



Composición y significado petrológico de las Biotitas y Moscovitas de los Granitoides de la banda metamórfica Boal-Los Ancares (Zona asturoccidental Leonesa)

Composition and Petrologic significance of Biotites and muscovites from the granitoids of the Boal-Los Ancares Metamorphic Belt (Westasturian Leonese Zone)

FERNANDEZ SUAREZ, J., SUAREZ, O. y CORRETGE, L. G.

Las biotitas de los granitoides peraluminicos de la banda metamórfica Boal-Los Ancares se sitúan en el dominio de las biotitas s.s. con contenidos en Al^{iv} que oscilan entre 2.3 y 2.65 y valores de $Fe/Fe + Mg$ entre 0.42 y 0.85. La variación composicional está controlada esencialmente por mecanismos de sustitución catiónica acoplada. La sustitución $3(R^{2+})^{vi} = 2Al^{vi}5 + ()^{vi}$ es más eficaz que la sustitución Al-Tschermak. La entrada de Ti en posiciones octaédricas está controlada por la sustitución $2Al^{vi} = (Ti^{4+})^{vi} + (R^{2+})^{vi}$. La composición de las biotitas en base a sus contenidos en Al y Mg permite diferenciar tres grupos de granitoides, en concordancia con su mineralogía y composición de roca total.

La variación composicional de la moscovita se produce principalmente a través de las sustituciones fengítica y paragonítica. El contenido máximo en molécula celadonítica es de 25 % y el contenido máximo en molécula paragonítica es de 12 %. Ni los caracteres texturales ni la composición química de este mineral constituyen un criterio definitivo en muchos casos para establecer su formación en el estadio magmático del sistema o bien en estadios posteriores. La composición de la moscovita en leucogranitos y aplitas sin biotita muestra notables particularidades con relación a la composición de este mineral en granitos de dos micas. Estas diferencias son manifiestas en las proporciones Ti:Mg:Na y Ti:Fe:Mg, las cuales muestran una buena correlación con algunos parámetros composicionales de roca total.

Palabras clave: Biotita, moscovita, cristalquímica, sustitución catiónica, granitos peraluminicos, banda Boal-Los Ancares, zona Asturoccidental Leonesa.

Biotites from the peraluminous granitoids of the Boal-Los Ancares metamorphic band plot in the field of biotites s.s. with Al^{iv} contents between 2.3 and 2.65 and $Fe/Fe + Mg$ values ranging from 0.42 to 0.85. Compositional variation is basically controlled by coupled substitutional mechanisms. Substitution $3(R^{2+})^{vi} = 2Al^{vi} + ()^{vi}$ is more efficient than the Al-Tschermak substitution. Ti enters the octahedral sites via the $2Al^{vi} = (Ti^{4+})^{vi} + (R^{2+})^{vi}$ substitution. The composition of biotites on the basis of Al and Mg contents pfdiscriminates three granitoid groups, this in agreement with their respective mineralogical composition and whole rock chemistry.

Muscovite compositional variation is essentially due to the phengitic and paragonitic substitutions. The maximum celadonite content is 25 % and the maximum paragonite content is 12 %. Neither textural criteria nor chemical composition constitute unequivocal criteria for establishing the magmatic or submagmatic origin of the studied muscovites. Muscovite composition in biotite-free leucogranites and aplites shows distinctive features with respect to two-mica granites. This is particularly noticeable in the Ti:Mg:Na and Ti:Fe:Mg ratios, which correlate well with some whole rock compositional parameters.

Key words: Biotire, muscovite, crystal chemistry, cation substitution, peraluminous granites, Boal-Los Ancares belt, West Asturian Leonese Zone.

FERNANDEZ SUAREZ, J.; SUAREZ, O.; CORRETGE, L. G. (Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo).

INTRODUCCION

La banda metamórfica (domo térmico) Boal-Los Ancares (B-LA) constituye un cinturón arqueado, paralelo a la dirección de las estructuras Hercínicas y ubicado en la zona Asturoccidental Leonesa (Fig. 1). Esta banda se caracteriza por la presencia de un metamorfismo tardi-Hercínico de baja presión y alto gradiente que aparece tanto asociado espacialmente a granitoides como sin aparente relación con ellos. A lo largo del domo y situados aproximadamente en su parte axial afloran varios plutones de reducidas dimensiones cuyos nombres son (de N a S): Porcía-Salave, Boal, El Pato, Ancares, Campo de Agua y Ponferrada. Exceptuando el conjunto intrusivo de Porcía-Salave, que no es considerado en este trabajo, los granitoides de esta banda tienen carácter peraluminoso y contenidos en SiO_2 superiores a 70wt %. Aunque existe escasa variación composicional entre ellos, los plutones de Boal y El Pato son ligeramente diferentes de

los restantes (contenidos algo más elevados en CaO, FeO y MgO). Los granitoides tienen tipologías S (CHAPELL y WHITE 1974), aunque existe un cierto solapamiento con el dominio de los granitoides I para los términos menos evolucionados.

Petrográficamente se trata de monzogranitos y granodioritas frecuentemente porfídicos con una relación variable biotita-moscovita, desde granitos con $Bt \gg Ms$ hasta granitos moscovíticos sin biotita.

En este trabajo se presentan los resultados del estudio de la composición química de biotitas y moscovitas de los granitoides de Boal, El Pato, Ancares, Campo de Agua y Ponferrada (TABLAS 1 y 2). Los análisis se han obtenido con la microsonda electrónica CAMECA CAMEBAX SX-50 en el Laboratorio de Geología y Geoquímica de la Universidad de Oviedo, utilizando un voltaje de aceleración de 15 kv y 15 nA de corriente de haz. Se han efectuado correcciones para número atómico, absorción y fluorescencia utilizando el software PAP de CAMECA. La

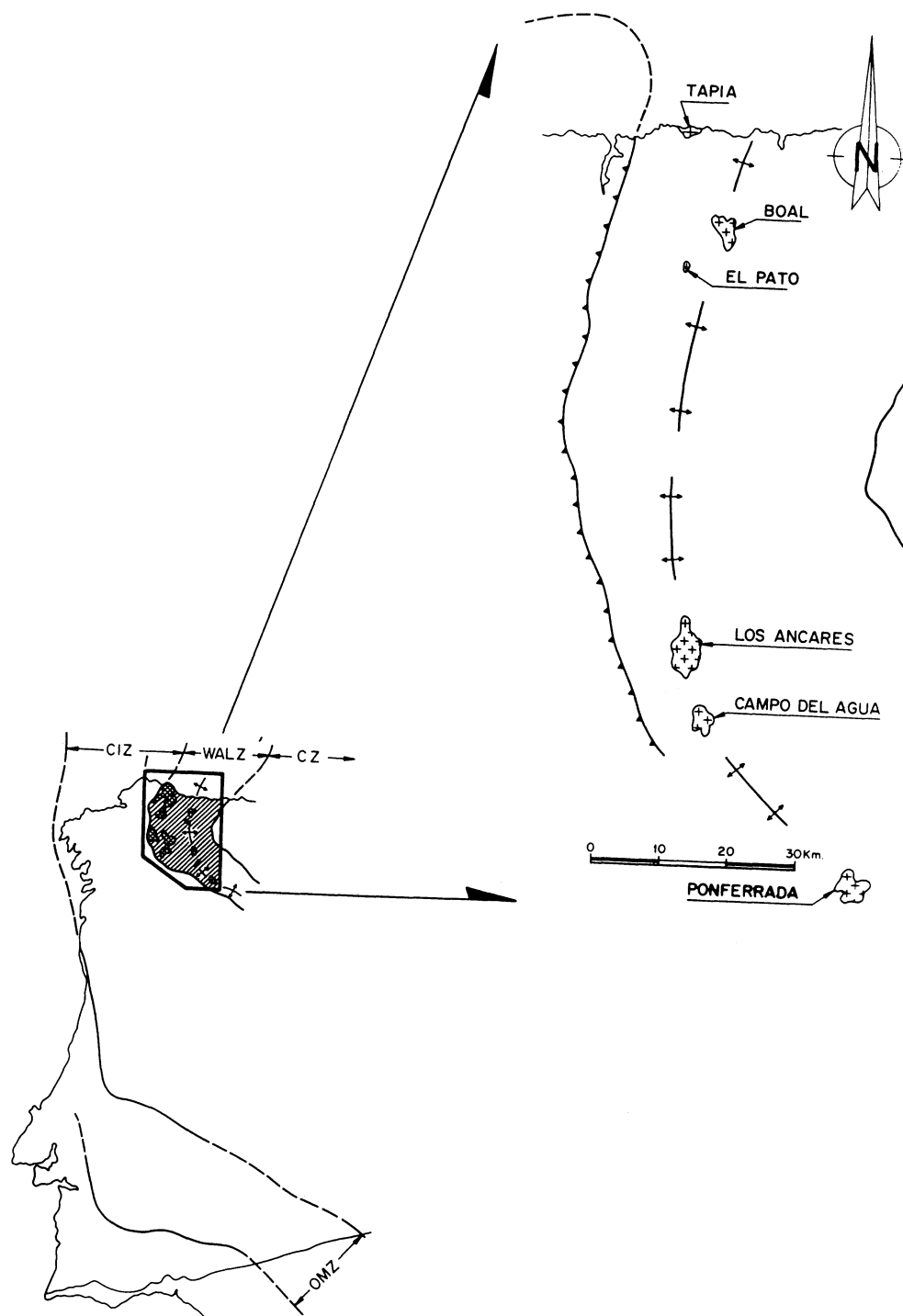


Fig. 1. Situación geológica de los plutones de la banda Boal-Los Ancares en la parte oriental de la zona Asturoccidental Leonesa (modificado de BELLIDO *et al.* 1987).

MUESTRA n° anal	BO.EI n=15	DJ-20 n=17	DJ-13 n=3	DJ-16 n=7	BO-L5 n=5	DJ-104 n=13	DJ-111 n=8	DJ-275 n=4	DJ-276 n=11	DJ-119 n=12	DJ-140 n=10	DJ-134 n=5	PO-5 n=2	PO-13 n=7	PO-10 n=8
PLUTON	BOAL	BOAL	BOAL	BOAL	BOAL	EL PATO	EL PATO	ANCARES	ANCARES	C. AGUA	C. AGUA	C. AGUA	PONFERR	PONFERR	PONFERR
SiO ₂	36,13	35,32	34,73	35,39	36,10	35,58	35,23	34,10	34,33	34,84	33,98	34,61	35,71	34,59	34,99
TiO ₂	3,01	3,40	2,97	2,74	2,45	3,27	2,93	2,71	2,51	2,47	2,62	2,42	3,26	3,32	2,65
Al ₂ O ₃	17,71	17,79	18,36	17,85	17,57	16,15	17,36	18,77	19,11	18,78	18,55	18,47	18,77	18,55	19,00
FeO(ta)	16,53	20,78	21,80	22,06	23,40	23,39	24,90	24,27	23,78	23,64	24,30	23,39	24,42	23,84	23,78
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,05	0,04	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,00	0,04	0,01
MnO	0,36	0,40	0,78	0,75	0,89	0,32	0,43	0,93	0,81	0,68	0,36	0,79	0,69	0,79	0,71
NiO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	10,61	7,94	6,30	6,28	5,82	7,03	5,58	4,13	4,10	4,93	4,17	4,32	2,66	3,97	4,42
CaO	0,07	0,13	0,10	0,03	0,07	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,05	0,02	0,04	0,06	0,01
Na ₂ O	0,05	0,03	0,07	0,03	0,04	0,07	0,06	0,04	0,06	0,08	0,03	0,04	0,10	0,06	0,07
K ₂ O	9,58	9,56	9,54	9,39	9,21	9,49	9,39	9,61	9,46	9,66	9,63	9,61	9,44	9,52	9,33
FeO Bruiyn	16,00	19,89	20,84	20,83	21,78	21,52	23,07	23,14	22,63	22,40	22,88	22,14	23,50	22,92	22,60
Fe ₂ O ₃ Bruiyn	0,58	0,97	1,05	1,35	1,79	2,05	2,02	1,25	1,26	1,37	1,55	1,37	1,02	1,01	1,31
TOTAL	94,17	95,45	94,79	94,70	95,77	95,53	96,09	94,72	94,38	95,27	93,88	93,83	95,18	94,82	95,09
Formula estructural para 22 oxígenos															
Si	2,749	2,709	2,702	2,751	2,784	2,759	2,731	2,691	2,706	2,716	2,700	2,740	2,786	2,716	2,726
Al ^{IV}	1,251	1,291	1,298	1,249	1,216	1,241	1,269	1,309	1,294	1,284	1,300	1,260	1,214	1,284	1,274
Al ^{VI}	0,338	0,318	0,387	0,387	0,381	0,235	0,318	0,438	0,481	0,442	0,439	0,464	0,511	0,433	0,472
Ti	0,172	0,196	0,174	0,160	0,142	0,191	0,171	0,161	0,149	0,145	0,156	0,144	0,191	0,196	0,155
Cr	0,003	0,000	0,003	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,000	0,002	0,001
Fe ⁺⁺⁺	0,033	0,056	0,061	0,079	0,104	0,120	0,118	0,074	0,075	0,080	0,093	0,082	0,060	0,060	0,077
Fe ⁺⁺	1,018	1,276	1,356	1,354	1,404	1,396	1,495	1,527	1,492	1,460	1,521	1,466	1,533	1,505	1,473
Mn	0,023	0,026	0,051	0,049	0,058	0,021	0,028	0,062	0,054	0,045	0,025	0,053	0,045	0,053	0,047
Mg	1,203	0,908	0,730	0,728	0,668	0,812	0,644	0,485	0,481	0,572	0,494	0,510	0,309	0,464	0,513
Ni	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,006	0,011	0,008	0,002	0,006	0,002	0,002	0,002	0,005	0,003	0,004	0,002	0,004	0,005	0,001
Na	0,007	0,005	0,011	0,005	0,006	0,010	0,009	0,006	0,009	0,012	0,005	0,006	0,015	0,010	0,011
K	0,930	0,935	0,947	0,931	0,906	0,939	0,928	0,968	0,951	0,960	0,977	0,970	0,939	0,954	0,928

TABLE I. Composición química promedio de las biotitas de los granitoides estudiados. N representa el número de análisis realizado en cada muestra. El valor de Fe³⁺ de la fórmula estructural se ha calculado según el método estadístico de BRUIYN *et al.* (1983).

MUESTRA n° anal	DJ-13 n=3	BO-L5 n=3	DJ-16 n=5	DJ-111 n=5	DJ-119 n=5	DJ-132 n=4	DJ-140 n=4	DJ-181 n=7	DJ-275 n=3	DJ-276 n=5	DJ-294 n=14	DJ-289 n=6	DJ-282 n=1	PO-10 n=8	PO-5 n=2	PO-13 n=3
PLUTON	BOAL	BOAL	BOAL	EL PATO	C. AGUA	C. AGUA	C. AGUA	C. AGUA	ANCARES	ANCARES	ANCARES	ANCARES	ANCARES	PONFERR	PONFERR	PONFERR
SiO2	45,62	45,59	46,84	47,48	47,63	47,60	47,31	47,40	47,50	47,23	46,52	46,86	46,92	46,89	47,78	47,55
TiO2	0,94	0,60	0,77	0,46	0,51	0,16	0,43	0,03	0,62	0,40	0,09	0,02	0,07	0,35	0,21	0,29
Al2O3	34,96	35,15	34,71	31,95	35,72	35,09	34,48	36,06	34,91	34,72	31,50	33,07	31,22	34,63	34,27	34,15
FeO ^t	1,53	1,27	1,19	3,26	1,26	2,23	1,31	2,76	1,52	1,53	6,00	4,00	4,66	1,70	2,15	2,03
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,04	0,01
MnO	0,07	0,15	0,00	0,04	0,04	0,07	0,05	0,12	0,00	0,02	0,45	0,38	0,72	0,07	0,05	0,06
NiO	0,00	0,02	0,07	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
MgO	0,76	0,65	0,66	1,38	0,52	0,54	0,55	0,11	0,71	0,67	0,21	0,08	0,00	0,75	0,63	0,88
CaO	0,09	0,21	0,00	0,00	0,04	0,04	0,02	0,18	0,08	0,03	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00
Na2O	0,77	0,75	0,66	0,23	0,58	0,52	0,40	0,33	0,56	0,70	0,37	0,46	0,40	0,57	0,59	0,53
K2O	10,40	10,17	10,11	10,78	10,49	10,74	9,65	9,90	10,06	10,16	9,99	10,06	10,24	10,11	9,87	10,41
TOTAL	95,15	94,56	95,03	95,61	96,83	97,05	94,20	96,88	96,02	95,47	95,20	94,99	94,23	95,12	95,60	95,93
Formula estructural																
Si	6,104	6,121	6,232	6,366	6,223	6,246	6,316	6,206	6,253	6,261	6,342	6,327	6,429	6,244	6,325	6,296
Al	5,514	5,564	5,444	5,048	5,502	5,426	5,428	5,568	5,419	5,427	5,058	5,263	5,042	5,437	5,349	5,330
Cr	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,004	0,001	0,000	0,001	0,002	0,003	0,002	0,000	0,002	0,004	0,001
Fe ⁺⁺	0,171	0,142	0,133	0,367	0,138	0,245	0,146	0,302	0,167	0,170	0,689	0,453	0,534	0,189	0,238	0,224
Mg	0,151	0,130	0,132	0,277	0,101	0,104	0,111	0,022	0,141	0,132	0,049	0,019	0,000	0,149	0,125	0,173
Mn	0,008	0,017	0,000	0,005	0,004	0,008	0,006	0,013	0,000	0,003	0,053	0,044	0,084	0,008	0,006	0,007
Ni	0,000	0,002	0,007	0,003	0,003	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003
Ca	0,013	0,031	0,001	0,001	0,005	0,006	0,002	0,025	0,011	0,004	0,001	0,003	0,000	0,005	0,001	0,000
K	1,776	1,742	1,717	1,845	1,749	1,799	1,644	1,655	1,690	1,718	1,739	1,734	1,790	1,717	1,667	1,757
Al IV	1,896	1,879	1,768	1,634	1,777	1,754	1,684	1,794	1,747	1,739	1,658	1,673	1,571	1,756	1,675	1,704
Al VI	3,617	3,685	3,676	3,415	3,725	3,672	3,744	3,773	3,672	3,687	3,400	3,590	3,471	3,681	3,674	3,625
Y	4,043	4,037	4,025	4,111	4,022	4,052	4,050	4,113	4,048	4,033	4,199	4,108	4,095	4,065	4,067	4,063
A	1,990	1,967	1,887	1,904	1,902	1,937	1,749	1,765	1,843	1,901	1,837	1,858	1,896	1,868	1,821	1,894
Mg*	0,468	0,477	0,499	0,430	0,421	0,298	0,432	0,067	0,457	0,437	0,066	0,040	0,000	0,441	0,344	0,435
Fe*	0,532	0,523	0,501	0,570	0,579	0,702	0,568	0,933	0,543	0,563	0,934	0,960	1,000	0,559	0,656	0,565

TABLA 2. Composición química promedio de las moscovitas de los granitoides estudiados. Como en la TABLA 1, n representa el número de análisis realizado en cada muestra.

composición de las micas se utiliza como punto de partida para conocer los mecanismos de variación composicional en base a la ocupación de posiciones estructurales y sustituciones catiónicas. En segundo lugar se discuten las implicaciones petrológicas de la composición de ambos minerales.

Para que la lectura de los datos y su interpretación pueda hacerse de un modo correcto, deben tenerse en cuenta las siguientes precisiones:

Todos los análisis de biotita y moscovita han sido realizados por microsonda electrónica como consecuencia de ello se desconoce la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} . No se han analizado los aniones (F^- , Cl^- , O^{2-}). La carencia de datos cuantitativos sobre el contenido aniónico de las micas impone ciertas limitaciones al estudio de su cristalografía (ver por ejemplo DYAR et al. 1991).

Las fórmulas estructurales se han calculado en base a 22 oxígenos.

BIOTITA

La biotita es la mica trioctaédrica más común, su composición es compleja debido a la cantidad de cationes y aniones que pueden entrar a formar parte de su estructura. Los principales componentes en función de su posición estructural son:

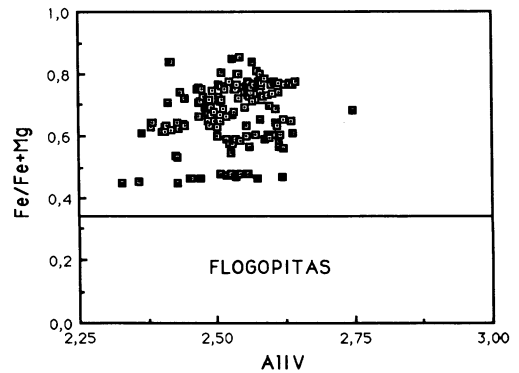
Coordinación Tetraédrica (IV): Si, Al, Fe^{3+}

Coordinación Octaédrica (VI): Mg, Fe^{2+} , Al, Fe^{3+} , Ti^{4+} , Mn, (), Li, Cr, V

Posición Intercapa Coordinación (XII): K, Na, Ca, Ba, Rb, Cs, ()

Aniones: O^{2-} , H^+ , F^- , Cl^-

Se puede considerar un plano composicional ideal en el que sólo tienen cabida las variaciones de los elementos Fe^{2+} , Mg y Al. El diagrama de DEER et al. (1962) (Al^{IV} vs Fe^*) sería una de las varias posibilidades de representar la composición de la biotita en tal plano ideal. En la Fig. 2 se muestran las composiciones de las biotitas de los granitoides del domo en dicho diagrama. Los va-



DEER et al. (1962)

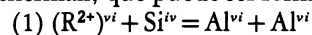
Fig. 2. Diagrama Al^{IV} vs Fe^* de DEER et al. (1962) en el que se representa la composición de las biotitas de los cinco granitoides estudiados. Explicación en texto.

lores de Al^{IV} varían entre 2.3 y 2.65 y los valores de Fe^* entre 0.42 y 0.85. Este diagrama permite diferenciar las biotitas de Boal y El Pato ($Fe^* < \approx 0.7$) de las biotitas de los restantes granitoides ($Fe^* > \approx 0.7$).

Variación composicional. Sustituciones

Sustituciones que afectan al Al

El principal mecanismo teórico de enriquecimiento en Al es la sustitución Al-Tschermak, que puede ser formulada como:



En la que la sustitución de R^{2+} (Mg, Fe^{2+}) por Al en las posiciones octaédricas es compensada por la sustitución de Si por Al en las posiciones tetraédricas. Si (1) fuese el único mecanismo de sustitución operativo, los puntos representativos de las biotitas se situarían sobre la línea $Al^{IV} = Al^{VI}$ en una representación Al^{IV} vs Al^{VI} . En la Fig. 3a se puede ver como la mayor parte de los puntos se sitúan por encima de la línea $Al^{IV} = Al^{VI}$, por lo que no todo el Al^{VI} está compensado por el Al^{IV} . FOSTER (1960) propuso un mecanismo de enriquecimiento en Al que implica la formación de vacantes en posición oc-

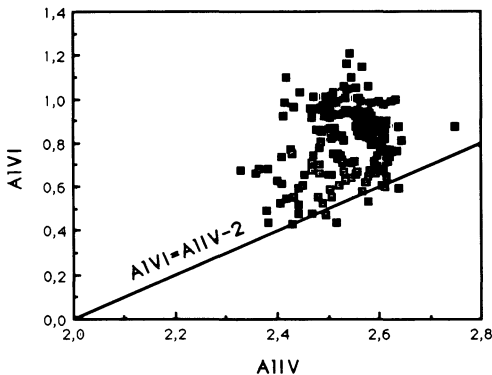
taédrica ($)^{vi}$, esta sustitución puede expresarse como:

$$(2) 3(R^{2+})^{vi} = 2Al^{iv} + ()^{vi}$$

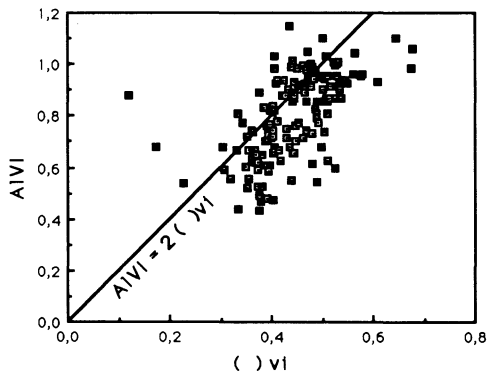
En una representación Al^{iv} vs $()^{vi}$ Fig. 3b) se puede ver como este mecanismo es más efectivo que el (1) en el caso de las biotitas estudiadas.

El efecto de la sustitución Fe-Tschermak:

$$(3)(R^{2+})^{vi}Si^{iv} = (Fe^{3+})^{vi} + Al^{iv}$$



$$(R^{2+})^{vi} + (Si)^{iv} = (Al)^{iv} + (Al)^{vi}$$



$$3(R^{2+})^{vi} = 2(Al)^{vi} + ()^{vi}$$

Fig. 3a, b. Diagramas Al^{iv} vs Al^{vi} y $()^{vi}$ vs Al^{vi} para evaluar el efecto de los mecanismos sustitucionales (1) y (2) (ver texto). En cada figura, la línea representa el lugar geométrico de los puntos en un caso ideal en el que la variación composicional respondiese únicamente al mecanismo considerado.

No puede ser evaluada con certeza al no ser conocida la cantidad real de Fe^{3+} , de todas formas la mala correlación Fe^{3+} vs Al^{iv} ($R=0.158$) utilizando los valores Fe^{3+} calculados por el método de BRUIYN *et al.* (1983) indican una participación insignificante de este mecanismo.

Sustituciones que afectan al Ti

Se han propuesto varios mecanismos para explicar la entrada de Ti en posición octaédrica (no hemos considerado la posibilidad de que el Ti ocupe posiciones tetraédricas):

$$(4) (R^{2+})^{vi} + 2Si^{iv} = (Ti^{4+})^{vi} + 2Al^{iv}$$

$$(5) Al^{vi} + Si^{iv} = (Ti^{4+})^{vi} + Al^{iv}$$

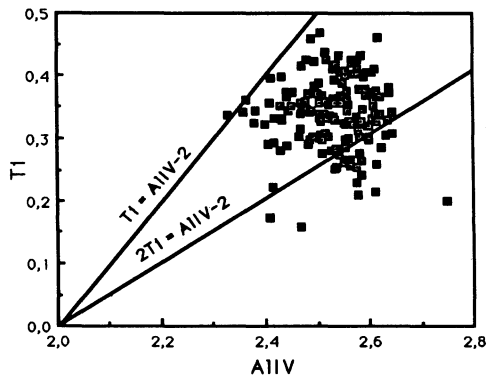
$$(6) 2Al^{vi} = (Ti^{4+})^{vi} + (R^{2+})^{vi}$$

$$(7) 2(R^{2+})^{vi} = (Ti^{4+})^{vi} + ()^{vi}$$

En la Fig. 4a, b (Al^{iv} vs Ti) se puede evaluar la eficacia de las sustituciones (4) y (5), parece claro que la sustitución Ti-Tschermak (4) no responde por todo el Ti presente y por tanto deben existir otros mecanismos como el (5) o una sustitución acoplada de Al por Ti del tipo (6) ó (7). La buena correlación inversa entre Al^{vi} y Ti (Fig. 4c) parece indicar que el mecanismo (6) es el más eficaz en este caso. En la Fig. 4b también puede verse la relación entre Ti y $()^{vi}$.

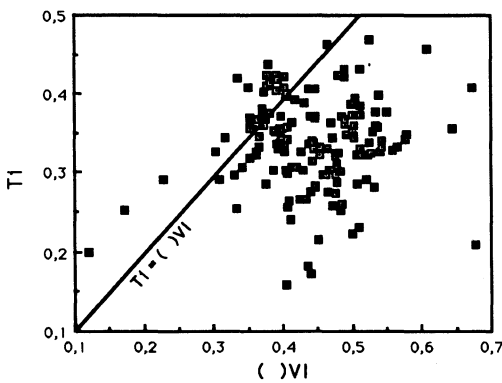
El contenido en Mn de las biotitas es inferior a 0.15 (pfu) existiendo una relación positiva grosera entre Fe^* y Mn.

En el triángulo S-FM-A de DYMEK (1983) (Fig. 5) construido en base a porcentajes en peso de óxidos, todos los puntos representativos de análisis de biotitas se sitúan dentro del triángulo Flogopita-Eastonita-Oxibiotita (Ti), por encima de la línea Flogopita-Eastonita-Eastonita (Ti), esto puede ser indicativo de la presencia de una sustitución de tipo: $(R^{2+})^{vi} + 2(OH)^{-} = (Ti^{4+})^{vi} + 2O^{2-} + H_2$, cuyo término extremo sería una oxibiotita titanífera de composición $KMg_2TiSi_3AlO_{12}$, o bien de las sustituciones (2) ó (7) ambas generadoras de vacantes en posición octaédrica (DYMEK 1983). Esta representación confirma la escasa importan-



$$(R2+)_{vi} + 2(Si)_{iv} = (Ti)_{vi} + 2(Al)_{iv}$$

$$(Al)_{vi} + (Si)_{iv} = (Ti)_{vi} + (Al)_{iv}$$



$$2(R2+)_{vi} = (Ti)_{vi} + ()_{vi}$$

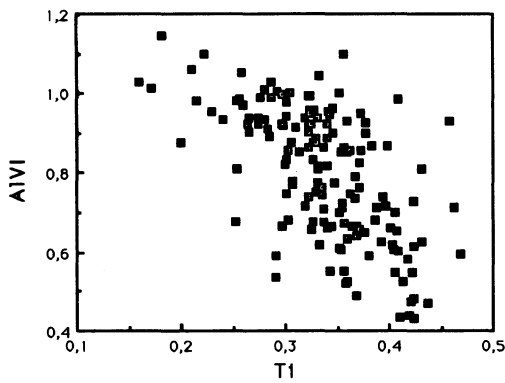
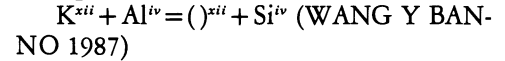


Fig. 4a, b, c. Diagramas ilustrando la efectividad de los mecanismos sustitucionales que afectan al Ti en las biotitas. Explicación en texto.

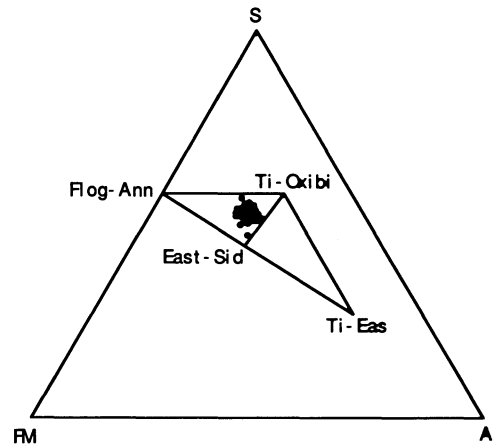
cia de la sustitución Ti-Tschermak (4). En un caso ideal de sustitución de este tipo, los puntos representativos de la biotita se situarían sobre la línea Flogopita-Eastonita-Eastonita (Ti).

Sustituciones en posición A(XII)

La sustitución de K por Na es muy reducida, los valores de Na (pfu) son inferiores a 0.04, siendo la correlación K vs Na muy mala. Otra posibilidad de variación composicional afectando a las posiciones intercapa es un mecanismo de sustitución combinado del tipo:



En las biotitas de los granitoides del domo Boal-Los Ancares, los valores máximos



DYMEK (1983)

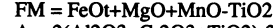


Fig. 5. Triángulo S-FM-A de DYMEK (1983) construido a partir de los porcentajes en peso de los óxidos en el que se puede ver como los puntos representativos de las biotitas de los granitoides del domo se agrupan dentro del triángulo Annita-Eastonita-Oxibiotita titanífera.

de $2 \cdot (Na + K + Ca)$ son inferiores a 0.15 y la correlación K vs Al^{IV} es muy mala, pero la buena correlación inversa K vs $()^{xiii}$ pone de manifiesto que en cualquier caso la variación composicional $K^+ = H_3O^+$ (BROWN y NORRISH 1952) es imposible de evaluar a partir de análisis de microsonda.

El contenido en Fe^{3+}

Se han utilizado los procedimientos de DYMEK (1983) y BRUYIN et al. (1983) para el cálculo del contenido en Fe^{3+} a partir del contenido en Fe^{2+} total obtenido por microsonda electrónica. El primero de ellos no es aplicable a las biotitas aquí estudiadas, obteniéndose en todos los casos un valor de Fe^{3+} igual a 0. Utilizando el cálculo propuesto por BRUYIN et al. (1983) se obtienen valores de Fe^{3+} (pfu) entre 0.03 y 0.12 (ver TABLA 1); estos valores no muestran correlación alguna con el contenido en FeO total ni con el contenido en Al^{IV} , Al^{VI} , Ti, Mg ó Mn.

Significado petrológico de la composición de la biotita

La composición química de las biotitas puede ser utilizada con bastante fiabilidad para la tipificación geoquímica en las rocas que las contienen. En la Fig. 6 se ha representado la composición de las biotitas en el diagrama de NACHIT, et al. (1985) (Al vs Mg pfu) que caracteriza las series magmáticas en función de la composición de las biotitas. En estos diagramas se puede ver como las biotitas de Boal y El Pato se diferencian de las del resto de los granitoides (como ya indicaba la representación Al^{IV} vs Fe^*) por ser más ricas en Mg y más pobres en Al. Las biotitas de El Pato se sitúan en el dominio calcoalcalino y las de Boal en el subdominio de granitoides aluminopotásicos con asociación teórica biotita ± cordierita. Las biotitas del resto de los granitoides se proyectan en el subdominio biotita ± moscovita del campo aluminopotásico (en el caso de Ancares,

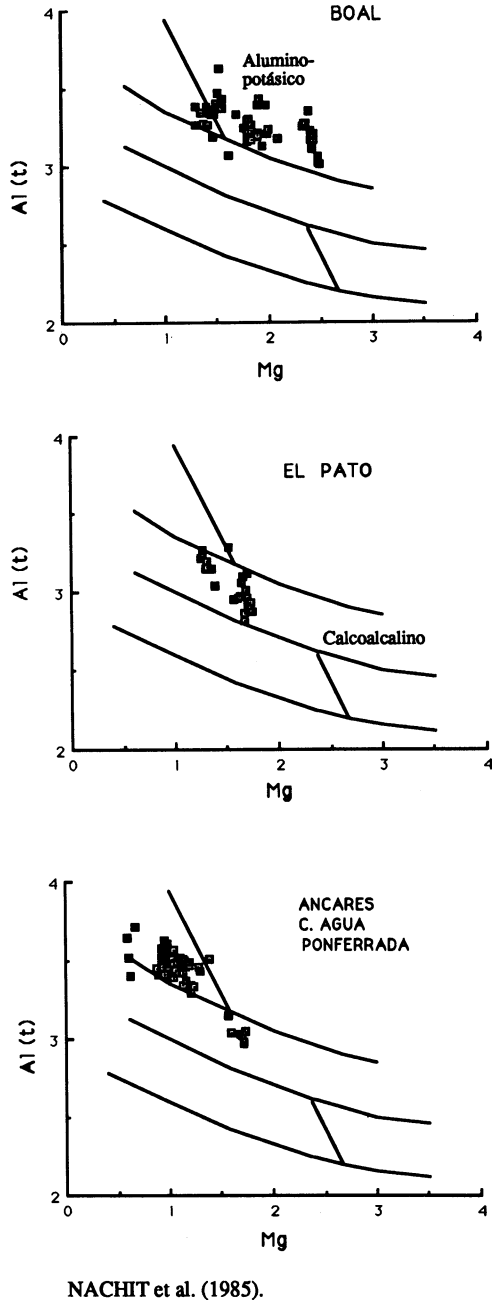


Fig. 6. Diagrama Mg vs Al, (pfu) de NACHIT et al. (1985) en el que se puede apreciar como las biotitas de los granitoides de Boal y el Pato tienen composiciones diferentes a las de los restantes granitoides, las cuales son más ricas en Al y más pobres en Mg.

los puntos situados en el dominio calcoalcalino corresponden a biotitas de un enclave microgranudo).

Por otra parte, existe una relación entre composición de roca total y composición de la biotita puesta de manifiesto por numerosos autores (ver por ejemplo SPEER 1984). En la Fig. 7a, b se pueden ver las correlaciones $\text{SiO}_2(\text{RT})$ vs $\text{Fe}^*(\text{Bt})$ y $\text{Fe}^*(\text{RT})$ vs $\text{Fe}^*(\text{Bt})$. La mejor correlación es la que muestran $\text{Fe}^*(\text{RT})$ y $\text{Fe}^*(\text{Bt})$ mientras que las restantes correlaciones son malas, en parte debido al restringido rango de variación de los contenidos en SiO_2 y Al_2O_3 en roca total.

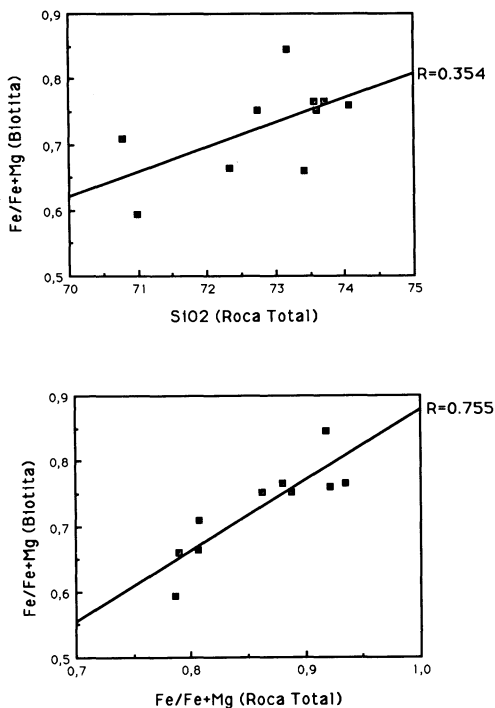


Fig. 7a, b. Diagrama $\text{SiO}_2(\text{RT})$ vs $\text{Fe}^*(\text{Bt})$ y $\text{Fe}^*(\text{RT})$ vs $\text{Fe}^*(\text{Bt})$ que ilustran la relación entre composición de biotitas y composición de roca total. Obsérvese como la correlación es especialmente buena para el Fe^* .

MOSCOVITA

Las moscovitas analizadas corresponden a diferentes tipos texturales y a diferentes asociaciones minerales que se detallan a continuación.

Tipos Texturales:

A— Cristales idiomorfos- subidiomorfos, generalmente asociados a biotita y con tamaños comparables a los de esta aunque ligeramente inferiores.

B— Cristales alotriomorfos-subidiomorfos de tamaño variable con frecuencia presentan bordes de tipo simplectítico en contacto con cuarzo o feldspatos.

C— Cristales subidiomorfos de tamaño variable en granitos moscovíticos y aplitas.

D— Moscovitas de grano fino desarrolladas sobre (o incluidas en) plagioclasas (facies moscovítica de Ancares).

Las asociaciones minerales se pueden sintetizar del siguiente modo:

1— Granitoides con biotita + moscovita donde ambas se encuentran en cantidades semejantes (Boal, Facies Piornedo de Ancares, facies común de Campo de Agua),

2— Granitoides con biotita >> moscovita (El Pato).

3— Granitos moscovíticos y aplitas s.s. (sin biotita) (ancares y Campo de Agua),

4— Granitos con moscovita >>> biotita \pm granate (Campo de Agua),

5— Granitos y aplitas con moscovita + granate (Campo de Agua),

6— Granitos con biotita + moscovita \pm aluminosilicato \pm cordierita (Ponferrada).

El tipo textural (A) predomina en rocas con asociación (1) y está presente en los tipos (4,6). El tipo textural (B) predomina en las rocas con asociación (2, 4, 5) y el tipo (C) caracteriza a rocas con asociación (3).

Variación Composicional. Sustituciones

La moscovita es la mica blanca que muestra una mayor desviación de su composición ideal $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ (GUI-

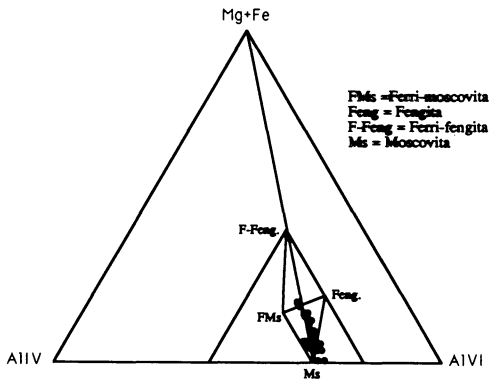
DOTTI 1984). Los principales mecanismos responsables de la variación composicional en este mineral son:

- a) Sustitución fengítica (Tschermakítica),
- b) Sustitución de Fe³⁺ por Al^{vi},
- c) Entrada de Ti en posiciones octaédricas,
- d) Sustitución en las posiciones de coordinación XII (posición A).

Al no ser conocida la cantidad de Fe³⁺, la sustitución (b) no puede ser evaluada y por otra parte la utilización de todo el Fe como Fe²⁺ total enmascara parte de las relaciones cristaloquímicas.

Sustitución Al-Tschermak (fengítica)

Esta sustitución (Mg, Fe²⁺)^{vi} + Si^{iv} = Al^{vi} + Al^{iv}, produce un enriquecimiento progresivo en Si y R²⁺. En la Fig. 8 (Mg + Fet vs Al^{iv} vs Al^{vi}) se puede ver como las moscovitas de los granitoides (consideradas en conjunto) se sitúan sobre la línea moscovita-ce-



GUIDOTTI (1984).

Composición de la Ferri-moscovita según KANEHIRA & BANNO (1960)

Fig. 8. Diagrama Mg + Fe - Al^{iv} - Al^{vi} de GUIDOTTI (1984) en el que se representa la composición de las moscovitas de los granitoides del domo. La mayor parte de los puntos se sitúa por debajo de la línea FMs-Feng próximos al polo de la moscovita pura. La variación composicional se produce sobre la línea Ms-Celadonita.

ladonita, con una solución sólida que apenas rebasa la unión fengita-ferrimoscovita. Las moscovitas de Boal, facies de dos micas de Ancares, Campo de Agua y Ponferrada se sitúan muy próximas al polo de la moscovita pura (100 * (Fe + Mg) / [(Fe + Mg) + Al^{iv} + Al^{vi}] < 7); los puntos que se sitúan sobre la línea Al^{iv}-Al^{vi} (Fe + Mg ≈ 0) corresponden a las moscovitas desarrolladas sobre plagioclasa. Las moscovitas con contenidos más altos en Fe + Mg son las de El Pato y las de las facies moscovítica y aplítica de Ancares.

No obstante, la representación ideal para conocer el efecto individualizado de las sustituciones Al-Tschermak y Fe³⁺ por Al^{vi} sería un triángulo Mg + Fe²⁺ vs Fe³⁺ vs Al^{vi}, el cual no puede construirse a partir de análisis de microsonda. Por otra parte debería considerarse la posibilidad de que no todo el Fe³⁺ presente en la moscovita proceda del reemplazamiento por Al^{vi} de acuerdo con ZEN (in GUIDOTTI 1984) es posible que parte del Fe³⁺ se deba al mecanismo (Fe²⁺)^{vi} + H = (Fe³⁺)^{vi} + ()^{vi}. lo cual supone una complicación adicional.

Si todo el Fe + Mg presente en la moscovita se debiese exclusivamente a la sustitución Al-Tschermak todos los puntos representativos de moscovita se situarían sobre la recta de ecuación Fe + Mg = Si en una representación Mg + Fe vs Si. En la Fig. 9 se puede ver como la mayor parte de los puntos se sitúan por encima de esta línea, especialmente para valores altos de Si, esto podría explicarse por el efecto del Fe³⁺ mientras que la desviación que se produce para valores de Si menores de 6.2 puede deberse al efecto de sustituciones involucrando Ti, vacantes o desviaciones hacia el plano trioctaédrico.

Entrada de Ti en posición octaédrica

Se han propuesto diferentes mecanismos de incorporación de Ti en las posiciones octaédricas de la estructura de la moscovita, no obstante su eficacia relativa es difícil de

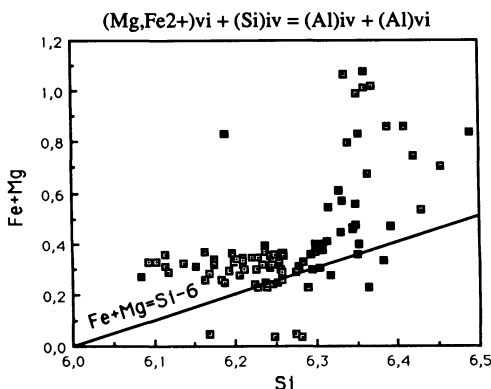


Fig. 9. Representación Si *vs* Fe + Mg en la que se puede apreciar la eficacia de la sustitución Al-Tschermak en las moscovitas estudiadas. La línea $Fe + Mg = Si - 6$ representa un caso ideal en el que esta sustitución fuese la única operativa. Como se puede apreciar, la mayoría de los puntos se sitúan por encima de dicha línea (especialmente para valores altos de Si) implicando la participación de otros mecanismos de variación composicional.

evaluar, especialmente si se desconoce el contenido en Fe^{3+} y también por los bajos contenidos absolutos de este elemento (<0.1 pfu). Algunos de tales mecanismos son:

- (9) $(R^{2+})^{vi} + 2Si^{iv} = Ti^{vi} + 2Al^{iv}$,
- (10) $Al^{vi} + Si^{iv} = Ti^{vi} + Al^{iv}$,
- (11) $(2R^{2+})^{vi} = Ti^{vi} + ()^{vi}$,
- (12) $2Al^{vi} = Ti^{vi} + (R^{\neq++})^{vi}$.

De estos mecanismos, el más efectivo parece ser una sustitución acoplada de R^{2+} por Ti del tipo (12). Esto se manifiesta por una correlación negativa Ti^{vi} *vs* Al^{vi} y una correlación positiva Mg^* *vs* Ti (para valores de Mg^* superiores a 0.25). Por otra parte, tanto la sustitución (12) como la (11) contribuyen a la desviación hacia la línea trioctaédrica (GUIDOTTI 1984); el hecho de que todos los análisis muestren valores de $Y > 4$ constituye otro argumento en favor de la participación de los mecanismos (11 y 12).

Sustituciones en la posición A (XII)

Existen varios tipos de sustituciones en la posición intercapa:

a) Sustitución de K por Ca o Ba con formación de vacantes (prácticamente inapreciable en este caso),

b) Sustitución de K por H_2O con formación de vacantes (imposible de evaluar a partir de análisis de sonda),

c) Sustitución combinada del tipo (8). La correlación positiva Si *vs* $()^{xii}$ indica la participación de este mecanismo,

d) Sustitución directa de K por Na, extendiéndose la solución sólida hacia la paragonita $NaAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$. En la Fig. 10 se ha representado el tanto por ciento de molécula paragonítica (máximo del 12%) frente al tanto por ciento de molécula celadonítica (máximo de 25%) observándose una correlación inversa entre ambas, que parece deberse a requerimientos geométrico-estructurales (BAYLEY in GUIDOTTI 1984).

Significado Petrológico de la Composición de la Moscovita

El origen y naturaleza de la moscovita en rocas magmáticas ha sido ampliamente debatido en la década de los 80 (MILLER *et al.* 1981, MONIER *et al.* 1984, MONIER y ROBERT 1986a, b, ROBERT 1981, SPEER 1984, BORODINA y FERSHTATER 1988). El punto central de la discusión es el origen

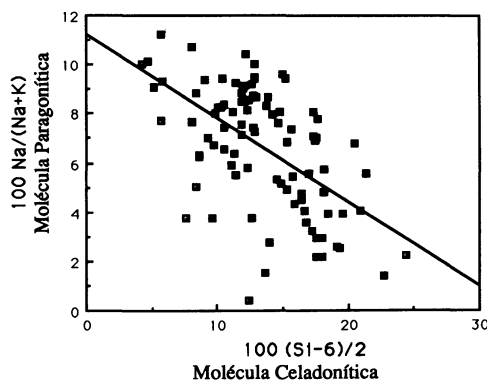
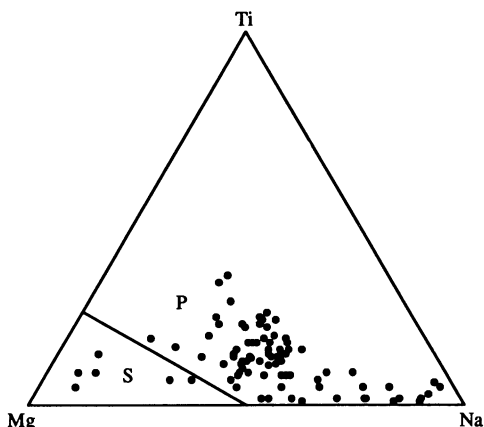


Fig. 10. Representación del contenido en molécula celadonítica frente al contenido en molécula paragonítica que muestra una clara correlación inversa entre ambos.

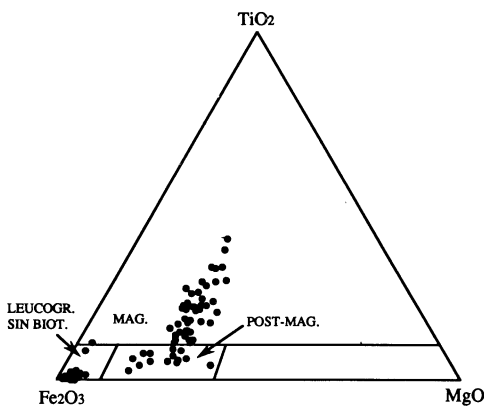
ígneo s.s. de la moscovita o bien su formación en estadios postmagmáticos o hidrotermales. Los criterios que se utilizan para establecer tal distinción son de índole diferente: texturales, composicionales, paragenéticos (ver revisión en SPEER 1984). Aquí discutiremos esencialmente el significado de la composición en relación con el origen y los caracteres texturales. Se puede decir *a priori* que el criterio textural más fiable sería el establecimiento de la secuencia de cristalización por medio de un método como el propuesto por FERSHTATER *et al.* (1986) que permite situar con bastante precisión el momento(s) de cristalización de la moscovita respecto a las demás fases de origen claramente magmático.

MILLER *et al.* (1981) proponen una distinción entre moscovitas primarias y secundarias en función de los contenidos relativos en Ti-Mg-Na (pfu). En la Fig. 11a se representa la composición de las moscovitas de los granitoides del domo en el triángulo Ti vs Mg vs Na. La mayor parte de los puntos se sitúan en el dominio de las moscovitas P (primarias). Los puntos situados en la zona inferior izquierda del triángulo (dominio de moscovitas S) corresponden únicamente a las moscovitas de El Pato. Las moscovitas asociadas a andalucita en el granito de Ponferrada se sitúan en el campo de moscovitas P. En la zona inferior derecha del triángulo ($100 * Na / (Na + Mg + Ti) > 60$) se encuentran las moscovitas de rocas con paragénesis tipo moscovita (sin biotita) o moscovita + granate, incluyendo leucogranitos y facies aplíticas en las que predomina la moscovita con apariencia textural secundaria; en este dominio se sitúan también las moscovitas desarrolladas sobre plagioclasa. Respecto a estas últimas es necesario aclarar que puede tratarse de inclusiones y no de productos de alteración, por lo que el significado de su composición es incierto.

En el diagrama de MONIER *et al.* (1984) (TiO_2 vs Fe_2O_3 vs MgO) (Fig. 11b) que discrimina entre moscovitas magmáticas, postmagmáticas e hidrotermales se pue-



MILLER *et al.* (1981)



MONIER *et al.* (1984)

Fig. 11a, b. Diagramas Ti-Mg-Na de MILLER *et al.* (1981) y $TiO_2-Fe_2O_3$ - MgO de MONIER *et al.* (1984) para la discriminación de moscovitas primarias y secundarias. Explicación en texto.

den separar tres poblaciones en los granitoides estudiados: i) moscovitas cuyos puntos representativos se sitúan en el polo férrico del triángulo, corresponden a aquellas que se sitúan hacia el polo Na del diagrama de MILLER *et al.* (1981) es decir, leucogranitos sin biotita y aplitas, ii) micas cuyos puntos representativos se sitúan dentro del dominio postmagmático de MONIER *et al.*

(1984), corresponden a facies de dos micas y predominio del tipo textural B; la mayor parte de las moscovitas del granito de Ponferrada y El Pato se incluyen en este grupo, así como parte de las moscovitas de Campo de Agua; iii) el tercer grupo corresponde a las moscovitas magmáticas s. s. según los citados autores; aquí se sitúan preferentemente las moscovitas de granitos de tipo textural A y asociación mineral 1 y 4.

Aunque el diagrama de MONIER *et al.* (1984) parece tener mayor correspondencia con las observaciones petrográficas, ambos diagramas parecen tener poco significado cuando se consideran las moscovitas de leucogranitos sin biotita \pm granate cuya composición química parece estar controlada por la composición del sistema granítico en el que se forman (SiO_2 wt % > 74, ausencia de biotita modal y frecuente presencia de granate rico en espesartita como fase accesoria). Debe precisarse no obstante que el contenido (en términos absolutos) de FeO en la moscovita es considerablemente mayor en leucogranitos y aplitas sin granate (muestras dj-282, dj-289, dj-294, TABLA 2) que en leucogranitos o aplitas con granate (muestra dj-181, TABLA 2). Esto es fácilmente asignable al hecho de que en leucogranitos y aplitas sin granate y sin biotita, la moscovita es el único mineral que puede acomodar una cantidad relativamente importante de Fe en su estructura. Otro aspecto importante de la composición de la moscovita en estas rocas es el contenido alto en Fe y Mn (ver TABLA 2), especialmente en las que no contienen granate.

En las Fig. 12a, b se puede ver la buena correlación $\text{Na}/\text{Na} + \text{Mg} + \text{Ti}$ (RT) *vs* $\text{Na}/\text{Na} + \text{Mg} + \text{Ti}$ (Ms) y SiO_2 (RT) *vs* $\text{Na}/\text{Na} + \text{Mg} + \text{Ti}$ (Ms). Por otra parte, la relación $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}/\text{TiO}_2$ en la moscovita aumenta drásticamente para valores de $\text{SiO}_2 > 74$ wt % y lo mismo ocurre para la relación $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}/\text{MgO}$. En vista de estos resultados, parece claro que la composición de las moscovitas en leucogranitos sin biotita se

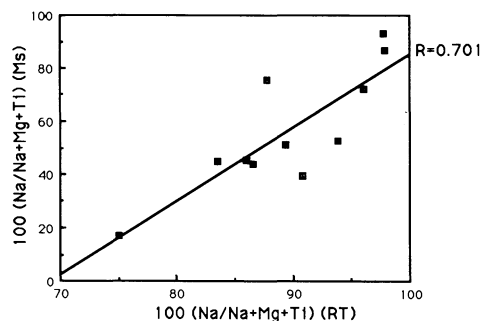
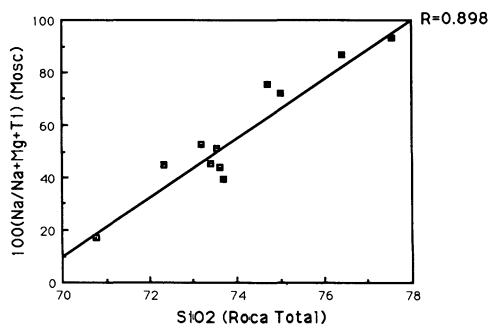


Fig. 12a, b. Figuras que representan la correlación entre composición química de moscovitas (en facies sin biotita) y la composición química de la roca en la que se encuentran. Como se puede apreciar, existe una correlación especialmente buena entre el contenido en SiO_2 de la roca y la relación $\text{Na}/\text{Na} + \text{Mg} + \text{Ti}$ en la moscovita.

aparta de lo observado en granitos de dos micas.

CONCLUSIONES

La composición de las biotitas permite diferenciar claramente tres grupos de granitoides en el dominio estudiado: i) granito de El Pato cuyas biotitas son las más pobres en Al, ii) granito de Boal cuyas biotitas presentan contenidos en Mg comparables a las anteriores pero contenidos más altos en Al, y iii) granitos de Ancares, Campo de Agua y Ponferrada cuyas biotitas son más pobres en

Mg y más ricas en Al que las de los dos anteriores. Así pues, la composición de la biotita es un buen criterio para discriminar granitoides o grupos de granitoides con un restringido rango de variación composicional entre ellos.

La variación composicional de las biotitas se debe principalmente a mecanismos de sustitución catiónica acoplada que implican la formación de vacantes tanto en posiciones intercapa como en posiciones octaédricas. Los mecanismos sustitucionales de tipo Tschermack son poco eficaces en todos los casos estudiados.

La variación composicional de la moscovita se produce principalmente mediante la sustitución fengítica y la sustitución paragonítica (más limitada). Los contenidos en molécula celadonítica oscilan entre 5 % y 25 % y los de molécula paragonítica entre 0.5 % y 11.5 %.

El diagrama de MONIER *et al.* (1984) se adecua mejor a las observaciones texturales y aporta mayor información sobre el momento de formación de la moscovita que el de MILLER *et al.* (1981), no obstante la composición de este mineral no es un criterio fiable dada la diversidad de factores que influyen en él y que pueden ser ajenos al momento de cristalización de la moscovita.

Las moscovitas de leucogranitos sin bio-

tita y aplitas muestran rasgos composicionales distintivos frente a las moscovitas de granitos de dos micas. Estos se manifiestan tanto en las relaciones interelementales Ti-Mg-Fe-Na como en los contenidos absolutos en FeO, y MnO, que son más altos que en las moscovitas de granitos de dos micas.

El contenido en Fe y Mn de la moscovita depende de la presencia o ausencia de granate en estas facies, de tal forma que las moscovitas de leucogranitos y aplitas sin granate tienen contenidos altos en Fe y Mn y las de aquellos que contienen granate como fase accesoria muestran contenidos en Fe y Mn bajos, semejantes o ligeramente superiores a las moscovitas de granitos de dos micas.

Existe una buena correlación entre ciertos parámetros composicionales de estas moscovitas y de roca total, especialmente entre SiO₂ (roca total) y la relación Na/(Na + Mg + Ti) (moscovita).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto PB 86/158 de la CAICYT. Los autores desean expresar su agradecimiento a A. Cuesta por la discusión de numerosos aspectos de este artículo.

BIBLIOGRAFIA

- BELLIDO MULAS, F., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J. R. y PABLO MACIA J. G. (1987). Las rocas graníticas Hercínicas del norte de Galicia y occidente de Asturias. *Memo. Inst. Geol. Mine. España*, 107, 157 pp.
- BORODINA, N. S. y FERSHTATER, G (1988). Composition and nature of muscovite in granites. *International Geology Reviews*, 30, 375-381.
- BROWN, G. y NORRISH, K. (1952). Hydrous micas. *Mineralogical Mag.*, 29, 929-932.
- BRUIN, W. A., WESTHUIZEN, Van Der y SCHOCH A. E. (1983). The estimation of FeO, F and H₂O + by regression in microprobe analyses of natural biotite. *J. Trace and Microprobe Techniques*, 1, 399-413.
- CHAPELL, B. W. y WHITE, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- CORRETGE, L. G., SUAREZ, O. y GALAN, G. (1990). Igneous rocks of the West Asturian Leonese Zone. In: Dallmeyer R. D. y Martínez García E. (Eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 116-128.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. y ZUSSMAN, J. (1962). Rock forming minerals. Longman, London.
- DIAS, G. (1987). Mineralogía e petrología de granitos Hercínicos asociados a mineralizações filonianas

- de Sn-W (Minho, Portugal). Tesis Doctoral, Universidade do Minho, 304 pp.
- DYAR, M. D., COLUCCI, M. T. y GUIDOTTI, C. V. (1991). Forgotten major elements: Hydrogen and oxygen variation in biotite from metapelites. *Geology*, 19, 1029-1032.
- DYMEK, R. F. (1983). Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68, 880-889.
- FERSHTATER, G., CHASHCHUKHINA, V. A. y VILISOV, V. A. (1986). Geochemical criteria for crystallization sequences in igneous rocks, *International Geology Review*, 28, 560-568.
- FOSTER, M. D. (1960). Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas. *American Mineralogist*, 45, 383-398.
- GUIDOTTI, C. V. (1984). Micas in metamorphic rocks. In: Bailey S. W. (Ed.), Reviews in mineralogy, Vol. 13 (Micas). Mineralogical Soc. America, 357-467.
- KEANEHIRA, K. y BANNO, S. (1960). Ferriphengite and aegirinejadeite in a crystalline schist of the Iimori district, Kii Peninsula, *J. Geol. Soc. Japan*, 66, 654-659.
- MILLER, C. F., STODDARD, E. F., BRADFISH, L. J. y DOLLASE, W. A. (1981). The composition of plutonic muscovite. *Canadian Mineralogist*, 19, 25-34.
- MONIER, G. y ROBERT, J. L. (1986a). Muscovite solid solutions in the system K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : an experimental study at 2kb P_{H_2O} and comparison with natural Li-free micas. *Mineralogical Mag.*, 50, 257-266.
- MONIER, G. y ROBERT, J. L. (1986b). Titanium in muscovites from two-mica granites: substitutional mechanism and partition with coexisting biotites. *Neues Jahrb. Miner. Abb.*, 153, 147-161.
- MONIER, G., MERGOIL DANIEL, J. y LABERNARDIERE, H. (1984). Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Milevaches (Massif Central Français). *Bull. Minéral.*, 107, 55-68.
- NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J. M. y CARRON, J. P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, 813-818.
- NOCKOLDS, S. R. (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245, 401-420.
- ROBERT, J. L. (1981). Études crystallochimiques sur les micas et les amphiboles: applications à la pétrographie et à la géochimie. Thèse d'Etat, Univ. Paris-Sud. 206 pp.
- SPEER, J. A. (1984). Micas in igneous rocks. In: Bailey S. W. (Ed.), Reviews in mineralogy, Vol 13 (Micas). Mineralogical Soc. America, 299-356.
- WANG, G. F. y BANNO, S. (1987). Non stoichiometry of interlayer cations in micas from low-to middle-grade metamorphic rocks in the Ryoke and the Sabagawa belts, Japan. *Contrib. Mineral. Petro.*, 97, 313-319.

Recibido, 17-VII-92
Aceptado, 15-VIII-92