

**CAPÍTULO 4**

***MINERALOGÍA***



#### 4.- MINERALOGÍA

En este capítulo se presentan los análisis minerales de las principales litologías de la Serie de “Viana do Bolo” y de la Formación “Ollo de Sapo”. Los resultados de los análisis realizados mediante microsonda electrónica se encuentran en el Anexo I. Las determinaciones se efectuaron en aquellas muestras que tienen las paragénesis más representativas. Los datos analíticos obtenidos han permitido tipificar los minerales y establecer comparaciones entre los distintos litotipos estudiados.

En todos los minerales estudiados se han analizado los siguientes elementos: Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mg, Ni, Mn, Ca, Na, K y P. Los análisis de las distintas fases han sido realizados en la microsonda electrónica CAMEBAX SX50 de la Universidad de Oviedo, en unas condiciones de trabajo de 15 nA de intensidad de corriente de haz, 15 kV de potencia de aceleración y 10 s el tiempo de integración. Los patrones empleados son los indicados en la Tabla 4.1.

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

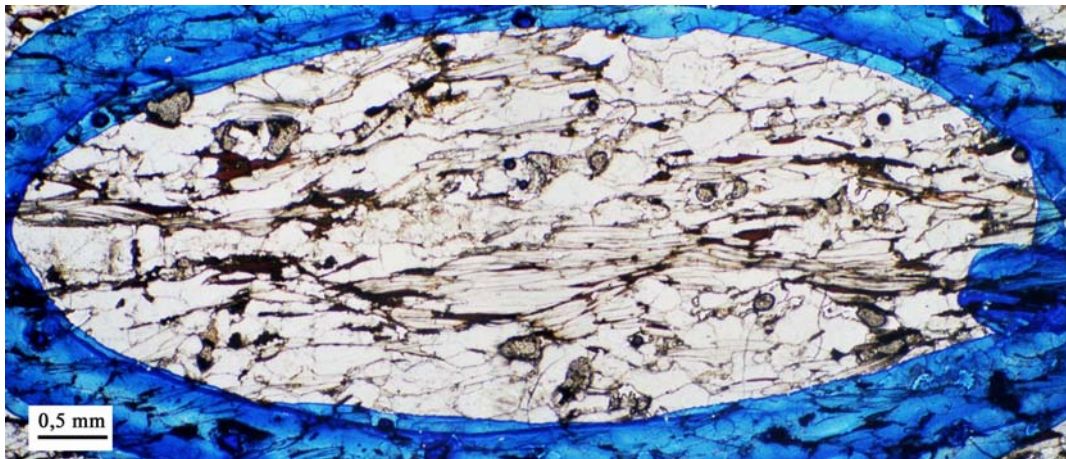
**Tabla 4.1:** Patrones utilizados para el cálculo de los elementos analizados mediante microsonda electrónica.

Las muestras seleccionadas para el estudio de los materiales que componen la Serie de “Viana do Bolo” son las siguientes:

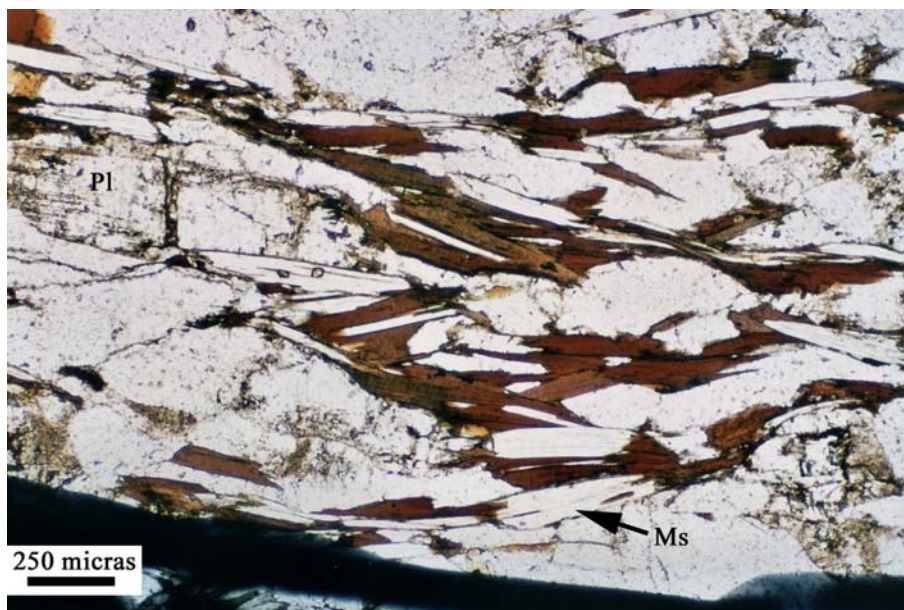
- Cuarcitas de Dradelo (**CD**): 266-72 y 266-73
- Micaesquistos con granate (**MQG**): 266-22
- Gneises bandeados (**GB**): 266-76, TAB-3 y TAB-4
- Mármoles (**M**): 266-41
- Boudines calcosilicatados (**BC**): 266-18 y 266-78
- Areniscas grises (**AG**): 266-7

En las cuarcitas de Dradelo se han seleccionado dos muestras, 266-72 y 266-73, con el fin de estudiar la composición de los minerales principales que la componen (plagioclasa, biotita y

moscovita). Ambas muestras están afectadas por el metamorfismo regional de alto grado, encontrándose en la zona de la sillimanita. La principal diferencia entre ambas es que la muestra 266-72 tiene un mayor contenido en moscovita, la cual marca la fábrica de la roca, mientras que en la muestra 266-73 la foliación está marcada por biotita y moscovita, predominando la primera sobre la segunda. En las Fotos 4.1 y 4.2 se pueden ver las principales características de la textura de ambas muestras.



**Foto 4.1:** Detalle de la textura de la muestra 266-72. Se observa una de las zonas escogidas para analizar las micas. La esquistosidad está marcada principalmente por la moscovita, mientras la biotita se encuentra en menor proporción.



**Foto 4.2:** Aspecto de la textura de la muestra 266-73. Se observa que las micas se disponen definiendo la fábrica. Son estas micas las analizadas por microsonda. (**Pl** = plagioclasa; **Ms** = moscovita).

En los micaesquistos con granate, se ha seleccionado la muestra 266-22, que pertenece a un nivel sobre las areniscas y cuarcitas feldespáticas de Dradelo. Sólo se han podido estudiar los

granates y la moscovita, ya que otros minerales presentan una fuerte alteración y es difícil obtener resultados fiables.

Dentro del grupo de mármoles y boudines calcosilicatados, se han analizado tres muestras. La primera corresponde a un mármol (muestra 266-41), mientras que las otras dos pertenecen a los dos tipos de "boudins" calcosilicatados que se han diferenciado. Una de ellas proviene de un "boudin" anfibólico-granatífero (muestra 266-78) y la otra a un "boudin" granatífero-piroxeno (muestra 266-18).

En la Formación "Ollo de Sapo" se han analizado los minerales de las distintas facies separadas cartográficamente, haciendo distinción entre los materiales que se encuentran dentro de cada una de las zonas metamórficas de los esquistos verdes o de las anfibolitas. Las muestras seleccionadas para el estudio de los materiales que componen la Formación "Ollo de Sapo" son las siguientes:

Ortogneises glandulares: 268-28; 268-61; 268-63 y 306-8  
 Ortogneises glandulares migmatizados: 266-70; 267-76 y 267-77  
 Enclaves microgranudos en los ortogneises glandulares: 306-9  
 Tobas de grano grueso: 268-74; 268-75; 268-78 y 306-10  
 Ignimbritas: 268-7; 268-8 y 268-66  
 Tobas epiclásticas y grauvacas: 267-20 y 267-32  
 Pizarras verdes: 267-26

Además de los análisis realizados sobre la muestra 306-9, en las muestras estudiadas de los ortogneises glandulares, también hay pequeños enclaves microgranudos, cuya mineralogía ha sido igualmente estudiada.

#### 4.1.- PLAGIOCLASA

En los análisis que se han realizado a los cristales de feldespatos, se han descartado aquellos con contenidos en óxidos inferiores a 98 % y superiores a 102%. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 8 átomos de oxígeno por fórmula unidad

##### 4.1.1.- Serie de "Viana do Bolo"

Se han analizado plagioclasas en todas las litologías, excepto en los micaesquistos con granate. Los análisis químicos aceptados se encuentran en las Tablas I.1 a III.5 del Anexo I.

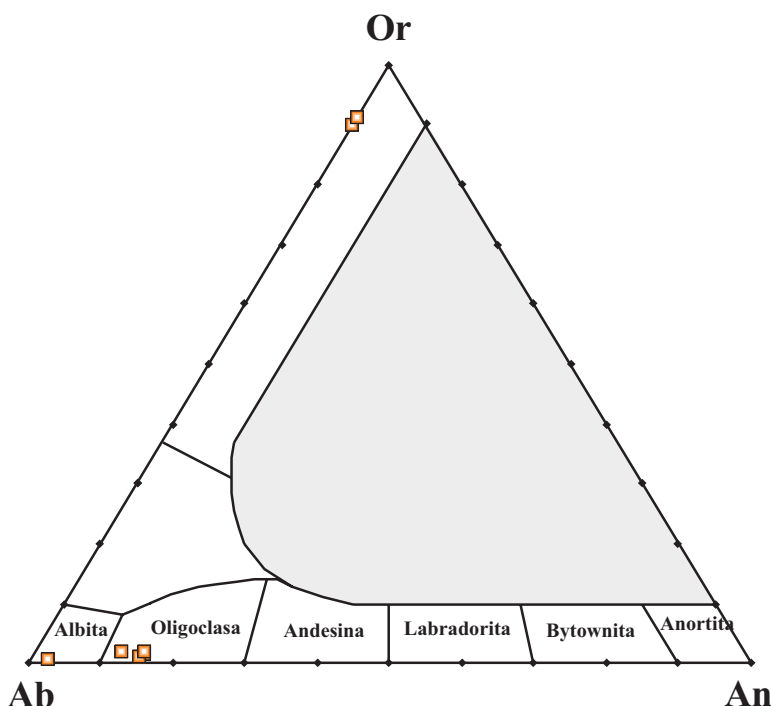
En la Figura 4.1 se muestra el diagrama triangular de PHILLIPS Y GRIFFEN (1981), en el que se han representado los análisis pertenecientes a las cuarcitas de Dradelo. La gran mayoría de los cristales de plagioclasa analizados tienen una composición de oligoclasa, sin que se observen zonaciones dentro de los mismos. Además, se han analizado algunos cristales de feldespato

potásico y, como se puede apreciar en la Figura 4.1, tienen composiciones que superan el 80% de componente potásico, situándose en el campo de ortosa.

Todos los análisis de plagioclasas realizados en las areniscas grises se proyectan en el campo de la oligoclasa (Figura 4.2), comprobándose también en estas rocas que la variación entre núcleo y borde de los cristales es muy escasa, mostrando una composición muy homogénea.

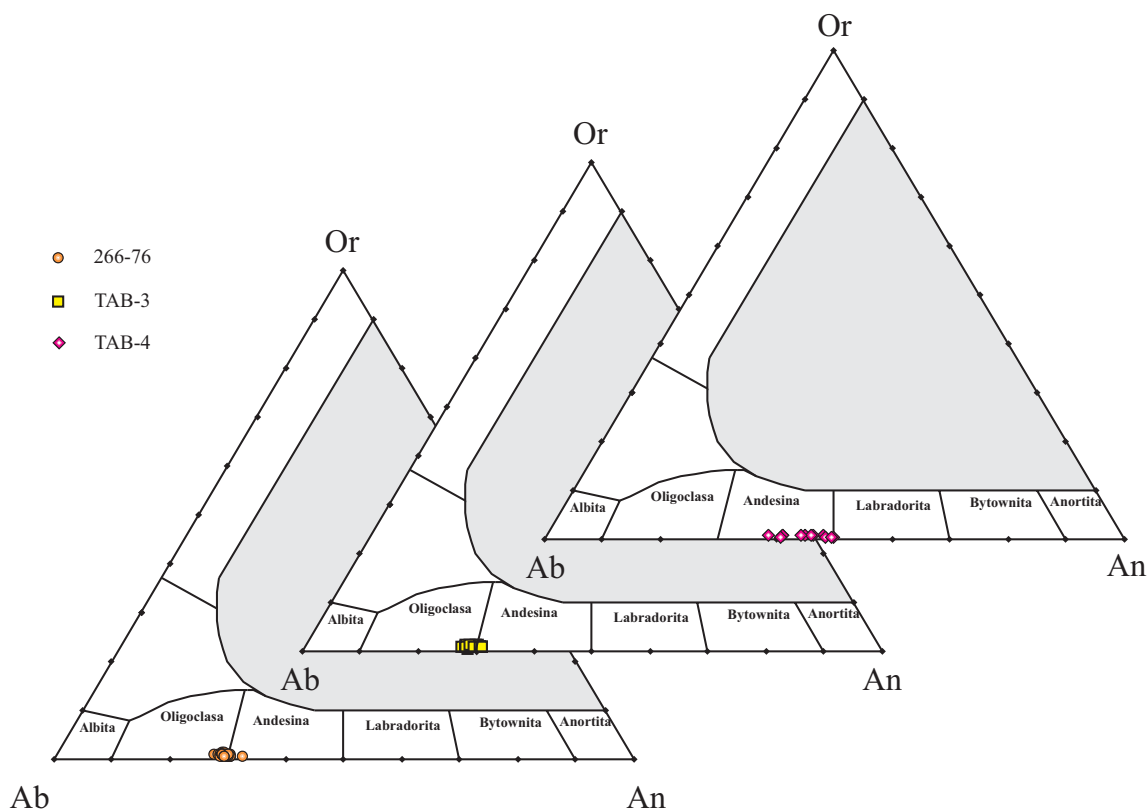
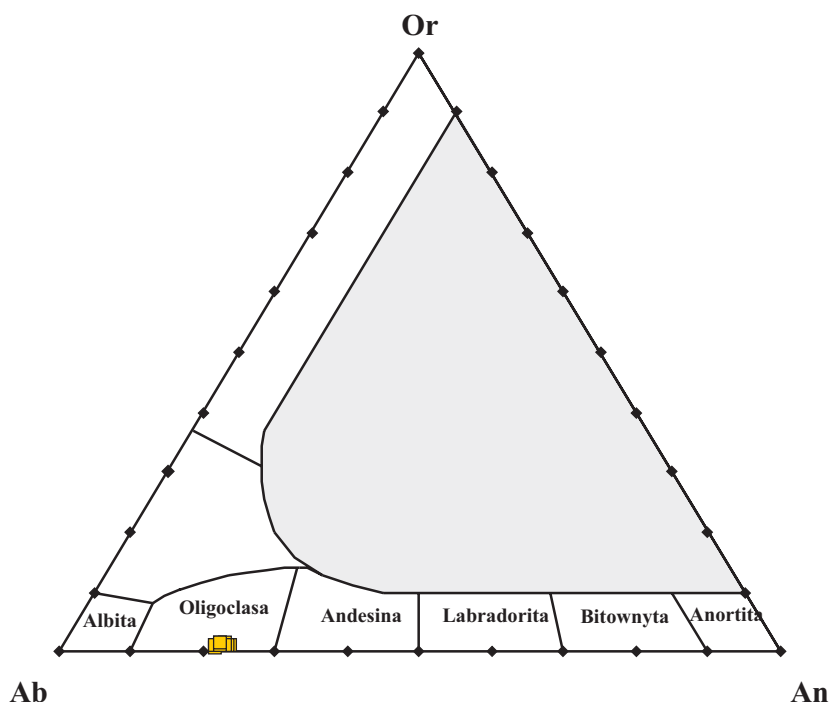
En los gneises bandeados se han analizado plagioclasas de las tres muestras seleccionadas, con el fin de determinar las diferencias o semejanzas entre ellas. En la Figura 4.3 se puede ver que los análisis correspondientes a dos de las muestras (266-76 y TAB-3) se encuentran en el límite entre los campos de la oligoclasa y de la andesina, con unos rangos de variación composicional mínimos. En cambio, los datos correspondientes a la muestra TAB-4 muestran una mayor basicidad de la plagioclasa y se proyectan en el campo de la andesina. Además, se observa cierta variación composicional dentro de los cristales, con unos núcleos algo más ricos en componente anortítico.

Los cristales de plagioclasa de los boudines calcosilicatados se encuentran representados en el diagrama Ab-An-Or de PHILLIPS Y GRIFFEN (1981) de la Figura 4.4, y sus análisis quedan reflejados en las Tablas IV.1 y IV.2. Las plagioclasas pertenecientes al "boudin" granatífero-piroxénico son anortita, con una composición media de An<sub>95</sub>, con un rango de variación muy pequeño, que evidencia una composición química muy homogénea y sin zonación. Las del "boudin" anfibólico-granatífero muestran un mayor rango de variación composicional, proyectándose en los campos de la bitownita y la anortita. En general, la plagioclasa muestra una zonación que se manifiesta en unos núcleos más ricos en componente anortítico en relación con los bordes del cristal.

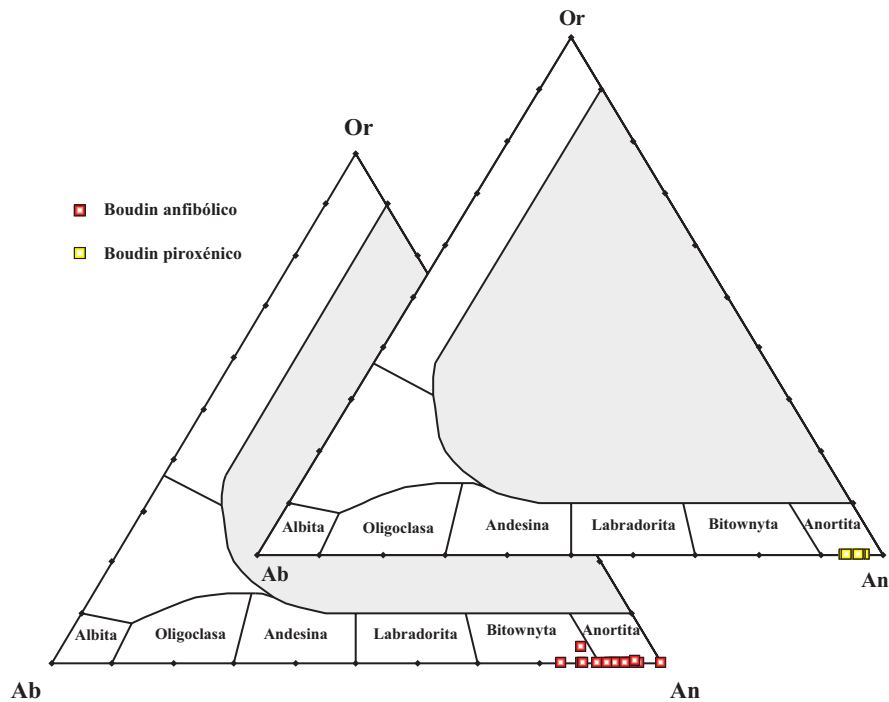


**Figura 4.1:** Diagramas Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981) de composición de los feldespatos en las rocas pertenecientes a las cuarcitas de Dradelo.

**Figura 4.2:** Composición de las plagioclasas de las areniscas grises en el diagrama triangular Ab-An-Or de PHILLIPS Y GRIFFEN (1981).



**Figura 4.3:** Diagramas Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981) de clasificación de los feldspatos de las muestras pertenecientes a los gneises bandeados, de la Serie de “Viana do Bolo”, que se encuentran dentro de la zona metamórfica de las anfibolitas.



**Figura 4.4:** Clasificación de las plagioclasas pertenecientes a los boudines calcosilicatados en el diagrama triangular Ab-An-Or de PHILLIPS Y GRIFFEN (1981).

#### 4.1.2.- Formación “Ollo de Sapo”

Se han analizado plagioclasas de todas las facies que se han distinguido cartográficamente. En la Figura 4.5 se puede ver la proyección en el diagrama Ab-Or-An de las plagioclasas de materiales de la zona metamórfica de la facies de los esquistos verdes; y en la Foto 4.3 se puede observar un ejemplo de los fenocristales analizados. Los análisis químicos se encuentran en las Tablas V.1 a V.7 del Anexo I. Como se puede comprobar, todos los análisis se proyectan dentro del campo de la albita y muy cercanas al mismo vértice, debido a que sus composiciones están reajustadas por los procesos metamórficos.

También se han analizado las plagioclasas de los pequeños enclaves de aspecto microgranudo que se encuentran en los ortogneises glandulares (Foto 4.4), y en los clastos microgranudos de las ignimbritas que, en un principio, parecían tener zonados concéntricos, pero que de hecho muestran las mismas características composicionales que las plagioclasas anteriores (Figura 4.6), con los análisis proyectados en el mismo vértice de la albita. De esta forma, los zonados visibles ópticamente deben reflejar una característica original ya desaparecida.

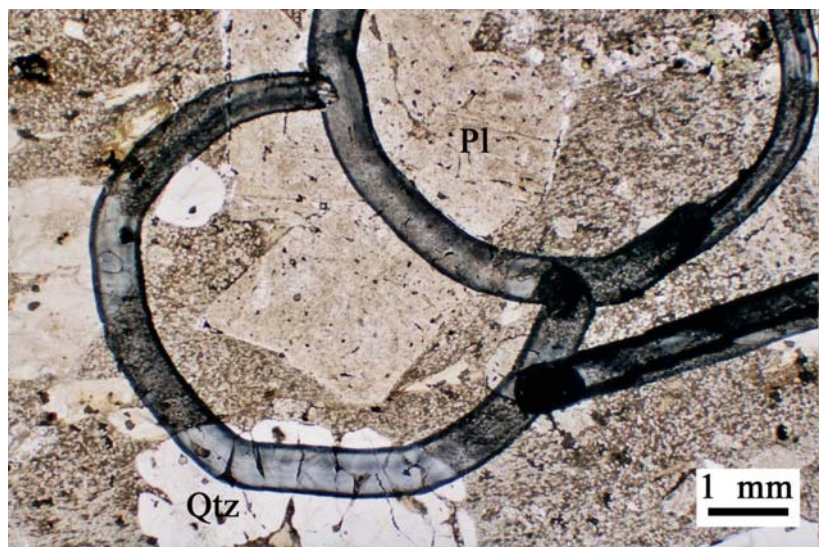
Los análisis efectuados en las plagioclasas de las tres muestras de los ortogneises glandulares que se encuentran en la facies de las anfibolitas están representados en el diagrama triangular Ab-An-Or de la Figura 4.7, en el que también se han proyectado los datos de las plagioclasas de los ortogneises glandulares en facies de esquistos verdes para comparar. Se puede apreciar que las de



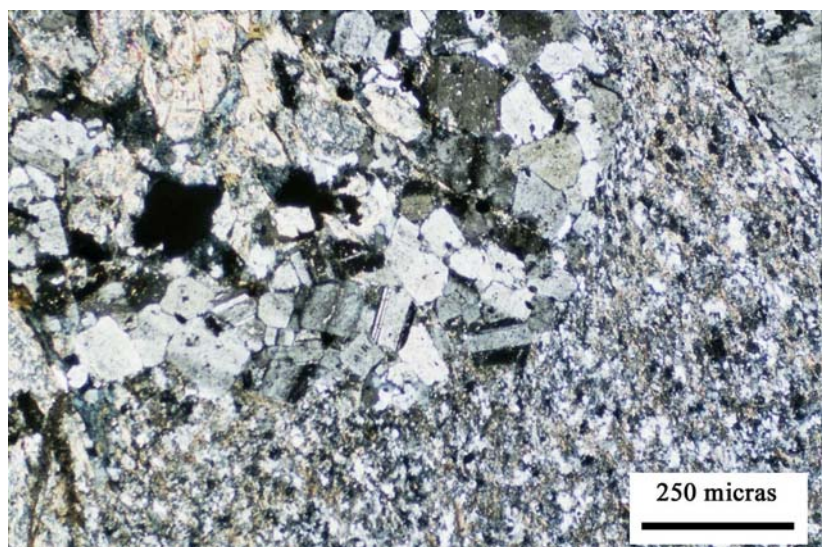
esquistos verdes son albíticas, mientras que las de facies de las anfibolitas son oligoclasas, mostrando que la composición está condicionada por el grado metamórfico.

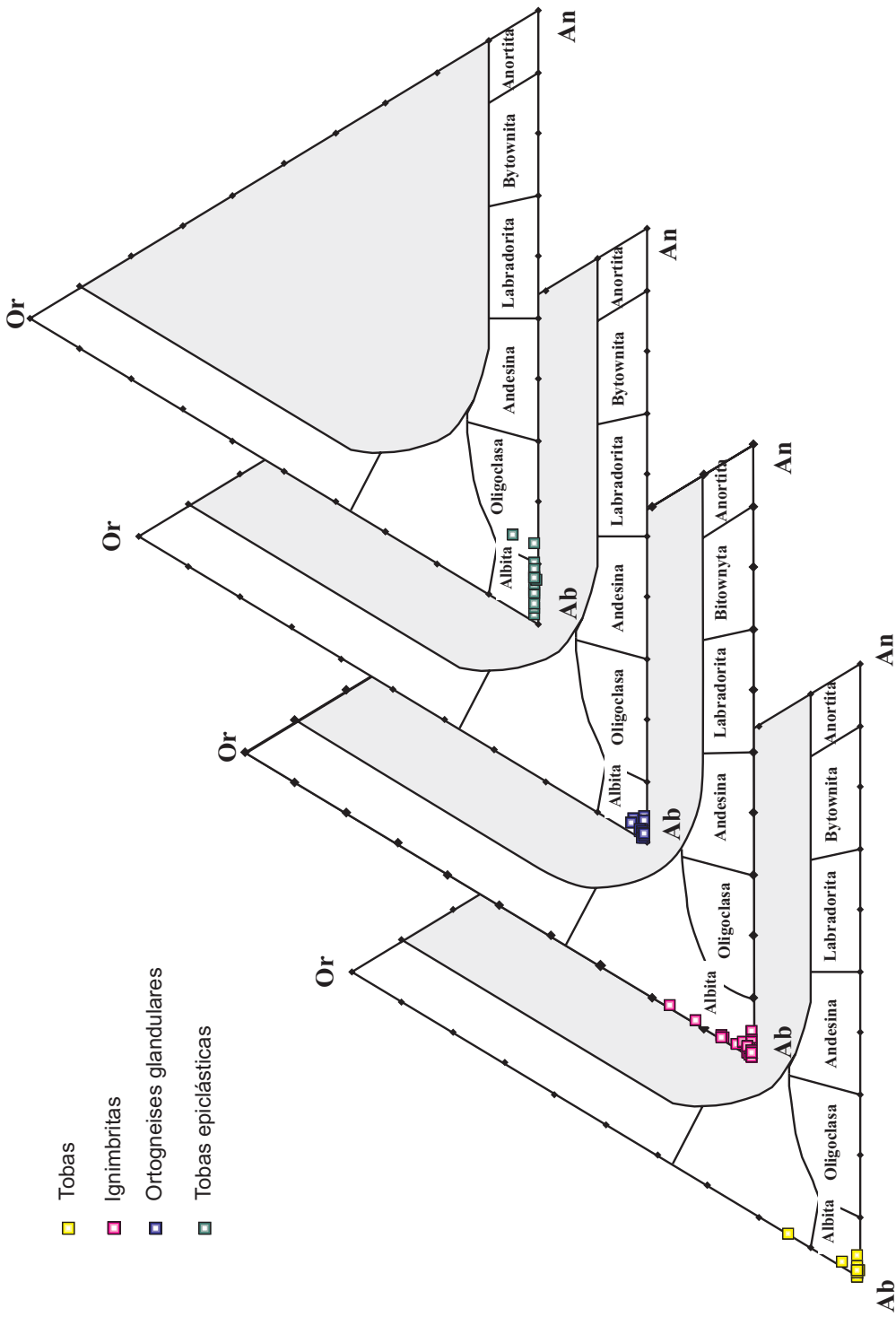
Otro hecho notable es la escasa variación composicional entre el núcleo y el borde de los cristales, con núcleos de  $An_{25}$  y bordes de  $An_{20}$ , lo que está plenamente de acuerdo con el reequilibrio de la composición de la plagioclasa por el metamorfismo regional. Este cambio en la composición de la plagioclasa ha sido uno de los criterios utilizados para trazar la separación entre ambas facies metamórficas en rocas de composición cuarzofeldespática, como es el "Olló de Sapo".

**Foto 4.3:** Aspecto de la textura de los fenocristales de plagioclasa analizados en las tobas de grano grueso. Obsérvese que estos cristales no tienen inclusiones. (PI = plagioclasa; Qtz = cuarzo. Muestra: 268-78; nícoles paralelos).



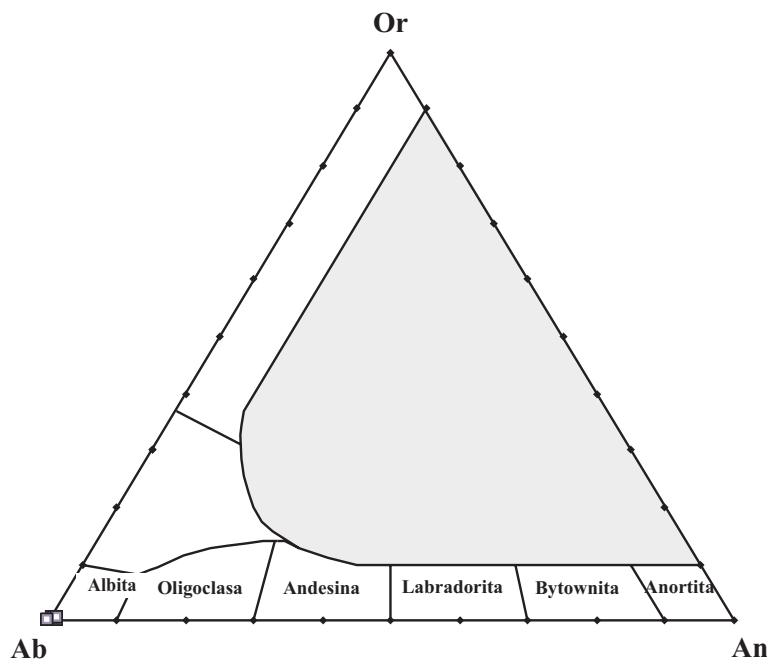
**Foto 4.4:** Aspecto de la textura de uno de los microenclaves que se encuentran en los ortogneises glandulares, tobas e ignimbritas soldadas. (Muestra: 268-78; nícoles cruzados).



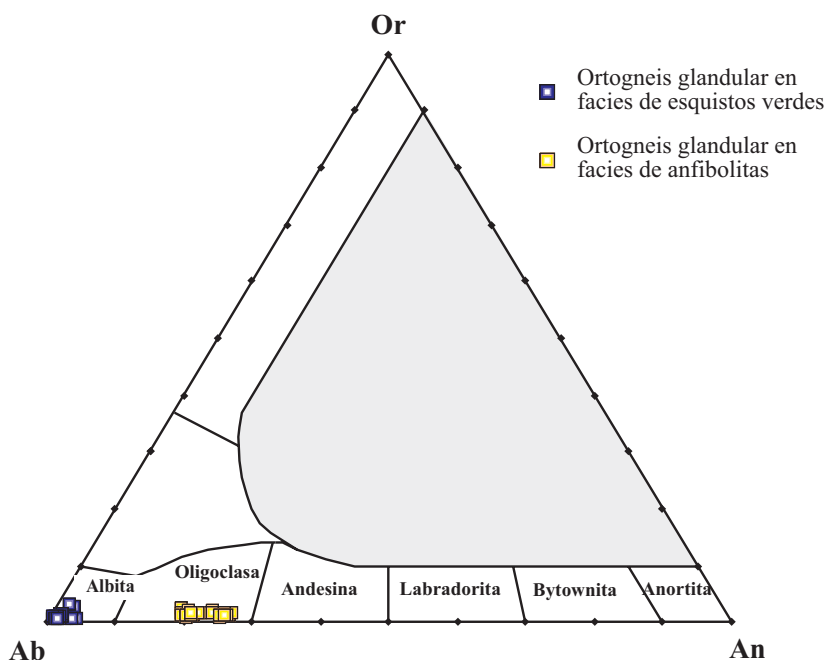


**Figura 4.5:** Diagramas Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981) de composición de los feldspatos de las rocas de la Formación “Ojo de Sapo” que se encuentran dentro de la zona metamórfica de bajo grado (esquistos verdes).

**Figura 4.6:** Diagramas Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981) de composición de los feldespatos de los pequeños enclaves microgranudos incluidos en los ortogneises glandulares y de líticos glandulares microgranudos en la ignimbrita. Estos enclaves sólo se han encontrado dentro de la zona metamórfica de los esquistos verdes.



**Figura 4.7:** Composición de los feldespatos de los ortogneises glandulares en facies de los esquistos verdes y en facies de las anfibolitas. Diagrama Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981).



## 4.2.- BIOTITA

La biotita es un mineral importante dentro de las rocas metamórficas y plutónicas, con un amplio rango de composiciones y de grados metamórficos, por lo que es ampliamente estudiado y sus variaciones composicionales aportan con frecuencia información de interés. En nuestro caso, sólo se han considerado aquellos análisis cuyos contenidos totales en óxidos están comprendidos entre el 92 y el 98 %. Las formulas estructurales se han calculado en base a 11 oxígenos y la cantidad de  $\text{Fe}^{3+}$  se ha deducido por el método propuesto por BRUYIN *et al.* (1983).

### 4.2.1.- Serie de "Viana do Bolo"

En las cuarcitas de Dradelo se han analizado las biotitas que definen la esquistosidad (Foto 4.2). En los gneises bandeados se han analizado biotitas que se encuentran formando agregados (Fotos 4.5 y 4.6) o marcan la foliación principal de la roca. En las areniscas grises, se han analizado las que definen la esquistosidad principal. Este criterio de relación nos permite determinar las composiciones de las biotitas formadas durante las condiciones del metamorfismo, sin descartar posibles reajustes composicionales durante los procesos de retrometamorfismo. Los análisis químicos se encuentran reflejados en las Tablas VI.1 a VI.9 del Anexo I.

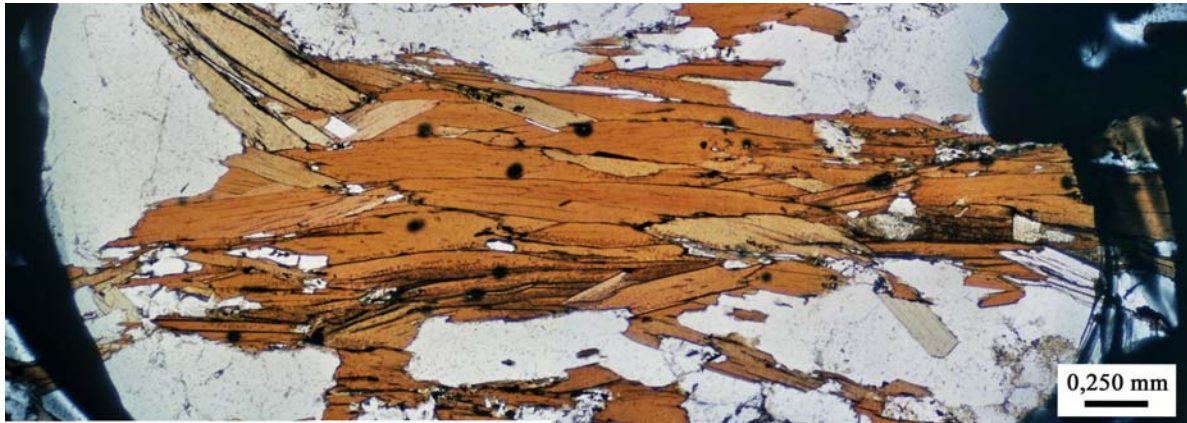
Todos los análisis proyectados en el diagrama de DEER *et al.* (1962) se sitúan en el campo de la biotita (Figura 4.8). En esta representación rectangular, donde cada uno de los vértices corresponde a uno de los cuatro términos principales, se pueden apreciar las sustituciones flogopita-annita y flogopita [annita]-eastonita [siderofilita]. Pero este diagrama no permite observar la sustitución que relaciona la flogopita con la moscovita, que es un mecanismo importante de sustitución en las micas.

En la Tabla 4.2 quedan reflejadas las principales relaciones ( $X_{\text{Fe}}$  y  $X_{\text{Mg}}$ ) de las biotitas, además del  $\text{Al}^{\text{VI}}$ . En general, todas las biotitas se pueden considerar como ferrosas, con  $X_{\text{Fe}} = [\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})] \geq 0,5$ , excepto las de la muestra TAB-4 que presenta unos contenidos más bajos que 0,5. Todas ellas son aluminicas, con unos contenidos de  $0,3 \leq \text{Al}^{\text{VI}} \leq 1$ , excepto las de la muestra TAB-4, que tiene unos contenidos en  $\text{Al}^{\text{VI}}$  inferiores a 0,3.

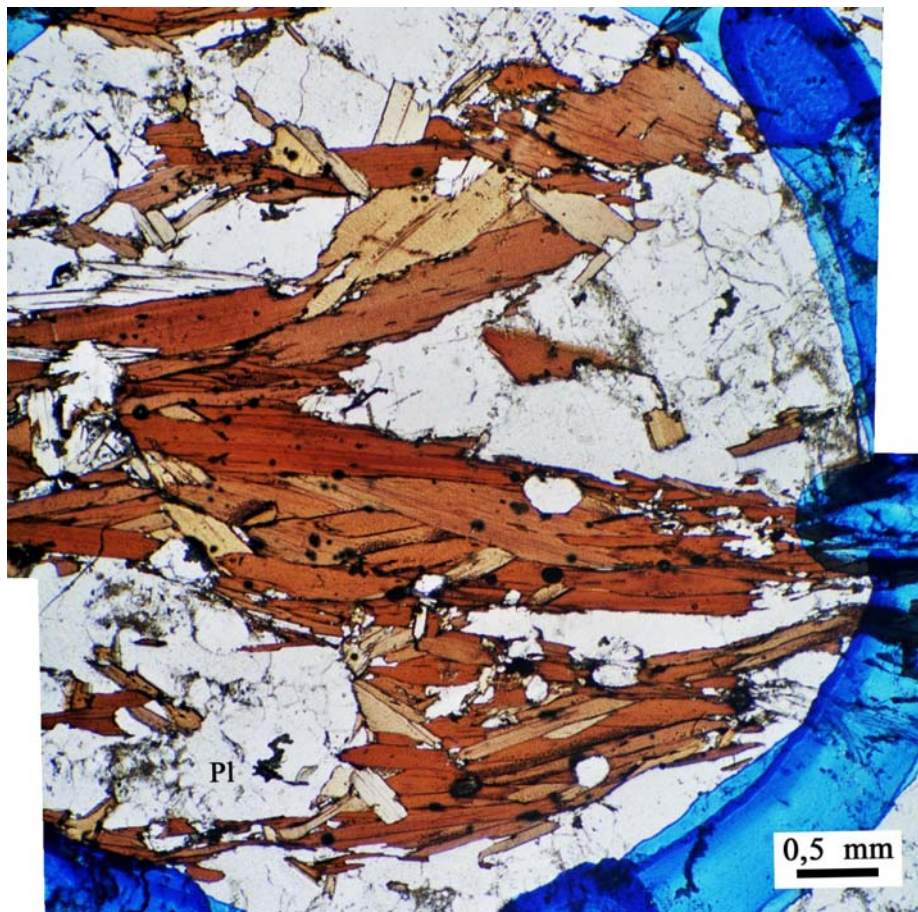
En el diagrama triangular  $\text{FeO}+\text{MnO} - \text{MgO} - 10*\text{TiO}_2$  (NACHIT, 1986; Figura 4.9), los análisis de las cuarcitas de Dradelo y de las areniscas grises se proyectan en el campo de las biotitas primarias, mientras que para las muestras del gneis bandeado, los datos se proyectan en el campo de las biotitas secundarias, aunque todas las biotitas tienen un origen metamórfico común.

En todas las muestras se observan tendencias evolutivas marcadas principalmente por la variación del Ti, en las que la relación  $X_{\text{Fe}}$  y el contenido en MgO se mantienen bastante constante. Además, como también ocurre en la Figura 4.8, los análisis de las muestras 266-76 y TAB-3 se superponen entre sí, lo que indica una fuerte semejanza composicional.





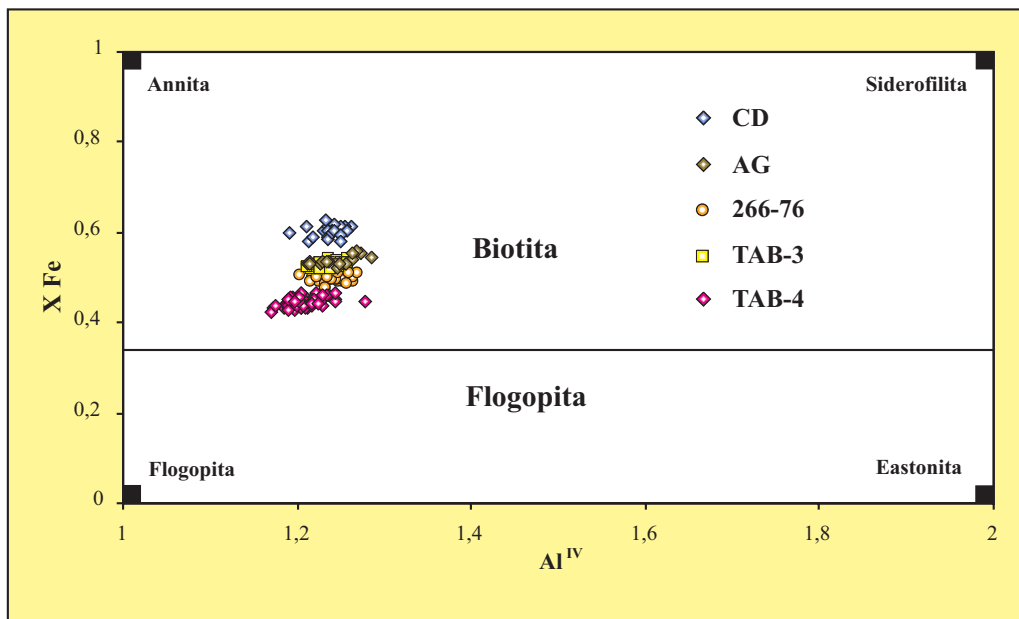
**Foto 4.5:** Ejemplo de uno de los agregados biotíticos en los que se ha analizado esta mica y que pertenecen a los gneises bandeados. Estos agregados marcan la foliación (Muestra: 266-76; nícoles paralelos).



**Foto 4.6:** Otro ejemplo de agregado biotítico perteneciente a los gneises bandeados (Pl = plagioclasa. Muestra: TAB-3; nícoles paralelos).

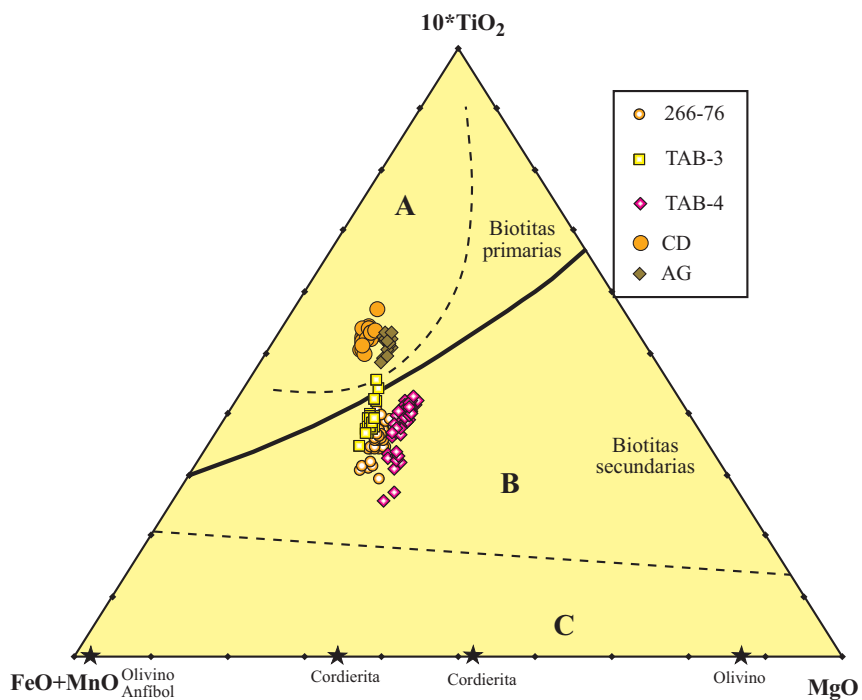
		AG	CD	CD	GB	GB	GB
Nº muestra		266-7	266-72	266-73	266-76	TAB-3	TAB-4
X Mg	Mínimo	0,443	0,284	0,396	0,482	0,459	0,535
	<b>Promedio</b>	<b>0,463</b>	<b>0,379</b>	<b>0,409</b>	<b>0,5</b>	<b>0,472</b>	<b>0,56</b>
	Máximo	0,446	0,401	0,422	0,526	0,484	0,581
X Fe	Mínimo	0,523	0,599	0,578	0,474	0,516	0,419
	<b>Promedio</b>	<b>0,537</b>	<b>0,621</b>	<b>0,591</b>	<b>0,5</b>	<b>0,528</b>	<b>0,44</b>
	Máximo	0,557	0,716	0,604	0,518	0,541	0,465
Al <sup>VI</sup>	Mínimo	0,304	0,302	0,34	0,402	0,394	0,239
	<b>Promedio</b>	<b>0,354</b>	<b>0,367</b>	<b>0,374</b>	<b>0,455</b>	<b>0,432</b>	<b>0,27</b>
	Máximo	0,38	0,501	0,422	0,514	0,475	0,327

**Tabla 4.2:** Principales relaciones de las biotitas analizadas dentro de la Serie de “Viana do Bolo”. (AG = areniscas grises; CD = cuarcitas de Dradelo; GB = gneises bandeados).

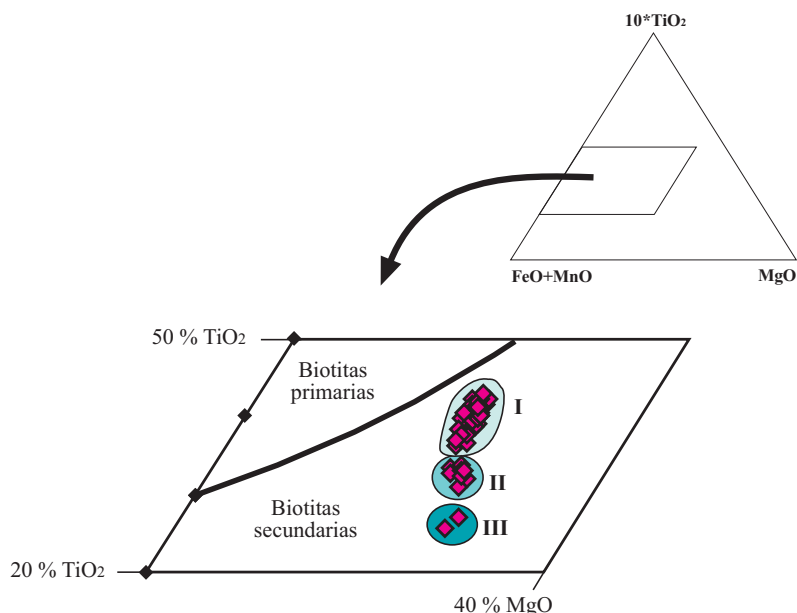


**Figura 4.8:** Representación de las biotitas de los materiales de la Serie de “Viana do Bolo” en el diagrama de DEER *et al.* (1962). (CD = cuarcitas de Dradelo; AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).

En la Figura 4.10, que corresponde a una ampliación del diagrama de NACHIT de la Figura 4.9, se puede observar que en la muestra TAB-4 existen tres tipos de biotitas. El tipo I corresponde a las que forman parte de la matriz o que están definiendo la foliación principal. El tipo II corresponde a biotitas que se encuentran en contacto con granate, estando incluidas de forma parcial; y, por último, el tipo III corresponde a biotitas que también se encuentran en contacto con granate, pero próximas a ellas hay cristales de ilmenita.



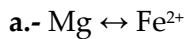
**Figura 4.9:** Diagrama  $FeO+MnO - MgO - 10^*TiO_2$  (según NACHIT, 1986) para establecer el carácter primario o secundario de las biotitas. Los límites discontinuos a partir de NACHIT *et al.* (2005). A.- Dominio de las biotitas magmáticas primarias. B.- Dominio de las biotitas reequilibradas. C.- Dominio de las biotitas neoforadas. Las estrellas corresponden a minerales Fe-Mg que coexisten con la biotita. (CD = cuarcitas de Dradelo; AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).



**Figura 4.10:** Diagrama  $FeO+MnO - MgO - 10^*TiO_2$  (NACHIT, 1986) para los análisis de la muestra TAB-4, donde se observan tres tipos de biotita.

• *Mecanismos de sustitución*

Inicialmente, la composición de la biotita se puede representar como una solución sólida entre dos o tres términos extremos y la variación composicional de las micas trioctaédricas se debe a la existencia de diferentes tipos de sustituciones iónicas, tanto de los cationes de la capa octaédrica como de la tetraédrica y de la capa interfoliar, que se producen de forma simultánea entre sus constituyentes esenciales:



**b.-**  $(M^{2+})^{VI} + Si^{IV} \leftrightarrow u Al^{VI} + Al^{IV}$ , que conduce a la eastonita (Mg,  $u = 1/2$ ) o la siderofilita (Fe,  $u = 1$ ). Sustitución Al-tschermakítica.

**c.-**  $(M^{2+})^{VI} + 2 Al^{IV} \leftrightarrow v \square^{VI} + 2Si^{IV}$ , que lleva a la mica tetrasilícica magnesiánica, MTM, (Mg,  $v = 1/2$ ) o a la montdiorita ( $Fe^{2+}$ ,  $v = 1/2$ ).

**d.-**  $(M^{2+})^{VI} \leftrightarrow w \frac{2}{3} Al^{VI} + \frac{1}{3} \square^{VI}$ , que conduce a la formación moscovita ( $w = 3$ ) y es considerada como una combinación lineal de  $u$  y  $v$ .

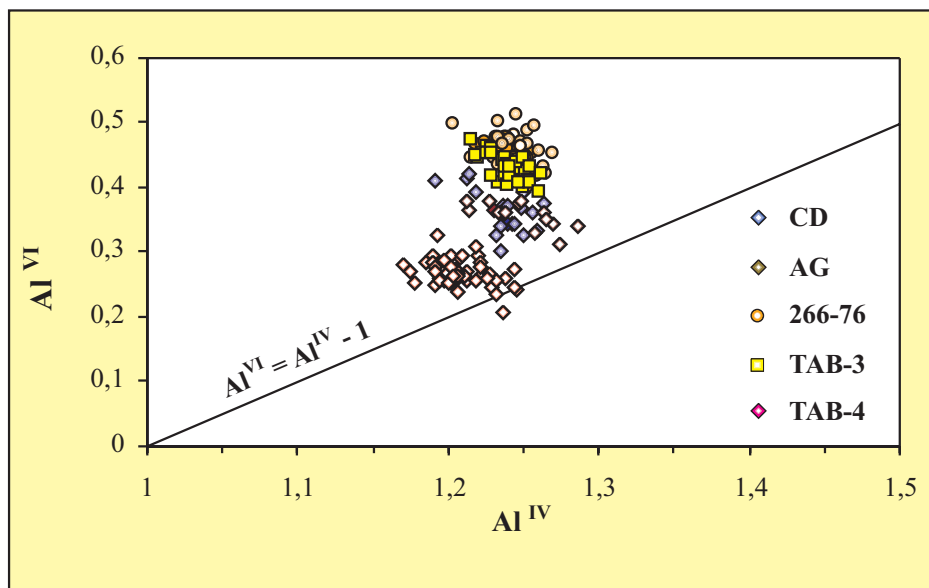
(donde  $\square$  = vacante y  $M^{2+}$  son  $Mg^{2+}$  y  $Fe^{2+}$ . Para  $u$ ,  $v$ ,  $w$  y  $x$ , ver Figura 4.12).

La sustitución Al-tschermakítica (**b**) es considerada el principal mecanismo de enriquecimiento en Al de las biotitas, en la que los cationes divalentes, en posición octaédrica, son sustituidos por  $Al^{3+}$ , con el consiguiente aumento de carga de dicha capa. Este exceso de carga se compensa por la sustitución de  $Si^{4+}$  por  $Al^{3+}$  en la capa tetraédrica. En el caso de que este tipo de sustitución fuese el único en actuar, se cumpliría que  $Al^{VI} = Al^{IV} - 1$ , por lo que al representar  $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$ , los puntos estarían situados sobre una recta. En la Figura 4.11 se puede observar cómo los puntos se sitúan por encima de la recta, con unas tendencias de variación de las micas que no se ajustan a ella, lo que indica que este mecanismo de sustitución no es el único en actuar para favorecer la entrada de Al en la estructura de las biotitas.

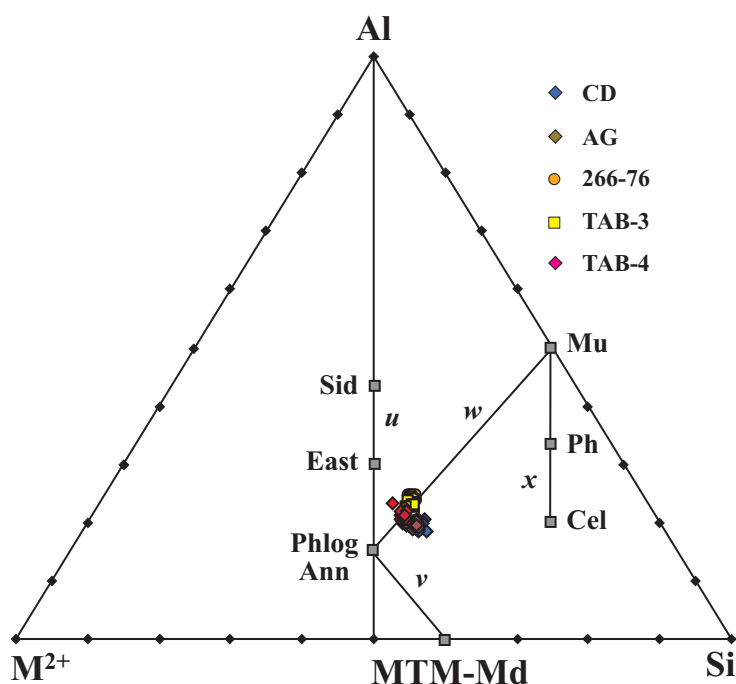
Por otro lado, el exceso de Al observado podría ser debido a la sustitución dioctaédrica-trioctaédrica (**d**), que puede interpretarse como un componente moscovítico. Así, MONIER (1987) señaló que las biotitas se situarían en posiciones diversas en el diagrama  $M^{2+}$ -Si-Al (Figura 4.12), en función de las fases presentes en el sistema. Las biotitas que están en equilibrio con cuarzo, feldespato potásico y moscovita tendrían composiciones próximas a la línea flogopita-moscovita, con una capa trioctaédrica cercana a  $Si_3Al$  (ROBERT, 1973), mientras que en un sistema ferroso, las biotitas alumínicas se representarían en la línea annita-siderofilita. Los datos de las biotitas de la Serie de "Viana do Bolo" se proyectan sobre y muy cerca de la línea que une los términos flogopita y moscovita, por lo que este tipo de sustitución sí ha debido jugar un papel importante para favorecer la entrada de Al en la estructura de la biotita.

Otra forma gráfica de evaluar las sustituciones que ocurren en la biotita es el representado en la Figura 4.13. Todos los análisis muestran una pauta de variación paralela a la recta de la sustitución moscovítica, por lo que este tipo de sustitución ha debido de ser bastante eficaz.

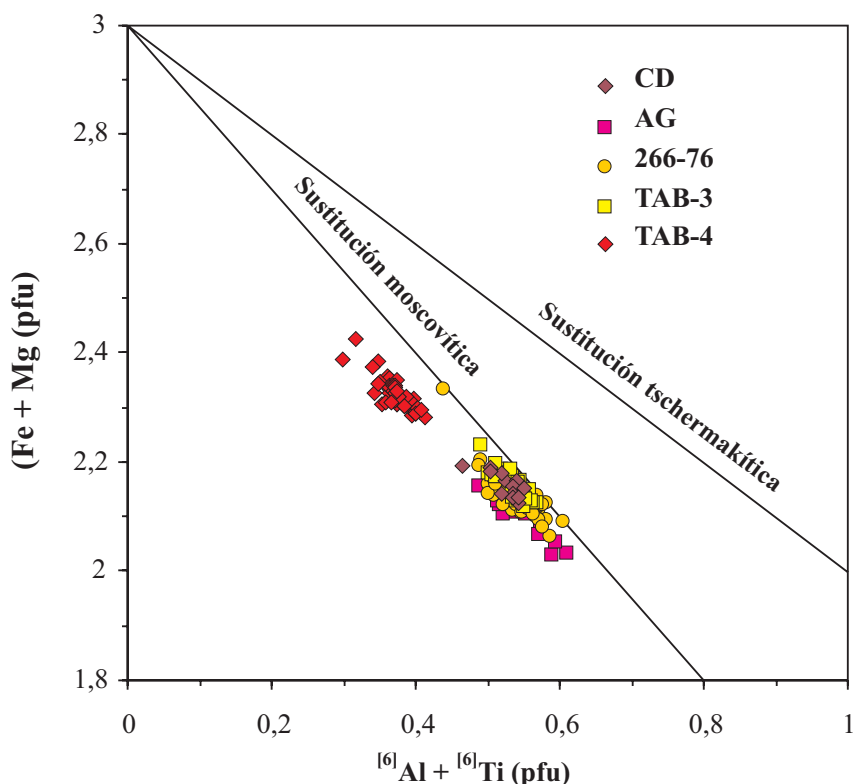




**Figura 4.11:** Diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$  para las biotitas pertenecientes a la Serie de “Viana do Bolo”. (CD = cuarcitas de Dradelo; AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).



**Figura 4.12:** Representación de las biotitas en el diagrama triangular  $M^{2+}$ -Si-Al (MONIER, 1987).  $u, v, w, x$  representan los distintos mecanismos de sustitución en las micas. **MTM** = mica tetrasilícica magnesiana; **Md** = montdiorita; **Ann** = annita; **Phlog** = flogopita; **East** = eastonita; **Sid** = siderofilita; **Mu** = moscovita; **Ph** = fengita; **Cel** = celadonita. [ $M^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn - Ti$ ;  $Si = Si - q^{XII}$ ;  $Al = Al^{IV} + Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti + q^{XIII}$ ].



**Figura 4.13:** Diagrama binario para la biotita, donde están representados los cationes en posición octaédrica. La sustitución tschermakítica es  $(\text{Mg}, \text{Fe}) + \text{Si} = [6]\text{Al} + [4]\text{Al}$ ; la sustitución moscovítica es  $3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) = 2[6]\text{Al} + [6]\square$ . Se puede ver que la sustitución moscovítica es efectiva, ya que los análisis muestran una evolución paralela a la recta de dicha sustitución (p.f.u. = por fórmula unidad).

• *Sustitución del Ti*

Uno de los componentes más importantes de la biotita es el catión  $\text{Ti}^{4+}$ . Es difícil evaluar el tipo de sustituciones que afectan al Ti, debido a que este catión puede entrar en la estructura de la biotita ocupando tanto posiciones octaédricas como tetraédricas. De acuerdo con diversos autores (GUIDOTTI *et al.*, 1977; DYMEK, 1983; HENRY Y GUIDOTTI, 2002), el contenido en Ti de la biotita que coexiste con una fase titanada, que en este caso es la ilmenita, aumenta correlativamente con el grado metamórfico (temperatura), llegando a sus valores más altos para rocas metamorfizadas en facies granulíticas. A su vez el aumento del contenido en Mg hace disminuir fuertemente el límite de saturación del Ti.

La proporción en que el Ti se encuentra en la biotita no depende de una simple relación con la temperatura, sino que también están implicadas otras variables como son la presión, la composición general del cristal y las asociaciones minerales presentes en la roca (HENRY Y GUIDOTTI, 2002). La entrada del Ti en la estructura de la biotita se puede deber a cualquiera de las sustituciones siguientes:

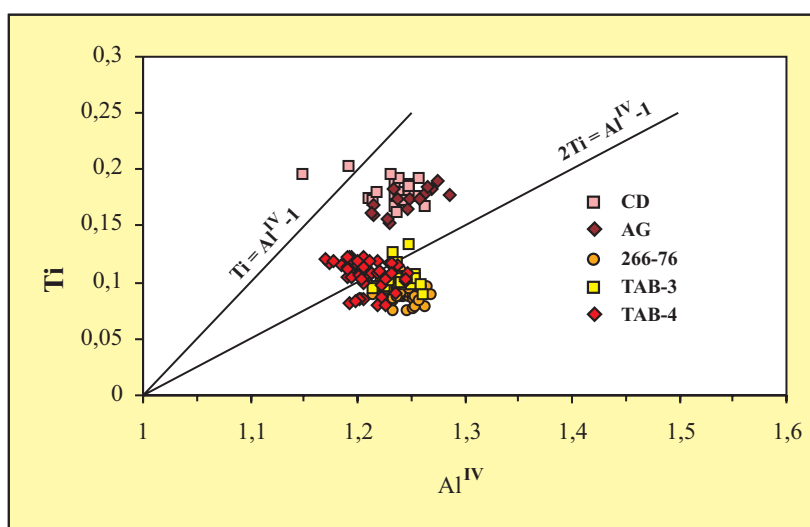
- a.-  $(\text{M}^{2+})^{\text{VI}} + 2(\text{Si}^{4+})^{\text{IV}} \leftrightarrow (\text{Ti}^{4+})^{\text{VI}} + 2(\text{Al}^{3+})^{\text{IV}}$ , sustitución Ti-tschermark
- b.-  $(\text{Al}^{3+})^{\text{VI}} + (\text{Si}^{4+})^{\text{IV}} \leftrightarrow (\text{Ti}^{4+})^{\text{VI}} + (\text{Al}^{3+})^{\text{IV}}$
- c.-  $2(\text{M}^{2+})^{\text{VI}} \leftrightarrow (\text{Ti}^{4+})^{\text{VI}} + (\square)^{\text{VI}}$ , sustitución Ti-vacante
- d.-  $2(\text{M}^{2+})^{\text{VI}} + 2(\text{OH}^-) \leftrightarrow (\text{Ti}^{4+})^{\text{VI}} + 2(\text{O}^{2-}) + \text{H}_2$ , sustitución Ti-oxibiotita
- e.-  $2(\text{Si}^{3+})^{\text{IV}} \leftrightarrow (\text{Ti}^{4+})^{\text{VI}} + (\text{M}^{2+})^{\text{VI}}$ , sustitución Ti-espínela

(donde M representa a los cationes  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ ).

La sustitución Ti-tschermak puede ser dominante en flogopita y annita, mientras que la sustitución Ti-vacante puede ser dominante en flogopita y annita, pero tiene que ir acompañada de otras sustituciones.

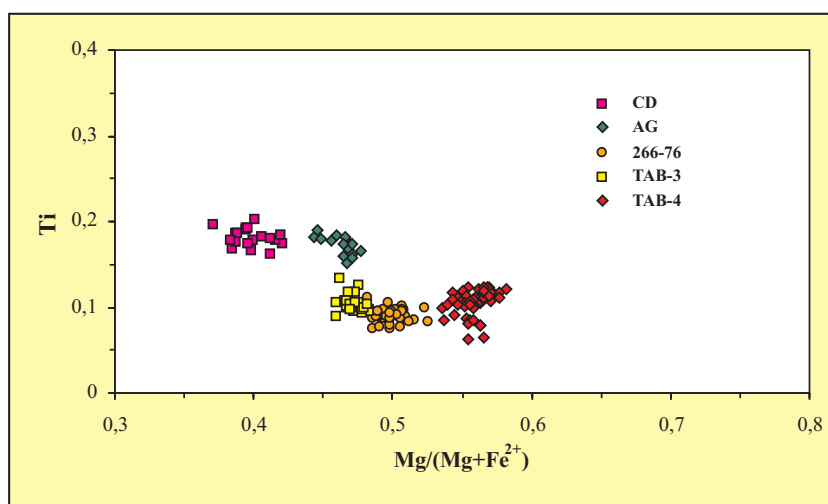
Los dos primeros mecanismos, (a) y (b), pueden ser evaluados mediante el diagrama  $\text{Al}^{\text{IV}}$  vs. Ti (DYMEK, 1983; Figura 4.14). En el caso de que todo el Al y todo el Ti fueran sustituidos por estos mecanismos, los puntos se proyectarían sobre la recta  $2\text{Ti} = \text{Al}^{\text{IV}} - 1$ . En ambos casos los puntos se sitúan por debajo de la recta  $\text{Ti} = \text{Al}^{\text{IV}} - 1$ , que corresponde al mecanismo de sustitución (a). La recta  $2\text{Ti} = \text{Al}^{\text{IV}} - 1$  corresponde al mecanismo (b).

**Figura 4.14:** Diagrama intercaciónico  $\text{Al}^{\text{IV}}$  vs. Ti para las biotitas de las rocas de la Serie de "Viana do Bolo" (CD = cuarcitas de Dradelo, AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).



En el diagrama  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  vs. Ti (Figura 4.15) es donde mejor quedan individualizados los distintos grupos litológicos diferenciados en la Serie de "Viana do Bolo". Estas diferencias son el reflejo de las distintas composiciones de roca total. Así, los gneises bandeados son los que tienen mayores contenidos en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  (4,32 - 6,50) frente a los bajos contenidos de las cuarcitas de Dradelo (1,66 - 4,47).

**Figura 4.15:** Diagrama  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  vs. Ti (CD = cuarcitas de Dradelo, AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).



#### 4.2.2.-Formación “Ollo de Sapo”

Las biotitas de las distintas rocas que componen la Formación “Ollo de Sapo” han sido tratadas conjuntamente, realizándose una comparación de las composiciones de las procedentes de materiales de las zonas de bajo y alto grado metamórfico. En las Fotos 4.7 a 4.10 se encuentran algunos de los ejemplos de los distintos tipos de biotitas que han sido estudiados. Los análisis químicos correspondientes se encuentran reflejados en las Tablas VII.1 a VII.10 del Anexo I.

La representación de las biotitas estudiadas en el diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $X_{Fe}$  [ $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$ ] (Figura 4.16) permite comprobar su variabilidad composicional, mostrando diferencias en función de las litologías y del grado metamórfico.

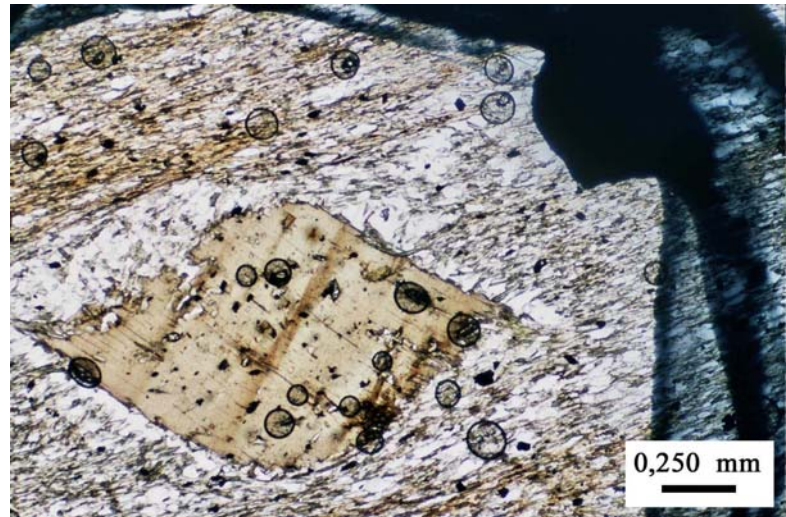
Todos los análisis se proyectan dentro del campo de la biotita y quedan bien diferenciados los procedentes de las distintas facies. Hay que resaltar que los datos de biotitas pertenecientes a los ortogneis glandulares migmatizados (GGM) constituyen dos grupos; así, los valores con un mayor contenido en  $Al^{IV}$  se corresponden con las muestras 267-76 y 267-77, que tienen sillimanita, en su variedad de fibrolita, mientras que los otros puntos corresponden a análisis de la muestra 266-70, que no tiene sillimanita como mineral accesorio.

En el diagrama de la Figura 4.17 (NACHIT 1986), se observa que las biotitas del ortogneis glandular de bajo grado metamórfico se encuentran dentro del campo de las biotitas secundarias, mientras que las del ortogneis glandular migmatizado se proyectan en el campo de las primarias. También los análisis de las biotitas de las tobas de grano grueso se proyectan en el campo de las biotitas primarias, mientras que los análisis de las tobas epiclásticas y de las pizarras asociadas a la Formación “Ollo de Sapo” se proyectan en el campo de las biotitas secundarias.

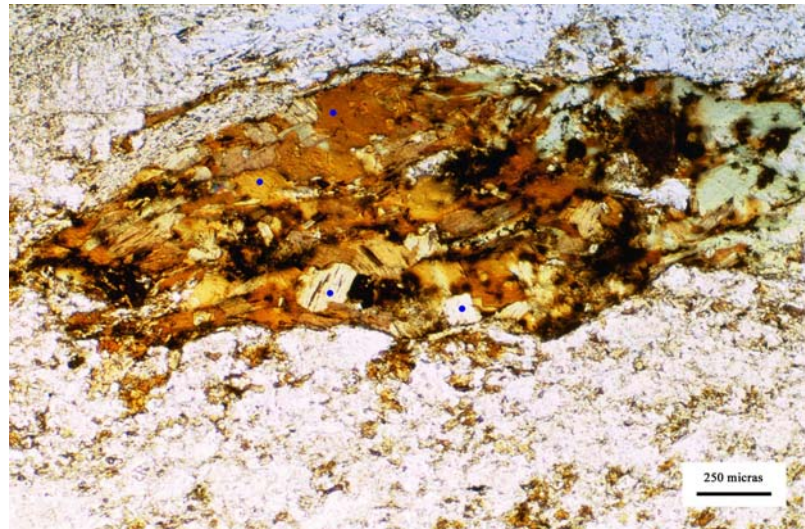
El contenido en Ti de las biotitas aumenta con el grado metamórfico (GUIDOTTI, 1984; INDARES Y MARTIGNOLE, 1985), correspondiendo los mayores contenidos en Ti a las biotitas formadas en condiciones metamórficas de mayor temperatura. Este hecho queda muy bien reflejado en el diagrama triangular de la Figura 4.17, donde se aprecia que las biotitas pertenecientes al ortogneis glandular migmatizado muestran contenidos en  $TiO_2$  superiores a las biotitas del ortogneis glandular que se encuentra en la zona de la biotita. Además, las primeras muestran una tendencia de variación verticalizada, con relaciones FeO y MgO bastante constantes. También muestran una tendencia de variación verticalizada las biotitas de las tobas de grano grueso.

En el diagrama binario  $Al^{IV}$  vs. Ti (Figura 4.18; DYMEK, 1983) se pueden identificar las distintas sustituciones que han afectado a los cationes del Al y Ti; en el caso de que todo el Al y todo el Ti fueran sustituidos por los mecanismos **a** y **b** descritos anteriormente, los puntos se proyectarían sobre la recta  $2Ti = Al^{IV} - 1$ . En ambos casos los puntos se sitúan por debajo de la recta  $Ti = Al^{IV} - 1$ , que corresponde al mecanismo de sustitución (**a**). La recta  $2Ti = Al^{IV} - 1$  corresponde al mecanismo (**b**). Otro hecho que se puede ver en esta Figura es que los contenidos tanto del  $Al^{IV}$  como del Ti aumentan con el grado metamórfico. Además, también se han diferenciado las muestras correspondientes al ortogneis glandular migmatizado, siendo mayor esos contenidos en las muestras 267-76 y 77, las cuales incluyen sillimanita en su mineralogía.

**Foto 4.7:** Biotita de las pizarras que se encuentran dentro de la serie epiclástica. En esta muestra, la biotita forma fenoblastos individuales (nícoles paralelos).



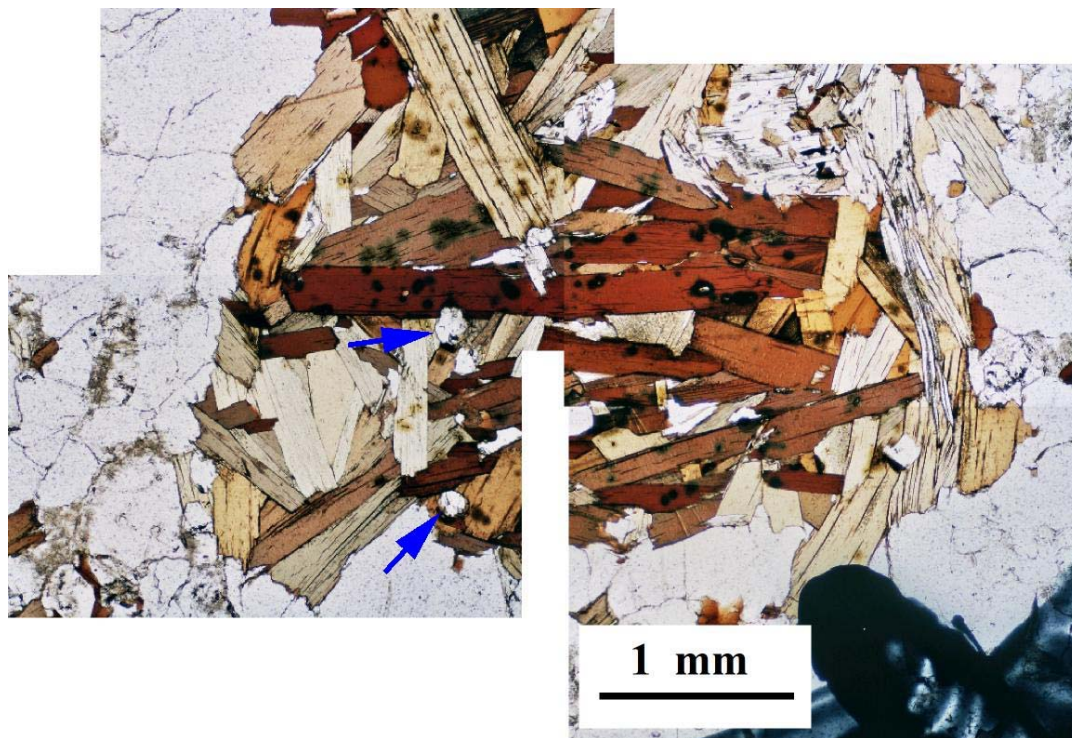
**Foto 4.8:** Agregado de biotita en el ortogneis glandular, en la zona metamórfica de bajo grado (Muestra: 268-63; nícoles paralelos). Los puntos de color azul corresponden a algunos de los analizados.



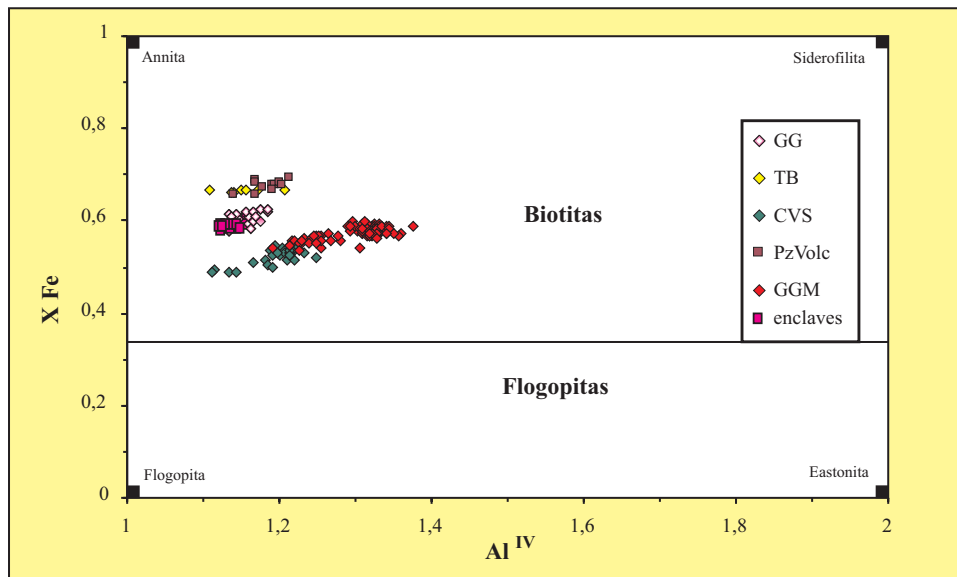
**Foto 4.9:** Agregado de biotitas en una toba epiclástica sobre las que se han realizado análisis (Muestra: 267-20; nícoles paralelos. **Bt** = biotita; **Pl** = plagioclasa).



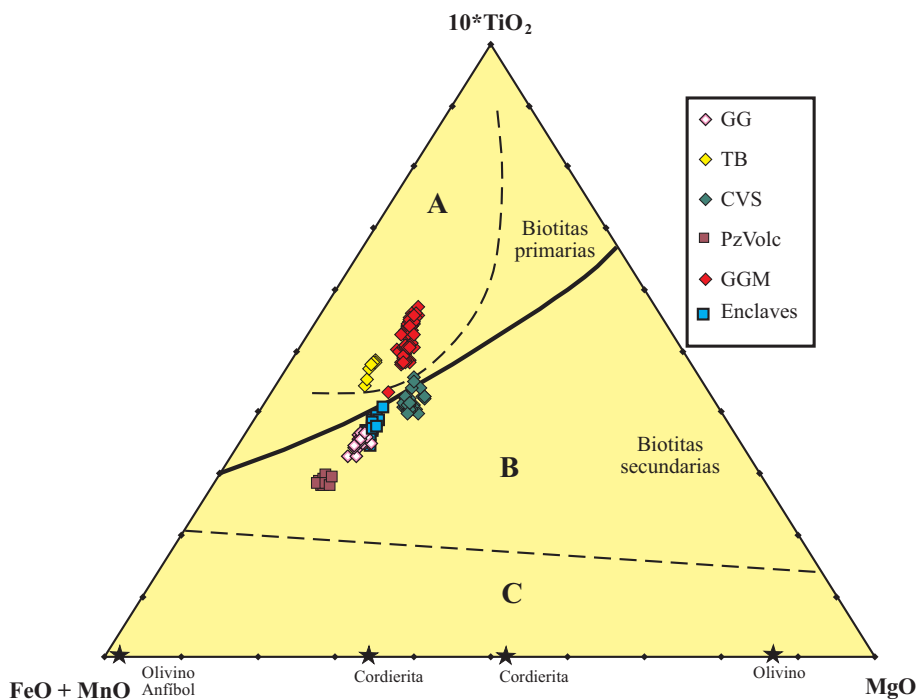




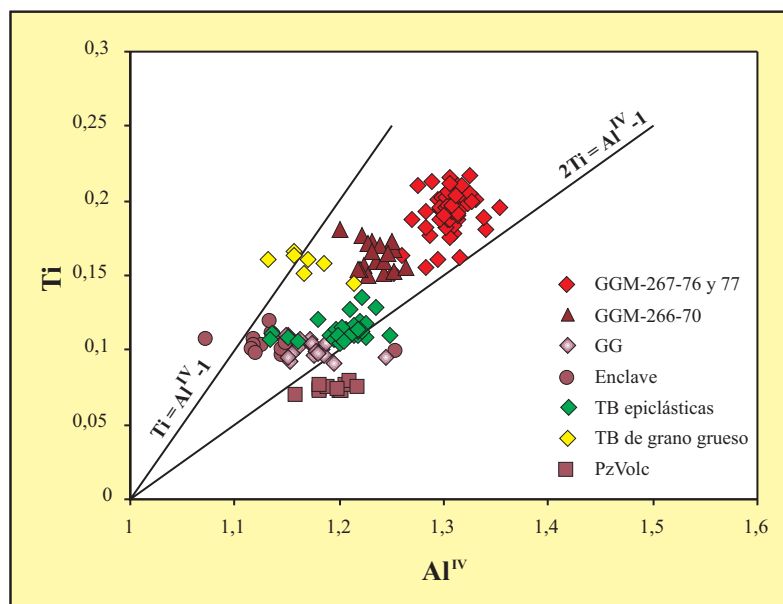
**Foto 4.10:** Detalle de uno de los agregados biotíticos estudiados en un ortogneis glandular migmatizado (Muestra: 267-77; nicoles paralelos). Las flechas azules indican los apatitos asociados a estos agregados de biotita.



**Figura 4.16:** Proyección de las biotitas pertenecientes a las facies de la Formación “Ojo de Sapo” en el diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $X_{Fe}$  [ $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$ ], según DEER *et al.* (1962). **GG** = ortogneis glandular; **TB** = tobas de grano grueso; **CVS** = tobas epiclásticas y grauvacas; **PzVolc** = pizarras que forman parte de la Formación “Ojo de Sapo”; y **GGM** = ortogneis glandular migmatizado. En los análisis del GGM, las muestras con mayor contenido en  $Al^{IV}$  presentan como mineral accesorio sillimanita.

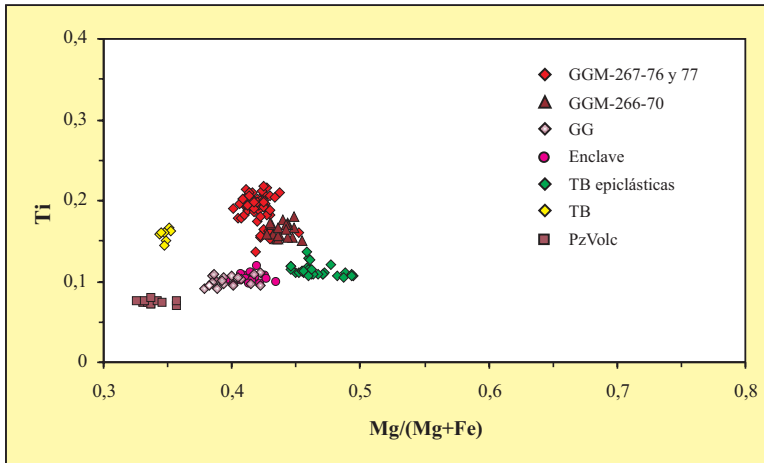


**Figura 4.17:** Diagrama triangular FeO+MnO – MgO - 10\*Ti<sub>2</sub>O para la discriminación de biotitas primarias y secundarias (NACHIT, 1986). Los límites discontinuos a partir de NACHIT *et al.* (2005), A.- Dominio de las biotitas magmáticas primarias. B.- Dominio de las biotitas reequilibradas. C.- Dominio de las biotitas neoformadas. Las estrellas corresponden a minerales Fe-Mg que coexisten con la biotita. **GG** = ortogneis glandular; **TB** = tobas de grano grueso; **CVS** = tobas epiclásticas y grauvacas; **PzVolc** = pizarras de la Formación “Ollo de Sapo”; y **GGM** = ortogneis glandular migmatizado.



**Figura 4.18:** Diagrama binario Al<sup>IV</sup> vs. Ti, para las biotitas de las rocas de la Formación “Ollo de Sapo”. **GGM** = ortogneis glandular migmatizado **GG** = ortogneis glandular; **Enclaves** = enclaves microgranudos dentro de los ortogneises glandulares; **TB** = tobas de grano grueso; **Tb epiclásticas** = tobas epiclásticas y grauvacas; **PzVolc** = pizarras de la Formación “Ollo de Sapo”.

En la Figura 4.19 ( $Mg/(Mg+Fe)$  vs. Ti) quedan mejor diferenciados los distintos grupos de biotitas de la Formación "Ollo de Sapo". Las del ortogneis glandular en facies de los esquistos verdes y las de los pequeños enclaves microgranudos presentes en estos tienen composiciones muy semejantes en cuanto a su contenido en Ti. También queda reflejado el aumento en el contenido en Ti según aumenta el grado metamórfico.



**Figura 4.19:** Proyección de las biotitas de la Formación "Ollo de Sapo" en el diagrama  $X_{Mg} = [Mg/(Mg+Fe)]$  vs. Ti. Se observa un aumento en el contenido en Ti con el aumento del grado metamórfico. **GGM** = ortogneis glandular migmatizado **GG** = ortogneis glandular; **Enclaves** = enclaves microgranudos dentro de los ortogneises glandulares; **TB** = tobas de grano grueso; **Tb epiclásticas** = tobas epiclásticas y grauvacas; **PzVolc** = pizarras de la Fm. "Ollo de Sapo".

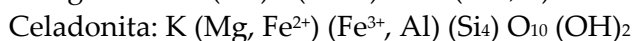
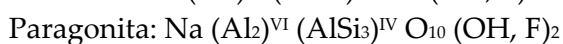
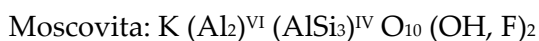
### 4.3.- MOSCOVITA

Se han considerado aquellos análisis de moscovita cuyo contenido total en óxidos es superior al 93 % e inferior al 98 %. Las formulas estructurales han sido calculadas en base a 11 oxígenos.

#### 4.3.1.- Serie de "Viana do Bolo"

En general, se han analizado las moscovitas que están orientadas según la foliación principal. Los análisis químicos utilizados se encuentran en las Tablas VIII.1 a VIII.6 del Anexo I.

El grupo de las micas dioctaédricas se puede definir en función de los términos finales siguientes:



Se considera que entre moscovita y celadonita existe una solución sólida continua, que constituye el denominado grupo de la fengita, aunque el término fengita sólo se debe utilizar para composiciones que contienen entre 40 y 90% de molécula de celadonita. Por el contrario, entre



moscovita y paragonita no hay solución sólida continua. Por ello, la variación composicional de las micas blancas y su desviación del modelo teórico ideal puede ser el resultado de distintos tipos de sustituciones catiónicas.

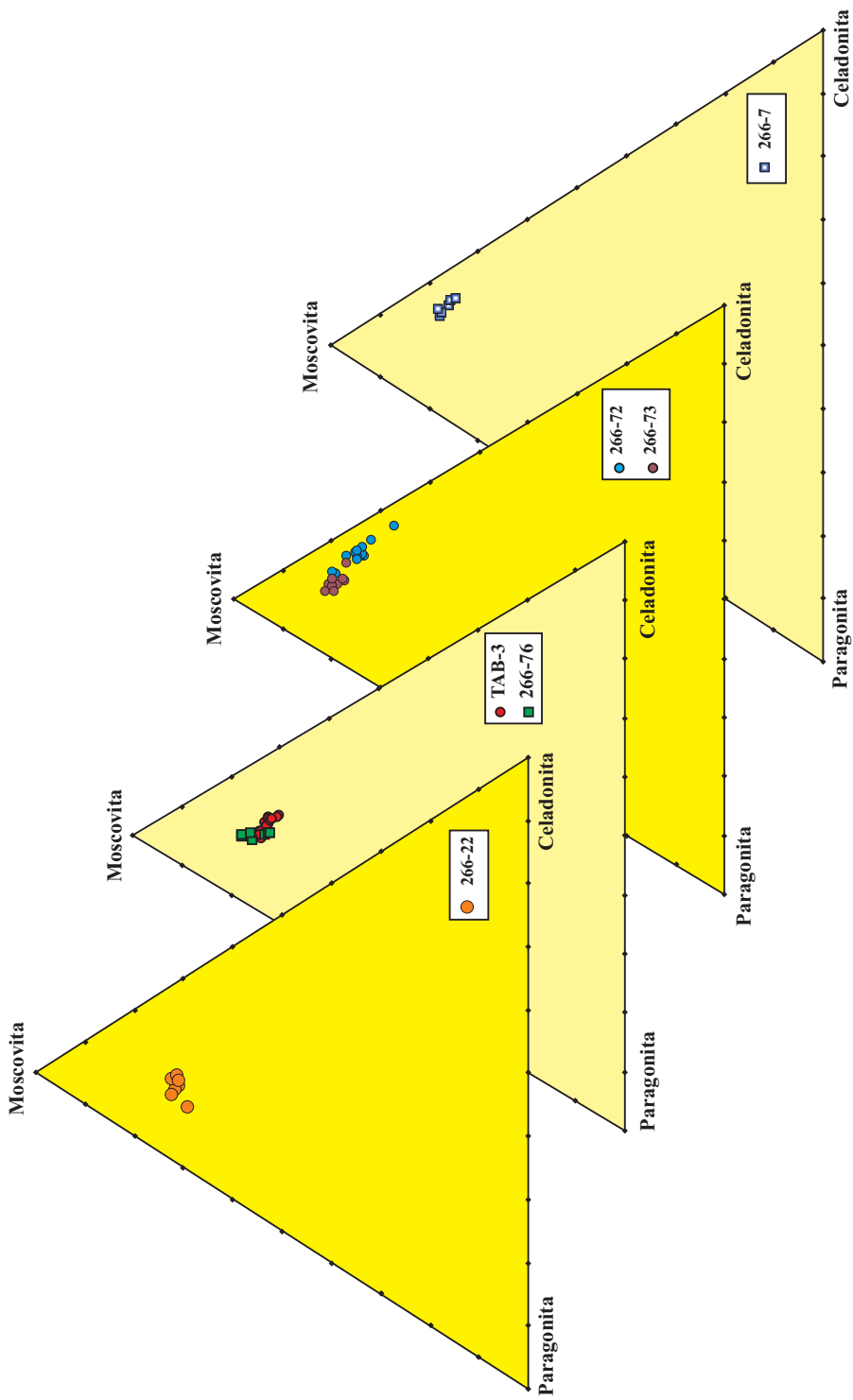
Para determinar la naturaleza de las micas blancas y las tendencias de variación se han proyectado los análisis en el diagrama triangular “paragonita-celadonita-moscovita” (Figura 4.20), que también nos indica de forma esquemática el principal tipo de sustitución que ha sido operativo. En el caso de las cuarcitas de Dradelo, se puede ver que las micas blancas están constituidas principalmente por el término moscovítico, con pequeñas sustituciones de celadonita y con poco contenido en paragonita. En los gneises bandeados, las micas blancas están también constituidas principalmente por el término moscovítico, con pequeñas sustituciones de celadonita y de paragonita. En la muestra TAB-4 no se ha observado moscovita. En los micaesquistos con granate, las micas blancas están constituidas principalmente por el término moscovítico, con sustituciones de celadonita y de paragonita. En las areniscas grises, las moscovitas analizadas forman parte de los agregados micáceos que definen la segunda esquistosidad (S2). No se dispone de muchos análisis, ya que en esta roca la moscovita es casi accesoria y la esquistosidad está marcada principalmente por la biotita. En el diagrama triangular Pg-Cel-Ms (Figura 4.20) se observa que la composición de las micas blancas es principalmente moscovítica, con pequeñas sustituciones de celadonita, y en mucho menor grado de paragonita.

#### • Mecanismos de sustitución

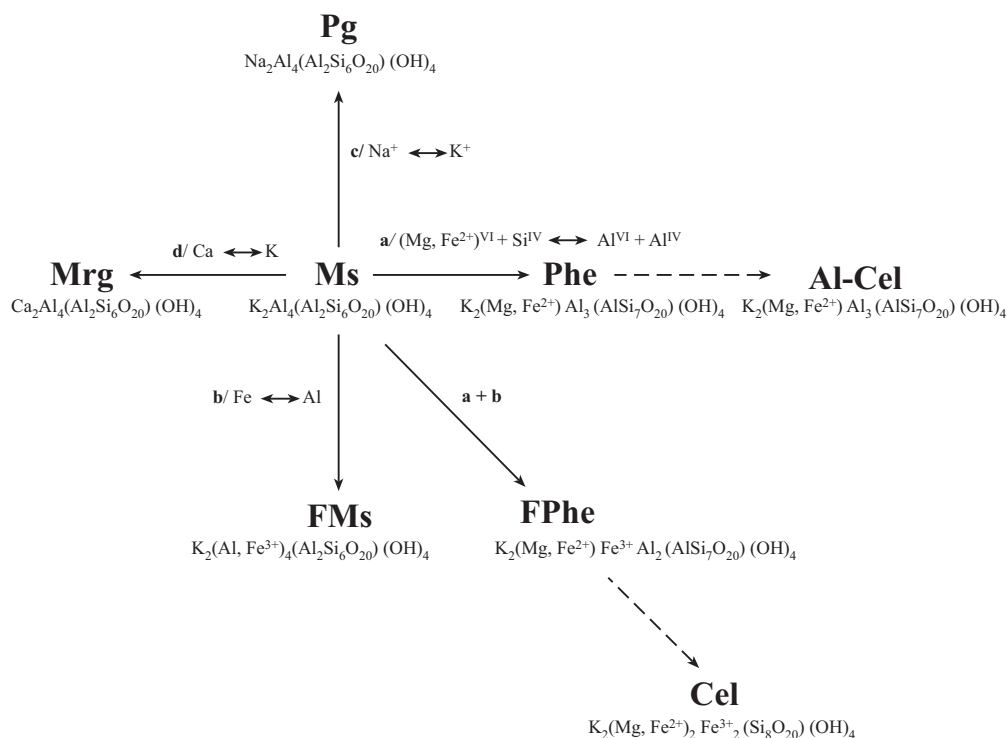
En general, la moscovita (Ms), representada por la fórmula ideal  $K_2Al_4(Al_2Si_6O_{20})(OH)_4$  (GUIDOTTI, 1984), es conocida por desviarse de su composición ideal mediante las siguientes sustituciones en sus distintas posiciones estructurales:

a.- $(Mg, Fe^{2+})^{VI} + Si^{VI} \leftrightarrow Al^{VI} + Al^{IV}$	sustitución fengítica
b.- $(Fe^{3+})^{VI} \leftrightarrow Al^{VI}$	sustitución ferrimoscovítica
c.- $Na \leftrightarrow K$	sustitución paragonítica
d.- $(Na, K) + Si \leftrightarrow Ca + Al$	sustitución margarítica

En el esquema de la Figura 4.21 se muestran de forma gráfica las distintas sustituciones. Las variaciones corresponden principalmente a la sustitución fengítica, Al-tschermakítica o aluminoceladonítica que se produce entre los términos de moscovita y celadonita. Esta sustitución es la más sensible a las condiciones de P y T (EVANS Y PATRICK, 1987) y consiste en la sustitución de  $Al^{IV}$  por  $Si^{IV}$ , compensándose la diferencia de cargas por el reemplazamiento de  $Al^{VI}$  por  $Fe^{2+}$  y  $Mg^{2+}$ , o escrito de otra manera,  $(Mg, Fe^{2+})^{VI} + Si^{IV} \leftrightarrow Al^{VI} + Al^{IV}$ . La efectividad de este tipo de sustitución se puede evaluar a partir de diversos diagramas en los que quedan reflejadas las distintas relaciones de los cationes, usaremos el diagrama triangular  $Al^{IV} - Al^{VI} - (Mg+Fe)$  de GUIDOTTI (1984) (Figura 4.22A).



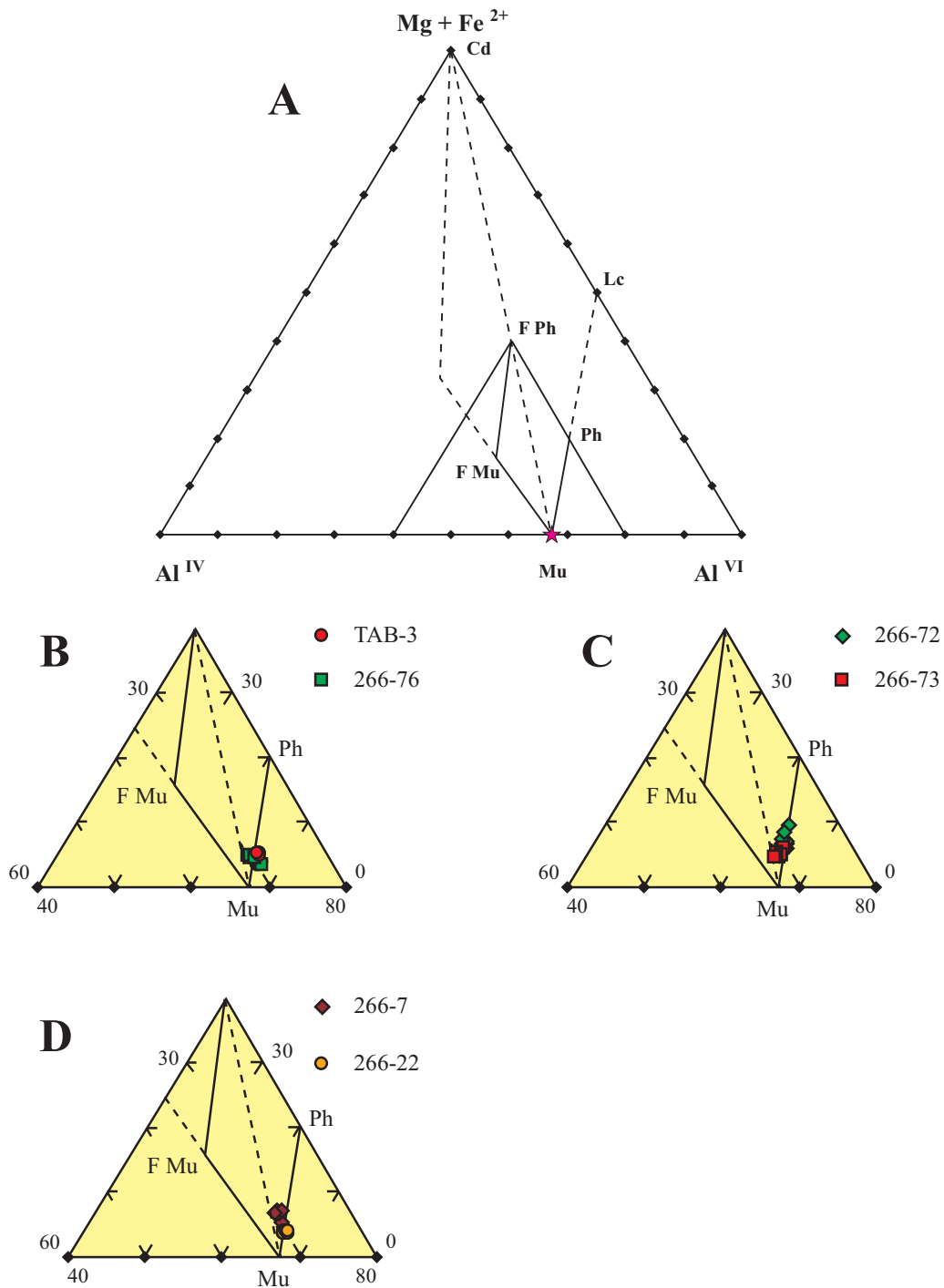
**Figura 4.20:** Diagrama Pg-Cel-Ms de clasificación de moscovitas. (266-22 = micaesquistos con granate; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo; 266-7 = areniscas grises).



**Figura 4.21:** Esquema de los vectores composicionales de la moscovita de acuerdo con las posibles sustituciones en su estructura interna. **a.-** sustitución fengítica; **b.-** sustitución ferrimoscovítica; **c.-** sustitución paragonítica y **d.-** sustitución margarítica. La paragonita y la margarita corresponden a los miembros extremos de las sustituciones c.- y d.-, respectivamente.

Como se puede observar en la Figura 4.22, las micas blancas analizadas se sitúan cerca del polo de la moscovita ideal (Mu), y principalmente sobre la línea que une los términos de moscovita (Mu) y fengita (Ph), aunque existe cierta tendencia de variación hacia la línea que une los polos de la moscovita y la celadonita. Esto concuerda con lo reflejado en la Figura 4.20, donde están representados los principales términos de las micas dioctaédricas. Además, como se observa en los diagramas triangulares de la Figura 4.22 (B, C y D), en todas las muestras la solución sólida se extiende hacia el término de la fengita, lo que apoya la importancia que ha tenido este tipo de sustitución en las moscovitas de la Serie de "Viana do Bolo". Existe una excepción para la muestra 266-7, de las areniscas grises, donde los puntos tienden hacia el polo celadónico.

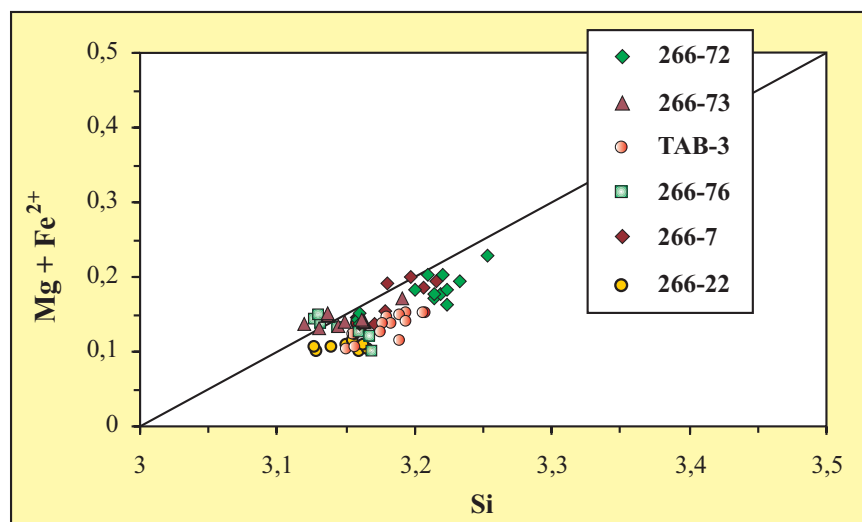
Otro gráfico a partir del cual también se puede evaluar la sustitución Al-tschermakítica es el diagrama binario Si vs. Fe+Mg (Figura 4.23), en cuyo caso las muestras deberían caer sobre la recta. En nuestro caso, los datos se sitúan próximos a la línea que representa la sustitución tschermakítica ideal y en disposición paralela a ella, lo que confirma la efectividad de la sustitución fengítica. No obstante, hay que tener en cuenta la influencia de otros tipos de sustituciones, ya que en la composición de la mayoría de las micas blancas naturales intervienen sustituciones complementarias que implican  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$  y  $\square$  (vacante intercapa).



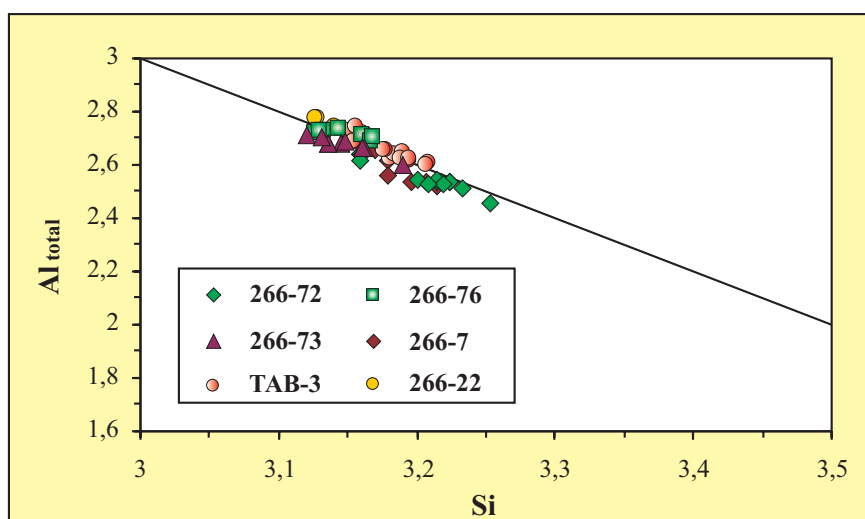
**Figura 4.22:** Diagrama  $Al^{IV} - Al^{VI} - (Fe+Mg)$  de GUIDOTTI (1984), aplicado a las moscovitas de la Serie de “Viana do Bolo”. (**Mu** = moscovita; **Ph** = fengita; **F Mu** = ferrimoscovita; **F Ph** = ferrifengita; **Cd** = celadonita) (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandedados; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo).

También se puede estimar la sustitución fengítica en el diagrama Si vs. Al<sub>total</sub> (Figura 4.24). En este gráfico se observa la importancia de este tipo de sustitución en las micas dioctaédricas analizadas, ya que los puntos se sitúan sobre la recta, aunque existen pequeñas desviaciones que indican contenidos del Al<sub>total</sub> un poco inferiores al ideal, lo que indicaría una sustitución de tipo dioctaédrica-trioctaédrica,  $2(R^{3+}) \leftrightarrow 3(R^{2+})$ .

**Figura 4.23:** Diagrama Si vs. Mg+Fe<sup>2+</sup>, con respecto a la línea de la sustitución tschermakítica ideal (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo).



**Figura 4.24:** Diagrama Si vs. Al<sub>total</sub> para las moscovitas analizadas dentro de la Serie de "Viana do Bolo". (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo).



• *Sustitución del Ti*

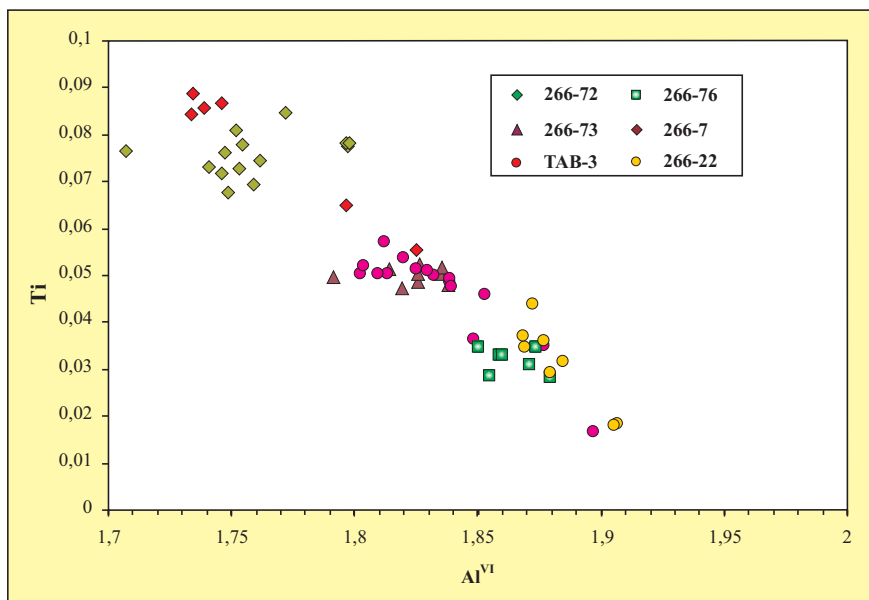
La sustitución del Ti en la moscovita ha sido discutida por SAXENA (1966), KWART (1968), TRACY (1978), RUIZ *et al.* (1980), GUIDOTTI (1973, 1978) y GUIDOTTI *et al.* (1977). En general, la gran mayoría de los valores de Ti son inferiores a 0,05 pfu, mientras que los valores más altos, > 0,05 pfu, corresponden a las rocas de alto grado metamórfico.

El Ti puede incorporarse en la estructura de la moscovita según varios mecanismos:

- a.-  $\text{Si}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Ti}^{\text{IV}}$
- b.-  $\text{Al}^{\text{VI}} \text{Si}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Ti}^{\text{VI}}, \text{Al}^{\text{IV}}$
- c.-  $2\text{Al}^{\text{VI}} \leftrightarrow \text{Ti}^{\text{VI}}, (\text{M}^{2+})^{\text{VI}}$
- d.-  $\text{Al}^{\text{VI}}, \text{OH} \leftrightarrow \text{Ti}^{\text{VI}}$

En las moscovitas de origen metamórfico, GUIDOTTI (1984) propone las sustituciones (b y c) para explicar la fijación del Ti, siendo más importante la última. Los principales factores que inciden en estas sustituciones son el grado metamórfico (P y T), la presencia o ausencia de una fase titanada (rutilo, ilmenita) y los efectos de la composición de la roca total.

En el diagrama  $\text{Al}^{\text{VI}}$  vs. Ti (Figura 4.25) se puede observar una correlación negativa entre ambos elementos, pero además se muestra la influencia de la composición de la roca total sobre la composición de los minerales.



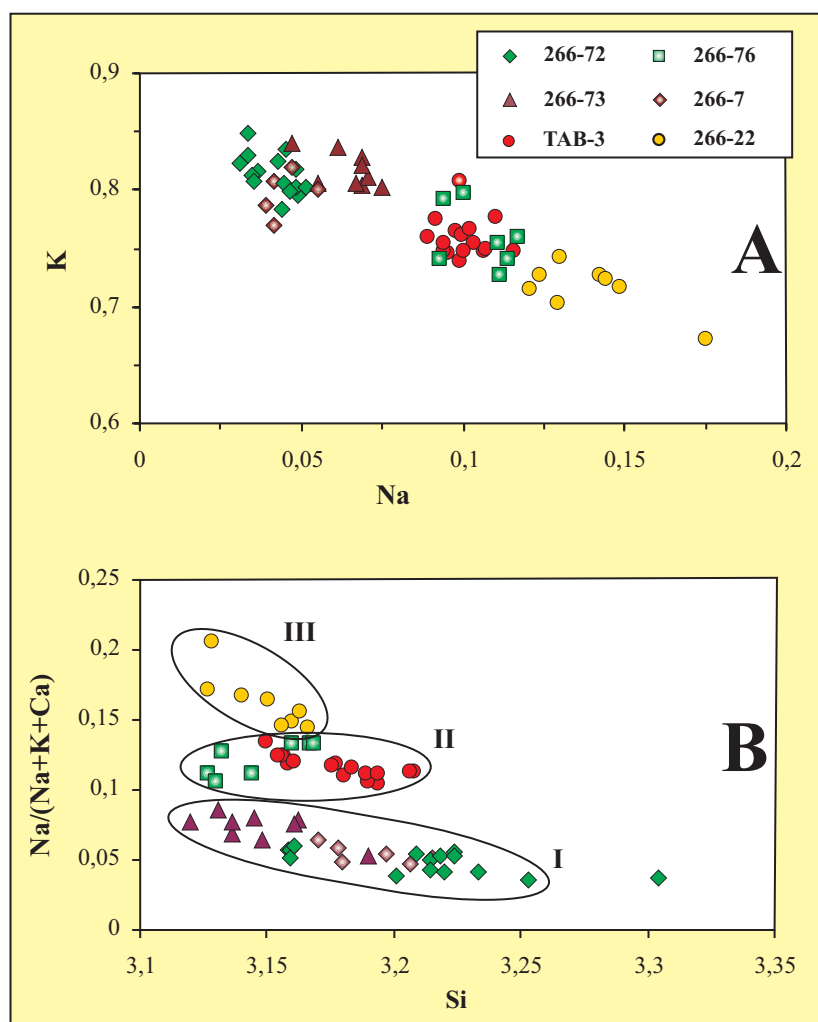
**Figura 4.25:** Diagrama  $\text{Al}^{\text{VI}}$  vs. Ti, para las micas dioctaédricas (moscovita) de la Serie de "Viana do Bolo". (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo).

• *Sustitución interlaminar*

La sustitución interlaminar o paragonítica (GUIDOTTI Y SASSI, 1998), puede ser de varios tipos, siendo la más importante la sustitución fengita-paragonita, sustitución directa de  $\text{K}^+$  por  $\text{Na}^+$ ,

extendiéndose esta solución sólida hacia el término final sódico o paragonita. Por otra parte,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$  o  $\text{H}_2\text{O}$  pueden sustituir al  $\text{K}^+$ , produciéndose la formación de vacantes. En el diagrama binario  $\text{Na}^+$  vs.  $\text{K}^+$  (Figura 4.26A) se observa que los contenidos en  $\text{Na}^+$  y en  $\text{K}^+$  varían para las distintas muestras. Además, como en otros casos, la naturaleza de la roca ejerce un fuerte control sobre la composición final de la moscovita.

El contenido en la molécula paragonita ( $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ ) se muestra en la Figura 4.26B, donde se pueden apreciar tres grupos fuertemente dependientes de la composición de la roca total. El grupo I corresponde a rocas de composición muy feldespática (cuarcitas de Dradelo y areniscas grises), el grupo II a los gneises bandeados, que son rocas de composición cuarzo-feldespáticas, y el grupo III a los micaesquistos con granate, muy pobres en feldespato potásico.



**Figura 4.26:** (A) Diagrama binario Na vs. K. (B) Diagrama binario Si vs.  $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ , sustitución paragonítica. (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 266-73 = cuarcitas de Dradelo).

En la Figura 4.27 ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{FeO}_t$  de MIYASHIRO, 1973) se muestra la relación entre el componente celadonítico y las condiciones del metamorfismo respecto a la temperatura, diferenciándose la zona de esquistos con glaucofana, la zona de clorita, biotita y almandino y la zona de estaurolita y sillimanita. En el segundo de los campos, las muestras que se encuentran dentro de la zona metamórfica del almandino se proyectan en la mitad inferior y cercana a la zona de la estaurolita y la sillimanita. Se observa que todas las muestras se proyectan en el campo de la estaurolita y la sillimanita, con una tendencia de evolución hacia la parte inferior del campo de clorita, biotita y almandino. Estas diferencias en las moscovitas de una misma muestra o grupo de muestras, con las mismas características texturales, nos indican la existencia de un reequilibrio en la composición de las moscovitas durante la evolución tectonometamórfica. Es decir, ese desequilibrio pone de manifiesto que en algunos casos se han producido cambios apreciables asociados a los procesos de retrometamorfismo.

#### 4.3.2.- Formación “Ollo de Sapo”

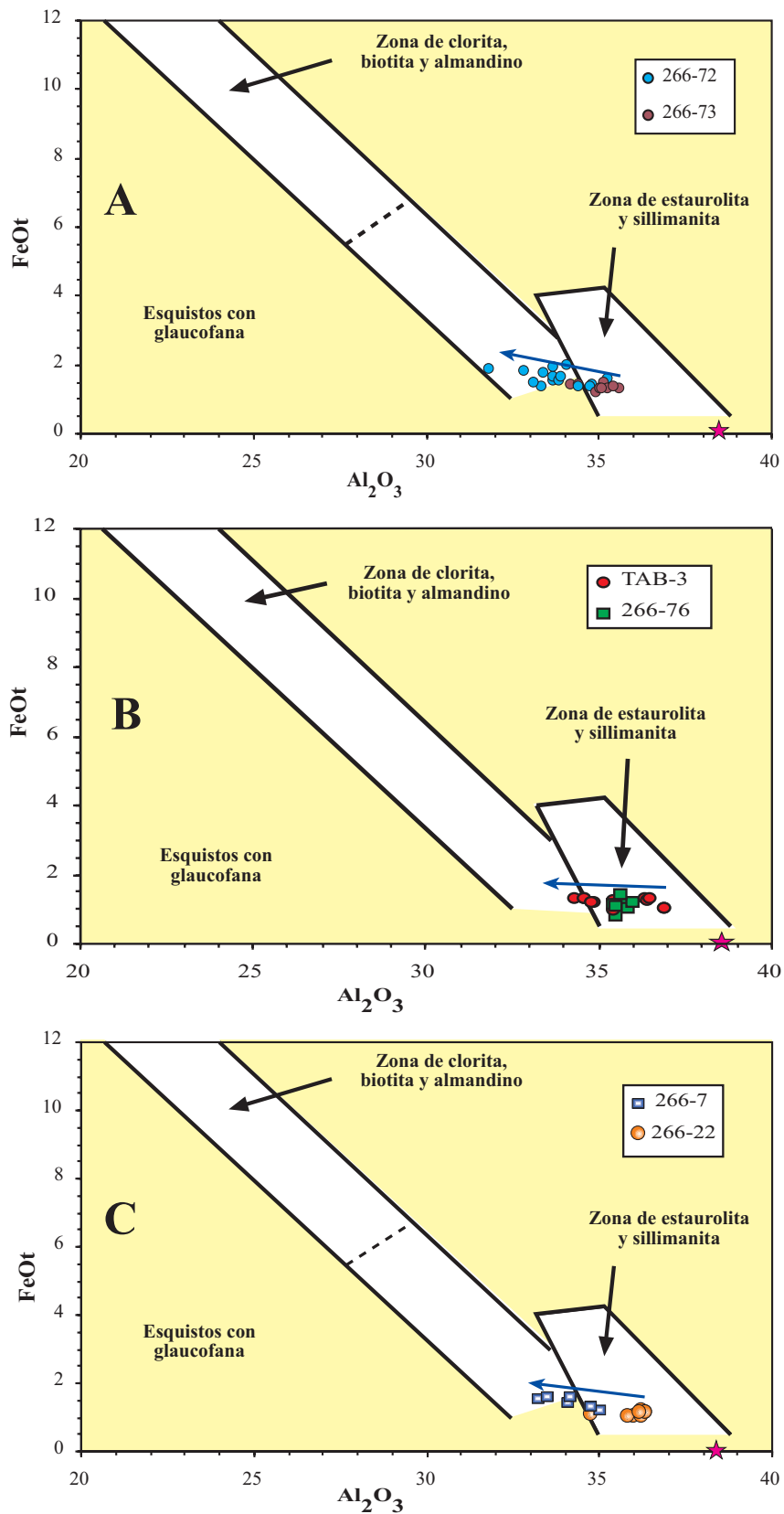
Las micas blancas estudiadas corresponden a muestras de los ortogneises glandulares migmatizados y de los ortogneises glandulares de bajo grado, tobas de grano grueso y de las ignimbritas. Los análisis químicos utilizados se encuentran en las Tablas IX.1 a IX.6 del Anexo I.

En la Figura 4.28 se muestra el diagrama triangular Pg-Cel-Ms, en el QUE se han representado todas las micas blancas analizadas. Los análisis pertenecientes a los ortogneises glandulares se proyectan próximos al vértice de la moscovita, donde la componente celadonítica varía entre el 12 y el 19% y la componente paragonítica entre un 5 y un 9%. En el resto de los análisis, el componente paragonítico es escaso, situándose todos los análisis en el lado de la moscovita- celadonita.

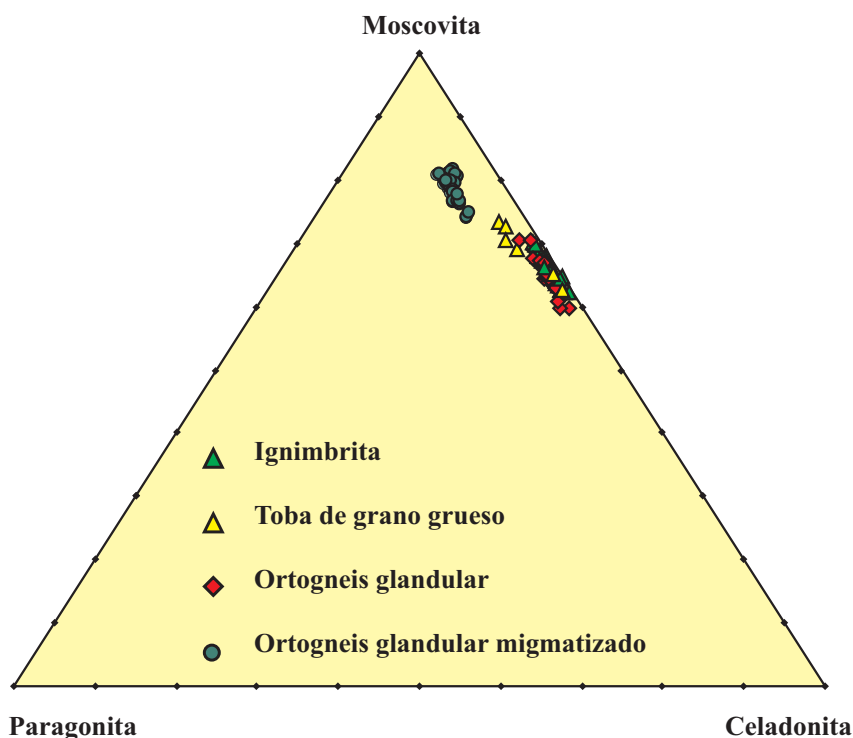
Según GUIDOTTI (1984), existe un aumento progresivo del componente paragonítico con el grado metamórfico hasta la isograda de la sillimanita-feldespató potásico, a partir de la cual se invierte la tendencia. Esto queda bastante bien reflejado en este diagrama (Figura 4.28), si se comparan las composiciones de las micas de bajo y alto grado metamórfico. También se puede observar que los análisis pertenecientes a la tobas de grano grueso forman dos grupos. El que tiene un mayor contenido en componente moscovítico pertenece a las muestras 268-74 y 75, que se encuentran dentro de la zona de la biotita y muy próximas a los afloramientos donde se empieza a manifestar la segunda fase de deformación, mientras que los análisis con menor contenido en componente moscovítico se encuentran dentro de la zona de la clorita (muestra 268-78). Esta diferencia en las moscovitas se mantendrá en todos los gráficos que se muestran a continuación.

En general, las micas blancas no líticas pueden ser descritas en términos de sustituciones entre dos polos, el polo moscovita y el polo celadonita. Entre ambos polos se produce la sustitución fengítica o Al-tschermakítica, también llamada celadonítica, que es la de mayor interés dado que es la más sensible a las condiciones de P y T. Esta sustitución consiste en el intercambio  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})^{\text{VI}} + \text{Si}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Al}^{\text{IV}}$  y la cuantía de la misma se puede expresar en función del contenido en Si o del contenido en celadonita de la mica.





**Figura 4.27:** Diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. FeO<sub>t</sub> de MIYASHIRO (1973) para las micas blancas de la Serie de “Viana do Bolo”. La tendencia de variación que se observa en los tres gráficos obedece a reequilibrios retrometamórficos. La estrella representa la composición de la moscovita teórica.

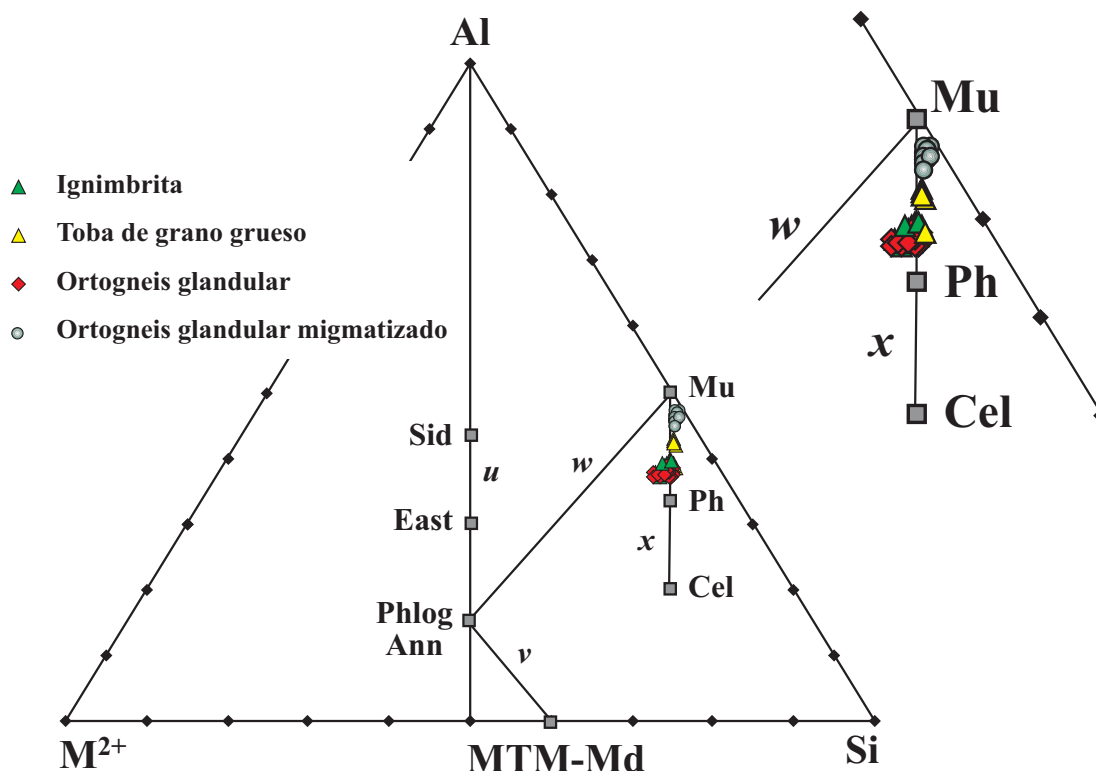


**Figura 4.28:** Diagrama triangular Pg-Cel-Ms de clasificación de las micas blancas (moscovitas) pertenecientes a la Formación "Olo de Sapo".

En la Figura 4.29 se puede observar el diagrama triangular  $M^{2+}$ -Si-Al propuesto por MONIER (1987), que permite conocer el grado de sustitución fengítica, además de la temperatura de cristalización de la moscovita a 2 Kb. Todas las micas pertenecientes a la Formación "Olo de Sapo" se proyectan sobre la línea que une los polos de moscovita y celadonita, observándose además una buena ordenación según el grado metamórfico. Así, las micas del ortogneis glandular migmatizado se proyectan cerca del polo moscovítico, mientras que las del resto de los materiales se posicionan hacia el término de la fengita. En una posición intermedia se sitúan las micas de las tobas de grano grueso. Todo esto concuerda muy bien con las observaciones petrográficas y con las isogradas metamórficas que serán discutidas más adelante.

Para verificar si el contenido en (Fe + Mg) de las micas es solamente debido a la sustitución fengítica, se han proyectado los análisis de micas blancas en el diagrama Si vs. (Fe + Mg) (Figura 4.30A), en la que se observa que las muestras del ortogneis glandular migmatizado y de la toba de grano grueso, coinciden prácticamente con la línea que representa la sustitución tschermakítica ideal o fengítica, lo cual es indicativo de que la sustitución ha sido efectiva en las micas de este tipo de rocas. Las moscovitas de los restantes materiales forman agrupaciones dispersas cuyas líneas de evolución no se ajustan a la recta Ms-Ph, lo que pone de manifiesto que esta sustitución no ha sido operativa o ha sido de escasa importancia.

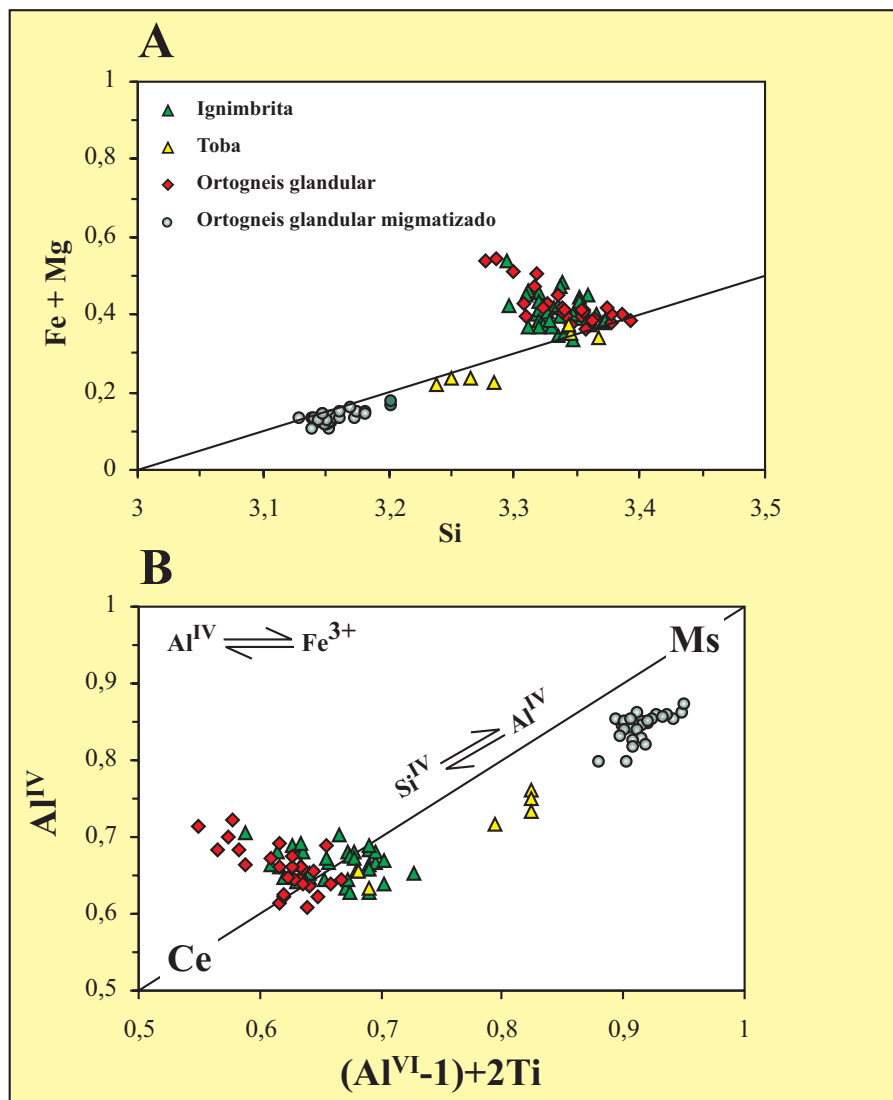
La sustitución fengítica en las moscovitas también puede ser evaluada en el diagrama  $(Al^{VI}-1)+2Ti$  vs.  $Al^{IV}$  (Figura 4.30B) propuesto por CATHELINÉAU (1982). En él se tiene en cuenta que el Ti que se incorpora en posición octaédrica mediante la sustitución  $2Al^{VI} \leftrightarrow Ti^{VI}$ , ( $M^{2+}$ ). Las muestras que se proyectan a la izquierda de la recta que marca la sustitución ideal evidencian la sustitución  $Al^{IV} \leftrightarrow Fe^{3+}$ .



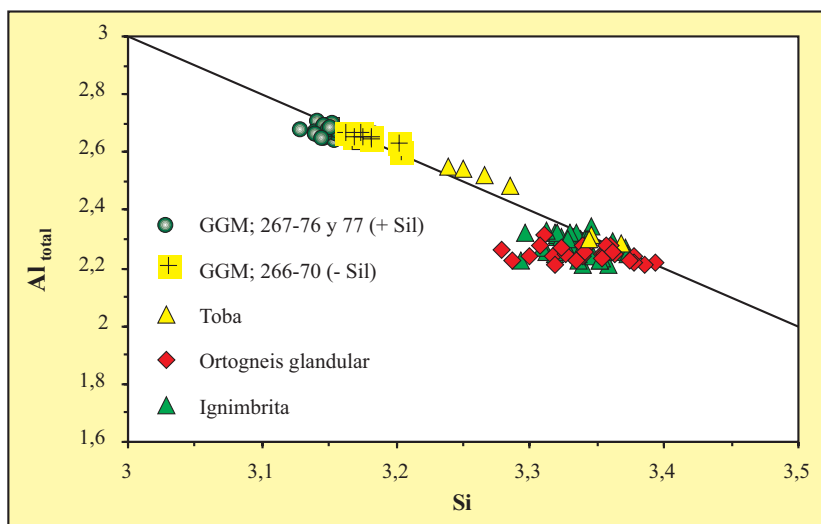
**Figura 4.29:** Representación de las moscovitas en el diagrama triangular  $M^{2+}$ -Si-Al (MONIER, 1987).  $u$ ,  $v$ ,  $w$ ,  $x$  representan los diferentes mecanismos de reemplazamiento en las micas. **MTM** = mica tetrasilícica magnesiana; **Md** = montdiorita; **Ann** = annita; **Phlog** = flogopita; **East** = eastonita; **Sid** = siderofilita; **Mu** = moscovita; **Ph** = fengita; **Cel** = celadonita. ( $M^{2+}$  =  $Fe^{2+}+Mg+Mn-Ti$ ; **Si** =  $Si-q^{XII}$ ; **Al** =  $Al^{IV}+Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti+q^{XIII}$ ).

El grado de sustitución fengita-paragonita,  $Na \leftrightarrow K$ , para las micas blancas analizadas puede observarse en el diagrama triangular de la Figura 4.28. El % de paragonita, en general, es poco importante y la sustitución sólo ha debido operar en las moscovitas de los ortogneis glandulares migmatizados.

Otra forma de estimar la sustitución fengítica es en el diagrama Si *vs.*  $Al_{total}$  (Figura 4.31), donde se observa la importancia de este tipo de sustitución en las micas dioctaédricas pertenecientes al ortogneis glandular migmatizado y a la toba de grano grueso (muestras 268-74 y 75), ya que los puntos caen principalmente sobre la recta o bien definen pautas paralelas a ella. Para el resto de los análisis, se muestra claramente que no siguen las pautas definidas por este tipo de sustitución.



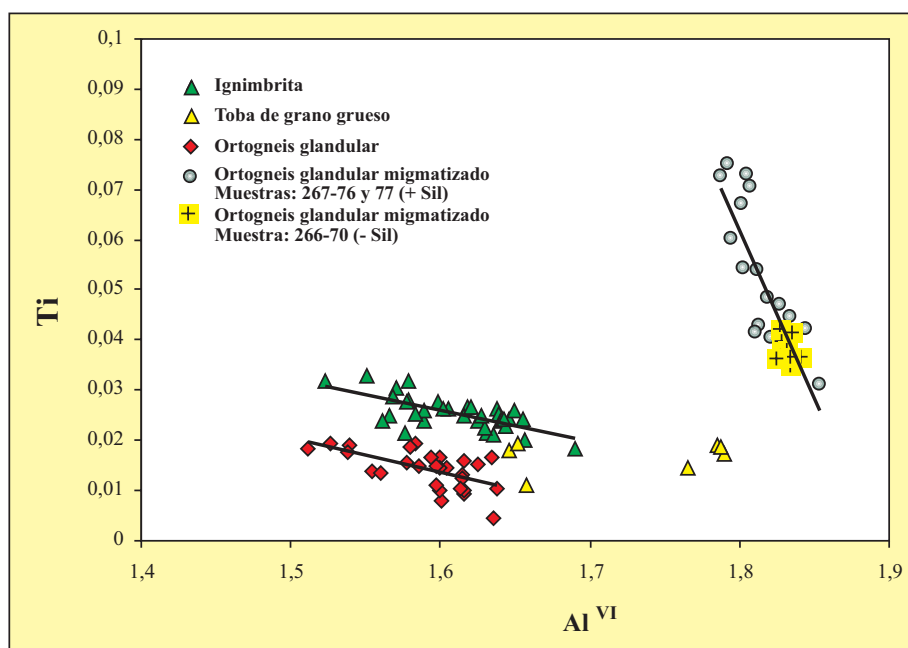
**Figura 4.30:** (A) Diagrama Si vs. (Fe<sup>2+</sup> + Mg) con la línea ideal para la sustitución tschermakítica según GUIDOTTI (1984). (B) Diagrama (Al<sup>VI</sup>-1)+2Ti vs. Al<sup>IV</sup> (CATHELINÉAU, 1982), representando la sustitución fengítica y Al<sup>IV</sup> ↔ Fe<sup>3+</sup> en posición tetraédrica (Ce = celadonita, Ms = moscovita).



**Figura 4.31:** Diagrama binario Si vs. Al<sub>total</sub> para las micas dioctaédricas de la Formación "Ollo de Sapo". Se puede apreciar el aumento del contenido en Al y la disminución de Si según aumenta el grado metamórfico, siendo mayor en las muestras del ortogneis glandular migmatizado que contienen sillimanita.

- *Sustitución del Ti*

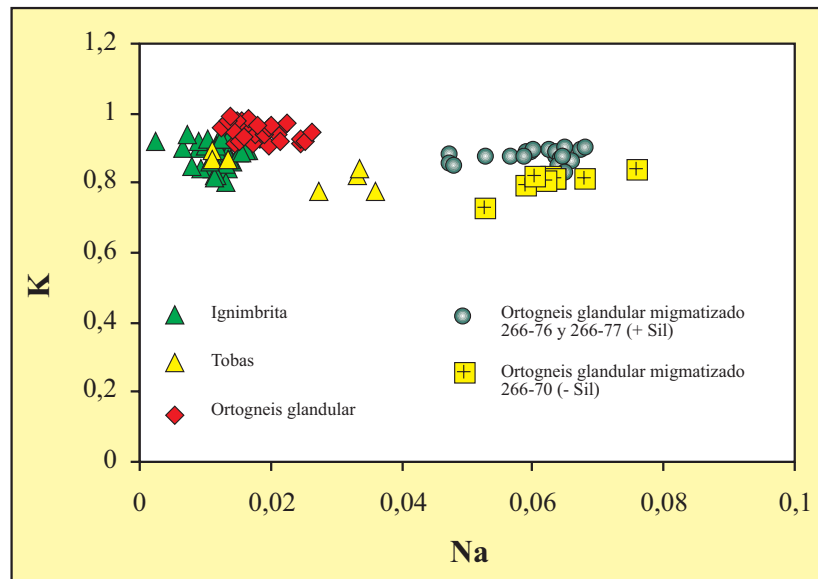
En el diagrama  $Al^{VI}$  vs. Ti (Figura 4.32) se puede observar una buena correlación para los análisis de todos los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", excepto para las tobas de grano grueso, ya que la escasez de datos, así como la dispersión, no hacen posible ver con claridad una buena correlación. La correlación negativa entre Ti y  $Al^{VI}$  sugiere que este tipo de sustitución puede ser efectiva, aunque no sea la responsable de todo el Ti presente en las moscovitas.



**Figura 4.32:** Diagrama  $Al^{VI}$  vs. Ti, para las micas dioctaédricas de la Formación "Ollo de Sapo". Se puede apreciar la correlación negativa, bastante buena para las micas, dentro de una misma litología.

- *Sustitución interlaminar*

La sustitución interlaminar o paragonítica, puede ser de varios tipos, siendo el más importante la sustitución fengita-paragonita, sustitución directa de  $K^+$  por  $Na^+$ , extendiéndose así la solución sólida hacia el término final sódico o paragonita. En el diagrama binario  $Na^+$  vs.  $K^+$  (Figura 4.33) se observa que el contenido en  $K^+$  se mantiene bastante constante para todas las muestras, mientras el contenido en  $Na^+$  varía, por lo que este tipo de sustitución no llega a ser muy importante. Lo más característico es que las moscovitas sufren un fuerte enriquecimiento en  $Na^+$  según aumenta el grado metamórfico, por lo que las de mayor contenido en  $Na^+$  corresponden a los ortogneises glandulares migmatizados. Estos cambios ya se observan en el diagrama triangular de la Figura 4.28.



**Figura 4.33:** Diagrama binario Na vs. K de las muestras pertenecientes a la Formación "Ollo de Sapo". Se observa cómo el contenido en Na<sup>+</sup> aumenta con el grado metamórfico.

#### 4.4.- GRANATE

##### 4.4.1.- Composición de los granates

Las muestras en las que se han analizado granates son las siguientes:

Micaesquistos con granate: 266-22 (Tablas X.1 a X.4 del Anexo I)

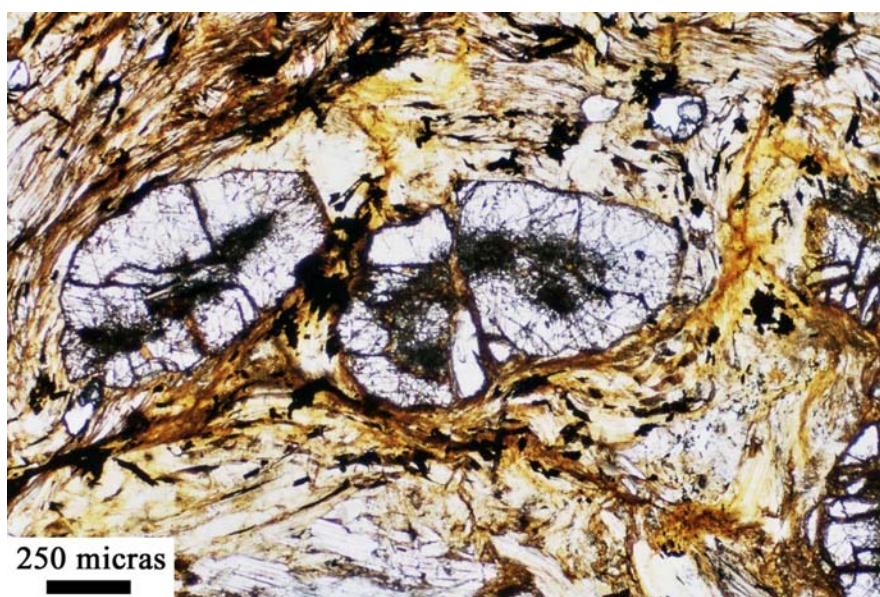
Gneises bandeados: 266-76 y TAB-4 (Tablas XI.1 a XI.16 del Anexo I)

Boudines calcosilicatados: 266-18 y 266-78 (Tablas XII.1 a XII.5 del Anexo I)

Sólo se han considerado aquellos análisis en los que la suma de los óxidos en peso es superior al 97% e inferior al 102%. Las fórmulas están normalizadas en base a 8 cationes y 12 oxígenos.

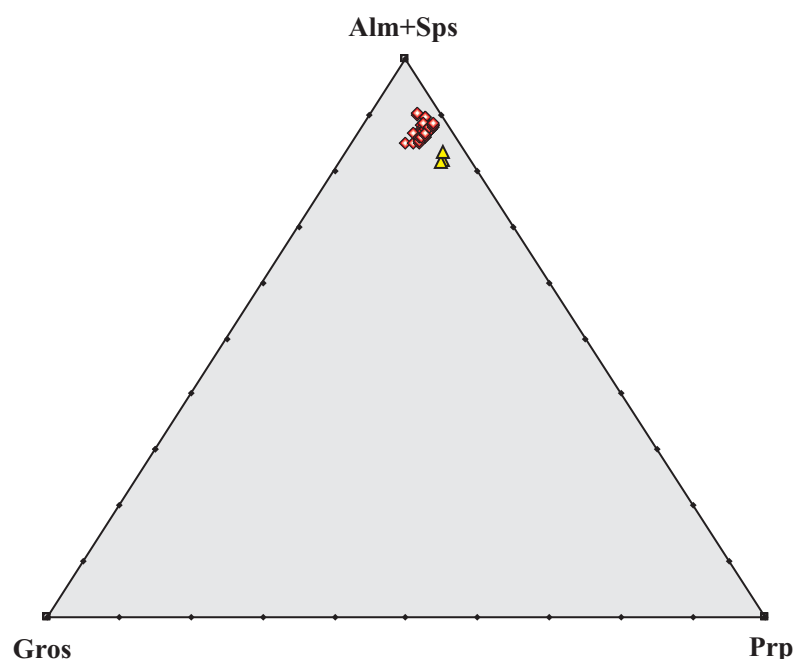
En los micaesquistos con granate, los granates presentan una parte central muy rica en inclusiones de agujas de rutilo, como se muestra en la Foto 4.11, en la que se observa un núcleo de color oscuro lleno de las referidas agujas. La composición de los granates se encuentra representada en el diagrama triangular Gros-Prp-Alm+Sps (Figura 4.34). Como se puede observar, todos los puntos se sitúan próximos al vértice Alm+Sps y forman una nube pequeña, indicativa de la escasa variación composicional, cuya composición media es de andradita<sub>0,14</sub> uvarovita<sub>0,13</sub> grosularia<sub>3,59</sub> piropo<sub>9,01</sub> almandino<sub>78,36</sub> espesartina<sub>8,76</sub>. También se han representado tres análisis de granates descritos en la zona de alto grado del domo del Tormes- Mirando do Douro por MARTÍNEZ *et al.* (1988) y con las mismas características, con abundantes inclusiones de agujas de rutilo.

Para los gneises bandeados, todos los puntos se han representado en los diagramas triangulares de las Figuras 4.35 y 4.36, en función de las variables grosularia (Gros), piropo (Prp) y almandino + espesartina (Alm + Sps). Para la muestra 266-76, no existe una variación composicional apreciable, situándose todos los puntos próximos al vértice de Alm + Sps. Por el contrario, los granates de la muestra TAB-4 sí presentan variación composicional desde el núcleo hacia el borde del cristal.



**Foto 4.11:** Aspecto de la textura de los granates analizados en los micaesquistos con granate (Muestra: 266-22). En casi todos se puede observar que la parte central es rica en inclusiones de agujas de rutilo.

**Figura 4.34:** Diagrama triangular Gros-Prp-Alm+Sps para los granates analizados en los micaesquistos con granate (muestra: 266-22). Todos los datos se concentran en una nube pequeña situada junto al vértice de Alm+Sps. Los datos correspondientes a los triángulos de color amarillo proceden de MARTÍNEZ *et al.* (1988) y representan la composición media de los núcleos de tres granates que tienen abundantes inclusiones de agujas de rutilo.



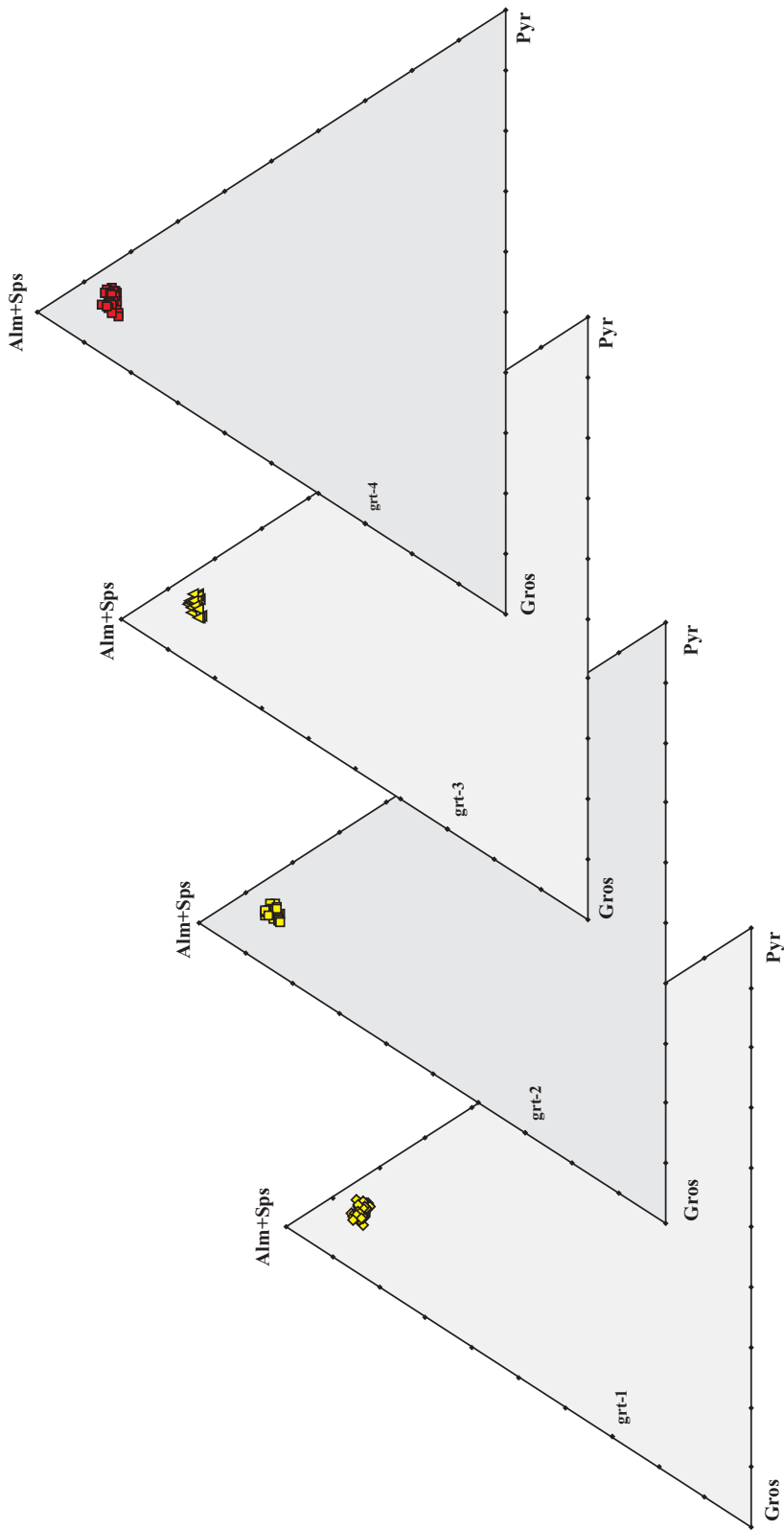


Figura 4.35: Diagrama triangular Gros – Prp - Alm+Sps para los cuatro granates estudiados en la muestra 266-76.



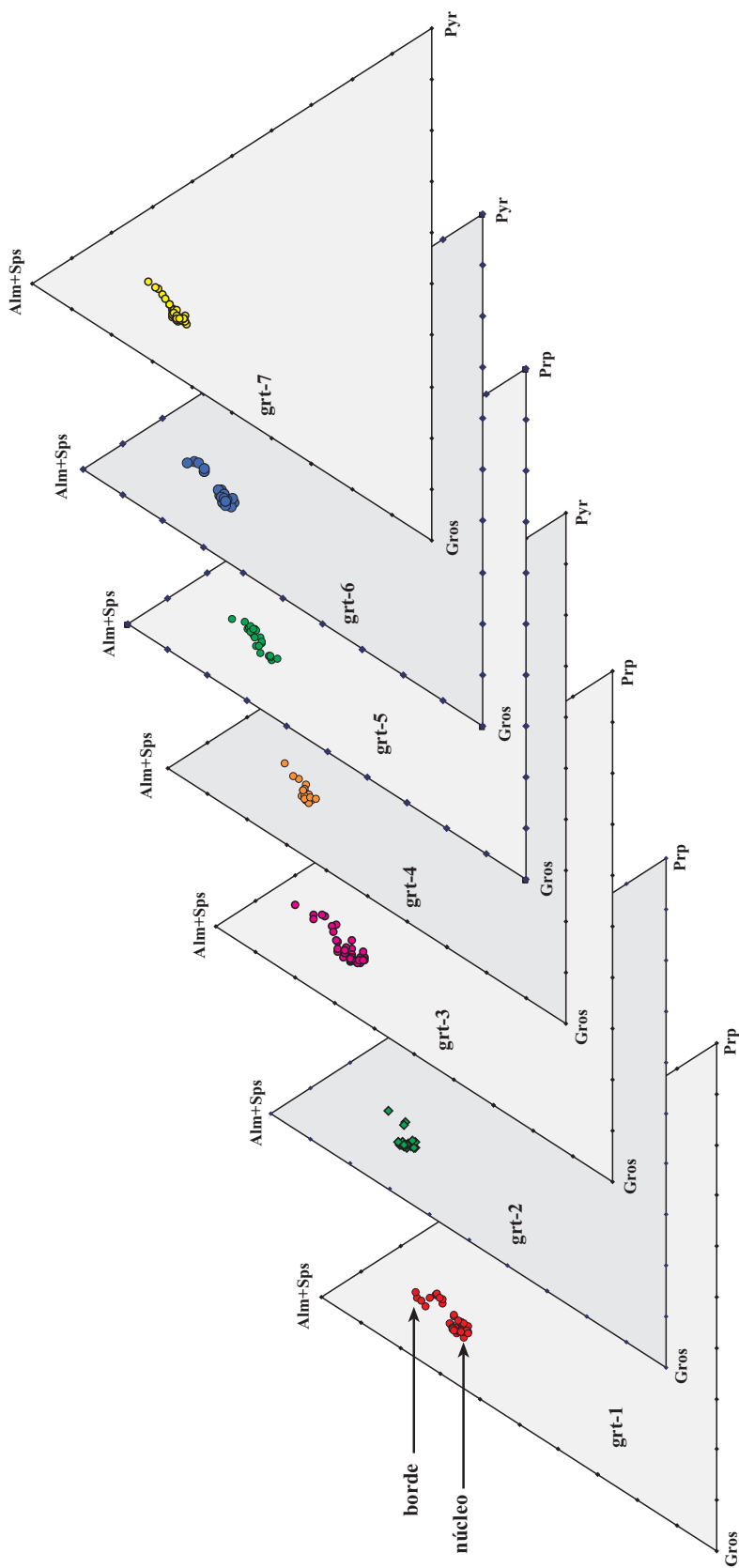


Figura 4.36: Diagrama triangular Gros – Prp – Alm+Sps para los siete granates estudiados en la muestra TAB-4.

#### 4.4.2.- Zonación de los granates

Interpretar de forma correcta la zonación de los granates metamórficos requiere conocer en detalle los procesos que influyen en su desarrollo. A continuación se presenta un resumen sobre las características y significado de los distintos tipos de zonaciones en granates, tanto de crecimiento como por difusión. Esto nos ayudará a comprender mejor los datos de los granates estudiados en la Serie de "Viana do Bolo".

Existen muchos trabajos sobre la zonación de granates en rocas metamórficas, especialmente en rocas metapelíticas, y sobre su posible utilización para deducir la historia metamórfica. Entre ellos se pueden destacar los de TRACY *et al.* (1976), THOMPSON *et al.* (1977), SPEAR *et al.* (1984), ROBINSON (1991) y SPEAR (1993). En ellos se han propuesto tres procesos fundamentales para explicar el zonado químico de los granates:

a.- Fraccionación isotérmica, que es el proceso por el que un elemento es separado isotérmicamente y aislado en un granate cristalizado. Así, dicho elemento es eliminado de un reservorio homogéneo, que se empobrece en dicho elemento.

b.- Difusión química e intercambio durante y después del crecimiento cristalino, lo que produce gradientes composicionales en el granate. También se pueden producir gradientes composicionales entre los minerales adyacentes.

c.- Crecimiento durante el metamorfismo progrado y retrogrado en el que cambios de temperatura alteran la distribución de los elementos en equilibrio durante la cristalización del granate.

El zonado de los granates en las rocas metamórficas se puede producir por los dos mecanismos de crecimiento y difusión.

*Zonado de crecimiento:* Existen numerosos trabajos que analizan la naturaleza y el origen de este tipo de zonado (HOLLISTER, 1966; ATHERTON, 1968; THOMPSON, 1976; THOMPSON *et al.*, 1977; TRACY, 1982; SPEAR, 1993, entre otros). Se produce como consecuencia del cambio de las variables P-T, lo que afectará a la composición del material aportado a la superficie del cristal, ya que los coeficientes de distribución  $K_D$  de las reacciones entre el granate y los demás minerales son dependientes de la presión y de la temperatura. Por ejemplo, las reacciones de intercambio entre Fe-Mg y Fe-Mn son muy sensibles a la temperatura, mientras que las reacciones de transferencia de masas, como las que controlan el contenido de grosularia (Ca) en el granate, presentan una importante dependencia de la presión.

Para que este tipo de zonado se desarrolle, es necesario que la velocidad de difusión sea lenta, de manera que las zonas internas del cristal queden aisladas del resto de la roca. Las diferencias composicionales en las distintas zonas del granate se producen principalmente por cambios en las condiciones externas, de presión y de temperatura, y por los cambios en la composición de la roca durante el desarrollo del metamorfismo. Este tipo de zonado se encuentra en granates crecidos a temperaturas por debajo de 650° C.

*Zonado por difusión:* Se produce sobre un cristal preexistente que puede o no haber sido homogéneo. Este tipo de zonación se produce por difusión intracrystalina, que tiene lugar debido a las reacciones entre la superficie del cristal y los minerales adyacentes, o bien debido a los gradientes del potencial químico dentro de los cristales. Este tipo de zonado no requiere el crecimiento o desaparición del cristal, y es más importante cuanto mayor es la temperatura, por lo que será más intenso cuanto mayor sea el grado metamórfico, y se encuentra en granates crecidos por encima de los 600° C.

Las variaciones químicas que se asocian a los distintos tipos de zonación son las siguientes:

Zonado de crecimiento en condiciones progradas: El granate es la única fase mineral que al inicio de un proceso metamórfico incorpora MnO en cantidades significativas y, por lo tanto, este componente se irá empobreciendo en la roca según avanza el proceso metamórfico, determinando en el granate un zonado pronunciado del Mn, que disminuye hacia los bordes, dando lugar a un perfil típico en forma de campana. Por otra parte, la relación  $X_{Fe} = [Fe/(Fe+Mg)]$  disminuye hacia los bordes. El Mg aumenta hacia los bordes mientras que el Fe puede aumentar o disminuir y el Ca suele disminuir hacia los bordes. Este es el perfil típico de zonación que muestran muchos granates que se desarrollan bajo condiciones de metamorfismo progradas.

El zonado de crecimiento en condiciones retrogradas produce unos perfiles que son distintos que los anteriores. Así, el Ca disminuye hacia los bordes y el Mn y la relación  $X_{Fe}$  son planos en el centro del cristal y aumentan hacia los bordes. El granate que crece en estas condiciones se dice que ha cristalizado a partir de una fase líquida y durante el enfriamiento de ésta. ROBINSON (1991) describe otra variedad de zonación de crecimiento del granate en condiciones de descenso de temperatura: se trata de granates idiomorfos en los que el perfil del Ca y Mn tienen forma de campana, típica de crecimiento en condiciones progradas. Sin embargo, la relación  $X_{Fe}$  disminuye hacia los bordes, reflejo del descenso de la temperatura.

Zonado de difusión: este tipo de zonación se manifiesta de diferentes maneras, según la medida en que haya actuado el proceso de difusión y se produzca según vaya aumentando o disminuyendo el grado metamórfico. Cuando se trata de un granate desarrollado a temperatura suficientemente alta, se produce una homogeneización con un perfil plano. Además, se pueden generar perfiles planos a partir de granates zonados previamente, en los que la difusión tiende a igualar la concentración de los elementos dentro de un cristal. Casos en los que se cambia de un zonado de crecimiento a otro de difusión, por un aumento del grado metamórfico, han sido descritos por diversos autores (SPEAR, 1993).

Si continúa el proceso de difusión, cuando comienza el descenso de la temperatura, llega un momento en el que el proceso ya no es eficaz y es en estos momentos cuando se desarrolla una zonación de tipo retrógrada, con sus típicos perfiles de crecimiento. Estos granates van a presentar un núcleo con perfil plano y hacia el borde registrarán un aumento del Mn y  $X_{Fe}$ , mientras que el Mg disminuye hacia el borde y el Ca tiene unos comportamientos variables. Este tipo de zonado se explica porque durante el enfriamiento las reacciones de intercambio de elementos siguen siendo efectivas. La difusión lenta en el granate no permite que el interior del cristal se equilibre con la fase coexistente y ello lleva al desarrollo de un gradiente composicional.

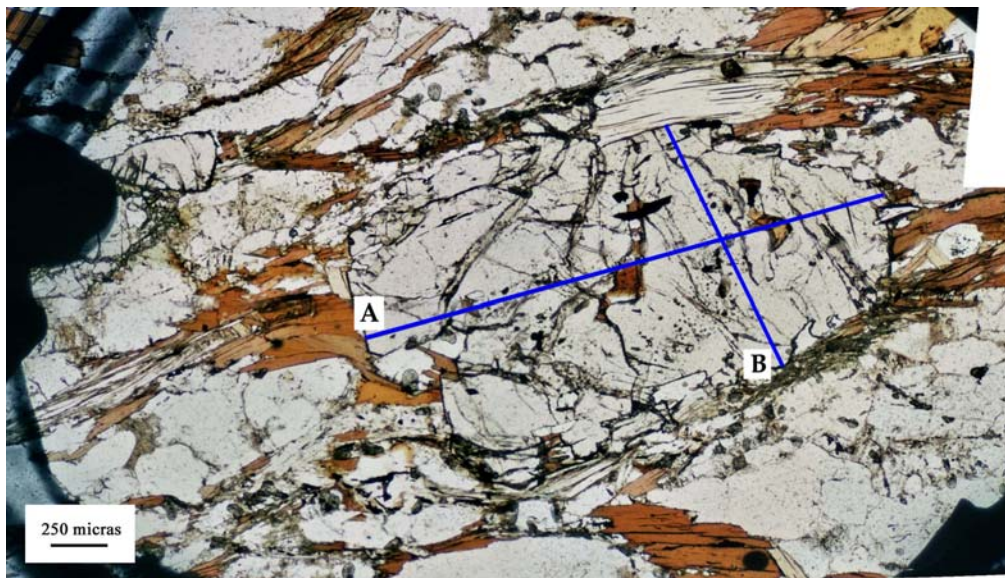
La importancia de la difusión en el caso de un zonado o reabsorción de un granate a altas temperaturas está controlada por la trayectoria P-T del sistema y sobre todo por la velocidad de enfriamiento. Otro factor importante es el tamaño del cristal, y también puede influir la composición de la roca. Por ejemplo, la difusión del Ca en granates de metapelitas es más lenta que la del Fe, Mg y Mn (LOOMIS *et al.*, 1985).

En cuanto a los modelos que se pueden aplicar a la zonación, un perfil con forma de campana indica un proceso de fraccionación para ese elemento, que en principio es isotérmico, asumiendo que el factor de fraccionamiento es constante y que no hay difusión en volumen, o es muy pequeña en el granate.

Para determinar el modelo de zonación se han realizado análisis puntuales sobre una transversal del cristal de granate seleccionado. A veces se han realizado dos transversales perpendiculares entre sí, con el fin de obtener resultados más fiables y significativos. Para visualizar la variación composicional, se han representado gráficamente perfiles de las fracciones molares de almandino (Fe), piropo (Mg), grosularia (Ca) y espesartina (Mn), además de la relación Fe/(Fe+Mg).

- *Zonado de los granates de la muestra 266-76 (gneises bandeados)*

La Foto 4.12 muestra uno de los granates analizados, donde se han realizado dos perfiles (grt-1, A y B) casi perpendiculares sobre un cristal de granate. Ambos (Figura 4.37) son semejantes y en los dos casos se han podido diferenciar tres zonas, que corresponden a estadios de desarrollo distintos dentro del cristal, aunque no muestran una disposición simétrica.

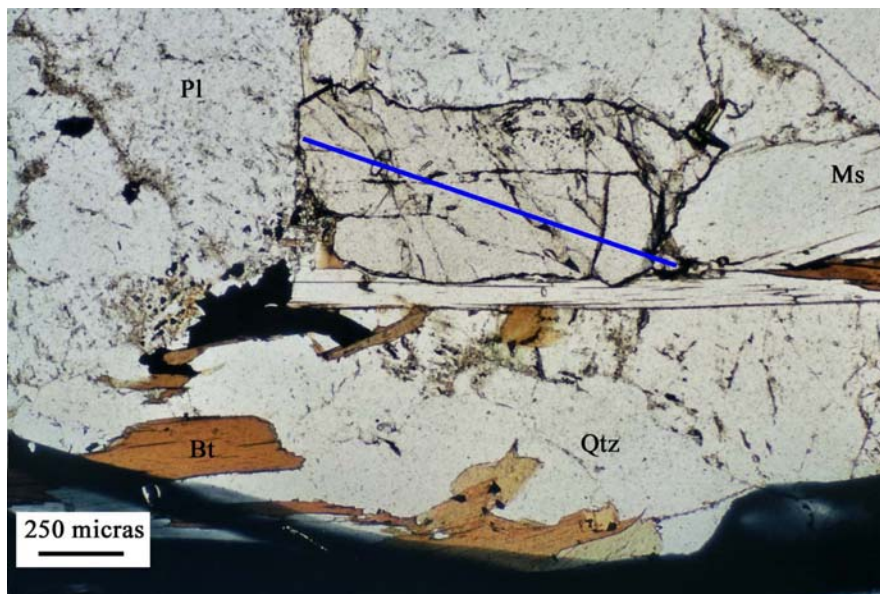


**Foto 4.12:** Aspecto de la textura de uno de los granates estudiados en la muestra 266-76 (grt-1). Las líneas azules representan las trayectorias de los perfiles y las letras **A** y **B** corresponden con los perfiles de la Figura 4.37.



descritas para granates que crecen en condiciones retrogradadas, es decir, que ha cristalizado a partir de una fase líquida y durante el enfriamiento de ésta.

En la Foto 4.13 se puede ver otro de los granates estudiados en esta muestra (266-76), y en la Figura 4.38 queda reflejado uno de los perfiles realizados. Se puede observar un cristal con un crecimiento asimétrico, donde se pueden diferenciar tres zonas con unas características del perfil similares a las descritas anteriormente. Dentro de la zona I, los contenidos de Mn y Mg describen unas trayectorias con forma de campana, lo cual es indicativo de un zonado de crecimiento. El Ca describe una campana invertida más pronunciada que en el perfil del granate anterior, es decir, con un aumento en el contenido de este elemento desde el núcleo hacia el borde, lo que sugiere un aumento de la presión. La relación XFe  $[Fe/(Fe+Mg)]$  y el Fe muestran perfiles de campana invertida, en especial, la relación XFe indica una progresiva disminución de la temperatura. Esta zona nos indica que estos granates se encuentran creciendo durante un aumento de presión y con una temperatura en descenso o que se mantiene bastante constante.



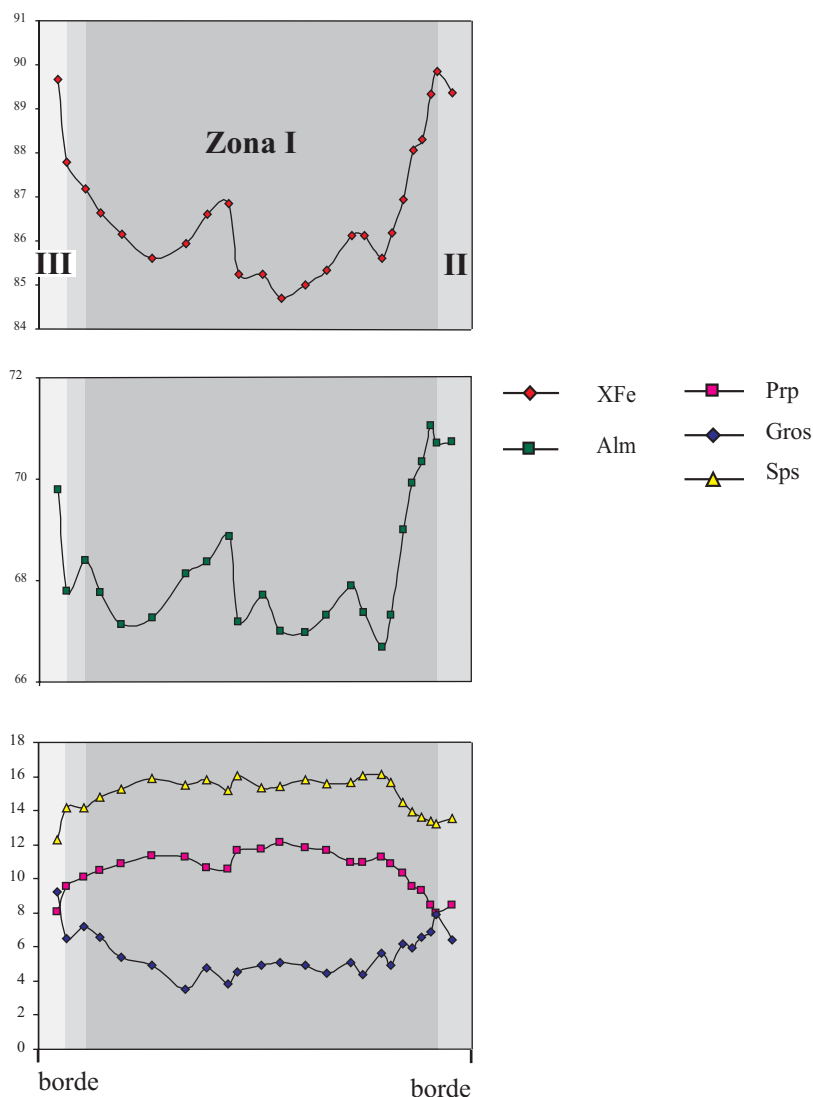
**Foto 4.13:** Detalle de uno de los granates estudiados, sobre el cual se ha realizado un perfil, proyectado en la Figura 4.38 (Muestra: 266-76, grt-4. **Pl** = plagioclasa; **Bt** = biotita; **Ms** = moscovita; **Qtz** = cuarzo).

La zona II muestra las mismas características composicionales que las descritas en la zona II de los perfiles anteriores (muestra 266-76, grt-1 A y B). La zona III representa el resultado de la reequilibración retrógrada del granate, con aumento de XFe, Fe y Ca, y con una disminución del Mg y Mn.

Los perfiles de estos granates nos muestran que corresponden a un crecimiento durante un aumento de presión y en unas condiciones de descenso, o de no aumento, de la temperatura, y se podrían considerar sincinemáticos, con el desarrollo de la distena en el flanco N del Antiforme de Sanabria, reflejando en ambos casos un considerable aumento de la presión, todo ello estaría provocado por el emplazamiento de los complejos alóctonos que en esos momentos estarían cabalgando sobre estos materiales.



**Figura 4.38:** Variación de la composición química a lo largo de un perfil de un granate perteneciente a la muestra 266-76 (grt-4).

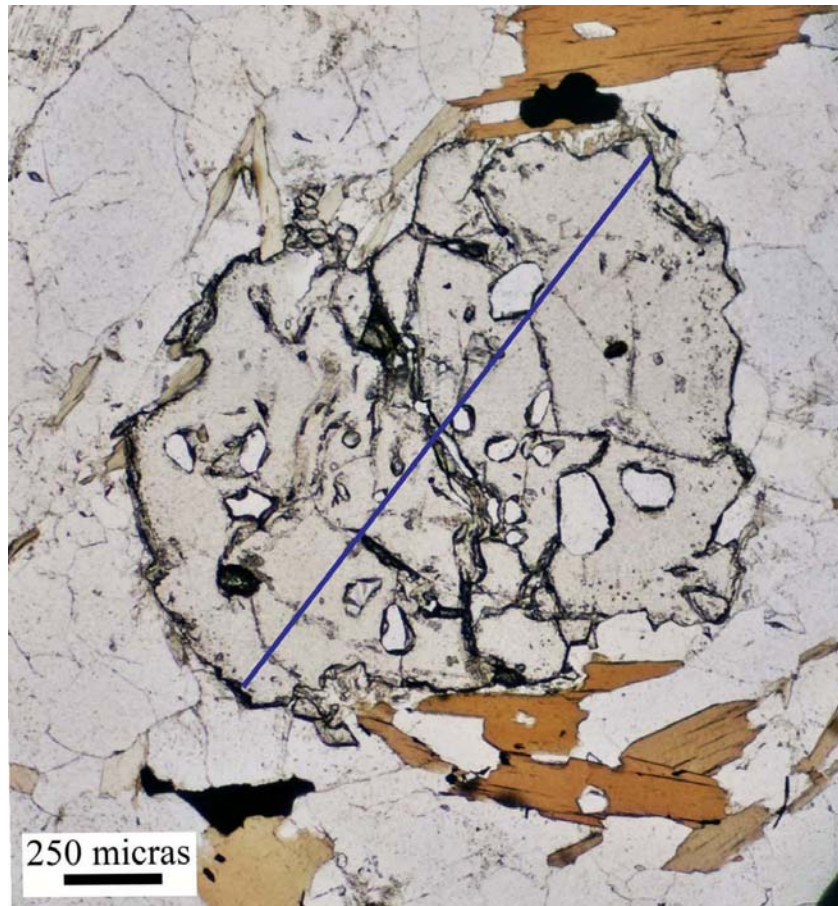


● *Zonado de los granates de la muestra TAB-4 (gneises bandeados)*

En esta muestra se han estudiado los cristales de granate de mayor tamaño. La elección de los granates, así como del perfil a realizar, ha estado determinada por las características y relaciones de la textura que presentan. La principal característica de todos los granates es su carácter poiquiloblástico. Los perfiles de estos granates presentan unas características ligeramente diferentes a los descritos anteriormente.

En la Foto 4.14 se muestra uno de estos granates con hábito poiquiloblástico, que incluye principalmente a cristales de cuarzo. En la Figura 4.39 (TAB-4; grt-2) se ha representado uno de los perfiles más completo y representativo. Se diferencian tres zonas. En la zona I, el Mn tiene un perfil con forma de campana, típica de un zonado de crecimiento, con un máximo en el centro del cristal ( $X_{Mn} = 7,81$ ) que va disminuyendo hacia el borde hasta alcanzar valores de  $X_{Mn} \approx 2,5$ . Para el Ca, el perfil tiene una parte central bastante plana, con algunos dientes de sierra y hacia los bordes hay un ligero aumento del contenido en Ca, por lo que en su trazado general se puede considerar un perfil con forma en campana invertida; para el Fe, el trazado del perfil tiene forma de campana

invertida, con un aumento progresivo hacia el borde que indica, al igual que el Mn, una etapa progradada de crecimiento. El Mg, sigue una pauta semejante al Fe, dando un perfil de campana invertida muy abierta, aunque tiene una parte central bastante plana, es decir, existe un aumento desde el centro del cristal al borde; por último, la relación  $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$  tiene forma de campana normal muy abierta, marcando un descenso desde el núcleo hacia los bordes, lo cual también nos indica junto con los elementos anteriores un crecimiento progrado.



**Foto 4.14:** Aspecto de la textura de uno de los granates estudiados en la muestra TAB-4 (grt-2). Uno de los dos perfiles realizados sobre este cristal se puede ver en la Figura 4.39; la línea azul marca el recorrido aproximado en el que se han realizado análisis puntuales con la microsonda electrónica.

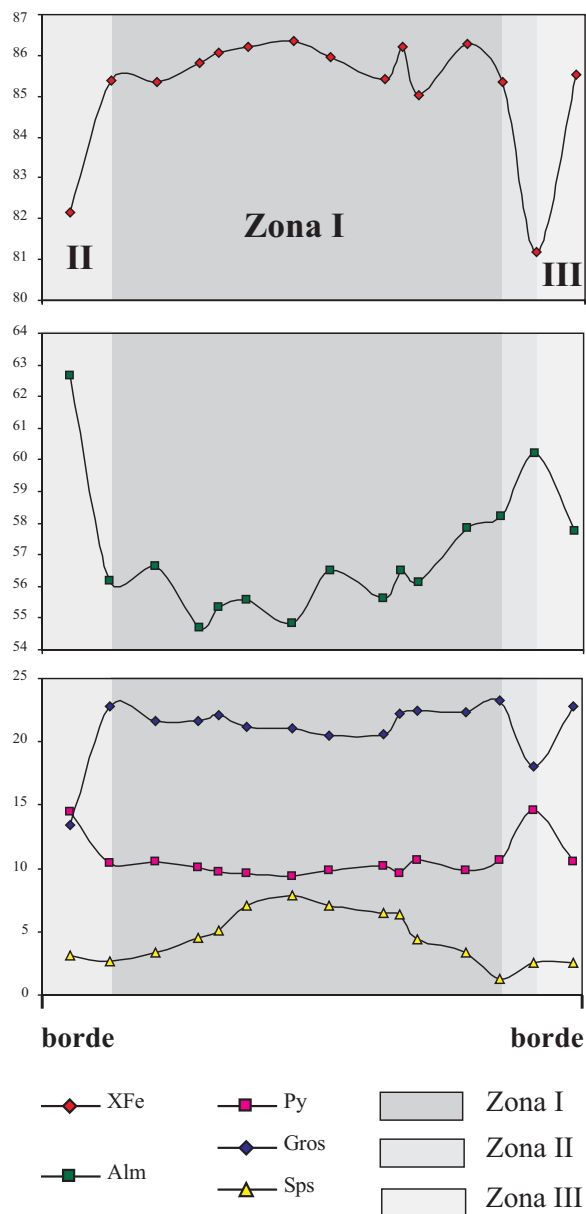
La zona II está representada de forma simétrica con respecto a la zona I. En ella, el comportamiento de los distintos componentes es el siguiente: el contenido en Mn permanece prácticamente constante o bien muestra un ligero aumento; el Ca sufre una disminución en el contenido; el Fe en su parte izquierda sufre un importante aumento mientras que en la parte derecha hay un aumento más pequeño; el Mg sufre un aumento en su contenido y en el caso de la relación  $Fe/(Fe+Mg)$  primero sufre un descenso bastante pronunciado. Estas características definen un perfil típico de un crecimiento progrado.

Por último, se ha diferenciado una tercera zona (zona III) en uno de los extremos del perfil, con unas características opuestas a la de la zona II. Así, en ella el Mn presenta una muy ligera disminución hacia el borde, al igual que el Mg, pero en este elemento es más pronunciada. El Ca



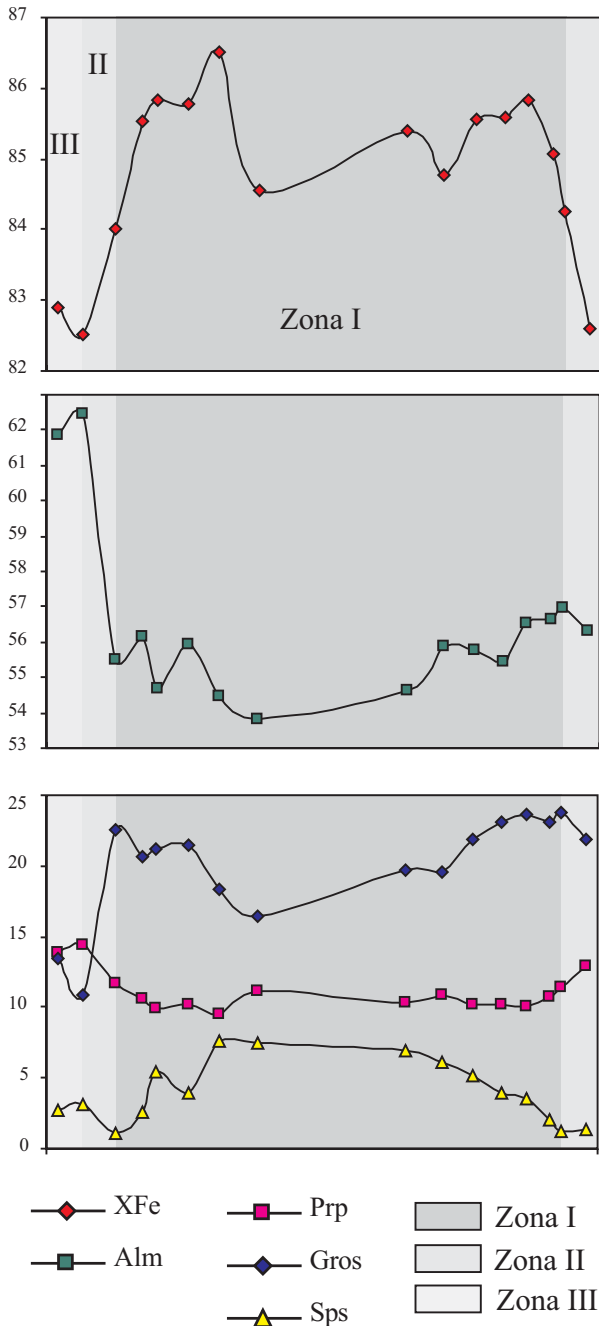
sufre un aumento relativamente importante hacia el borde, posiblemente debido a una reequilibración retrógrada, mientras que el Fe marca una disminución. Por último, la relación XFe sufre un fuerte aumento. Todo esto es coherente con una difusión retrógrada, registrada también por la evolución de los perfiles de Mn y Fe.

**Figura 4.39:** Variación de la composición química a lo largo de un perfil, de un granate de la muestra TAB-4 (grt-2), gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”.



En resumen, se puede decir que las tres zonas marcan tres momentos distintos dentro de la evolución de la historia tectono-metamórfica. Las zonas I y II definen un zonado por crecimiento progrado del granate, mientras que la zona III representa su retrogradación.

Otro ejemplo del zonado de los granates en esta muestra se encuentra representado en la Figura 4.40 (grt-3, perfil-2), donde se pueden observar las mismas tres zonas que se han descrito para el perfil de la Figura 4.39 y las fracciones molares de Fe, Mg, Mn y Ca, así como la relación Fe/Fe+Mg presentan perfiles con las mismas características.



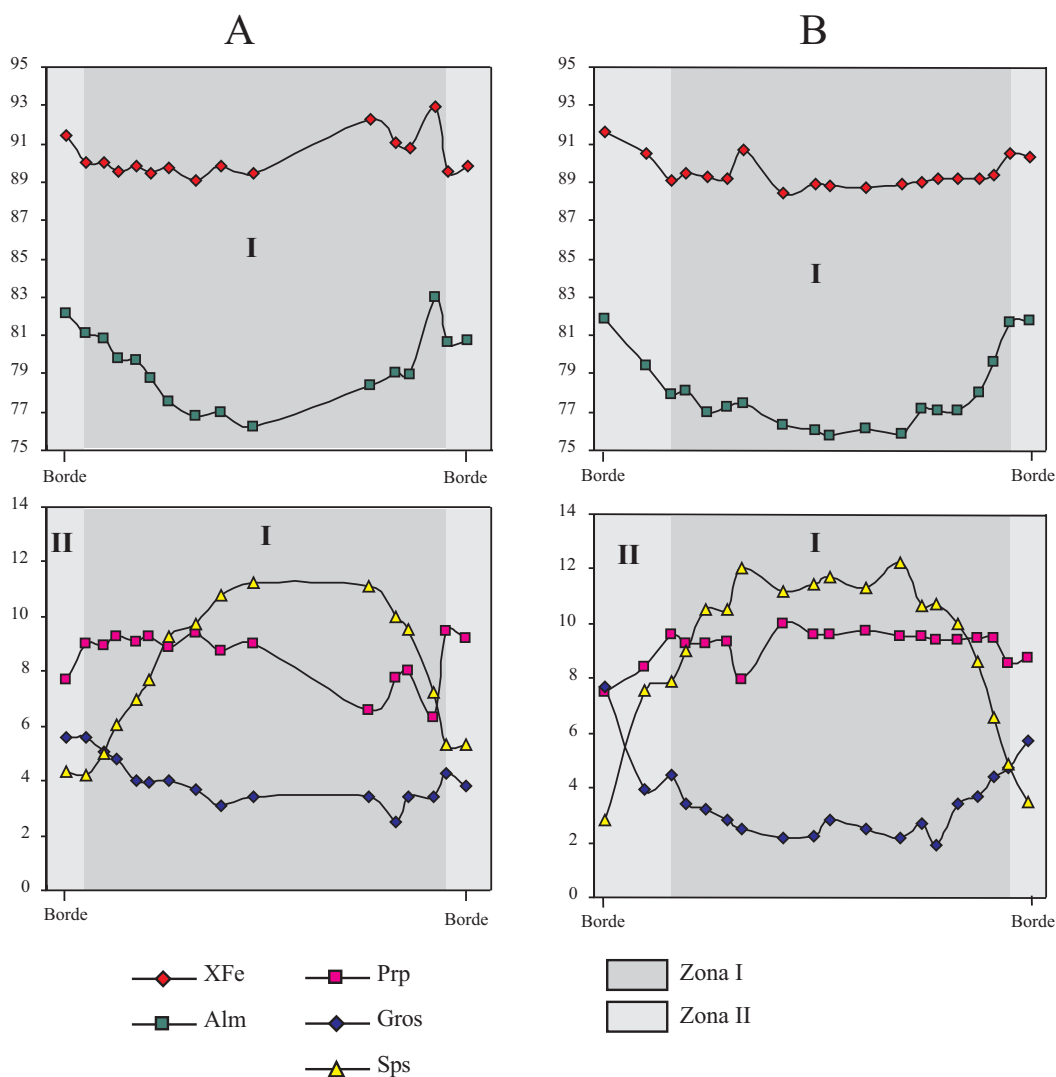
**Figura 4.40:** Variación de la composición química en un perfil de otro granate de la muestra TAB-4 (grt-3, perfil 2), correspondiente a los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”.

● Interpretación de los granates de la muestra 266-22 (micaesquistos con granate)

A pesar de que en el diagrama triangular Gros-Prp-Alm+Sps, no se aprecia una variación composicional importante dentro de los cristales de granate (Figura 4.34), se puede comprobar que existe una pequeña zonación. Así, de los granates analizados en esta muestra, se han seleccionado dos de los perfiles como los más representativos. Los perfiles A y B de la Figura 4.41 tienen las mismas características y son muy semejantes a los perfiles descritos en los granates de la muestra 266-76, correspondiente a los gneises bandeados. En estos perfiles son fácilmente reconocibles dos zonas, lo más llamativo en ambos es que el perfil de la espesartina (Mn) tiene una zona central (zona I) con forma en campana, que es característico de un crecimiento continuo, consecuencia del fraccionamiento del Mn por parte del granate. La grosularia (Ca) presenta un perfil en forma de campana invertida, sobre todo en el perfil B, es decir, con aumento hacia los bordes del cristal, lo que indica un aumento de la presión. Igualmente, el alto contenido en espesartina (Mn) con un empobrecimiento muy rápido hacia el exterior del cristal, unido al bajo

contenido en grosularia (Ca) en los centros de la zona I, puede representar un crecimiento por debajo de las condiciones normales de formación.

La relación  $X_{Fe} = (Fe/Fe+Mg)$  es bastante insensible a los componentes adicionales que puedan existir dentro del sistema KFMASH y, por lo tanto, es más fiable que otro tipo de relaciones. Así, el perfil que muestra tiene forma de campana invertida muy abierta, es decir, con un ligero aumento en el contenido hacia los bordes dentro de la zona I y que se continúa por la zona II, lo que indica una posible disminución de la temperatura durante el crecimiento del cristal. En el caso del almandino (Fe), la forma del perfil es de campana invertida, con un aumento progresivo de las fracciones molares hacia los bordes, muy patente en el perfil B, lo que indica un crecimiento continuo como en el caso del Mn y el carácter progrado de la evolución seguida por los granates. Tanto la relación  $X_{Fe}$  como el almandino (Fe) muestran las mismas tendencias de variación, por lo que ambos nos indican un descenso de la temperatura durante la formación de los cristales. En ambos perfiles, la zona II refleja una retrogradación o bien una homogeneización por difusión de los bordes de los cristales de granate.



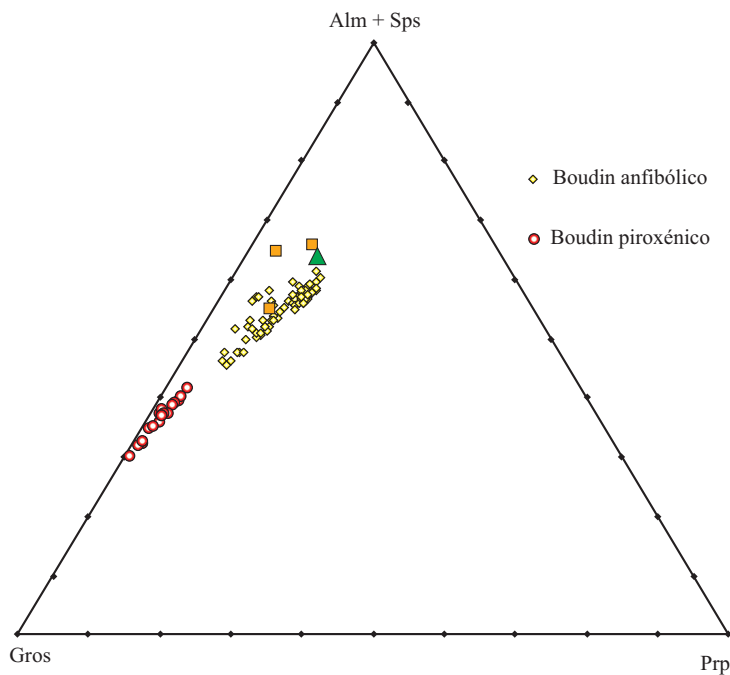
**Figura 4.41:** Perfiles realizados sobre dos de los granates de los micaesquistos con granate (Muestra: 266-22). El perfil A corresponde al granate que se observa en la parte izquierda de la Foto 4.11.

4.4.3.- Granates de los “boudins” calcosilicatados

Los análisis de granates de los “boudins” calcosilicatados se encuentran en las Tablas XII.1 a XII.5 del Anexo I y corresponden a las muestras 266-18 y 266-78.

Todos los puntos analizados se han representado en el diagrama triangular grossularia (Gros), piropo (Prp) y almandino + espesartina (Alm + Sps) (Figura 4.42). Como puede observarse, existe una apreciable variación composicional entre los granates pertenecientes a ambos tipos de “boudins” calcosilicatados. Los granates del “boudin” granatífero-piroxénico se acercan al polo de la grossularia, mientras que los del “boudin” granatífero-anfibólico se acercan hacia el polo de almandino + espesartina.

En este gráfico también se han representado análisis de anfibolitas o paraanfibolitas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español) procedentes de VILLASECA GONZÁLEZ (1984) y VILLASECA (datos personales, 2005), y los datos tienden a proyectarse cerca de nuestros boudines anfibólicos.

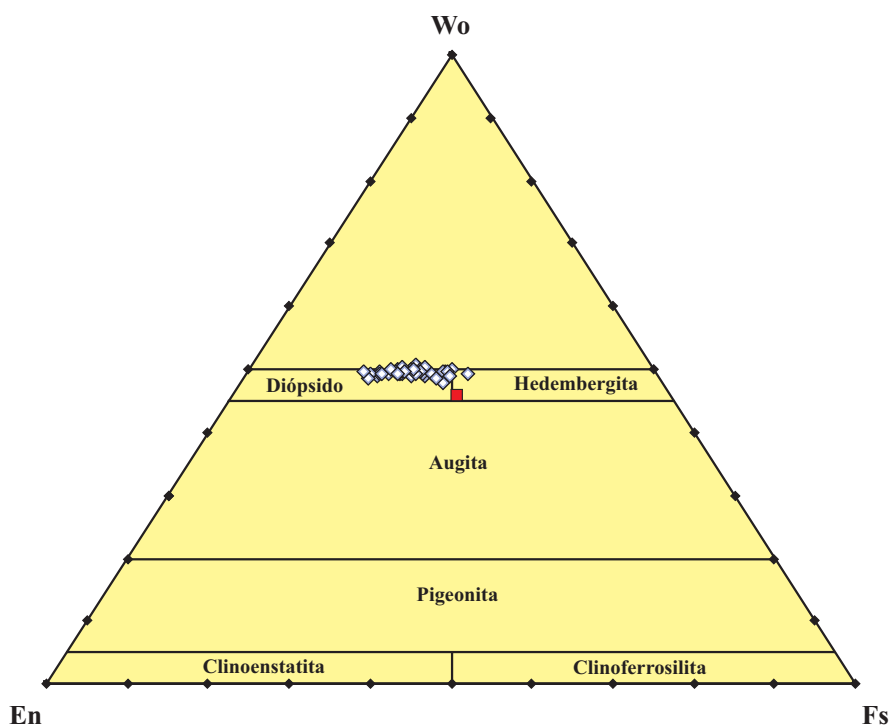


**Figura 4.42:** Diagrama triangular Gros – Prp - Alm+Sps para los granates de los “boudins” pertenecientes a las rocas calcosilicatadas. También se han representado datos procedentes de (■) VILLASECA GONZÁLEZ (1984) y (▲) VILLASECA (2005, comunicación personal).

#### 4.5.- PIROXENO

Este mineral se encuentra en los “boudins” calcosilicatados, habiéndose analizado únicamente en la muestra 266-18. De los análisis realizados se han aceptado aquellos cuyo contenido en óxidos está comprendido entre 97% y 102%, que se incluyen en las Tablas XIII.1 a XIII.3 del Anexo I, acompañados de las fórmulas estructurales, calculadas en base a 6 oxígenos y 4 cationes.

Los piroxenos cálcicos  $[\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2\text{O}_6]$  diópsido-hedembergita forman una serie de solución sólida continua entre  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  y  $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$ , respectivamente. En la clasificación de POLDERVAART Y HESS (1951), todos los piroxenos analizados se clasificarían como salitas, con escasos análisis dentro del campo de la ferrosalita. En la clasificación propuesta por MORIMOTO *et al.* (1988), todos son piroxenos cálcicos y se clasifican como diópsidos, con contenidos en Wo ( $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ) siempre por encima del 47% (Figura 4.43). No existen grandes diferencias, en la composición de los clinopiroxenos estudiados, que merezcan ser comentadas. Se ha representado también una media de los análisis de clinopiroxenos pertenecientes a rocas calcosilicatadas del Sistema Central Español (VILLASECA GONZÁLEZ, 1984), y se puede comprobar que tienen composiciones muy semejantes a los analizados en este trabajo, proyectándose en el límite del campo entre diópsido y hedembergita. Este tipo de piroxenos cálcicos (salitas) son comunes en sedimentos ricos en calcio afectados por un metamorfismo regional en facies de anfibolitas.

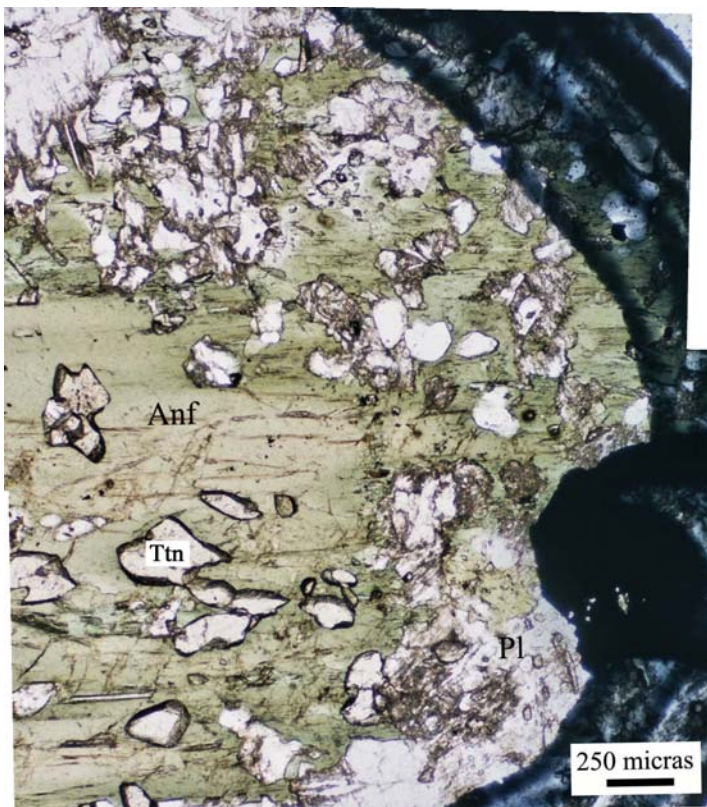


**Figura 4.43:** Diagrama En-Fs-Wo para la clasificación de los piroxenos (MORIMOTO *et al.*, 1988. Muestra: 266-18). (■) VILLASECA GONZÁLEZ (1984).

#### 4.6.- ANFÍBOL

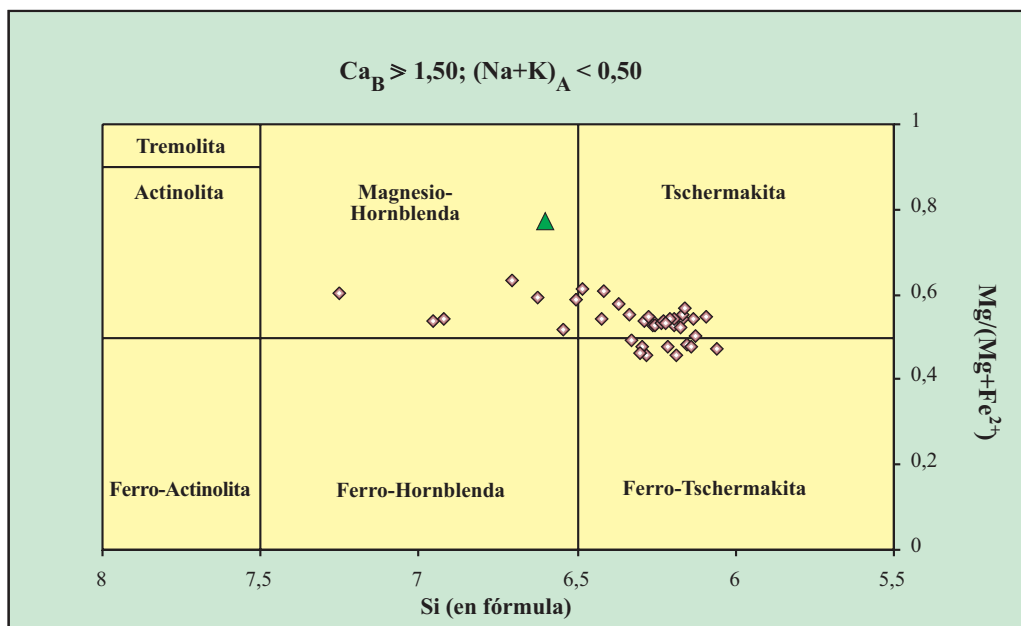
De los análisis efectuados se han considerado aquellos cuyo contenido total en óxidos varía entre 94% y 98%, que se incluyen en las Tablas XIV.1 a XIV.3 del Anexo I. Las fórmulas estructurales han sido calculadas en base a 23 oxígenos. Todos los análisis pertenecen a una muestra de un "boudin" de tipo granatífero-anfibólico (muestra 266-78). La clasificación de los anfíboles se ha llevado a cabo según las normas recopiladas por LEAKE *et al.* (1997).

En la Foto 4.15 se puede observar el carácter poiquiloblástico de los anfíboles de mayor tamaño. En general, todos los anfíboles son cálcicos, con  $(Ca + Na)_B > 1$ ,  $Ca \geq 1,5$  (1,723 a 1,898) y  $(Na+K)_A < 0,5$  (0,014 a 0,333), mostrando una variación composicional notable, que oscila entre magnesio-hornblenda a tschermakita y a ferro-tschermakita, aunque la mayor parte de los análisis se proyectan en el campo de los anfíboles tschermakíticos (Figura 4.44). Los análisis que se proyectan en el campo de la magnesio-hornblenda corresponden a los anfíboles de menor tamaño. En el caso de las otras dos composiciones, corresponden a los grandes cristales poiquiloblásticos de anfíbol, donde la composición tschermakita corresponde a las zonas centrales de los cristales, mientras que las composiciones ferro-tschermakita pertenecen principalmente a los bordes.

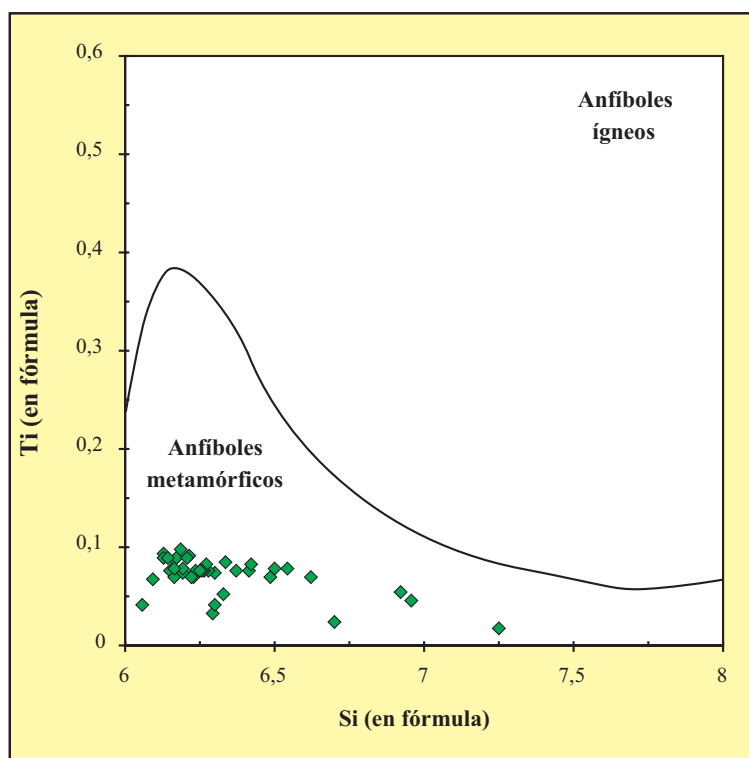


**Foto 4.15:** Detalle de uno de los anfíboles (Anf) poiquiloblásticos analizados. Tienen gran cantidad de inclusiones de titanita (Ttn) de hábito euédrico a subédrico. (Pl = plagioclasa. Muestra: 266-78; nícoles paralelos).

El diagrama Si *vs.* Ti propuesto por LEAKE (1965) ha sido utilizado clásicamente con el objetivo de discriminar entre anfíboles ígneos y metamórficos. En el caso que nos ocupa, se observa cómo todos los análisis realizados se proyectan en el campo de los anfíboles metamórficos (Figura 4.45), lo que concuerda con las observaciones petrográficas.



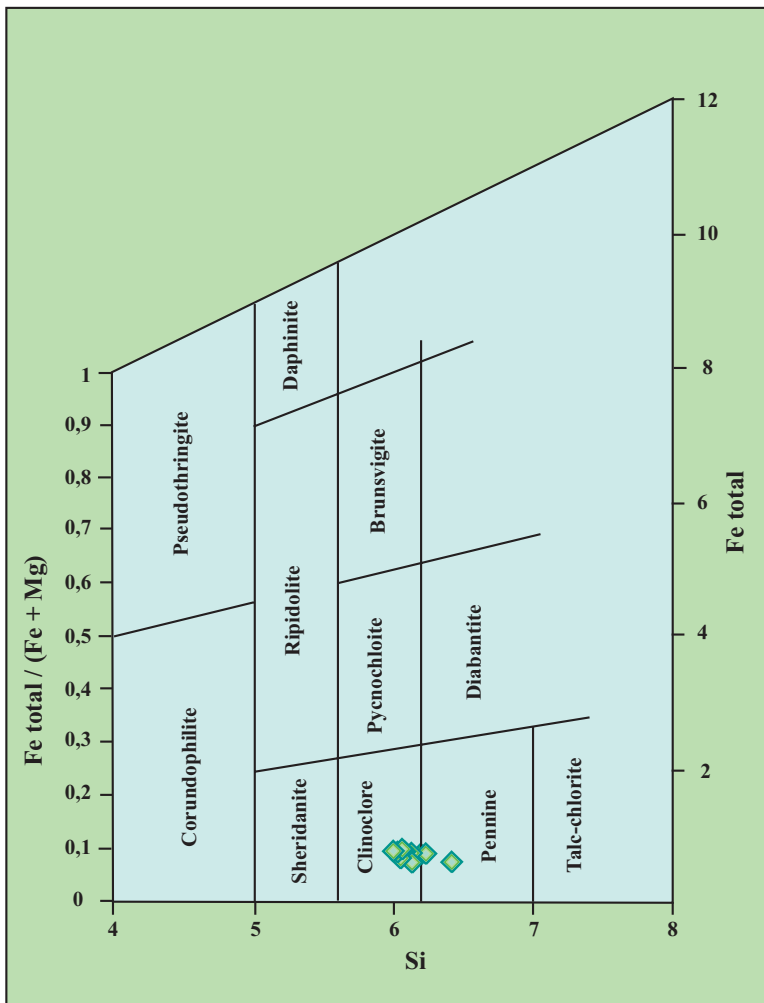
**Figura 4.44:** Diagrama para la clasificación de anfíboles (LEAKE *et al.*, 1997) pertenecientes al “boudin” granatífero-anfibólico (Muestra: 266-78). (▲ = VILLASECA, comunicación personal, 2005).



**Figura 4.45:** Diagrama Si *vs.* Ti propuesto por LEAKE (1965), para discriminar entre anfíboles ígneos y metamórficos. Como puede observarse, todos los análisis se proyectan en el campo de los anfíboles metamórficos.

#### 4.7.- CLORITA

Las cloritas analizadas corresponden a un mármol (Tablas XV.1 y XV.2 del Anexo I) y presentan unos totales de los óxidos analizados comprendidos entre 86% y 89%, por lo que no parecen demasiado precisos, pero aún así, se han representado en el diagrama de clasificación para las cloritas de HEY (1954), donde los análisis se proyectan mayoritariamente en el campo de clinocloros (Figura 4.46). Esta clasificación concuerda con las características microscópicas presentadas por estos cristales.



**Figura 4.46:** Diagrama Si vs.  $Fe_t/Fe_t+Mg$  según HEY (1954), para la clasificación de las cloritas (Muestra: 266-41).

#### 4.8.- OLIVINO

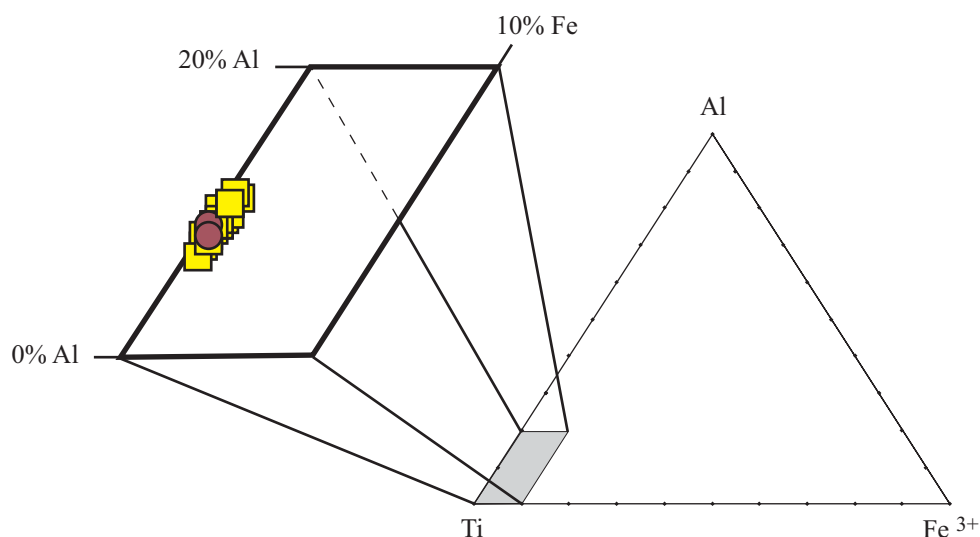
Este mineral aparece tan sólo en los mármoles (muestra 266-41) y se ha encontrado sólo en un afloramiento. Los análisis realizados se encuentran recogidos en la Tabla XVI.1 del Anexo I, en donde se incluyen también las fórmulas estructurales en base a 4 oxígenos. Aunque sólo se dispone de cinco análisis, estos son muy similares y su composición varía entre 80,92 y 79,52% de



forsterita, lo que da idea del limitado rango de variación, cuya composición corresponde a crisolitos.

#### 4.9.- TITANITA

La titanita,  $\text{CaTi} [\text{SiO}_4] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})$ , es un mineral accesorio común en ambos tipos de "boudins" calcosilicatados. Se han descartado aquellos análisis cuyos contenidos en óxidos son inferiores a 96 %. Los análisis utilizados se encuentran en la Tabla XVII.1 del Anexo I. La proyección de las titanitas estudiadas en el diagrama Ti-Fe-Al de TULLOCH (1979; Figura 4.47) las sitúa cerca del vértice del Ti, observándose que no existen prácticamente diferencias entre ellas, superponiéndose todos los puntos proyectados.



**Figura 4.47:** Representación de las titanitas estudiadas en el diagrama Ti-Fe<sup>3+</sup>-Al (TULLOCH, 1979). **Cuadrados amarillos** = boudines anfibólicos-granatíferos; **círculos rojos** = boudines piroxénicos-granatíferos.

#### 4.10.- EPIDOTA-CLINOZOISITA

Se han considerado únicamente los análisis químicos de epidotas cuyo contenido total en óxidos es superior al 95 %. Las fórmulas estructurales se han calculado en base a 8 cationes, donde todo el Fe se ha asumido como férrico y todo el Mn como trivalente.

La relación composicional de los minerales del grupo de la epidota pueden ser expresados por la siguiente fórmula general:



Donde X = Ca, Ce, La, Y, Th, Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Mn<sup>3+</sup>

Y = Al, Fe<sup>3+</sup>, Mn<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Ti

Z = Si, Be

La gran mayoría de los miembros de este grupo pertenecen a la serie de solución sólida Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>AlSi<sub>3</sub>O<sub>11</sub>(O/OH) – Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Fe<sup>3+</sup>Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>(O/OH) de zoisita ortorrómbica y epidota/clinozoisita monoclinica. La composición de la solución sólida ortorrómbica y monoclinica puede ser expresada como la fracción molar de X<sub>ps</sub> del componente Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Fe<sup>3+</sup>Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>(O/OH), con X<sub>ps</sub> = Fe<sup>3+</sup> / (Fe<sup>3+</sup> + Al – 2) (DEER *et al.*, 1986). En la zoisita, X<sub>ps</sub> está restringida a valores inferiores a 0,02, mientras que la solución sólida monoclinica muestra valores entre 0 y 1.

En la composición de los minerales del grupo de la epidota, además de las condiciones metamórficas (presión y temperatura), también influyen la fugacidad del oxígeno en roca total (fO<sub>2</sub>) y la composición de la roca total.

Dentro de la Serie de “Viana do Bolo”, la muestra en la que se han analizado los cristales de epidota es la 266-78, que corresponde al “boudin” anfibólico-granatífero. En la Tabla 4.3 se encuentran algunos de los elementos más representativos de este mineral. Sólo se han analizado cuatro cristales y los resultados se presentan en la Tabla XVIII.1 del Anexo I.

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mn	% pist.
39,091	28,345	2,603	0,351	0,006	11,852

**Tabla 4.3:** Datos de los elementos que representan la composición media de las epidotas-clinozoisitas pertenecientes a las rocas calcosilicatadas.

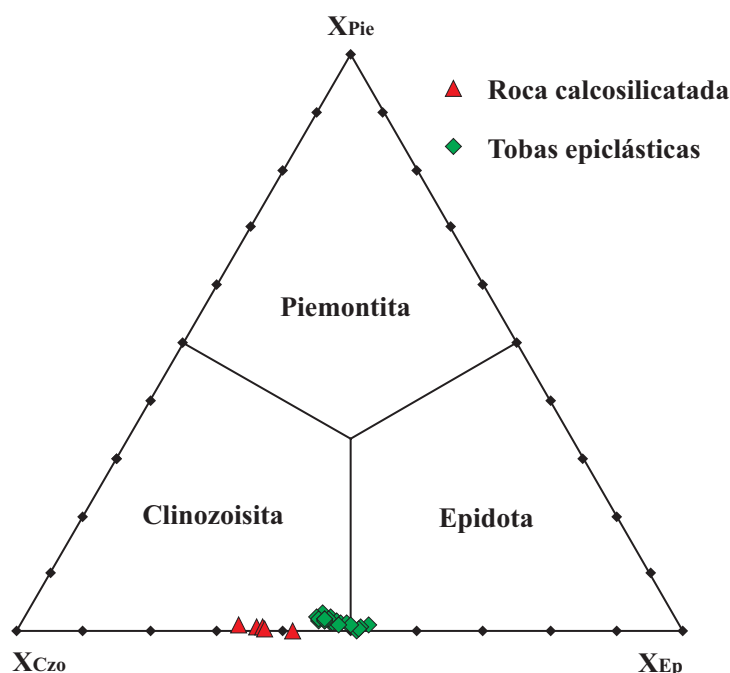
Dentro de la Formación “Ollo de Sapo”, las muestras en las que se han analizado epidotas son 267-20 y 267-32 (Tablas XIX.1 y XIX.2 del Anexo I), ambas correspondientes a las tobas epiclásticas, donde los cristales se consideran formados en el proceso metamórfico asociado al desarrollo tardío de la S2-M2 que presentan estas rocas.

En la Figura 4.48 se encuentran representadas las composiciones de las epidotas de las rocas calcosilicatadas y del “Ollo de Sapo”. En ambos casos se pueden clasificar como clinozoisitas, aunque se puede comprobar cómo la composición de la roca total influye de forma importante en la diferencia composicional entre ambos grupos de epidota.

En las epidotas correspondientes al “boudin” calcosilicatado, el contenido en molécula de pistachita tiene valores comprendidos entre Ps<sub>10</sub> y Ps<sub>14</sub>, tratándose de clinozoisitas. Como puede observarse, el rango composicional de las epidotas de los boudines anfibólico-granatíferos es muy pequeño. Otra característica que se suele tener en cuenta a la hora de considerar la composición de las epidotas es el contenido en TiO<sub>2</sub>. En nuestro caso, todas las epidotas tienen un contenido inferior al 0,2 %.

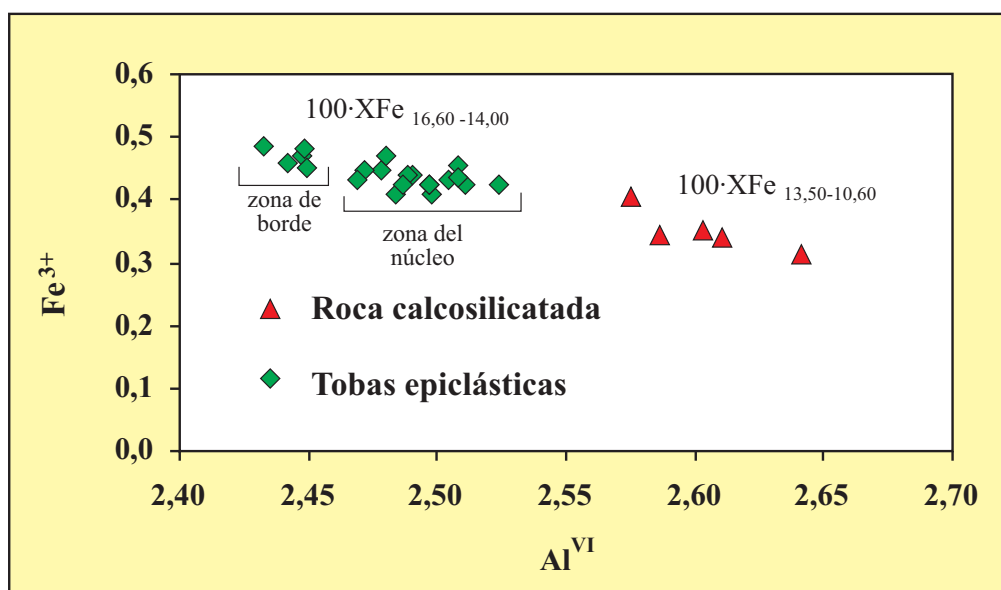
En el caso del “Ollo de Sapo”, los cristales tienen un grado de idiomorfismo muy alto (Foto 4.16) e incluso llegan a formar grandes blastos, y a veces los cristales crecen con hábitos prismáticos alargados, dando lugar a formas radiadas (Foto 4.17). El contenido de molécula de pistachita tiene valores comprendidos entre  $Ps_{14}$  y  $Ps_{28}$ , que son bastante bajos, pero siempre son superiores a los de las rocas calcosilicatadas. Esto queda reflejado de forma gráfica en la Figura 4.49, donde se ha representado  $Al^{VI}$  vs.  $Fe^{3+}$ , volviéndose a diferenciar los dos grupos de epidota-clinozoisita. En las epidotas pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo” se pueden diferenciar dos subgrupos, la zona central y la zona más externa de los cristales, que concuerda con el zonado que se observa de al microscopio en los cristales de epidota-clinozoisita y que queda reflejada en la Tabla 4.4. Según FRANZ Y LIEBSCHER (2004) y GRAPES Y HOSKINS (2004), las epidotas crecidas en facies de los esquistos verdes son más ricas en Fe, mientras que hacia la facies de anfibolitas, las epidotas incrementan su contenido en Al (Figura 4.49), aunque también hay que tener en cuenta la composición total de la roca. También se puede observar en la Figura una disminución de XFe con el aumento del grado metamórfico.

**Figura 4.48:** Diagrama triangular de composición de las epidotas estudiadas.  $X_{Czo} = (Al-2)/(Fe^{3+}+Al+Mn-2)$ ;  $X_{Ep} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Mn-2)$ ;  $X_{Pie} = Mn/(Fe^{3+}+Al+Mn-2)$ . Czo = Clinozoisita, Ep = Epidota; Pie = Piemontita.



Nº análisis	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mn	%pist.
1 (borde)	39,316	27,304	2,497	0,423	0,021	14,387
2	38,385	27,151	2,508	0,435	0,017	14,735
3 (núcleo)	36,231	24,464	2,448	0,480	0,008	16,335

**Tabla 4.4:** Datos de los elementos que presentan una variación zonal en un cristal de la Formación “Ollo de Sapo” y que se muestra en la Foto 4.18.

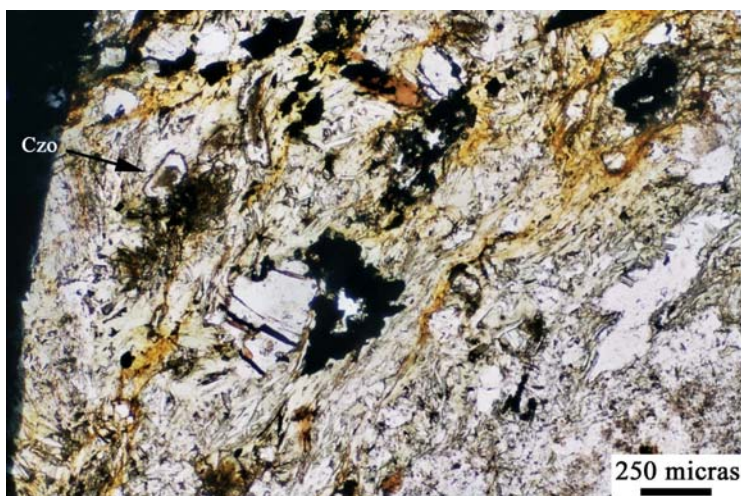


**Figura 4.49:** Diagrama binario  $Al^{VI}$  vs.  $Fe^{3+}$ . ( $XFe = Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al^{VI}$ ).

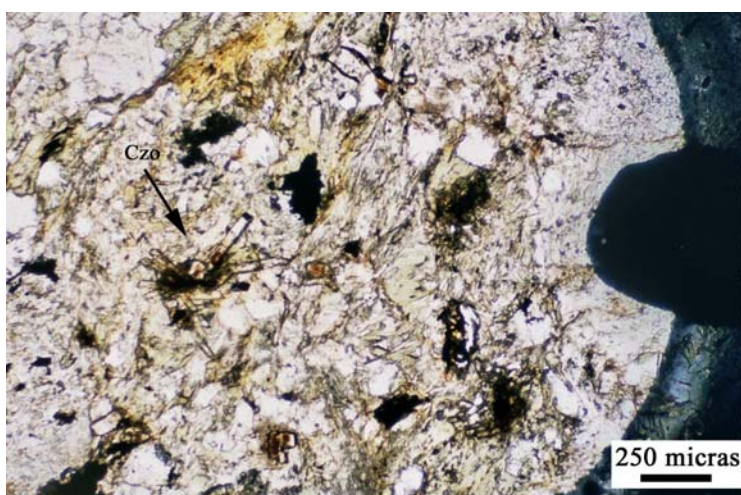
EVANS y VANCE (1978), en su estudio de las epidotas en diques dacíticos, indican que las de origen magmático se caracterizan por contenidos en  $TiO_2 < 0,2 \%$ , mientras que las epidotas secundarias, que son producto de la alteración de la biotita, tienen unos contenidos en  $TiO_2 > 0,2 \%$ . En nuestro caso, el estudio petrográfico de estos materiales epiclásticos muestra un origen metamórfico para las epidotas (clinozoisitas). También se ha observado ópticamente en los cristales euhedrales (Foto 4.18) una zonación que se refleja en la composición, aumentando hacia el centro del cristal el contenido en la molécula de pistachita, así como los contenidos en  $Al^{VI}$ ,  $Fe^{3+}$ , mientras que hay una disminución para el Mn (Tabla 4.4).

Sin embargo, los datos analíticos ponen de manifiesto que casi todas las epidotas estudiadas presentan unos contenidos en  $TiO_2 < 0,2 \%$ . En general, tienen un contenido medio en  $TiO_2$  de 0,131, variando desde 0,038 hasta 0,182. En cambio, las epidotas analizadas que se encuentran asociadas a agregados de biotita, o a sus productos de alteración, tienen unos valores de  $TiO_2 > 0,2 \%$ . En este caso se puede apreciar que el criterio establecido por EVANS y VANCE (1978), basado en el contenido en  $TiO_2$ , no puede utilizarse para establecer su posible origen magmático o metamórfico pero, en cambio, sí podría utilizarse como un criterio de formación a una determinada temperatura. Así, para aquellas epidotas con un contenido de  $TiO_2 < 0,2 \%$ , su temperatura de formación es muy superior al de las epidotas con unos valores de  $TiO_2 > 0,2 \%$ .

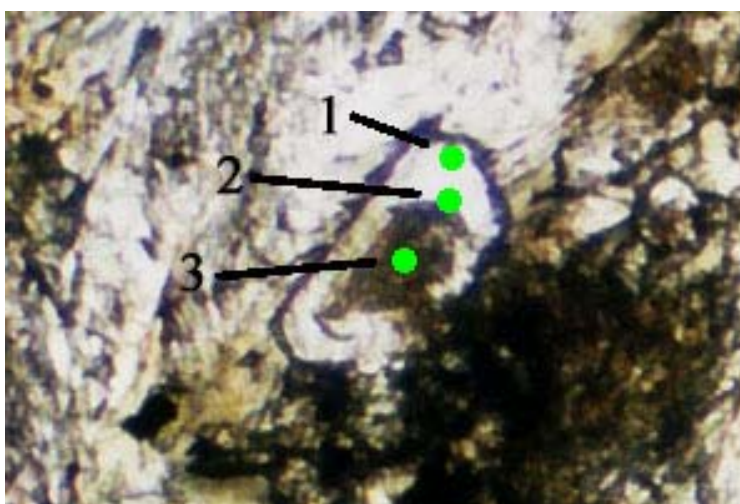
**Foto 4.16:** Cristal euhedral de clinzoisita (Czo), cuyo contenido en  $\text{TiO}_2$  es inferior a 0,2% (Muestra: 267-32; nícoles paralelos). El desarrollo de este tipo de cristales euhedrales, así como los de la siguiente Foto, es ligeramente posterior al desarrollo de la fábrica S2 y anterior al desarrollo de la crenulación S3.



**Foto 4.17:** Cristales de clinzoisita (Czo) con formas alargadas y disposición radiada (Muestra: 267-32; nícoles paralelos). Este tipo de cristales se desarrolla desde momentos sin-D2 hasta momentos inmediatamente posteriores a la D2, pero siempre pre-D3, por encontrarse afectado por la crenulación.



**Foto 4.18:** Detalle del cristal de clinzoisita de la Foto 4.16. Se han marcado los puntos analizados. Los datos se pueden ver en la Tabla 4.4, observándose una zonación en el cristal, con un núcleo más rico en molécula de pistachita.



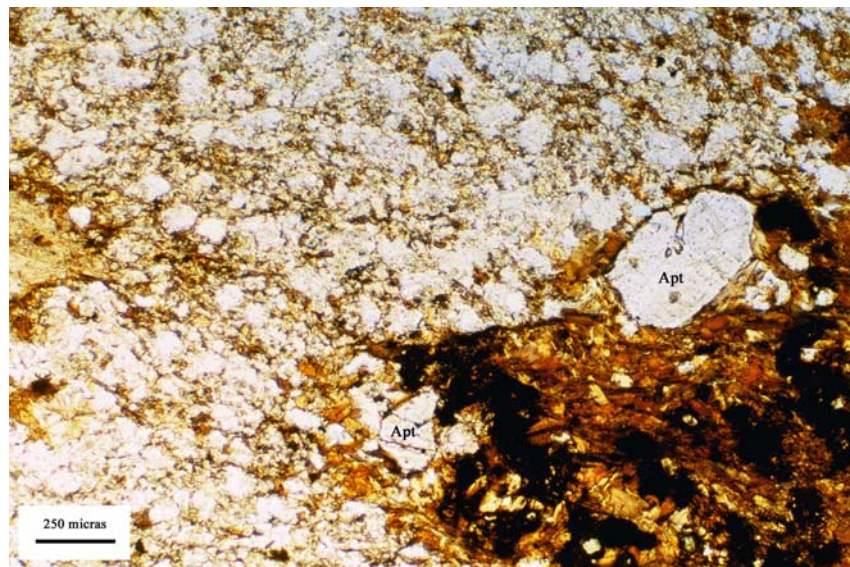


#### 4.11.- APATITO

Este mineral de fórmula general  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$  se ha encontrado de manera accesoria en todos los tipos de roca diferenciados en la Formación “Ollo de Sapo”. Los elementos determinados son los mismos que en los minerales descritos anteriormente pero, al no haberse analizado elementos como F, Cl y OH, no es posible clasificar los apatitos.

En este apartado se han estudiado conjuntamente los apatitos de la Serie de “Viana do Bolo” y de la Formación “Ollo de Sapo”, cuyos análisis se encuentran representados en las Tablas XX.1 y XXI.1 del Anexo I, respectivamente, con el fin de comparar todos los análisis realizados en los distintos materiales cartografiados y su posible relación con el grado metamórfico.

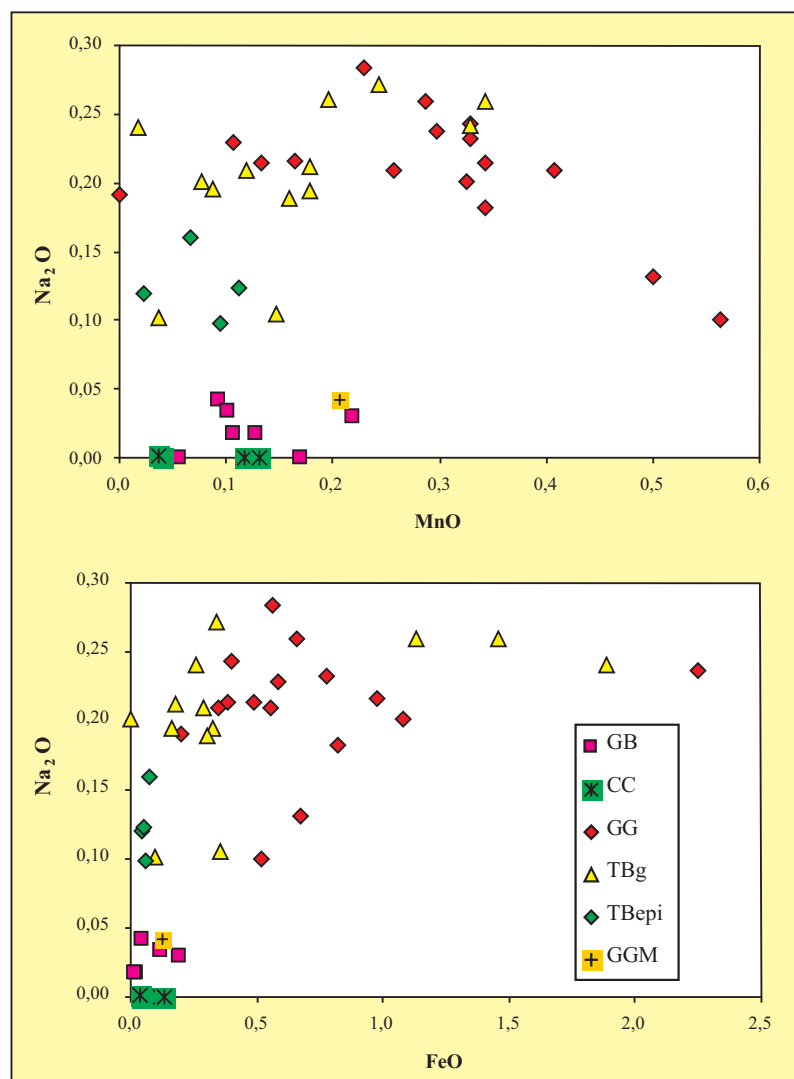
En la Formación “Ollo de Sapo”, los apatitos poseen unas composiciones muy semejantes en cuanto a los elementos analizados, pero cabe resaltar con los datos disponibles que existen ciertas diferencias composicionales entre los apatitos de rocas de la facies de esquistos verdes y los que se encuentran en la facies de las anfibolitas. La principal diferencia viene reflejada por el contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$ . Los apatitos de facies de los esquistos verdes tienen unos contenidos en  $\text{Na}_2\text{O}$  próximos a 0,20 %, mientras que los de la facies de las anfibolitas no llegan a superar el 0,05 % de  $\text{Na}_2\text{O}$ . En la Foto 4.19 se muestra un ejemplo de apatitos dentro de la zona los esquistos verdes.



**Foto 4.19:** Detalle de los apatitos del ortogneis glandular, dentro de la zona de bajo grado metamórfico (Muestra: 268-28, nicoles paralelos; **Apt** = apatito).

Si comparamos los apatitos del ortogneis glandular de bajo grado, con los de los gneises bandeados, vuelve a observarse que los de zonas metamórficas de mayor grado tienen un menor contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$  (Figura 4.50). Por otra parte, los apatitos del ortogneis glandular migmatizado y los de los gneises bandeados muestran contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  semejantes.

**Figura 4.50:** Diagramas binarios para los apatitos de la Serie de "Viana do Bolo" y de la Formación "Olo de Sapo". Se aprecia muy bien cómo el contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$  disminuye con el aumento del grado metamórfico. (GB = gneis bandeado; CC = rocas calcosilicatadas; GG = ortogneis glandular; GGM = ortogneis glandular migmatizado; TBg = tobas de grano grueso; TBepi = tobas epiclásticas).



## 4.12.- GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA

Con el fin de rentabilizar los datos de análisis mineral, se les han aplicado algunos geotermómetros y geobarómetros clásicos.

### 4.12.1.- Geotermómetro plagioclasa-moscovita

GREEN Y USDANSKY (1986) han propuesto un geotermómetro basado en la reacción de intercambio Na-K entre plagioclasa y moscovita, a través de la reacción:

$$RT \ln K = -7,5808 T - 2087,6587 - 0,0431 P$$

Donde T es la temperatura (K) y P es la presión (bar).

Los resultados obtenidos empleando este geotermómetro se muestran en la tabla 4.5. Los valores son muy semejantes para las areniscas grises y las cuarcitas de Dradelo, cuyas composiciones son bastante parecidas. Las temperaturas más altas corresponden sistemáticamente a las dos muestras de los gneises bandeados.

Litología	AG	CD	GB	GB
Nº muestra	266-7	266-73	266-76	TAB-3
Tª (2 Kb)	485	484	549	526
Tª (3 Kb)	506	502	570	547
Tª (4 Kb)	528	520	592	568
Tª (5 Kb)	550	538	614	590
Tª (7 Kb)	594	574	657	632
Tª (8 Kb)	616	592	678	653

**Tabla 4.5:** Temperaturas en °C obtenidas mediante el geotermómetro plagioclasa-moscovita de GREEN Y USDASNKY (1986). (AG= areniscas grises; CD= cuarcitas de Dradelo; GB= gneises bandeados).

#### 4.12.2.- Geotermómetro granate-biotita

El intercambio de Fe<sup>2+</sup> = Mg entre granate y biotita es fuertemente dependiente de la temperatura y, por lo tanto, puede utilizarse como un geotermómetro, que está bien representado por la reacción:



para la cual:

$$K = [\text{Pyr}]^{1/3}_{\text{Grt}} [\text{Ann}]^{1/3}_{\text{Bt}} [\text{Alm}]^{1/3}_{\text{Grt}} [\text{Phl}]^{1/3}_{\text{Bt}} K_{D, \text{Grt-Bt}} K_{\gamma, \text{Grt-Bt}}$$

Donde [Pyr]<sub>Grt</sub> es la actividad del componente de piropo en el granate y así sucesivamente; K<sub>D</sub> es la constante de distribución y K<sub>γ</sub> es el cociente de los productos de los coeficientes de la actividad para los componentes piropo-annita y almandino-flogopita.

Además, SPEAR (1991) indica que las temperaturas calculadas con el par granate-biotita también dependen de las proporciones relativas de ambos minerales en la roca, ya que la consecución del equilibrio se produce mediante difusión. Cuando la relación volumétrica VGrt/VBt es menor de 0,01, puede considerarse que al ser la cantidad de biotita muy grande con respecto al granate, ésta no cambia su composición significativamente al producirse el equilibrio. Por lo tanto, si consideramos los sistemas formados por, en primer lugar el granate y las biotitas incluidas (VGrt/VBt > 1), y en segundo lugar el granate y las biotitas de la matriz (VGrt/VBt < 1), nos encontramos con dos situaciones muy diferentes. En el primer caso, la composición de la biotita se va a ver muy afectada por el equilibrio con el granate, dando lugar a temperaturas bastante más inferiores a las del pico metamórfico. En el segundo caso, al ser el volumen de ambos minerales más parecidos, la composición de la biotita estará mucho menos afectada por el



equilibrio con el granate y podrían reproducirse teóricamente resultados más cercanos a las condiciones del pico metamórfico.

Otros factores a tener en cuenta por su influencia a la hora de efectuar cálculos termométricos son el tamaño de los cristales de granate y la velocidad de enfriamiento del área estudiada (SPEAR, 1991). Si el tamaño de los cristales de granate es grande, los núcleos homogeneizados deberán estar poco o nada modificados por fenómenos de difusión intracristalina, a menos que la velocidad de enfriamiento del área sea excesivamente baja, lo cual no parece que ocurra en áreas orogénicas. Como consecuencia de estos factores, los cálculos termométricos del par granate-biotita en las rocas pertenecientes a la Serie de "Viana do Bolo" han sido calculados con la composición de la parte central de los granates, apoyados por los perfiles realizados en dichos cristales y con las biotitas que forman parte de la matriz y que no están en contacto con cristales de granate, con el fin de evitar que procesos de reequilibrio puedan alterar sustancialmente la composición de la biotita.

De este modo, se han efectuado cálculos de temperaturas basados en relación de intercambio Fe-Mg entre granate y biotita según las calibraciones de FERRY Y SPEAR (1978), HODGES Y SPEAR (1982); PERCHUCK Y LAVRENT'ÉVA (1983) y BHATTACHARYA *et al.* (1992), con el objeto de comparar sus resultados y ver cuales son los más compatibles con los estudios realizados sobre las asociaciones minerales presentes en las láminas delgadas. Los resultados obtenidos con estas calibraciones que se presentan en la tabla 4.6 pertenecen a una única muestra de los gneises bandeados (266-76), asumiendo una presión de 5 Kbar para cada uno de los granates analizados. Todos los resultados proporcionan valores similares, comprendidos entre 535 y 601 °C, que representan condiciones de facies anfíbolíticas, desde la zona de la estauroлита hasta la parte inferior de la zona de la sillimanita.

Muestra	P (kbar)	FS78	HS82	PL83	B92-HW	B92-GS
266-76; grt-1	5	575	599	581	567	555
266-76; grt-2	5	535	561	559	545	533
266-76; grt-3	5	544	569	564	550	537
266-76; grt-4	5	578	601	583	567	554

**Tabla 4.6:** Termometría granate-biotita según: FS = (FERRY Y SPEAR, 1978); HS = (HODGES Y SPEAR, 1982); PL = (PERCHUCK Y LAVRENT'ÉVA, 1983) y B = (BHATTACHARYA *et al.*, 1992). Los cálculos se han realizado en la muestra 266-76, de los gneises bandeados y para cada uno de los granates analizados. (HW = HACKLER Y WOOD, 1984; GS = GANGULY Y SAXENA, 1984).

#### 4.12.3.- Geobarómetros para el equilibrio GASP

Los cálculos que se han realizado para la geobarometría han sido siguiendo un equilibrio GASP, ( $\text{Grs} + 2\text{Ky/Sil} + \text{Qtz} = 3 \text{An}$ ), calibrado por GANGULY Y SAXENA (1984), que nos va a permitir precisar unas condiciones báricas desarrolladas durante el principal evento de metamorfismo. Hay que considerar que los centros de los granates y las plagioclasas de la matriz están en equilibrio, ya

que este equilibrio es dependiente de la temperatura. En la tabla 4.7 se encuentran los resultados obtenidos para la muestra 266-76 de los gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo".

<b>Muestra N°</b>	266-76	266-76	266-76	266-76
	Gr1-1	Gr1-1	Gr1-4	Gr1-4
<b>Polimorfo del Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub></b>	Sil	Sil	Sil	Sil
	HW	GS	HW	GS
<b>Termómetro granate-biotita</b>	T(°C)	T(°C)	T(C)	T(C)
<b>BHATTACHARYA <i>et al.</i>; 1992</b>	567	555	566	553
<b>Geobarómetro</b>	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)
<b>Equilibrio GASP</b>				
Grs + 2Ky/Sil + Qtz = 3 An	5,00	4,61	4,44	4,03
<b>Equilibrio GPMB-Mg</b>				
Grs + Prp + Ms = 3An + Phl	5,97	6,36	5,52	5,89
<b>Equilibrio GPMB-Fe</b>				
Grs + Alm + Ms = 3An + Ann	4,58	4,31	4,16	3,87

**Tabla 4.7:** Geobarómetro granate-biotita, aplicado sobre la muestra 266-76 (grt-1 y grt-4) perteneciente a los gneises bandeados, en facies de anfibolitas. Se ha supuesto inicialmente una presión de 5 Kbar para el cálculo de la temperatura con el geotermómetro granate-biotita. (HW= HACKLER Y WOOD, 1984; GS= GANGULY Y SAXENA, 1984).