 – 0,1	1,7 – 0,9
La Rua	74,0 – 58,9	37,2 – 21,7	4,3 – 2,4	4,5 – 0,7
Veiga del Bollo	71,9 – 67,2	26,5 – 21,6	4,3 – 3,7	4,4 – 0,9
Campo de Agua	69,7 – 37,9	61,6 – 29,5	1,7 – 0,0	1,4 – 0,2
Ponferrada	70,5 – 56,5	45,5 – 27,3	1,8 – 0,0	0,9 – 0,5

Los granates del macizo de Hermisende-Padornelo son los más ricos en Fe y los que presentan además la menor en el contenido de este catión, junto con los granates de los macizos de La Rua y Veiga del Bollo son también los más ricos en Mg. Los granates de los macizos de La Rua y Quintela se caracterizan por valores máximos de contenido en Fe similar a los granates anteriores pero presentan una mayor variación que llega a porcentajes mínimos de 59; además los granates de estos dos macizos presentan contenidos en Ca superiores al resto de los granates considerados. Por otro lado destaca el mayor porcentaje de Mn de los granitos de dos micas tardíos de la Zona Asturoccidental-Leonesa (Campo de Agua y Ponferrada) respecto al resto de los macizos de la Zona Centroibérica.

En la Figura 6.1 se representan los contenidos de los cationes divalentes de los granates considerados, en donde se observan claramente las principales diferencias composicionales como son el mayor contenido en grosularia de algunos granates de los macizos de La Rua y Veiga del Bollo, y junto con ellos también del macizo en el caso del piropo. Los diagramas de la figura 6.1 ponen también de manifiesto que la variación composicional de todos los granates es debida a la sustitución de Fe por Mn, que son los únicos cationes que muestran buena correlación y de tipo negativo de forma que experimentan un aumento progresivo en Mn según disminuye el Fe.

Por su composición de granates almandínicos muy ricos en espesartina y sus características texturales y de acuerdo también con la interpretación de Fernández Suárez (1994), todos los granates analizados corresponden a granates de origen ígneo cristalizados en etapas tardías de la evolución magmática.

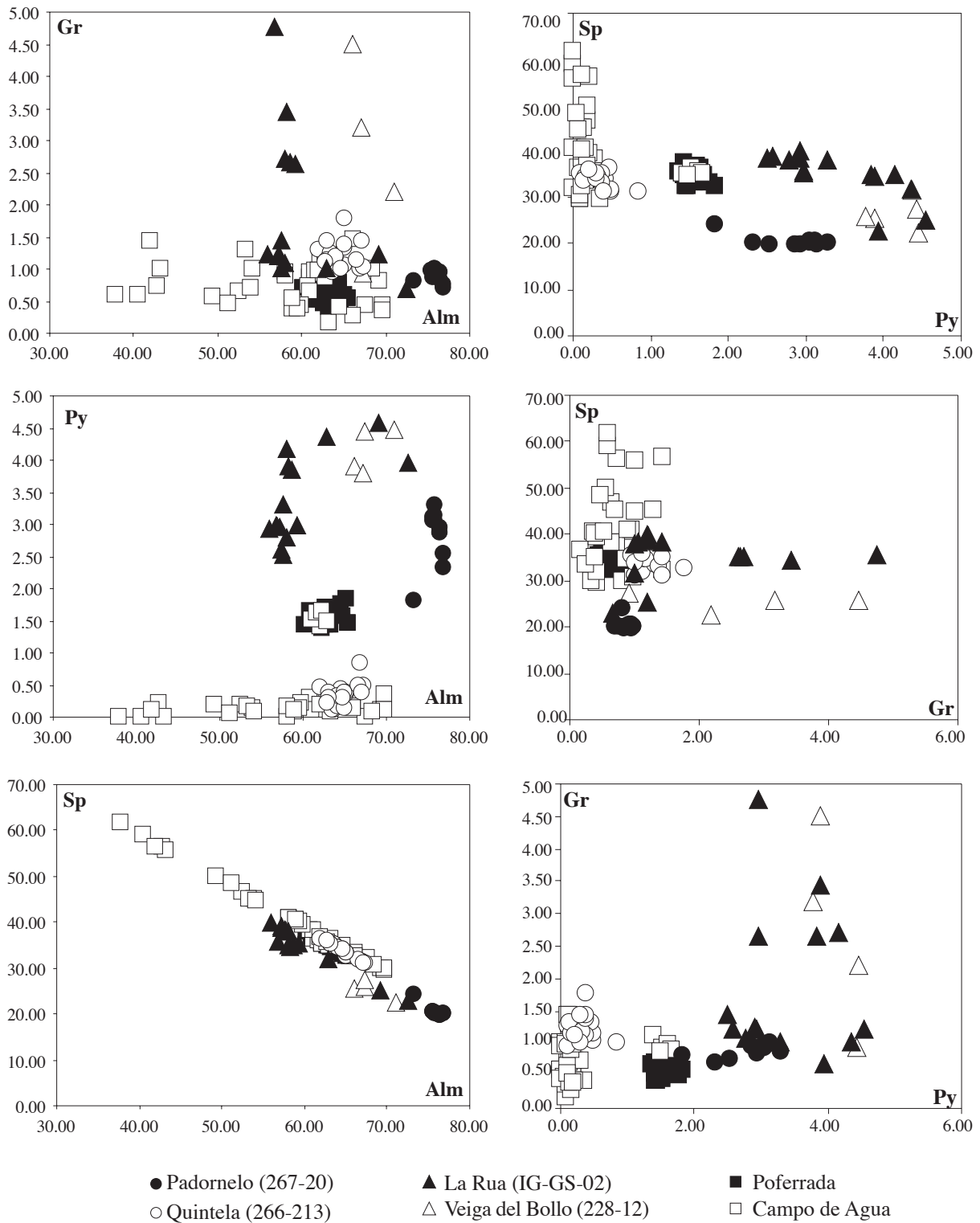


Figura 6.1: Variación composicional de los cationes divalentes en los granates analizados en granitos y leucogranitos de dos micas de Padornelo, Quintela y La Rua y en los mozogranitos biotíticos tardíos de Veiga del Bollo. Los análisis de los granates de los granitos de los Plutones de Poferrada y Campo de Agua pertenecen a Fernández Suárez (1994).

2. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS GRANITOIDES VARISCOS

2.1. Introducción

Para la caracterización geoquímica de las 27 unidades graníticas estudiadas se han realizado 71 análisis de elementos mayores, trazas y tierras raras. Además se han realizado algunos análisis de rocas volcánicas prehercínicas relacionadas con las Pizarras de Luarca en el sinclinal de Truchas. Los resultados se encuentran en el Anexo 2 al final de la memoria.

2.2. Rocas básicas-intermedias y Monzogranitos porfídicos precoces

Rocas básicas-intermedias de Ribadelago

Se trata del complejo plutónico más básico que aflora en la zona estudiada, y su espectro composicional se extiende desde términos monzograníticos a cuarzodioríticos, aunque los tipos litológicos más abundantes son las tonalitas y las granodioritas. Geoquímicamente en el diagrama P-Q de Debon y Le Fort (1988) se clasifican como cuarzomonzodioritas, cuarzomonzonitas, granodioritas y monzogranitos (Figura 1).

De acuerdo con su composición normativa se trata de rocas con contenidos en cuarzo moderados a bajos, encontrándose incluso alguna apófisis básica relacionada con este complejo (muestra 266-190) que es subsaturada en cuarzo y que contiene una apreciable cantidad (9.48 %) de olivino normativo. Entre los materiales que forman este complejo son bastante frecuentes los de composición meta-alumínica, con contenidos de diopsido normativo que varían entre 0.60 y 5.91 %, mientras que las rocas peralumínicas tienen contenidos de corindón normativo relativamente bajos (0.59 – 1.61 %). La composición normativa de la plagioclasa presenta un espectro de variación bastante considerable, con contenidos de anortita que oscilan entre 24.3 y 53.6 %. También en las rocas de este complejo plutónico es en las que se encuentran variaciones más importantes de las relaciones $Fe / (Fe + Mg)$ en los minerales ferromagnesianos, oscilando sus valores entre 0.25 y 0.60.

Los valores de A/CNK se sitúan entre 0,82 y 1,07 y la relación K_2O^* es salvo en un caso superior a 0,50 (Figura 2.1). La suma de álcalis es de 4,86-8,23 y la relación $K_2O/Na_2O = 0,77-1,49$; la roca más básica con contenido en SiO_2 de 53 % presenta un contenido en álcalis próximo a 5, una

relación $K_2O/Na_2O = 0,77$, contenido bajo en TiO_2 y valores altos en aluminio, por lo que cumple según Morrison (1980) las características típicas de las rocas de las asociaciones shoshoníticas. Además presenta altos contenidos en Mg (12,24) y una relación $MgO/CaO > 1$, característico junto con las altas relaciones K_2O/Na_2O de las rocas vaugneríticas. Este carácter se pierde en las rocas de mayor contenido en sílice.

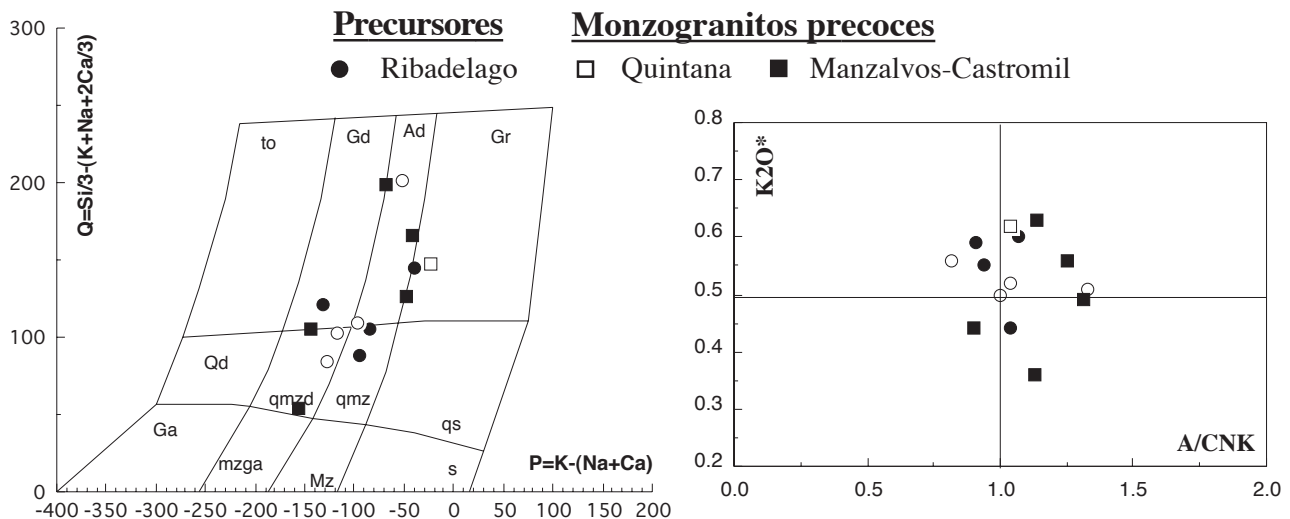


Figura 1: Diagrama P-Q de Debon y Le fort (1988) y K_2O^*-A/CNK de las rocas básicas-intermedias de Ribadelago y de los Monzogranitos precoces.

Monzogranitos porfídicos precoces y enclaves asociados (Manzalvos-Castromil y Quintana)

El Macizo de manzalvos-Castromil es un macizo complejo de composición relativamente heterogénea, constituido por monzogranitos y granitos porfídicos biotíticos con moscovita, en los que es relativamente frecuente la presencia de enclaves microgranudos. Las rocas de la facies común son de carácter peraluminico, con valores apreciables en corindón normativo (del orden de 4 %) y con contenidos relativamente altos de cuarzo normativo (27.43 –33.46 %). La composición normativa media de la plagioclasa tiene una proporción de $An = 13.3 \%$.

Alguno de los enclaves de mayor tamaño tienen una composición relativamente básica (tonalítico-cuarzodiorítica), son de carácter meta-alumínico (0.38 % de diopsido normativo), en la norma CIPW tienen un contenido muy bajo de cuarzo (2.70 %) y la composición media de la plagioclasa es de $An = 35 \%$.

Los enclaves menores y con mayor grado de transformación e hibridación con los granitoides tienen composiciones que corresponden a tonalitas peraluminicas con apreciables valores de corindón normativo (3.32 – 3.69 %) y proporciones de cuarzo notablemente más elevadas (12.06 – 17.85 %). En estos enclaves menos básicos, la plagioclasa tiene contenidos normativos medios en anortita comprendidos entre 19.6 y 33.6 %.

El macizo de Quintana está constituido por monzogranitos porfídicos biotíticos con moscovita. Su composición normativa pone de manifiesto que se trata de rocas con contenidos en cuarzo (23.35 %) inferior al de los granitos de dos micas. También son menos peraluminicos, con un valor de

corindón normativo de 1.11 %. La composición de la plagioclasa presenta un contenido de anortita normativa de 19.3 %.

Desde el punto de vista geoquímico, en el diagrama P-Q de Debon y Le Fort (1988) los monzogranitos de Manzalvos-Castromil se clasifican como monzogranitos, en algún caso en el límite con granodioritas, mientras que el macizo de Quintana presenta una composición más granítica. Los enclaves asociados al macizo de Manzalvos-Castromil, se clasifican como cuarzomonzodioritas, a veces en el límite con granodioritas y monzogranitos (Figura 1).

Los valores de A/CNK de los enclaves varían entre 0,62 a 0,86 confirmando el carácter meta-alumínico; los monzogranitos de Manzalvos-Castromil son moderadamente peralumínicos con valores de A/CNK de 1,06-1,07 mientras que los monzogranitos de Quintana presentan valores de A/CNK de 0,86. La mayor parte de los enclaves tienen relaciones K_2O^* inferiores a 0,5 (0,36-0,49), excepto uno que presenta relaciones superiores (0,63) a la de los monzogranitos de Manzalvos-Castromil que es de 0,56 y Quintana que presenta relaciones de 0,62 (Figura 1).

2.3. Granitos de dos micas deformados

Macizo de Bembibre.

Se trata de leucogranitos peralumínicos con un considerable contenido en SiO_2 . En la norma CIPW presentan una elevada proporción de cuarzo (36.72 %) y de corindón normativo (5.56 %), siendo este último un reflejo de la abundancia de moscovita. La composición normativa de la plagioclasa es bastante ácida con un contenido de anortita de 4.8 %.

En el diagrama de clasificación geoquímica de Debon y Le Fort (1988) un único análisis disponible corresponde a un monzogranito. La relación A/CNK confirma su carácter peralumínico y se caracterizan por una relación $K_2O^* > 0,50$ (Figura 2).

Macizo de La Gudiña.

Es una unidad plutónica constituida fundamentalmente por rocas graníticas y leucograníticas, con escasos términos de composición monzogranítica. Se trata en todos los casos de rocas peralumínicas cuyo contenido en corindón normativa oscila entre 3.66 y 7.45 %. Su proporción de cuarzo normativo es en general elevada y oscila entre 29.85 y 41.52 %. La composición de la plagioclasa es bastante albítica y sus contenidos medios en anortita varían entre 0 y 7.5 %.

Entre los materiales analizados en este macizo se encuentra algún granitoide algo más básico que puede corresponder a rocas de mezcla con los granitoides del macizo de Manzalvos-Castromil (muestra 266003). Esta roca presenta un contenido en cuarzo normativo algo inferior y la composición de la plagioclasa es más básica ($An = 15.8$ %).

Otros materiales analizados en esta unidad plutónica corresponden a granitoides afectados por procesos de episienitización (muestras 266030 y 266350). Estos procesos son muy poco intensos en la segunda de las dos muestras, mientras que en la primera se manifiestan en una apreciable pérdida de SiO_2 (8.76 % de cuarzo normativo) y en una ganancia de Na_2O (48.15 % de plagioclasa albítica

normativa). Así mismo, en este granitoide más intensamente episienitizado se aprecia una sensible pérdida de MgO.

Una muestra procedente de una zona de fractura (266069) presenta un fortísimo enriquecimiento en SiO₂ y un marcado descenso inducido por esta causa en el resto de los elementos, principalmente en Al, Mg, Ca, K y P que a nivel normativo se traduce principalmente en una composición muy rica en cuarzo (66.50 %) y pobre en ortosa (5.08 %).

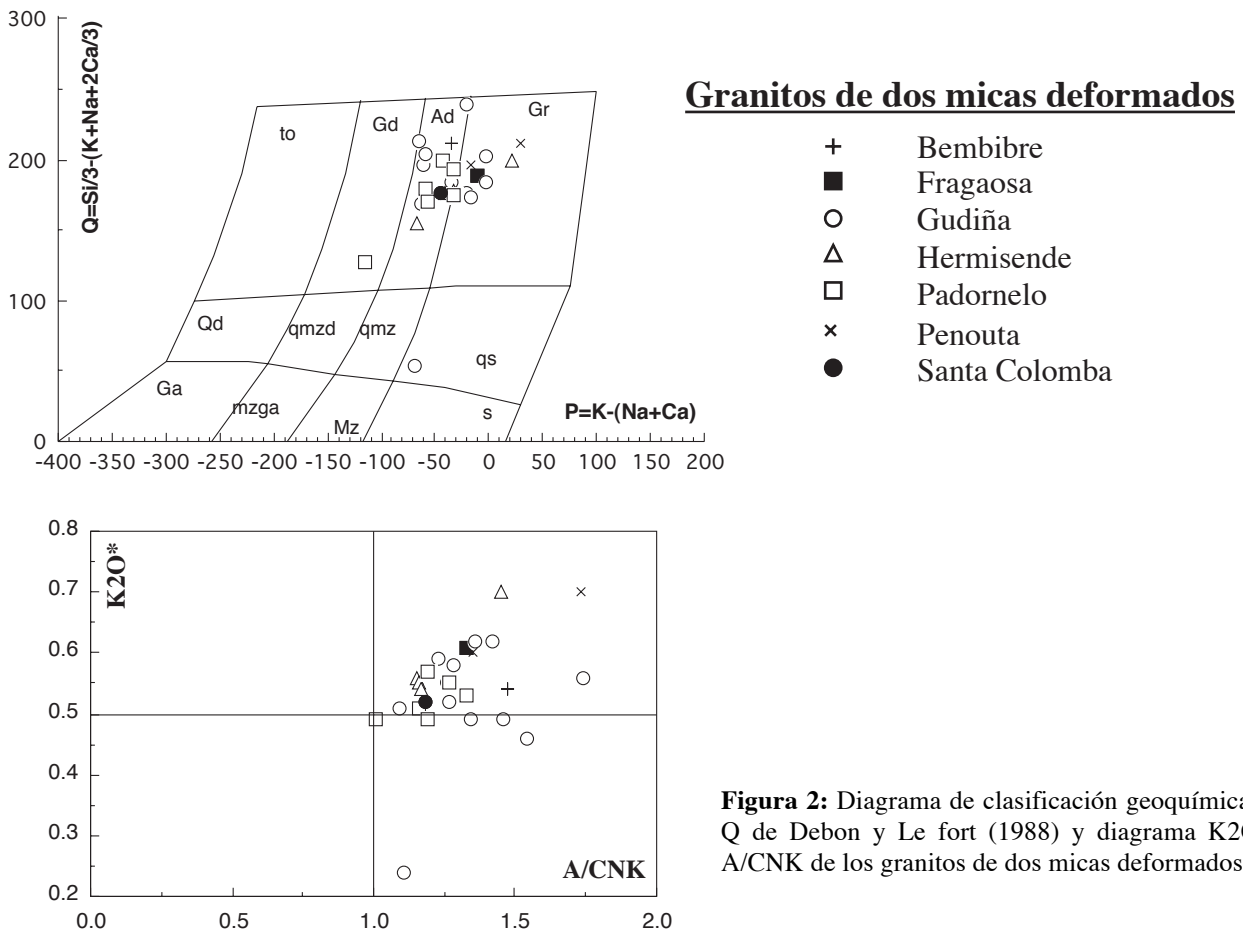


Figura 2: Diagrama de clasificación geoquímica P-Q de Debon y Le fort (1988) y diagrama K₂O*-A/CNK de los granitos de dos micas deformados.

En el diagrama de clasificación geoquímica de Debon y Le Fort (1988) las rocas de este macizo se clasifican como granitos y monzogranitos en el límite con granodioritas. La roca que se clasifica como cuarzoesienita corresponde a la zona de episienitización. Son rocas peraluminicas (A/CNK > 1) y con una relación K₂O* relativamente variable (Figura 2).

Macizo de Hermisende – Padornelo.

Los materiales predominantes en este macizo complejo tienen fundamentalmente composiciones graníticas y leucograníticas, aunque en el se encuentran incluidas algunas masas y megaenclaves de composición tonalítico – granodiorítica (muestras 267008 y 266105). Se trata en general de granitos peraluminicos con valores de corindón normativo que fluctúan entre 2.48 % y 6.18 % y contenidos en cuarzo elevados que varían entre 29.57 y 34.86 %. La composición normativa de la plagioclasa es bastante ácida, con contenidos en anortita comprendidos entre 0 y 9.7 %.

En los megaenclaves básicos, el carácter peraluminico puede disminuir notablemente, encontrándose en el más básico de ellos (muestra 267008) un valor de 0.69 % de corindón normativo. No obstante, en el otro cuerpo analizado (muestra 266105), el contenido en este componente es de 3.13 %, encontrándose dentro del rango de variación de la facies granítica común del macizo.

En estos cuerpos más básicos, también se aprecian proporciones inferiores de cuarzo normativo (17.81 – 24.22 %) y una mayor basicidad media de la plagioclasa que tienen contenidos de anortita que varían entre 25.8 y 38.6 % respectivamente.

En el diagrama de clasificación geoquímica de Debon y Le Fort (1988) las rocas de este macizo se clasifican como granitos, monzogranitos y sólo en un caso como granodioritas. De acuerdo con la relación A/CNK son rocas peraluminicas salvo una muestra que se sitúa en el límite de los campos metaaluminico y peraluminico. La relación K_2O^* es siempre mayor de 0,5 (Figura 2).

Macizo de Penouta.

Se trata de una serie de apófisis o pequeños stocks de leucogranitos que atendiendo a su composición normativa son fuertemente peraluminicos (4.55 –7.91 % de corindón). Tienen altos contenidos en cuarzo (36.49 – 34.42 %) y sus plagioclasas son bastante ácidas, con contenidos medios en anortita comprendidos entre 4.9 y 8.2 %).

En el diagrama de clasificación geoquímica de Debon y Le Fort (1988) se clasifican como granitos caracterizados por un carácter fuertemente peraluminico de acuerdo con la realación $A/CNK > 1$ y que muestran altas relaciones K_2O^* (Figura 2).

Macizo de Santa Colomba.

Este macizo está compuesto fundamentalmente por leucogranitos muy diferenciados, predominantemente moscovíticos. En su composición normativa se aprecia un alto contenido en cuarzo (31.34 %) y un contenido moderado de corindón (2.86 %) que refleja que el contenido en micas es bajo. La composición de la plagioclasa normativa es muy ácida, con un contenido en anortita de 0.4 % que corresponde casi a una albita pura.

En el diagrama de clasificación geoquímica de Debon y Le Fort (1988) se clasifican como monzogranitos con un carácter peraluminico menos marcado que el macizo de Penouta y menores valores de la relación K_2O^* que se sitúa próxima a 0,5 (Figura 2).

2.4. Granitos de dos micas más tardíos

Macizo de La Canda.

Las muestras de este macizo corresponden a leucogranitos peraluminicos con contenidos en corindón normativo apreciables (1.98 - 3.83 %) y proporciones de cuarzo comprendidas entre 28.44 y 30.13 %. La composición media de la plagioclasa normativa es $An= 5.2$ %.

Macizo de Castelo.

Este macizo tiene unas características composicionales muy homogéneas. Las rocas que le constituyen son leucogranitos peraluminicos con valores altos de corindón normativo (3.06 – 4.61 %) y con contenidos de cuarzo también elevados (31.87 – 33.61 %). Estos leucogranitos tienen una plagioclasa normativa de composición muy ácida, con contenidos medios en An de 0.6 %.

Macizo de Ladiaro.

Se trata de un plutón de características bastante homogéneas, que está constituido por granitos biotítico – moscovíticos porfídicos. Son rocas ricas en cuarzo normativo (29.08 - 33.40 %) y peraluminicas, con apreciables contenidos en corindón (3.02 - 4.13 %) que son el reflejo de un contenido moderado en biotita y moscovita. La composición de la plagioclasa es bastante ácida, con proporciones de anortita normativa que varían entre 5.9 y 11.8 % en las muestras analizadas.

Macizo de Pradorramisquedo.

Es un macizo bastante homogéneo, constituido por granitos de dos micas de grano medio-grueso a grueso. Atendiendo a su composición normativa se trata de granitos ricos en cuarzo (31.49 – 34.32 %) con contenidos moderados en corindón normativo (2.10 – 2.91 %) que son el reflejo de su relativa pobreza en micas. La composición media de la plagioclasa es ácida, con contenidos normativos en anortita que fluctúan entre 7.5 y 13.9 %.

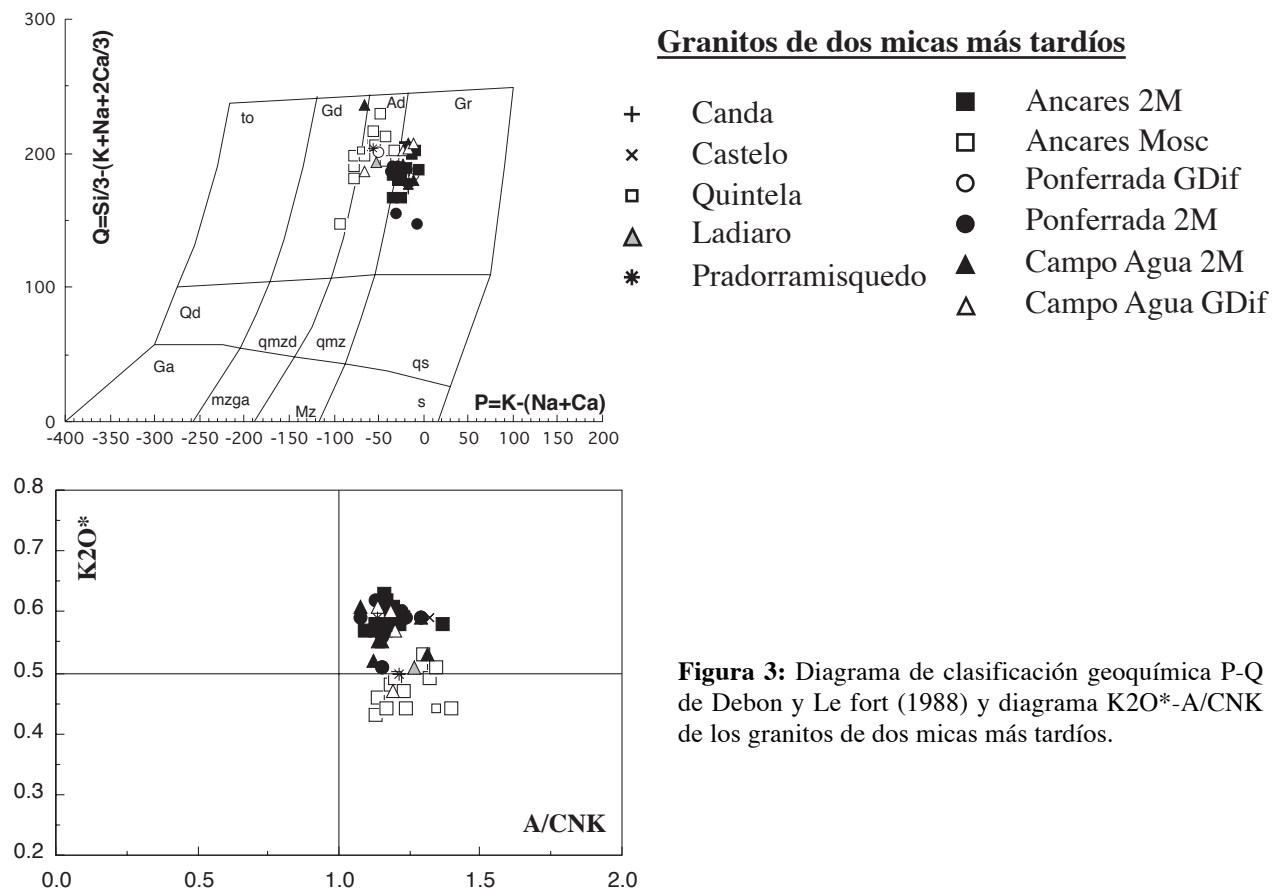


Figura 3: Diagrama de clasificación geoquímica P-Q de Debon y Le fort (1988) y diagrama K₂O*-A/CNK de los granitos de dos micas más tardíos.

Macizo de Quintela.

Este pequeño macizo está constituido por leucogranitos moscovítico-biotíticos, muy ácidos y peraluminicos, con un contenido en cuarzo de 35.31 % y un valor de 4.01 % de corindón normativo. La composición de la plagioclasa es muy ácida, con un contenido de anortita normativa de 1.1 %. Así mismo, presentan un contenido muy bajo en fósforo que se manifiesta en proporciones muy reducidas de apatito normativo (0.19 %).

Macizo de La Rúa.

Se trata de un cuerpo plutónico constituido por granitos de dos micas muy diferenciados que se caracterizan por la frecuente aparición de granate como mineral accesorio. Bajo el punto de vista de la composición normativa son rocas ricas en cuarzo (30.57 – 33.61 %) y débil a moderadamente peraluminicas, con contenidos en corindón que oscilan entre 0.57 y 1.95 %. La composición media de la plagioclasa presenta contenidos en anortita que varían entre 4.2 y 11.8 %.

2.5. Monzogranitos y granitos biotíticos tardíos

Macizo de Seoane.

Es un pequeño macizo constituido por monzogranitos biotíticos con moscovita que presenta ligeras variaciones en cuanto al tamaño de grano. Composicionalmente se trata de monzogranitos peraluminicos con contenidos en cuarzo moderados (22.72 – 24.82 %) y con valores de corindón normativos apreciables (2.31 – 3.44 %). Aunque los contenidos en SiO₂ y Al₂O₃ presentan un rango bastante restringido, las variaciones de CaO, MgO y FeO son considerables, lo que se manifiesta en que la composición normativa de la plagioclasa oscila entre 11.8 y 27.2 % y el contenido en hyperstena normativa, que es el reflejo del contenido en biotita, varía entre 4.21 y 8.25 %.

Macizo de Veiga.

Es un macizo granítico que presenta un grado de variación moderado que oscila entre composiciones monzograníticas y graníticas. Se trata en todos los casos de granitoides peraluminicos cuyos contenidos en corindón normativo son apreciables y varían entre 2.59 y 4.56 %, encontrándose los valores más altos en las rocas más diferenciadas. La proporción de cuarzo normativo en estas rocas varía entre moderada y muy alta (26.15 – 37.29 %) y la composición normativa de la plagioclasa oscila entre contenidos de anortita del 31 % en los materiales más básicos muestreados y 8.2 % en los granitos más diferenciados.

Entre los elementos de afinidad ferromagnesiana se aprecia una disminución clara y continua de Ti, Fe y Mg, que a nivel normativo se manifiestan en disminuciones firmes de los contenidos en hyperstena e ilmenita normativa en paralelo a la diferenciación, que son indicativas de las variaciones del contenido en biotita e ilmenita. La variación de la relación Fe / (Fe + Mg) en los minerales ferromagnesianos normativos es pequeña en el transcurso de la diferenciación, fluctuando

entre 0.62 en las rocas más básicas y 0.56 en las más diferenciadas, apreciándose oscilaciones en los materiales intermedios.

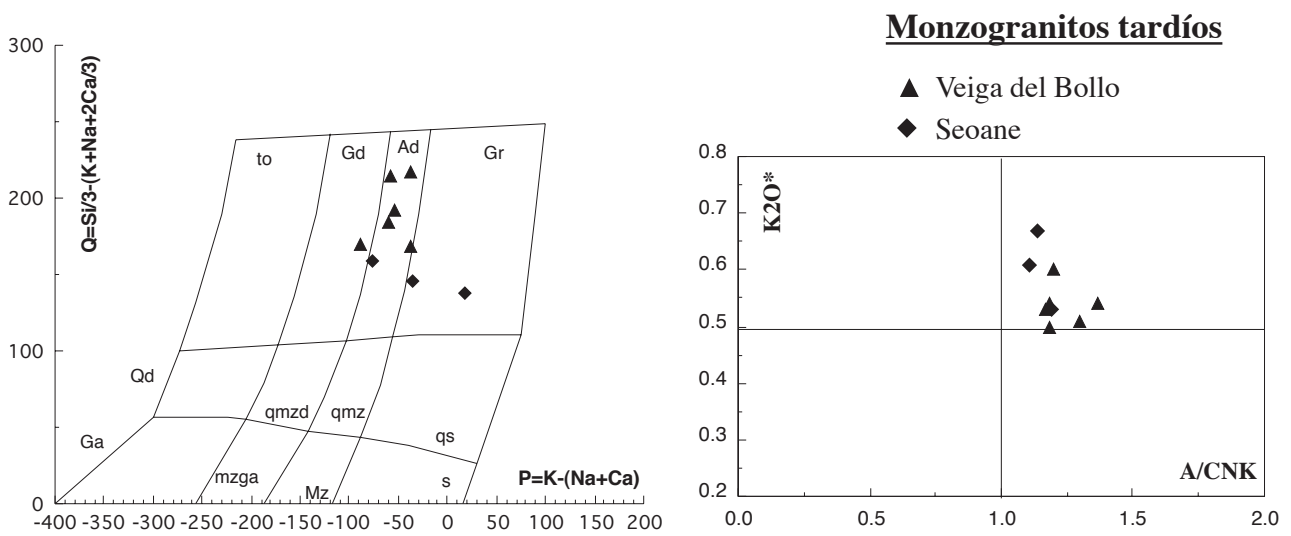


Figura 4: Diagrama de clasificación geoquímica P-Q de Debon y Le fort (1988) y diagrama K₂O*-A/CNK de los monzogranitos y granitos porfídicos tardíos.

3. MANIFESTACIONES FILONIANAS POST-VARISCAS.

3.1. Introducción y petrografía

Afloran en el límite de las provincias de Lugo y León formando una red de diques, de dirección N 20°-45° E y espesor y continuidad lateral variables, que forma parte de un conjunto de diques de mayor entidad clasificados históricamente como basaltos nefelínicos (Schulz, 1835; Macpherson, 1881), nefelinitas olivínicas (Parga Pondal, 1935), doleritas olivínicas (Arps, 1970) o basaltos plagioclásico-olivínicos porfídicos (Ancochea et al., 1992), y en los que se distinguen diabasas, microgabros y lamprófidos (Barrera et al., 1989). Este magmatismo de edad cretácica ha sido datado por K-Ar en 96.9 ± 2.7 Ma y 86.8 ± 2.5 Ma (Ancochea et al., 1992).

En el sector estudiado los diques cortan a los materiales paleozoicos de las zonas Asturoccidental-leonesa y Centro-ibérica y todas las estructuras variscas. Están afectados por cabalgamientos y fallas alpinas mostrando en algunos casos deformación frágil superpuesta a la foliación magmática. Los diques menos alterados son de color verde o gris oscuro, grano medio, aspecto microporfídico y suelen presentar bordes de enfriamiento. Su textura y composición son variables, pero pueden agruparse en dos tipos principales:

Microgabros de textura intergranular constituidos mayoritariamente por plagioclasa, anfíbol marrón con núcleos de clorita \pm carbonatos, seudomorfos (piroxeno u olivino), cantidades menores de Q y Fto K que junto con la plagioclasa forman intercrecimientos gráficos, porciones de vidrio intersticial cloritizado, ilmenita y apatito como accesorios y clorita, epidota, carbonatos y rutilo-leucoxeno como secundarios. La plagioclasa y los seudomorfos cloríticos forman microfenocristales seriados.

Estos diques pueden llevar asociadas rocas microporfídicas de grano fino constituidas por plagioclasa, clinopiroxeno, seudomorfos de otros máficos e ilmenita, todos ellos de hábito muy largo, y escasa biotita bordeando al clinopiroxeno. Ambos tipos de rocas contienen vesículas rellenas de clorita, carbonatos, Q y Fto K, y acumulados de plagioclasas ricas en inclusiones de máficos cloritizados y espinela (sp_{55-56} hc_{33-34} mg_{7-8} uv_{3-4}), con clinopiroxeno y seudomorfos de otros máficos como fases intercúmulo. Los acumulados muestran contactos irregulares y constituyen probablemente fragmentos arrastrados por el magma.

Diabasas de textura intergranular a intersertal y más raramente microporfídica. Son rocas muy ricas en plagioclasa, de mayor tamaño que en las rocas anteriores, formando un entramado entre el que se sitúan, además de abundantes opacos y escasa biotita asociada a los opacos: 1- máficos alterados muy oscurecidos, agregados intersticiales de clorita con disposición radial y vesículas rellenas de clorita, cuarzo y carbonatos; 2- anfíbol verde-azulado con relictos de clinopiroxeno. En el primer tipo (1) las plagioclasas están “reventadas” lo que indicaría procesos de brechificación magmática en niveles muy superficiales. Un tercer tipo son diabasas en las que todos los máficos primarios están cloritizados destacando en tamaño grandes anfíboles fibrosos; se distinguen también de todas las rocas anteriores por la gran abundancia de epidota y apatito de notable desarrollo.

3.2. Mineralogía

Los piroxenos son augita ($\text{En}_{33-44} \text{Wo}_{33-39} \text{Fs}_{21-30}$) pobre en Al_2O_3 , con $\text{Al}_I/\text{Ti} < 10$ y bajo SiO_2 , característica de series alcalinas, aunque en el diagrama $50 \times \text{Al}^{\text{IV}}$ vs TiO_2 (Le Bas, 1962) se representan en el campo de piroxenos de series toleíticas, calcoalcalinas y basaltos ricos en Al; sin embargo en el diagrama SiO_2 vs Al_2O_3 (mismo autor) y Ti vs $\text{Ca}+\text{Na}$ (Leterrier et al., 1982), se sitúan en tránsito entre el campo anterior y el de las series alcalinas. Los anfíboles son hornblendas Mg-hastingsíticas y edeníticas y Mg-Hornblendas (Leake et al., 1997), formados entre 4 y 5,5 kb según diferentes geobarómetros utilizados; el anfíbol secundario es hornblenda actinolítica y ferrohornblenda. La biotita es pobre en Al^{IV} , tiene altas relaciones XFe y se proyecta en el campo de biotitas de series alcalinas en el diagrama $\text{Al}_I\text{-mg}$ de Nachit et al (1985).

Las plagioclasas zonadas de los acumulados son cálcicas (An_{55-58}) mientras que las plagioclasas de pequeño tamaño de la mesostasis son sódicas ($\text{An}_{1,5-7}$) y en algunas rocas An_{21-33} ; los fenocristales de plagioclasas de los microgabros y facies asociadas de grano más fino, tienen una composición An_{52-57} muy similar a las de los acumulados por lo que podrían constituir cristales disgregados de los acumulados y no verdaderos fenocristales. Los pseudomorfos analizados corresponden siempre a clorita rica en Fe tipo chamosita.

3.3. Geoquímica

Geoquímicamente las rocas analizadas tienen contenidos de 49.8-58.1% de SiO_2 , altos contenidos en TiO_2 (1.9-2.8%) y P_2O_5 (0.34-0.89%), Σ álcalis: 4.04-6.44%, carácter metalumínico (A/CNK : 0.48-0.67), y muy bajas relaciones $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$: 0.12-0.37 y XMgO (0.15-0.25). Además, su contenido en Ta (3-10 ppm) y las relaciones $\text{Ta}/\text{Tb} < 5$ y Zr/Ti : 0.01-0.03, entre otros rasgos geoquímicos, las identifica como rocas de naturaleza alcalina.

Presentan espectros poco fraccionados de REE (Fig. 1), con escasa o nula anomalía negativa en Eu y positiva en las litologías más ricas en plagioclasa, y una fraccionación ligeramente superior de LREE que de HREE. Los diagramas multielementales son comparables a los de basaltos alcalinos intraplaca o transicionales, aunque con anomalía negativa relativa de Ba y Ta (Fig. 1), coherente con la naturaleza más ácida de la mayor parte de las rocas consideradas respecto a las composiciones basálticas de referencia.

Otros elementos como Zr e Y confirman su naturaleza alcalina en diferentes diagramas como $\text{Ti}/100\text{-Zr-Y} \times 3$ y Ti-Zr (Pearce y Cann, 1973), $\text{Zr-Zr}/\text{Y}$ (Pearce y Norry, 1979); sin embargo los diagramas de clasificación de Winchester y Floyd (1977) separan dos poblaciones de forma que los microgabros y diabasas ricas en epidota son basaltos alcalinos y traquiandesitas, y las facies de grano fino ricas en acumulados asociadas a los microgabros y el resto de las diabasas son basaltos subalcalinos y andesitas ($\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$ y $\text{SiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$). La misma diferenciación se observa en el

diagrama Th/Yb-Ta/Yb (Pearce, 1982), en el que el primer grupo son basaltos intraplaca y el segundo basaltos calcoalcalinos.

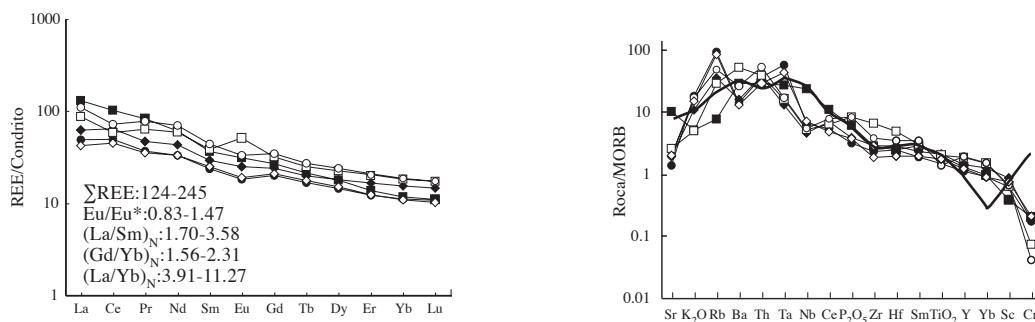


Figura 1. Espectros de tierras raras normalizadas al condrito de Evensen et al. (1978). Diagrama multielemental normalizado a N-MORB según valores de Pearce (1983) y basaltos intraplaca (trazo grueso) del mismo autor.

Como conclusión, las rocas estudiadas incluyen términos más ácidos que otros diques del NO peninsular (Ancochea et al., 1992; González Menéndez y Suárez, 2004) que corresponden principalmente a composiciones basálticas; no están representadas rocas con olivino ni términos subsaturados. El bajo contenido en MgO (< 4 %), su pobreza en Ni (< 11 ppm) y en Cr (< 35 ppm) indica que los fundidos básicos no son magmas primarios, sino derivados mantélicos que han sufrido procesos de fraccionación de olivino y piroxeno o espinela. La fraccionación conjunta de ortopiroxeno y plagioclasa explicaría la escasa o nula anomalía negativa en Eu en rocas en las que hay evidencia de fraccionación de plagioclasa (acumulados). La geoquímica parece indicar una posible asociación, de magmas básicos alcalinos y subalcalinos derivados de una fuente mantélica enriquecida en este magmatismo Cretácico relacionado, como en otros sectores de la Península Ibérica, con procesos de rift durante la apertura del Golfo de Vizcaya (Palacios, 1985; Azambre et al. 1992; Carracedo y Larrea, 1998).

4. ROCAS VOLCÁNICAS PREVARISCAS

4.1. Introducción y características petrográficas

Las rocas volcánicas prehercínicas son relativamente frecuentes formando niveles de espesor variable dentro de la Formación Pizarras de Luarca en el Sinclinal de Truchas. La fuerte deformación del sector impide reconocer la morfología primitiva de los cuerpos volcánicos.

Corresponden mayoritariamente a rocas volcanoclásticas aunque con menor frecuencia se encuentran también algunos niveles de riolitas de color blanquecino en las que pueden destacar abundantes cristales de cuarzo con morfologías típicamente volcánicas. Las rocas volcanoclásticas son de color oscuro con frecuentes tonalidades verdosas, rosáceas o rojizas, debido en gran parte a procesos de alteración, que incluye silicificación y fuerte carbonatación y cloritización. Presentan granoclasificaciones y bandeo de tipo estratigráfico.

De acuerdo con el tamaño de los fragmentos corresponden a aglomerados y brechas volcánicas, y más frecuentemente tobas de lapilli, tobas y cineritas, éstas últimas suelen ser de color verdoso. Los fragmentos pueden ser redondeados, subredondeados o angulosos y de composición volcánica o detrítica, aunque son mayoritarios los fragmentos de origen volcánico, entre los que se distinguen fragmentos de naturaleza tobácea y fragmentos lávicos. Los fragmentos tobáceos son más abundantes en las brechas y tobas de lapilli; los fragmentos vítreos, de tamaño lapilli y bomba son abundantes en las tobas y tobas de lapilli.

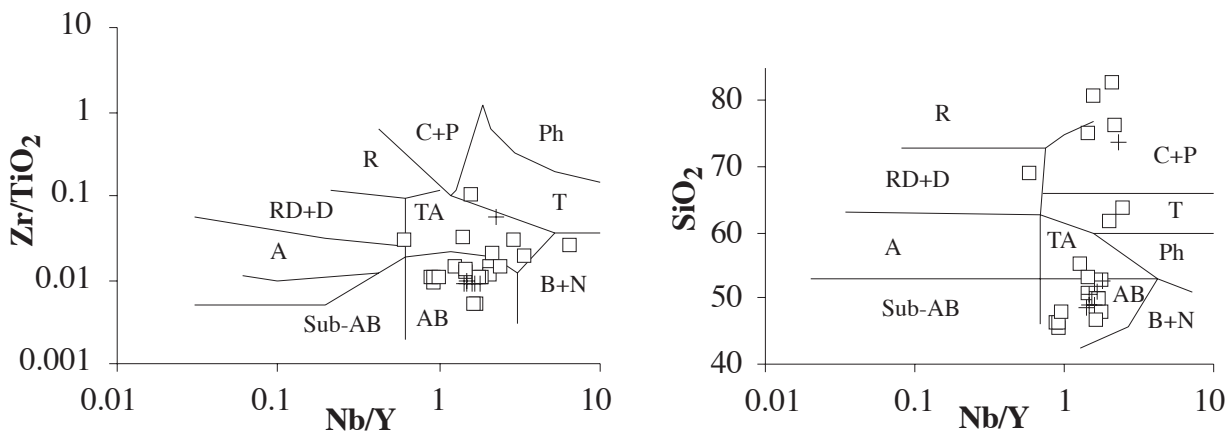
Petrográficamente son rocas muy transformadas, de manera que tanto los fragmentos como la mesostasis están constituidos mayoritariamente por carbonatos, clorita y cuarzo de tipo chert. Entre los fragmentos se distinguen dos tipos principales que corresponden a fragmentos tobáceos y fragmentos de tipo vítreo muy vesiculares y pumíticos. Los fragmentos tobáceos son en general difíciles de distinguir al microscopio debido a su intensa transformación. En los fragmentos vítreos sólo se conservan las formas vesiculares generalmente rellenas de cuarzo o albita.

Petrográficamente, y como veremos más adelante también geoquímicamente, estas rocas son totalmente comparables a las rocas volcanoclásticas de edad cambro-ordovícica que aparecen dentro de la cuarcita de Barrios en la Rama sur de la Cordillera Cantábrica descritas por Loeschke y Zeidler (1982), Heinz et al. (1985) y Gallastegui et al. (1992).

4.2. Geoquímica

Para la caracterización geoquímica disponemos de algunos análisis propios del proyecto, pero además se han incorporado análisis de las mismas rocas volcánicas de Villa (1993) en la Formación Pizarras de Luarca situadas más al norte del área de este proyecto y que en gran parte pertenecen a muestras de sondeos. En todos los casos las rocas analizadas corresponden a niveles sin participación detrítica.

En los diagramas de clasificación Zr/TiO_2 frente a Nb/Y y SiO_2 frente a Nb/Y de Winchester y Floyd (1977) estas rocas muestran una composición típica de series alcalinas siendo mayoritarios los términos básicos correspondientes a basaltos alcalinos y traquiandesitas, y más minoritarias las rocas de composiciones ácidas correspondientes a traquitas y comenditas-panteleritas (Figura 1).



R: Riolita
 RD+D: Rhyodacite+dacite
 A: Andesita
 Sub-AB: basalto sub-alcalino
 C+P: Comendita-Pantelerita
 T: Traquita
 TA: Traquiandesita
 Ph: Fonolita
 AB: Basalto alcalino
 B+N: Basanita-nefelinita

Rocas Volcánicas (Ordovícicas):
 + Zona Cantábrica
 □ Zona Asturoccidental-Leonesa

Figura 1: Clasificación de las rocas volcánicas de la Formación Pizarras de Luarca en los diagramas Zr/TiO_2 - Nb/Y y SiO_2 - Nb/Y de Winchester y Floyd (1977). Se incluyen datos de Villa (1993) y además se han incluido las rocas de características similares de la Zona Cantábrica de Gallastegui et al. (1992) y Suárez et al. (1993).

Dada la similitud que estas rocas muestran tanto por su aspecto de campo, como petrográfico y muy probablemente de edad, se han incluido datos de Gallastegui *et al.* (1992) y Suárez *et al.* (1993) de las rocas volcánicas de edad Cambro-Ordovícica de la Zona Cantábrica. En los gráficos se observa también la similitud geoquímica entre las rocas volcánicas de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa.

Roca/MORB

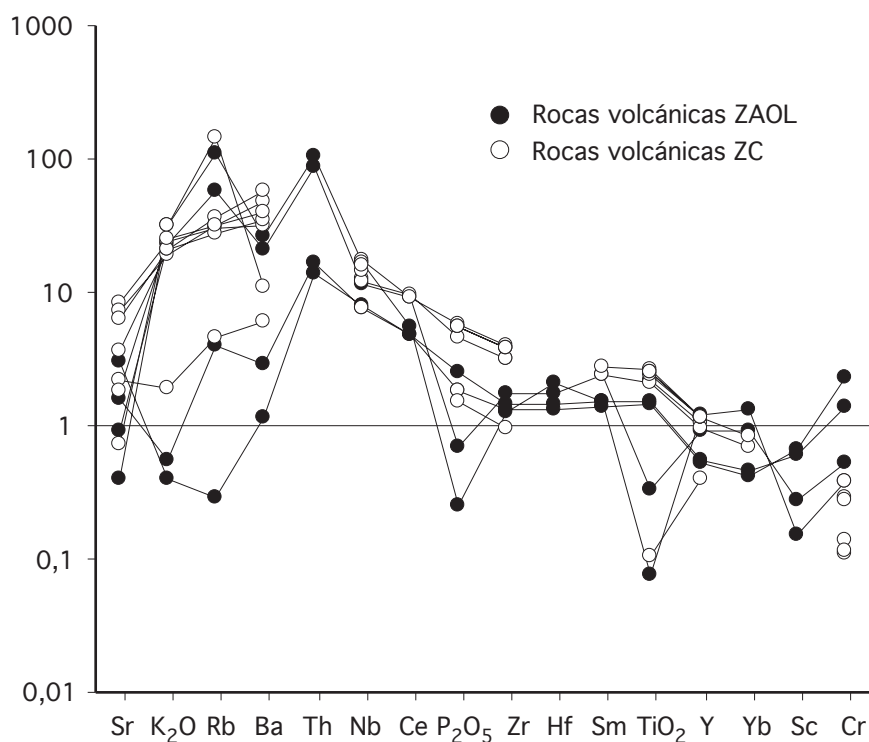


Figura 2: Diagrama multielemental normalizado a MORB según valores de normalización de Pearce *et al.* (1984) de las rocas volcánicas de la Formación Pizarras de Luarca, en la Zona Asturoccidental-leonesa y de la Zona Cantábrica.

En la figura 2 se observa como tanto las rocas basálticas como las de composición más ácida de las Zonas Asturoccidental-leonesa y Cantábrica muestran espectros característicos de rocas alcalinas, como es el enriquecimiento en elementos altamente incompatibles, Nb, Ce y elementos moderadamente incompatibles, y en las rocas más ácidas pronunciada anomalía en Ba.

Bibliografía

- Ancochea, E., Huertas, M. J., Ibarrola, E. y Snelling, E. (1992). *Rev. Soc. Geol. España*, 5 (3-4), 65-71.
- Arps, C. E. S. (1970). *Leidse Geol. Meded.*, 46, 57-155.
- Azambre, B. G., Rossy, M. y Albarede, F. (1992). *European Journal of Mineralogy*, 4, 813-834.
- Barrera, J. L.; Farias, P.; González Lodeiro, F.; Marquínez, J.; Martín Parra, L. M.; Martínez Catalán, J. R.; Olmo Saenz, A. y Pablo Maciá, J. G. de (1989). *Mapa Geológico de España E 1: 200.000 nº 17 (Orense-Verín)*. IGME, Primera edición, 284 pp.
- Blundy, J.D. y Holland, T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104: 208-224.
- Capdevila, R., Lamboy, M. y Lepretre, J. P. (1974). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278 D, 17-20.
- Carracedo, M. y Larrea, F. J. (1998). XVIII Reunión Científica SEM.
- Debon, F. y Le Fort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic association: principles, method, application. *Bull. Minéral.*, 111: 493-510.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. (1962). *Rock forming minerals*. Longman, London.
- Evensen, M.M., Hamilton, P.J. y O'nions, R.K. (1978). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- Fernández Suárez, J. (1994). *Petrología de los granitos peraluminicos y metamorfismo de la banda Boal-Los Ancares*. Tesis Doctoral inédita, Departamento de Geología, Univ. de Oviedo, 1-418.
- Galán, G., Corretgé, L.G. y Laurent, O. (1997). Low-potassium vaygnerites from Guéret (Massif Central, France). Mafic magma evolution influenced by contemporaneous granitoids. *Miner. Petrol.*, 59: 165-187.
- Gallastegui, G.; Aramburu, C.; Barba, P.; Fernández, L. P. y Cuesta, A. (1992). *El vulcanismo del Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica (NO de España)*. En: *El Paleozoico Inferior de Ibero-América*. I. Rábano, J.C. Gutiérrez Marco & J. Saavedra (Eds.), pp. 435-452. Ediciones Universidad de Extremadura, Badajoz.
- Gallastegui, G. (1993). *Petrología del macizo granodiorítico de Bayo-Vigo (Provincia de Pontevedra, España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 1-363.
- Gallastegui, G. (2002). *Petrología del macizo granodiorítico de Bayo-Vigo (Provincia de Pontevedra, España)*. Serie Nova Terra, O Castro, en prensa: 1-335.
- González Menéndez, L. y Suárez, O. (2004). *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 24: 81-89.
- Hammarstrom, J.M. y Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 71: 1297-1313.

- Heinz, W. (1984) *Kartierung altpaläozoischer Schichten und Beschreibung des phreatomagmatischen Vulkanismus im Ordovizium des südlichen Kantabrischen Gebirges (Provin León, Spanien)*. Unpubl. Dipl. Arbeit., Univ. Tübingen: 1-161.
- Hollister, L.S.; Grissom, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H. y Sisson V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in Hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, 72: 231-239.
- Johnson, M.C. y Rutherford, M.J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- Le Bas, M. J. (1962). *Amer. Jour. Sci.* 260, 267-268.
- Leake, B. E. (1965). The relationships between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism, In: *Controls of Metamorphism*. Oliver & Boyd. London, 299-318.
- Leake, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag.*, 42(324): 533-563.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev., V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G. (1997). Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Min. Mag.*, 61: 295-321.
- Leterrier, J., Mavy, R. C., Thonon, P., Girad, D. y Marchal, M. (1982). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- Loeschke, J. & Zeidler, N. (1982) Early Palaeozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environment. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh. H.7*: 419-439.
- Macpherson, J. *Anales Soc. Esp. Hist. Nat*, 10, 84 pp.
- Miller, C.F.; Stoddard, E.F.; Bradfish, L.J. y Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite: Genetic implications. *Can. Mineral.*, 19: 25-34.
- Monier, G.; Mergoïl-Daniel, J. y Labernardiere, H., 1984. Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Milevaches (Massif Central Français). *Bull. Minéral.*, 107: 55-68.
- Morrison, G.W. (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock associations. *Lithos*, 13: 98-108.
- Nachit, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J.M. y Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, 11: 813-818.
- Otten, M.T. (1984). The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 189-199.
- Palacios, T. (1985). Tesis Doctoral, Universidad de Lisboa, 260 pp.
- Parga Pondal, I. (1935). *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 39, 174 pp.

- Pearce, J. A. (1983). In: "Continental basalts and Mantle Xenolits", C. J. Hawkesworth and M. J. Norry, eds. Ed. Shiva, 230-249.
- Pearce, J. (1982). In: "Andesites", R.S. Thorpe, ed. Ed. Wiley, Chichester, 525-548.
- Pearce, J. y Cann, J. R. (1973). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J. y Norry, M. J. (1979). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-45.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. (1984). Trace element discriminations for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956-983.
- Phillips, W.R. y Griffen, D.T. (1981). *Optical Mineralogy*. W.H. Freeman y Co.: 1- 665.
- Rock, N. M. S. y Leake, B. E. (1984). The international Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Mineral. Mag.*, 48(347): 533-563.
- Suárez, O.; Gallastegui, G.; Cuesta, A.; Corretgé, L. G. y Tarrío, L. (1993). Geoquímica de las rocas basálticas del Cabo Peñas (Zona Cantábrica). *V Congreso de Geoquímica de España*, 42-47.
- Thomas, W.N. y Ernst, W.G. (1990). The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. En: R.J. Spencer y I. Ming Chou (Eds.), *Fluid mineral interactions: a tribute to M.P. Eugster*. Geochemical Soc. Special Public, 2: 59-63.
- Tindle, A.G. y Weeb, P.C. (1994). Probe-amph--a spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. *Computers & Geosciences*, 20(7/8): 1201-1228.
- Schulz, G. (1835). Gráficas Reunidas, S.A., Madrid, 176 pp.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, 326B348.