

Composición e implicacións barométricas de los anfíboles en el Complejo Plutónico de la Maladeta (Pirineos Centrales, Huesca-Lérida).

Composition and barometric implications of the amphiboles from the Maladeta plutonic complex (Central Pyrenees, Huesca-Lérida).

ARRANZ, E.; LAGO, M. y CORRETGÉ, L.G.

The composition of the amphiboles in basic rocks (gabbros and diorites), granodiorites, monzogranites with minor amphibole and mafic microgranular enclaves from the Maladetta massif, corresponds to calcic terms (magnesian-Hornblende, actinolitic hornblende and actinolite), with reduced values of Al_{tot} . The main substitutional types are edenite, pargasite and Ti-Tschermakite, with other minor types, generating compositions with an AlIV excess.

The application of three of the proposed calibrations for the Al_{tot} in Hornblende geobarometer, gives anomalously low pressure values for the crystallization of the plutonic rock-types, suggesting that the amphibole crystals were formed below 2 Kbar of pressure, and in a continuous way to subsolidus conditions, probably at the same time as Al-saturating phases formed.

Key Words: Calcic amphiboles, geobarometry, total Al, granitoids.

ARRANZ, E., LAGO, M. (Area de Petrología y Geoquímica, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. Pza. San Francisco s/n, 50009 - Zaragoza).

CORRETGÉ, L. G. (Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n, 33005 - Oviedo).

1. INTRODUCCION

El estudio detallado de la composición de fases minerales concretas, ha permitido establecer relaciones entre algunas variables termodinámicas intensivas (principalmente presión y temperatura) de los sistemas petrogenéticos y las composiciones resultantes en los minerales que se forman en el sistema bajo esas condiciones. Algunas de estas relaciones han sido calibradas numéricamente, convirtiéndose en potenciales geotermómetros o geobarómetros, de gran interés en el campo de la petrología ígnea y metamórfica. Diversos trabajos (SPEAR, 1981; GRISSOM *et al.*, 1985), han puesto de manifiesto la existencia de una relación directa entre el contenido total en Aluminio y la presión de cristalización para anfíboles ígneos y metamórficos. Esta relación ha sido ampliamente estudiada y se han establecido varias calibraciones de la misma como geobarómetro (HAMMARSTROM y ZEN, 1986; HOLLISTER *et al.*, 1987; JOHNSON y RUTHERFORD, 1989; BLUNDY y HOLLAND, 1992).

En el presente estudio, se presenta, en primer lugar, una caracterización de los anfíboles en diferentes litotipos constituyentes del complejo plutónico de La Maladeta, se estudian los mecanismos sustitucionales que han podido participar durante la génesis de estos anfíboles y, finalmente, se aplican varias de las calibraciones establecidas para el geobarómetro Al_{tot} en Hornblenda, evaluando la calidad de los resultados y los procesos condicionantes de las composiciones observadas.

2. MARCO GEOLOGICO

El macizo plutónico de La Maladeta, se sitúa en el segmento central de la Zona Axial

Pirenaica, emplazado en los materiales paleozoicos (Cambro-Ordovícico a Carbonífero) que constituyen los niveles de supraestructura (DE SITTER y ZWART, 1960), poco afectados por el metamorfismo regional hercínico. Por su extensión, complejidad petrológica y desarrollo pluriépisódico (ARRANZ y LAGO, 1992; LEBLANC *et al.*, 1994), este macizo puede ser considerado como un gran complejo plutónico, constituido por dos unidades (Fig. 1), separadas por una gran zona de fractura (La Forcadada-Mulleres), que pone en contacto dos niveles estructurales diferentes dentro del macizo.

La unidad occidental o *Unidad de Aneto*, representa un nivel más profundo respecto a la unidad oriental (U. de Bohí) y está constituida por dos litotipos predominantes: periféricamente, una **granodiorita anfibólica** de grano medio, orientada y con gran abundancia de enclaves máficos microgranulares (EMM), en contacto generalmente transicional de amplio desarrollo (frecuentemente este contacto se verifica en un espacio de varios metros), con un núcleo de **granitos peraluminicos con cordierita**. En algunos sectores del contacto de la unidad con el encajante, se identifican afloramientos menores de gabros anfibólicos. Las etapas filonianas tienen un desarrollo escaso y están constituidas por diques de aplitas-pegmatitas, lamprófidos y microgranitos porfídicos.

La *Unidad de Bobí*, representa la mayor superficie aflorante del complejo. Los litotipos predominantes son: a) **gabronoritas y dioritas** en su extremo suroriental, b) **grano-dioritas - monzogranitos** con anfíbol minoritario o accesorio, como litotipo con mayor superficie aflorante y para el cual se ha obtenido una isocrona Rb-Sr que apor-

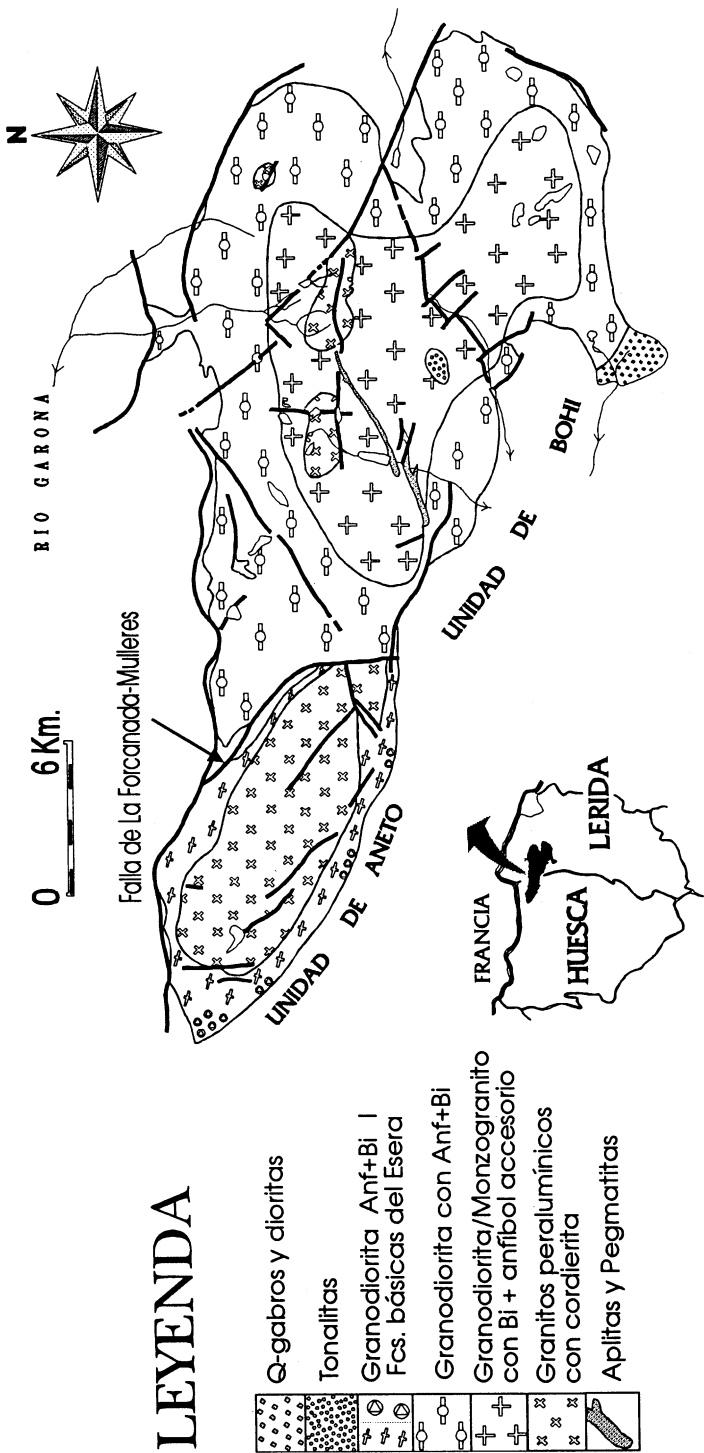


Fig. 1: Esquema geológico del macizo de La Maladeta.

ta una edad de 277 ± 7 m.a. (MICHARD-VITRAC *et al.*, 1980), y c) diversos **granitos peraluminicos con cordierita** que afloran en algunos sectores centrales. Se han reconocido, también, algunos volúmenes menores de tonalitas y granitos de feldespato alcalino con actinolita.

Las etapas filonianas presentan un gran desarrollo en la Unidad de Bohí, e incluyen diques de aplitas-pegmatitas, diabasas, lamprófidos y microgranitos. Según se ha indicado, esta Unidad corresponde a un nivel estructural superior dentro del macizo. Son varios los criterios que apoyan esta afirmación: 1) la existencia, frecuente, de enclaves corneánicos que pueden ser interpretados como «*roof pendants*», 2) el mayor desarrollo de las etapas filonianas y la variedad de tipos presentes en las mismas y 3) el predominio, en afloramiento, de los tipos granodioríticos-monzograníticos, con afloramientos reducidos de los granitos peraluminicos que, posiblemente, son apósis de un volumen principal granítico infrayacente.

3. PETROLOGIA DE LAS ROCAS CON ANFÍBOL

Los anfíboles son, junto con la biotita, los minerales ferromagnesianos más ampliamente distribuidos en el conjunto de los litotipos que constituyen el complejo de La Maladeta, puesto que forman parte de la asociación mineral de las rocas básicas - gabronoritas, dioritas y EMM - e intermedias - granodioritas e incluso monzogranitos - tanto en la U. de Aneto como en la de Bohí.

3.1. GABROS Y DIORITAS

Los gabros y dioritas s.l., en ambas unidades, son rocas de grano fino a medio, con

una textura intergranular a ofítica y con la asociación mineral: plagioclasa _piroxeno +anfíboles +biotita +opacos _feldespato potásico +cuarzo, con zircón, y apatito como accesorios.

Existe una clara diferencia textural, en lo referente a los piroxenos presentes en estas rocas, entre ambas unidades. En la Unidad de Bohí, las rocas menos diferenciadas presentan orto- y clinopiroxeno, bien desarrollados y pueden ser clasificadas como gabronoritas piroxénico-hornbléndicas. La variación de composición, hacia términos más diferenciados (dioritas), se refleja en una progresiva reducción del porcentaje modal de los piroxenos, hasta su desaparición completa. En la Unidad de Aneto, las rocas menos diferenciadas presentan anfíbol titanado y biotita como ferromagnesianos principales y el piroxeno (ortopiroxeno generalmente) aparece, de modo único, en forma de relictos en el núcleo de los cristales de anfíbol.

Los anfíboles, por otra parte, presentan un desarrollo variado. En las gabronoritas de la U. de Bohí, presenta un bajo porcentaje modal que aumenta hacia las facies dioríticas, en las cuales es, junto a la biotita, el mineral ferromagnesiano principal. En la Unidad de Aneto, los anfíboles presentan normalmente una composición titanada (v. apartado 4) y un elevado porcentaje modal.

En ambas unidades, se identifican al microscopio algunas variaciones en los tipos de anfíbol. Los cristales de generación más temprana o bien los núcleos de algunos de ellos, se caracterizan ópticamente por su baja coloración y pleocroísmo, mientras que los cristales tardíos, asociados frecuentemente a piroxeno (crecimiento coronítico y, en algunos casos, pseudomórfico), y más desarrollados en la U. de Aneto —el piroxeno

queda relictos en el núcleo de los cristales de anfíbol-, son los más abundantes en los términos dioríticos, presentan una coloración y pleocroísmo marcados y, normalmente, hábitos prismáticos subidiomorfos a alotriomorfos.

3.2. GRANODIORITAS Y MONZOGRANITOS CON ANFÍBOL

En este grupo se incluyen rocas macroscópicamente diferentes, pero que representan una etapa de diferenciación magmática equivalente para las dos unidades que constituyen el complejo de La Maladeta.

La *Unidad de Aneto*, presenta, según se ha indicado (v. Fig. 1) un amplio desarrollo de granodioritas, con carácter periférico, y que podemos describir como granodioritas anfibólicas de grano medio, con textura granuda hipidiomorfa frecuentemente orientada. Esta orientación viene definida, principalmente, por los minerales ferromagnesianos y, en menor medida, por los cristales de plagioclasa, así como, a escala de afloramiento, por la orientación de los enclaves en estas rocas. La asociación mineral característica la constituyen: biotita + anfíbol + plagioclasa + feldespato potásico + cuarzo y como minerales accesorios, opacos, zircon y apatito.

La *Unidad de Bohí* presenta, como litotipo principal aflorante, granodioritas y monzogranitos de grano grueso, con textura granuda hipiomorfa, frecuentemente porfídica y, en algunos casos orientada (esta orientación viene definida por los fenocristales de feldespato potásico y, localmente, por los enclaves). La asociación mineral en estas rocas la constituyen biotita + anfíbol + plagioclasa + feldespato potásico (microclina) + cuarzo y como minerales

accesorios, opacos, zircón, apatito y, de modo característico, allanita.

La tipología de los anfíboles en estas rocas es muy similar en ambas unidades, variando únicamente su porcentaje modal, que alcanza al 15% en las rocas de la U. de Aneto y es minoritario (2-5%) en la U. de Bohí. En ambos casos, se presentan como cristales prismáticos idiomorfos o subidiomorfos, aislados o asociados a biotita.

3.3. ENCLAVES MAFICOS MICROGRANULARES (EMM)

Este tipo de enclaves es el más abundante en ambas unidades del complejo de La Maladeta, si bien se han identificado una amplia variedad de enclaves tanto de los tipos metasedimentarios como de los de origen ígneo, incluidos en todos los litotipos.

Podemos diferenciar dos tipos principales de EMM: 1) aquellos cuyo mineral ferromagnesiano principal es la biotita (EMMB), que corresponden petrológicamente a tipos tonalíticos y 2) los analizados en este estudio, enclaves máficos microgranulares biotítico-anfibólicos (EMMA).

Estos últimos corresponden a términos de dioritas anfibólicas de grano fino, con textura granuda hipidiomorfa o, en algunos casos, intergranular. Su asociación mineral característica la constituyen: anfíbol (>20%) \pm ortopiroxeno \pm biotita \pm plagioclasa \pm cuarzo \pm feldespato potásico, con zircón y apatito como minerales accesorios. En afloramiento y también petrográficamente, se pueden identificar enclaves en todos los estados posibles de asimilación por la roca que los incluye. Los EMMA con un mayor grado de asimilación, se pueden reconocer, al microscopio, por la presencia de poiqui-

locristales de cuarzo y feldespato alcalino, normalmente perfitico, que indican la penetratividad del proceso de asimilación en el interior del enclave. No obstante, no se aprecian evidencias texturales de reacción entre los minerales ferromagnesianos y estos cristales tardíos que los engloban. Los anfíboles en estos EMMA se presentan como cristales individuales, normalmente con hábito prismático corto, idiomorfos o subidiomorfos.

4. COMPOSICIÓN DE LOS ANFÍBOLES

Los análisis químicos en anfíboles se han llevado a cabo mediante microsonda electrónica (Camebax SX-50, Universidad de Oviedo) y se ha efectuado el cálculo de la fórmula estructural a 23 oxígenos y 13 cationes, exceptuando Ca, Na y K (CNK). El Fe^{3+} ha sido recalculado según el método de balance de cargas descrito por ROBINSON *et al.*, (1981). En la Tabla 1 se indican 12 composiciones representativas de anfíboles en los distintos litotipos, seleccionadas entre los 147 análisis considerados y que corresponden a anfíboles en facies básicas, granodioritas-monzogranitos (tanto de la Unidad de Aneto como de la de Bohí) y en los EMMA, mayoritariamente correspondientes a la U. de Bohí. Todos ellos presentan una buena estequiometría y cabe destacar: a) su bajo contenido en aluminio total ($\text{Al}_{\text{tot}} < 1,4$ p.f.u.), hecho que condiciona los resultados geobarométricos que posteriormente exponaremos; b) la baja ocupación de la posición A y, frecuentemente, incompleta también para la posición B, y c) los anfíboles correspondientes a la U. de Aneto presentan habitualmente unas composiciones más titanadas que los de la U. de Bohí.

El conjunto de las composiciones obtenidas corresponde a anfíboles cálcicos del grupo A (LEAKE, 1978), que varían entre los términos de magnesio-Hornblenda o ferro-Hornblenda, a Hornblenda-Actinolítica y, muy minoritariamente, a composiciones típicamente saturadas en sílice de Actinolita o Tremolita (Fig. 2). La realización de perfiles centro-borde, ha permitido verificar la existencia de un zonado composicional en la mayor parte de los cristales, de magnesio-hornblenda en el centro a Hornblenda actinolítica y ocasionalmente de Actinolita en el borde.

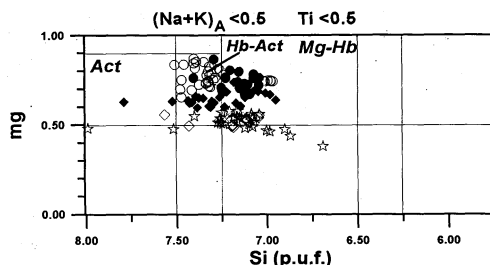


Fig. 2 : Clasificación de los anfíboles analizados según LEAKE (1978). Símbolos: Círculos huecos: gabros de la U. de Bohí. Rombos huecos: granodioritas-monzogranitos de la U. de Bohí. Círculos llenos: gabros y dioritas de la U. de Aneto. Rombos llenos: granodioritas de la U. de Aneto. Estrellas: enclaves máficos microgranulares.

La proyección de las composiciones en el diagrama CNK- Si de CZAMANSKE Y WONES (1973; Fig. 3) sugiere que la mayor parte de los cristales analizados, salvo las composiciones tremolíticas y actinolíticas, tienen un origen ígneo, puesto que ninguna se proyecta por encima del límite para anfíboles ígneos; no obstante, los valores de $\text{Si}_{\text{p.f.u.}}$ son mayores de 7,3 (límite superior para los anfíboles ígneos indicado por LEAKE (1978)) para un número elevado de análisis, correspondientes en su mayoría a

TABLA 1: Composición química (óxidos) y fórmula estructural de anfíboles en el Macizo de La Maladeta. 1 y 2: gabros de la U. de Bohí. 3-5: granodioritas-monzogranitos en la U. de Bohí. 6 y 7: gabros y dioritas de la U. de Aneto. 8-10: granodioritas de la U. de Aneto. 11 y 12: Enclaves máficos microgranulares. S(B): suma de cationes en la posición B. S(A): suma de cationes en la posición A. CNK: Ca+Na+K. m

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂		53.19	48.27	47.64	51.42	48.88	51.53	48.86	51.49	49.83	46.54	43.43	48.70
TiO ₂		0.08	0.48	0.77	0.15	0.64	0.53	1.23	0.39	0.44	1.45	1.82	0.79
Al ₂ O ₃		2.76	6.57	6.34	3.46	5.45	3.74	5.86	4.07	5.64	6.19	8.76	5.38
Cr ₂ O ₃		0.01	0	0.01	0.01	0	0	0.07	0.08	0	0	0	0
FeO(t)		14.24	15.62	19.99	17.74	20.10	15.11	16.76	16.72	18.97	17.60	22.08	19.61
MnO		0.24	0.17	0.60	0.51	0.71	0.25	0.28	0.49	0.73	0.28	0.68	0.69
MgO		15.71	13.75	10.05	11.71	9.55	14.27	12.43	12.73	10.90	11.51	6.84	9.80
CaO		11.06	11.55	11.20	12.58	11.21	11.46	11.11	11.89	11.27	11.14	11.20	11.32
Na ₂ O		0.32	0.98	1.01	0.32	0.46	0	0.96	0.42	0.58	0.89	1.34	0.94
K ₂ O		0.21	0.75	0.64	0.22	0.61	0.28	0.49	0.51	0.39	0.62	1.14	0.53
TOTAL		97.85	98.14	98.28	98.13	97.62	97.16	98.05	98.79	98.76	96.23	97.29	97.76
Normalización a 13 cationes excepto CNK. Recálculo de Fe³⁺ segun Robinson et al, (1981)													
T	Si	7,51	6,97	7,04	7,57	7,27	7,41	7,10	7,44	7,24	6,95	6,69	7,26
	AlIV	0,46	1,03	0,96	0,43	0,73	0,59	0,91	0,56	0,77	1,05	1,31	0,74
	Fe ³⁺	0,03	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
C	AlVI	----	0,09	0,15	0,17	0,22	0,04	0,10	0,13	0,20	0,04	0,29	0,20
	Cr	0,00	----	0,00	0,00	----	----	0,01	0,01	----	----	----	----
	Fe ³⁺	1,00	0,86	0,67	0,13	0,55	0,86	0,71	0,45	0,73	0,74	0,28	0,37
	Ti	0,01	0,05	0,09	0,02	0,07	0,06	0,13	0,04	0,05	0,16	0,21	0,09
	Mg	3,31	2,96	2,22	2,57	2,12	3,06	2,69	2,74	2,36	2,56	1,57	2,18
	Fe ²⁺	0,66	1,03	1,80	2,05	1,95	0,96	1,33	1,57	1,57	1,46	2,57	2,07
B	Mn	0,03	0,02	0,08	0,06	0,09	0,03	0,03	0,06	0,09	0,04	0,09	0,09
	Ca	1,67	1,79	1,78	1,98	1,79	1,77	1,73	1,84	1,75	1,78	1,85	1,81
	Na	0,09	0,21	0,23	0,02	0,13	----	0,27	0,12	0,16	0,22	0,15	0,19
A	S(B)	1,76	2,00	2,00	2,00	1,92	1,77	2,00	1,96	1,92	2,00	2,00	2,00
	Na	----	0,06	0,07	0,08	----	----	----	----	----	0,04	0,25	0,08
	K	0,04	0,14	0,12	0,04	0,12	0,05	0,09	0,09	0,07	0,12	0,23	0,10
	S(A)	0,04	0,20	0,19	0,12	0,12	0,05	0,09	0,09	0,07	0,16	0,48	0,18
	CNK	1,80	2,20	2,19	2,12	2,03	1,82	2,09	2,05	1,99	2,16	2,48	2,18
	mg	0,83	0,74	0,55	0,56	0,52	0,76	0,67	0,64	0,60	0,64	0,38	0,51

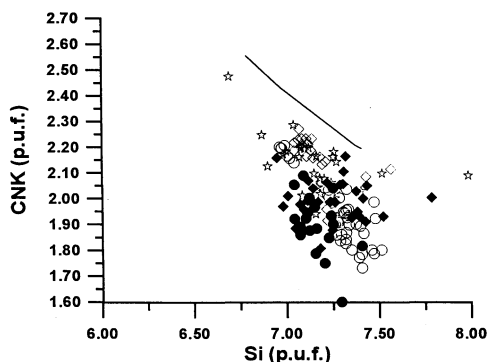


Fig. 3: Diagrama Ca+Na+K (CNK) - Si, tomado de CZAMANSKE y WONES (1973). Símbolos iguales a la Fig. 2.

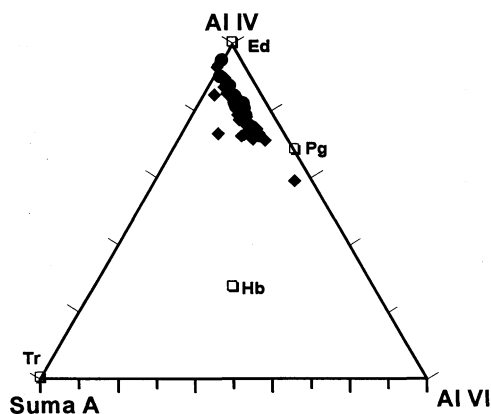


Fig. 4: Diagrama ternario AlIV-AlVI-Suma en A para las rocas de la U. de Aneto. Símbolos iguales a la Fig. 2.

zonas externas de los cristales. Esta discrepancia entre ambos criterios puede sugerir que la cristalización de anfibol, para los litotipos considerados, se ha verificado en un amplio margen de condiciones (reflejado por la variación de $Si_{p.f.u.}$: 6.69-7.64) y, posiblemente, alcanzando el subsolidus en las últimas etapas. En las rocas básicas, tanto de la U. de Aneto como de la U. de Bohí, esta situación puede ser confirmada petrográficamente, puesto que existe, de modo

frecuente, una generación de anfíboles tardíos, asociada texturalmente, bien al piroxeno o bien a una generación de anfibol previa, con características ópticas claramente diferentes. En el resto de los litotipos, las características texturales de los cristales de anfibol no sugieren la existencia de generaciones de anfibol tardío.

Un estudio más detallado de la composición de estos anfíboles, permite identificar, como vectores sustitucionales predominantes, los de tipo edenita y pargasita, tanto para la Unidad de Aneto (Fig. 4), como para la U. de Bohí y EMMA (Fig. 5), si bien en este caso, se intuye una cierta participación de la sustitución tipo tremolita. Todas las composiciones presentan un exceso de AlIV frente a AlVI (composiciones próximas al polo edenítico), que se hace patente, también, al evaluar la intervención de otros mecanismos sustitucionales. La sustitución de tipo Ti -Tschermakita (Fig. 6) parece ser un mecanismo activo para la entrada de Ti en la estructura, como sugiere la pauta general definida por el conjunto de análisis, paralela a la línea 2AlIV:Ti. La participación de otras sustituciones que generan exceso de AlIV se pone de manifiesto en el diagrama $S(A) + (AlVI + Fe_3 + 2*Ti)$ vs. AlIV (Fig. 7), que presenta una correlación apreciable, sobre todo para las granodioritas-monzogranitos y EMMA, indicando que, la participación combinada de sustituciones que producen la entrada de Al en posición tetraédrica (edenita, pargasita, Ti-Tschermakita, hastingsita y hornblenda) es, posiblemente, mas destacada para las composiciones más diferenciadas, y donde, por otra parte, la disponibilidad de Al en el sistema es mayor, si bien este hecho no se refleja en los valores de AlVI.

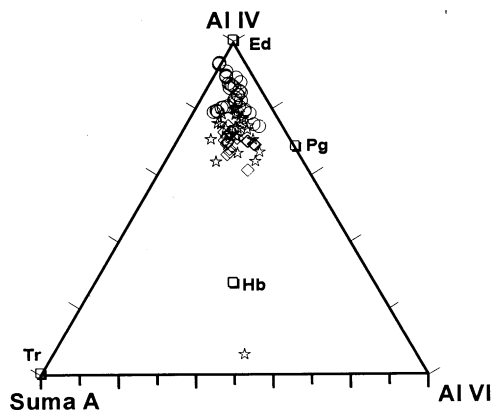


Fig. 5: Diagrama ternario AlIV-AlVI-Suma en A para las rocas de la U. de Bohí y EMMA. Símbolos iguales a la Fig. 2.

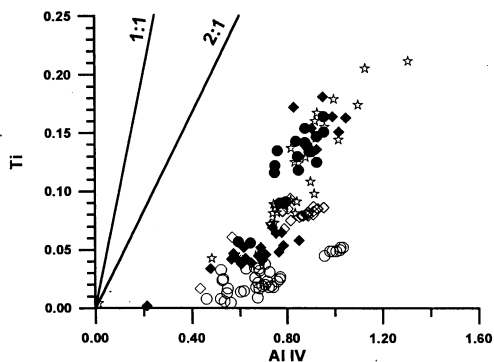


Fig. 6: Diagrama Ti- AlIV. Símbolos iguales a los de la Fig. 2. Se aprecia una buena correlación para el conjunto de muestras, posiblemente justificado por la sustitución de tipo Ti-Tschermakita.

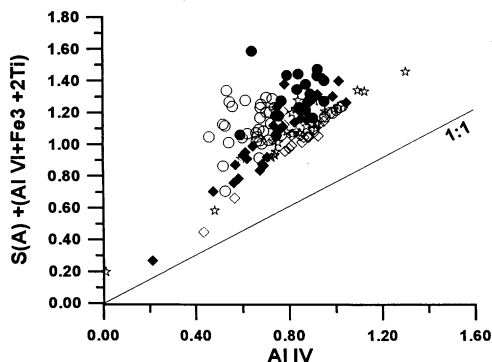


Fig. 7: Diagrama S(A)+(AlVI+Fe³⁺+2Ti)- AlIV. Símbolos iguales que los de la Fig. 2.

5. GEOBAROMETRÍA.

Según hemos expuesto, son diversas las calibraciones existentes de la relación Al_{tot} en hornblenda como potencial geobarómetro. Dos de ellas son empíricas - HAMMARSTROM Y ZEN (1986) y HOLLISTER *et al.* (1987) - y han sido confirmadas experimentalmente por RUTTER *et al.* (1989). Las otras dos calibraciones parten de dos planteamientos netamente diferentes: JOHNSON Y RUTHERFORD (1989) proponen una calibración experimental del geobarómetro; BLUNDY Y HOLLAND (1990) realizan una nueva calibración, derivada del geotermómetro anfíbol-plagioclasa que proponen, fijando la temperatura a 700° (solidus aproximado del sistema granítico).

En nuestro estudio hemos aplicado únicamente las calibraciones de:

- 1) HAMMARSTROM y ZEN (1986):
 $P (\pm 3 \text{ Kbar}) = -3,92 + 5,03 Al_{tot}$
- 2) HOLLISTER *et al.* (1987):
 $P (\pm 1 \text{ Kbar}) = -4,76 + 5,64 Al_{tot}$
- 3) JOHNSON y RUTHERFORD (1989)
 $P (\pm 0,5 \text{ Kbar}) = -3,46 + 4,23 Al_{tot}$

que presentan unas condiciones homogéneas en su planteamiento (han sido definidas para rocas fundamentalmente plutónicas, calco-alcalinas, con una asociación mineral formada por $Q + Pl + FK + Bi + Hb + Mt + Sph \pm Ep$, estable en condiciones próximas al solidus.).

Previamente al cálculo de los valores de presión de cristalización, se ha realizado una selección de los análisis a emplear; dado que los criterios indicados en el apartado anterior no permitían discriminar, claramente, el origen ígneo o subsólidos de los cristales

analizados, se han desechado aquellos análisis con $Si_{p.f.u.} > 7,3$. Se ha efectuado el cálculo para todos los análisis seleccionados, tanto en rocas básicas (gabros y dioritas) como granodioritas, monzogranitos y EMMA, aun cuando algunas de las condiciones de validez de las calibraciones (como p.e., la asociación mineral estable en la roca) se cumplen en su totalidad solamente para algunos de los litotipos (granodioritas y monzogranitos con anfíbol). Según RUTTER *et al.* (1989), la única asociación mineral estable para la cual es aplicable el geobarómetro de Al_{tot} en Hornblenda es la constituida por $Q + Pl + FK + Bi + Hb + Mt + Sph \pm Ep$; no obstante, HAMMARSTROM y ZEN (1986), añaden, como minerales presentes en las paragénesis empleadas para su calibración, el apatito, la ilmenita e incluso piroxeno_anfíbol reaccional.

Los resultados obtenidos se han representado en tres gráficos, correspondientes respectivamente, a los anfíboles en rocas de la Unidad de Bohí (Fig. 8), en rocas de la Unidad de Aneto (Fig. 9) y en EMMA (Fig. 10). Cabe indicar que, si bien los resultados obtenidos mediante las tres calibraciones son similares, la precisión obtenida no es la misma, variando entre ± 3 Kbar y $\pm 0,5$ Kbar, siendo la estimación teóricamente más precisa, la que aporta unos valores menores de presión.

Tanto para la Unidad de Bohí (Fig. 8), como para la Unidad de Aneto (Fig. 9), las estimaciones de presión dan valores máximos de 1,70 Kbar (según la calibración de HAMMARSTROM y ZEN (1986) o 1,18 Kbar (calibración de JOHNSON y RUTHERFORD (1989)). Por otra parte, los valores de presión varían, de modo prácticamente continuo, desde estos valores máximos hasta valores próximos a los 0 Kb.

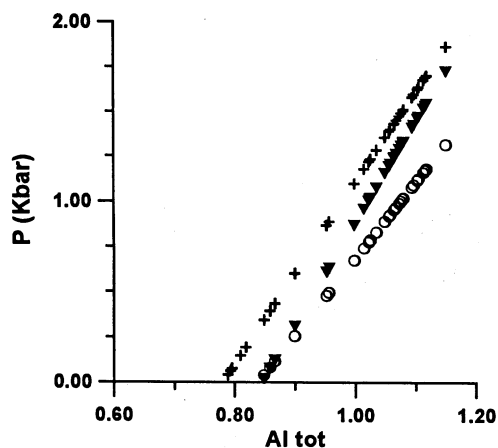


Fig. 8: Diagrama Al_{tot} - Presión (Kbar) para las rocas de la Unidad de Bohí. Cruz: calibración de HAMMARSTROM y ZEN (1986); triángulo invertido: calibración de HOLLISTER *et al.* (1987); círculo: calibración de JOHNSON y RUTHERFORD (1989).

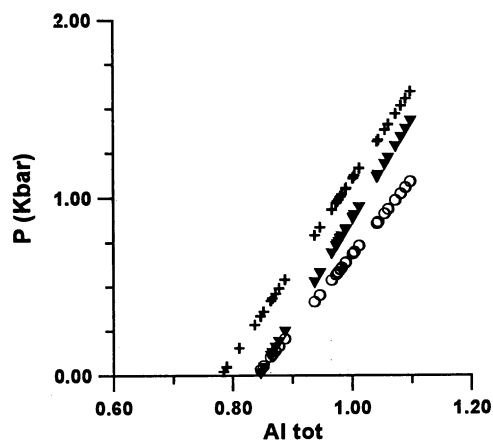


Fig. 9: Diagrama Al_{tot} - Presión (Kbar) para las rocas de la Unidad de Aneto. Símbolos iguales que en la Fig. 8.

La discrepancia de los resultados para las rocas plutónicas consideradas con las estimaciones realizadas por otros autores para los granitoides hercínicos pirenaicos (POUGET *et al.*, 1989; DELGADO, 1993),

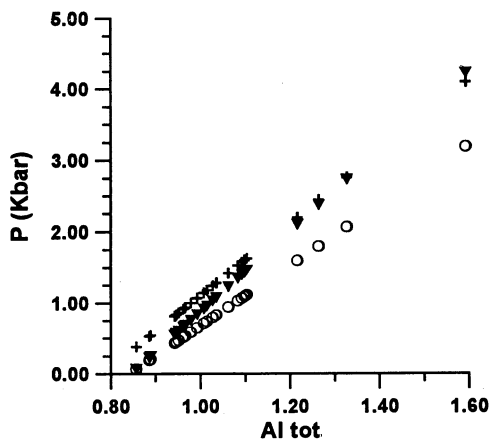


Fig. 10: Diagrama Al_{tot} - Presión (Kbar) para los EMMA. Símbolos iguales que en la Fig. 8.

es destacada, y podemos sugerir, como causas de la misma:

- que las asociaciones minerales en las rocas estudiadas, y las composiciones de las fases minerales presentes no reflejen una situación de equilibrio.

- que las calibraciones del geobarómetro Al_{tot} en Hornblenda dejen de ser válidas por debajo de 2 Kbar. En este sentido HOLLISTER *et al.* (1987), indican que, para valores inferiores a 2 Kb de presión el efecto de la temperatura sobre el valor de Al_{tot} empieza a ser muy destacado, con lo cual deja de ser útil esta relación como geobarómetro. Si los valores de presión de cristalización para los anfíboles en las rocas plutónicas estudiadas están próximos o por debajo a este límite, el error directo de estimación, puede ser muy superior al de cada calibración del geobarómetro.

- que las composiciones de los anfíboles considerados, reflejen realmente condiciones subsolidus de cristalización (anfíbol

secundario). Según hemos indicado, no existen evidencias petrográficas que indiquen la presencia de anfíbol secundario, excepto para los gabros y granodioritas en ambas unidades (y de modo excepcional para algunos EMMA). En este sentido cabe destacar que, incluso las composiciones con valores de $Si_{p.f.u.} < 7$, dan valores barométricos bajos, indicando que, posiblemente, el factor que controla estos valores anómalamente bajos de presión es un valor reducido en Al_{VI} . Posiblemente, para las granodioritas y monzogranitos, la cristalización simultánea del anfíbol con fases minerales con elevado coeficiente de reparto para el Al, pueda generar estas composiciones anómalamente pobres en Al.

Los valores máximos de presión obtenidos para los anfíboles en los EMMA (Fig. 10), son de 4,08 Kbar (HAMMARSTROM y ZEN (1986)) o 3,18 Kbar (JOHNSON y RUTHERFORD (1989)) que, si bien se trata de valores aislados, son equiparables a las estimaciones de los autores citados (2-3 Kbar; POUGET *et al.*, 1989; 3,5 Kbar, DELGADO, 1993) para los granitoides hercínicos pirenaicos. Por otra parte, son varios los análisis que arrojan valores superiores a 2 Kbar de presión, si bien la mayor parte de los valores, se distribuyen en la zona inferior del diagrama. Este hecho podría sugerir que, en términos generales, para las rocas estudiadas, la cristalización de los anfíboles, salvo para algunos núcleos incipientes formados a mayor presión en etapas iniciales, comenzó en un valor próximo a 2 Kbar, y tuvo continuidad hasta el estado subsolidus, posiblemente de forma simultánea a la formación de fases ricas en Al (Feldespatos-Plagioclasas).

6. CONSIDERACIONES ESTABLECIDAS

El estudio de los caracteres petrográficos de los anfíboles en el macizo de La Maladeta, permite identificar, para las facies básicas (gabros y dioritas) y excepcionalmente para los EMMA, tanto de la Unidad de Aneto como de la de Bohí, la existencia de dos generaciones para estos minerales, la más tardía de las cuales se nuclea, bien sobre piroxeno, o bien sobre anfíbol de primera generación. Para las facies intermedias (granodioritas y monzogranitos) y para la mayor parte de los EMMA, sólo se ha identificado petrográficamente una generación de anfíbol.

La composición de este mineral, determinada por microsonda, corresponde a anfíboles cálcicos, del grupo A de LEAKE (1978) y mayoritariamente a términos de magnesio - Hornblenda, Hornblenda actinolítica y como términos tardíos, actinolita. Esta variación de composición es la que se suele identificar de centro a brode de los cristales analizados, o en la transición del anfíbol de primera generación al anfíbol de segunda generación en las facies básicas. Una parte de las composiciones obtenidas refleja una cristalización posiblemente en condiciones subsolidus ($Si_{p.f.u.} > 7,3$), asimilables, al menos en las rocas básicas a la generación de anfíbol tardío.

El estudio detallado de la composición de estos minerales ha permitido establecer como mecanismos sustitucionales principales los de tipo edenita, pargasita, Ti-Tschermakita y minoritariamente hastingsita y hornblenda, que en conjunto, generan una composición con exceso de Al IV.

El cálculo, basado en tres diferentes calibraciones del geobarómetro Al_{tot} en Hornblenda, de la presión de cristalización

de los anfíboles (sobre composiciones seleccionadas, con $Si_{p.f.u.} < 7,3$), tanto para rocas plutónicas como enclaves (EMMA) da como resultado, para estos últimos, valores máximos de presión de 3,2 a 4 Kbar, coherentes con otras estimaciones para los granitoides hercínicos pirenaicos. No sucede así para las rocas plutónicas (facies básicas e intermedias), que ofrecen resultados máximos inferiores a 1,7 Kbar de presión. En ambos casos existe una variación continua de los valores de presión calculados, desde los valores máximos hasta los próximos a 0 Kbar. Si bien son varias las posibles causas de estos hechos, el conjunto de las observaciones permite sugerir que el inicio de la cristalización de anfíbol, se produjo próximo a, o por debajo de 2 Kbar, continuando hasta condiciones de subsolidus y de manera concomitante a la cristalización de fases minerales con elevado coeficiente de reparto para el Aluminio. No obstante, la verificación de esta hipótesis requiere, bien una mayor precisión en la calibración del geobarómetro, extendiendo su rango de aplicación a $P < 2$ Kbar, o bien la aplicación de otros geotermómetros y geobarómetros que permitan precisar las condiciones de formación de los litotipos estudiados.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio ha sido realizado como parte del Programa de una Beca de Investigación del CONAI (Diputación General de Aragón). Ayudas complementarias han sido aportadas por la Universidad de Zaragoza y el Instituto de Estudios Altoaragoneses. Al servicio de Microsonda Electrónica de la Universidad de Oviedo por las facilidades prestadas para la realización de los análisis.

BIBLIOGRAFIA

- ARRANZ, E. y LAGO, M. (1992): Estructura, petrología y geoquímica del macizo de La Maladeta en la Unidad de Bohí (Lérida). *III Congreso Geológico de España, Salamanca, Simposios* 2, 29-38.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T. J. B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- CZAMANSKE, G.K. & WONES, D.R. (1973): *Journal of Petrology*, 14, part 3, 349-380.
- DELGADO, J. (1993): *Caracterización mineralógica, físico-química y geoquímica de los skarns del contacto norte del batolito de La Maladeta (Vall d'Aran, Lleida)*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona.
- DE SITTER, L.U. y ZWART, H.J. (1960): Tectonic development in supra and infrastructures of a mountain chain. *Proc. 21st Intern. Congr. Copenhagen*, 18, pp. 248- 256.
- GRISSOM, G. C., PETERS, E.K., SISSON, V. B., STOWELL, H.H. & HOLLISTER, L. S. (1985): Pressure of crystallization of plutons in the Coast Mts., B. C. and Alaska, based on aluminium content of hornblende. Geological Society of America, *Abstracts with Programs*, 17, 358.
- HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E. A. (1986): Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- HOLLISTER, L. S., GRISSOM, G. C., PETERS, E. K., STOWELL, H. H. & SISSON, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. (1989): Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- LEBLANC, D., GLEIZES, G., LESPINASSE, P., OLIVIER, PH. y BOUCHEZ, J.-L. (1994): The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magneto-structural study. *Journal of Structural Geology*, V. 16, nº 2, pp. 223-235.
- MICHARD-VITRAC, A.; ALBAREDE, F.; DUPUIS, C. y TAYLOR, H.P. jr. (1980): The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: Inferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta Igneous complex, Central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, pp. 57-72.
- POUGET, P.; LAMOUROUX, C.; DAHMANI, A.; DEBAT, P.; DRIOUCH, Y.; MERCIER, A.; SOULA, J.C. y VEZAT, R. (1989): Typologie et mode de mise en place des roches magmatiques dans les Pyrénées hercyniennes. *Geol. Rund.*, vol. 78/2, pp. 537-554.
- ROBINSON, P., SPEAR, F. S., SCHUMACHER, J. C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B. W., & DOOLAN, B.L. (1981). Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. Mineralogical Society of America *Reviews in mineralogy*, vol. 9B, 1-228.
- RUTTER, M.J., VANDER LAAN, S.R. & WYLLIE, P. J. (1989): Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: Aluminium in hornblende at 10 Kbar pressure. *Geology*, 17, 897-900.
- SPEAR, F. S. (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. *Am. Jour. Science*, 281, 697-734.

Recibido: 1/5/95

Aceptado: 10/8/95