

PETROLOGÍA DEL BATOLITO GRANÍTICO DE NISA-ALBUQUERQUE

L. González Menéndez

Sílices La Cuesta S.L. Príncipe de Asturias 5, Salinas, 33400 Asturias (luisgm16@hotmail.com).

Resumen: El batolito de Nisa-Albuquerque (294 ± 11 Ma) está formado por cinco facies graníticas que se agrupan en: granitos de tipo S (granito de grano grueso, granito de grano fino, aplitas y granito central A) y granitoides de tipo I (facies central B). Los granitos S poseen una mineralogía característica de dos micas \pm cordierita, andalucita y turmalina. Presentan tendencias de enriquecimiento en Si, Na, P, Li, Rb, Be, Cs, Sn, U, y empobrecimiento en Al, Ti, Fe, Mg, Ca, K, Ba, Sr, V, Nb, Zr, Pb, Y, Th y tierras raras. Las relaciones isotópicas muestran valores altos del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ indicando un protolito metasedimentario. Estos granitos están relacionados por procesos de diferenciación o por un protolito común. Los granitos I (facies central B) forman pequeños stocks de tonalitas, granodioritas y monzogranitos. Su mineralogía característica es de biotita \pm anfíbol. Presentan altos contenidos en Ca, Sr, Zr, bajas relaciones K/Na y bajas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ lo que apunta a un protolito anfíbolítico o metatonalítico. La geoquímica y la comparación con datos experimentales indica que la fuente del batolito pudo estar formada por metapelitas \pm metagrauvascas junto con anfíbolitas o metatonalitas. Estas litologías aparecen en la Unidad Central (límite entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena) y en zonas adyacentes, siendo posible que un equivalente en profundidad sea el área fuente de estos granitos.

Palabras Clave: granitos peraluminicos, granitos tipo S, granitos de tipo I, geoquímica, diferenciación magmática, zona fuente.

Abstract: The Nisa-Albuquerque batholith (294 ± 11 Ma) is composed of five granitic facies which can be grouped in: peraluminous S-type facies (coarse grain granite, fine grain granite, aplites and Central A granite) and I-type granitoids (Central B facies). S-type granites have two mica \pm cordierite, andalusite and turmaline, as main varietal minerals. Its geochemistry shows enrichment in Si, Na, K, P, Li, Rb, Be, Cs, Sn, and U with differentiation index, while impoverishment in Al, Ti, Fe, Mg, Ca, K, Ba, Sr, V, Nb, Zr, Pb, Y, Th and rare earths. Isotopic relations show high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ values indicative of a metasedimentary source. All these granites are related through differentiation processes or by sharing same or similar protoliths. I-type granites form a suite of small stocks of tonalites, granodiorites and monzogranites. Main varietal minerals are biotite \pm amphibole. Its geochemistry shows higher Ca, Sr, Zr, and lower K/Na ratio compared with the S-type monzogranites at similar differentiation index. Low values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ for this group indicate derivation from an amphibolitic or metatonalitic source. Geochemistry data and the comparison with experimental data, suggests that the batholith source area could be composed by metapelitic \pm metagraywacke plus amphibolitic or metatonalitic lenses. This combination of lithologies is found in the Central Unit (boundary between Central-Iberian and Ossa-Morena Zones) and nearby zones, therefore an equivalent composition at depth could be the source area.

Key Words: granite, peraluminous, S-type granites, I-type granites, geochemistry, magmatic differentiation, protolith,

González Menéndez L. (2002): Petrología del batolito granítico de Nisa-Albuquerque. *Rev. Soc. Geol. España*, 15 (3-4), 233-246.

El batolito de Nisa-Albuquerque es un cuerpo granítico de unos 1.000 km² de extensión que aflora en la parte suroeste de la zona Centroibérica (Extremadura y Alto Alentejo portugués). Se trata de un cuerpo alargado, paralelo a las estructuras regionales y a la Unidad Central, límite entre la zona Centroibérica y la zona de Ossa-Morena (Fig. 1A). En la parte más occidental, el contacto sur del granito corta a las estructuras de la zona Centroibérica, a la Unidad Central, y penetra en la zona de Ossa-Morena (Fig. 1A).

La Unidad Central es una banda estrecha compuesta por rocas altamente cizalladas y metamorizadas dispuestas en dos dominios: el dominio estructural inferior, formado por

ortoneises y anfíbolitas con escasas intercalaciones de metasedimentos, y el dominio superior, compuesto por metasedimentos. Los contactos originales norte y sur de la Unidad Central han sido obliterados por fallas tardías que cortan las estructuras previas y están relacionadas con una última etapa de cizallamiento frágil (Simancas *et al.*, 2001). La formación de esta unidad fue consecuencia de la subducción intracontinental (ciclo Varisco) de la parte noreste de la zona de Ossa-Morena bajo la parte suroeste de la zona Centroibérica. Posteriormente, o de forma contemporánea a este evento de engrosamiento cortical, tuvo lugar una extensión, seguida de una nueva etapa de compresión tardía (e.g. Burg, *et al.*, 1981,

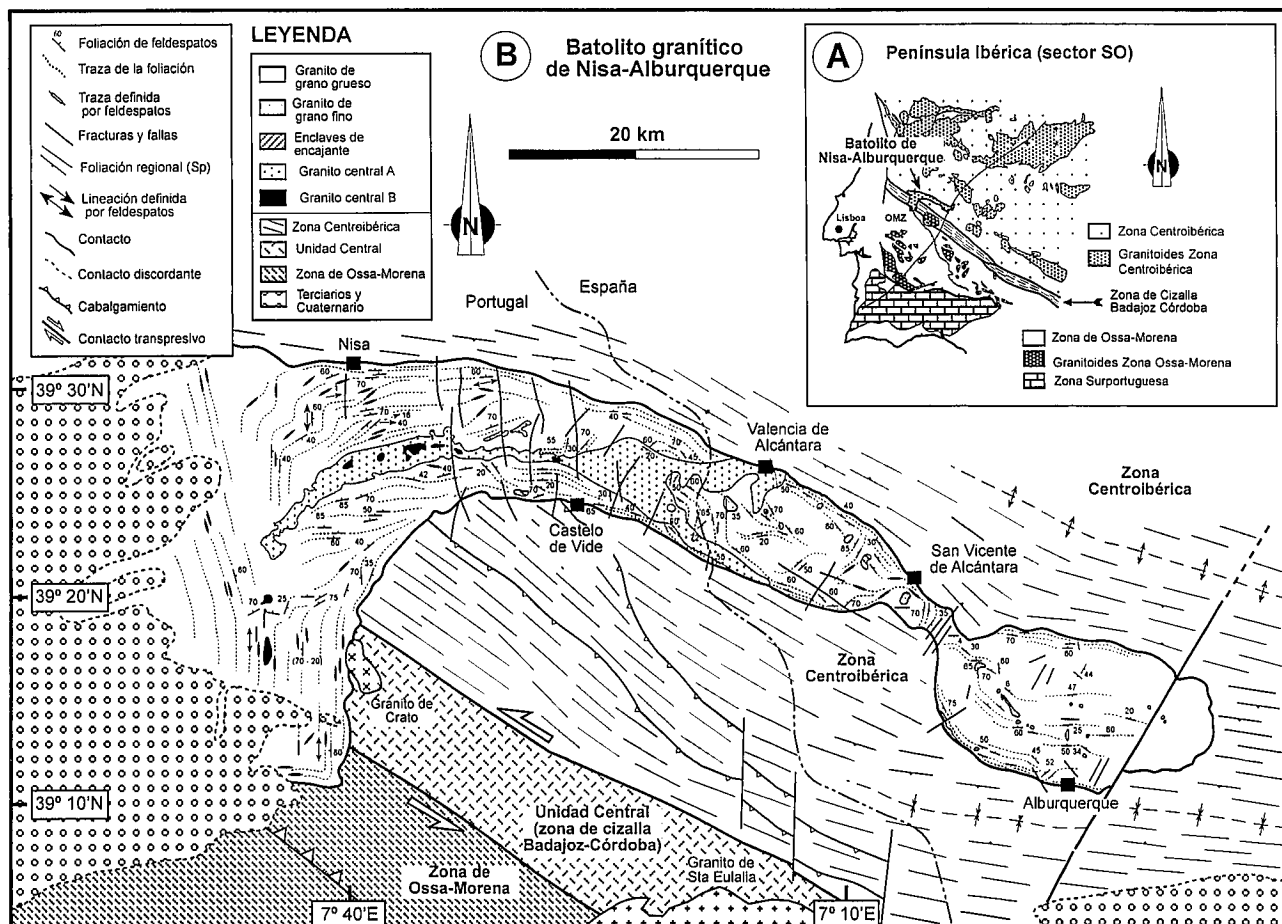


Figura 1.- (A) Situación geológica del batolito de Nisa-Alburquerque. (B) Mapa geológico del batolito de Nisa-Alburquerque: facies y estructura magmática. La geología del encajante está simplificada y solo se muestra la estructura regional y los contactos principales. (Gonçalves, 1971; Barón et al., 1972 a y b. Fernandes et al., 1973; Barón et al., 1978; Moreiras, 1994; González Menéndez, 1998.)

Azor, et al., 1994; Simancas et al., 2001). Finalmente, tuvo lugar la intrusión de granitos variscos (310 - 290 Ma) que cortan a todas las estructuras regionales.

En la zona oriental (zona Centroibérica) el batolito de Nisa-Alburquerque intruye a los esquistos y metarenitas del Complejo Esquisto Grauváquico (Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior) y a las cuarcitas Ordovícicas. La intrusión generó una aureola de metamorfismo de contacto en los esquistos del complejo, con desarrollo de andalucita ± cordierita (Rodríguez Suárez, 1985). Cerca del contacto también pueden aparecer concentraciones de turmalina en venas o ligeramente diseminada en los esquistos, así como diques aplo-pegmatíticos y venas de cuarzo. En las zonas más occidentales el batolito corta a metarenitas, esquistos, granitos deformados y ortoneises de la zona Centroibérica, metasedimentos y ortoneises de la Unidad Central y a sedimentos cámbricos de la zona de Ossa-Morena (Gonçalves, 1971; Fernandes et al., 1973).

El batolito de Nisa-Alburquerque está constituido por granitos de tipo Araya (Corretgé, 1983; Corretgé et al., 1985; Bea et al., 1994). Estos granitos son mayoritariamente tipos peraluminicos de dos micas ± cordierita, turmalina, andalucita, granate y sillimanita. Geoquímicamente son pobres en Ca, Mg, Ti, Fe, ricos en P y con alta relación K/Na. Su edad varía entre 300 y 290 Ma y su nivel de emplazamiento cortical se estima entre 2 y 3 kbar.

En este trabajo se presenta una descripción estructural, petrológica y geoquímica de las facies graníticas, de tipo S e I, que integran el batolito de Nisa-Alburquerque. Para explicar la petrogénesis del conjunto se propone un proceso de diferenciación magmática así como dos tipos de materiales fuente, metasedimentarios para las facies S, y metaigneos para las facies I.

Rocas graníticas

Mediante la cartografía geológica del batolito de Nisa-Alburquerque se han identificado cinco facies graníticas (Fig. 1B):

Granito de Grano Grueso (GGG): constituye el 70% del batolito. Se trata de monzogranitos y leucogranitos, más o menos porfídicos, formados por cuarzo (26 - 48% modal), feldespato potásico (14 - 42% modal), plagioclasa (18 - 33%), biotita (3 - 6%), moscovita (1 - 8%) y con cantidades menores de cordierita, turmalina y andalucita. Ocasionalmente puede aparecer fibrolita, casi siempre asociada a la andalucita. El feldespato potásico y en menor medida la plagioclasa llegan a tener tamaños de hasta 7-8 cm de longitud lo que en muchas zonas confiere a la roca una textura porfídica. La mineralogía es indicativa de granitos peraluminicos con tipología S (Chappell y White, 1992).

Granito de Grano Fino (GGF): forma menos del 5% del batolito. Son leucogranitos de grano medio a fino y con textura equigranular. Aparecen incluidos como pequeños stocks en el granito de grano grueso, en la zona oriental del batolito. Contienen cuarzo (31 - 37%), feldespato potásico (28 - 32%), plagioclasa (20 - 23%), biotita (2 - 3%), moscovita (~7%) y cantidades menores de cordierita, turmalina y andalucita. Se trata por tanto de granitos peraluminicos de tipología S.

Granito Central A (GCA): se trata de un leucogranito de grano medio, equigranular, que forma un ~15% del batolito. Su afloramiento constituye una intrusión en la zona media del batolito, subparalela a los contactos externos. Contiene cuarzo (29 - 38%), feldespato potásico (29 - 44%), plagioclasa (9 - 22%), moscovita (4 - 10%), biotita (1 - 5%). En general el feldespato potásico predomina sobre la plagioclasa y la moscovita es bastante más abundante que la biotita. Dadas estas características se le considera como un leucogranito peraluminico con posible tipología S.

Aplitas y Pegmatitas: existen numerosos diques aplopegmatíticos de escaso espesor (< 1m) que intruyen en el granito de grano grueso y tienen orientaciones variadas. También aparecen pequeños enclaves y segregados aplíticos diseminados en el granito de grano grueso. En algunos casos estos cuerpos pueden representar apófisis o cuerpos tabulares subhorizontales aunque en las zonas donde se observan en tres dimensiones se constata que son verdaderos enclaves y segregados. Las texturas aplíticas son muy variadas y su mineralogía, aunque también variada, es similar a la de las facies graníticas descritas anteriormente: contienen cuarzo (29 - 32%), feldespato potásico (41 - 45%), plagioclasa (11 - 18%), moscovita (4 - 14%), biotita (~1%) y cantidades menores de andalucita, turmalina y cordierita. Biotita y moscovita presentan a veces hábito poiquilítico. Esta mineralogía indica que aplitas y pegmatitas son rocas peraluminicas y de tipo S.

Granito Central B (GCB): esta facies agrupa una "suite" de monzogranitos, granodioritas y tonalitas que forman pequeños stocks y enclaves incluidos en el granito de grano grueso en su parte más occidental y también dentro del granito central A. Ocasionalmente pueden encontrarse zonas de mezcla entre esta facies y el granito de grano grueso. Representa menos del 5% del batolito y su mineralogía (stocks granodioríticos - monzograníticos) consta de cuarzo (29 - 32%), feldespato potásico (20 - 25%), plagioclasa (34 - 37%), biotita (7 - 9%) y moscovita (~1%). En algunas variedades granodioríticas y en las tonalíticas destaca la asociación de biotita ± anfibol, ± esfena (titanita), apareciendo estos minerales frecuentemente agrupados. Se puede considerar a esta facies como característica de granitoides levemente peraluminicos y metaluminicos de tipo I.

Estructura

Los granitos de grano grueso contienen megacristales de feldespato potásico y plagioclasa que presentan orien-

taciones magmáticas mientras que la matriz de la roca no muestra ningún tipo de orientación o deformación en estado sólido. Se han medido las orientaciones de los megacristales para elaborar un mapa estructural (Fig. 1B). En general, las orientaciones magmáticas son paralelas o subparalelas a los contactos externos del batolito y también a los contactos entre el granito de grano grueso y el granito central A.

Se pueden diferenciar 3 dominios con orientaciones propias: en el dominio Occidental las orientaciones dominantes son N-S a SO-NE; en el dominio Centro-Occidental se observan orientaciones E-O; y en el dominio Centro-Oriental las orientaciones son menos patentes y en general las rocas son más isotropas. Las orientaciones más marcadas se observan cerca de los contactos externos, donde los feldespatos se disponen paralelos o subparalelos a los contactos. En los tres dominios descritos los buzamientos son muy variables, predominando los mayores de 50° de inclinación. Las escasas lineaciones magmáticas que se han podido medir muestran orientaciones E-O y buzamientos desde subhorizontales a 40° al este.

Es destacable que dentro de esta facies de grano grueso existe una variación en la orientación magmática desde el oeste al este, con orientaciones más marcadas en las zonas occidentales. Los datos estructurales, combinados con un estudio gravimétrico (Azor *et al.*, 2000), han puesto de manifiesto una posible zona de alimentación en la parte oriental del batolito. No obstante, es necesario pensar en zonas de alimentación adicionales en la parte occidental para explicar el emplazamiento del granito central A y los stocks de la facies central B.

La estructura del encajante no está deformada por el emplazamiento del batolito. En la zona occidental y oriental, cerca de los contactos, se han observado gran variedad de bloques de encajante incluidos en el granito con dimensiones variables, desde cm hasta 10 - 15 m. Estas observaciones apuntan a un emplazamiento por stopping y sin producir deformación dúctil en el encajante.

Relaciones entre facies y fábrica magmática

Las facies graníticas presentan distintos tipos de contactos y relaciones con la fábrica magmática del granito de grano grueso.

Los cuerpos de granito de grano fino presentan contactos tanto transicionales como netos con el granito de grano grueso. Cuando estos contactos son transicionales no parece haber perturbación en la fábrica, pero cuando son netos se observa deformación de la fábrica en el entorno inmediato al contacto.

Los diques aplopegmatíticos muestran contactos netos con el granito de grano grueso y cortan la fábrica magmática. En el caso de los enclaves aplíticos que presentan contactos transicionales, la fábrica aparece subparalela a dichos contactos.

El granito central A presenta contactos netos con el granito de grano grueso y subparalelos a la fábrica magmática. Hacia el este, el GCA se ensancha y corta ligeramente a la fábrica. En su terminación oriental presenta

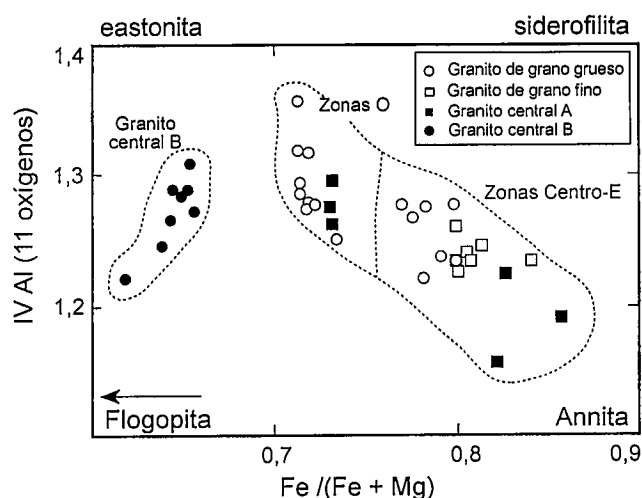


Figura 2.- Composición de biotitas en el granito de Nisa-Alburquerque: diagrama ^{IV}Al vs $Fe/(Fe + Mg)$.

contactos transicionales con el granito de grano grueso y la relación con la fábrica no es clara (Fig. 1B).

Los granitoides de la facies central B presentan contactos netos y también zonas de mezcla local con el granito de grano grueso. La fábrica magmática está cortada por estos cuerpos aunque las relaciones de detalle no son claras.

Parece evidente que el proceso de emplazamiento fue responsable de la orientación magmática y que aquel fue condicionado por la estructuración Varisca, dado el paralelismo entre la forma del batolito, la fábrica magmática y las estructuras Variscas. El flujo magmático tuvo dirección E-O y el sentido más probable fue desde el este hacia el oeste, ya que la raíz principal está localizada al este (Azor *et al.*, 2000). El resto de cuerpos graníticos del batolito debieron diferenciarse o mezclarse simultáneamente al desarrollo de la fábrica en el granito de grano grueso, desarrollando contactos transicionales; o bien se emplazaron posteriormente cortando a la fábrica. Se han observado contactos transicionales y netos en una misma facies (aplitas, granito de grano fino y granito central A) indicando quizás diferenciación/segregación en unos niveles e intrusión en otros niveles del batolito, aunque los contactos transicionales también pueden ser interpretados como zonas de mezcla entre dos magmas graníticos sin relación genética (Pembroke y D'Lemos, 1995). La interpretación de la facies central A como una intrusión emplazada en la facies de grano grueso permite explicar la presencia de orientaciones magmáticas más marcadas en la zona occidental, que serían consecuencia del re-apretamiento inducido en el magma del granito de grano grueso por la intrusión del granito central A.

Metodología analítica

La preparación de muestras (~ 15 kg/muestra) consiste en una molienda con una machacadora de mandíbulas de acero y con un molino de aros excéntricos con recipiente de carburo de wolframio, obteniéndose un tamaño de grano inferior a 1 mm. Este proceso causa contaminación en los elementos Co y W.

Análisis de roca total. Los elementos mayores se han determinado mediante fluorescencia de rayos X (XRF) en un espectrómetro modelo Philips PW 1404. La precisión relativa de la medida instrumental es de $\pm 1\%$ para Si, Al, Fe, Ca, K, P; la precisión relativa para Na, Mn y Mg es de $\pm 3\%$.

Los elementos traza se determinaron en un espectrómetro de masas (ICP-MS) modelo Perkin Elmer Sciex Elan 5000. Para la preparación de las muestras hemos seguido el método descrito por Montero y Bea (1997). La precisión de los análisis fue de $\pm 2\%$ rel. y $\pm 5\%$ rel. para concentraciones de 50 y 5 ppm respectivamente.

Análisis de minerales. Los elementos mayores en minerales se han analizado usando una microsonda electrónica modelo Cameca Camebax SX50. Las condiciones de análisis fueron las siguientes: Tensión de aceleración = 15 Kv. Intensidad del haz = 15 nA. Tiempo de contaje = 10s de pico y 5s de fondo. La precisión obtenida fue de $\pm 4\%$ rel. para concentraciones de 4% en peso y $\pm 10\%$ rel. para concentraciones de 0,25% en peso.

Análisis isotópico. Se han determinado las relaciones isotópicas $^{87}Rb/^{86}Sr$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ en roca total sobre 7 y 9 muestras correspondientes a dos zonas distintas en la parte oriental del batolito. Las relaciones $^{87}Rb/^{86}Sr$ se determinaron por ICP-MS, con una precisión de $\pm 1,2\%$ rel.

La determinación de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ se realiza tomando una alícuota del ataque previo de la muestra. Esta disolución se somete a un proceso de separación cromatográfica en columnas de intercambio iónico con una resina Bio-Rad AG50W-X8. La determinación se realiza en un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica, modelo Finnigan MAT 262 con RPQ y multicolector. La precisión relativa (2σ) ha sido de 0,002%. La reproducibilidad sobre sucesivos análisis del estándar NBS-987 es de 0,0007% (2σ). La reproducibilidad sobre sucesivos ataques del estándar en polvo WSE es de 0,0028% (2σ). Las relaciones $^{147}Sm/^{144}Nd$ se obtienen en el ICP-MS de la misma forma que las relaciones $^{87}Rb/^{86}Sr$. La precisión obtenida, calculada sobre 10 réplicas del standard WSE, analizados a lo largo de dos meses es mejor de 0,9% rel. (2σ). Las relaciones $^{143}Nd/^{144}Nd$ se determinan en el TIMS de forma análoga a la determinación de las relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$. La precisión obtenida es mejor de 0,0016% rel. (2σ) calculada sobre sucesivas medidas del estándar WSE. Todos los equipos utilizados pertenecen al Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada

Resultados de química mineral

La biotita y la plagioclasa son los minerales más apropiados para investigar la petrogénesis de estos granitos ya que se encuentran en todas las facies del batolito. Otros minerales que podrían aportar información petrogenética, como la cordierita, se encuentra siempre alterada a pinita. La andalucita, turmalina o moscovita muestran escasa variación composicional entre facies. En cuanto a los anfíboles, exclusivos de las tonalitas de la facies central B, no se han estudiado en este trabajo.

Análisis de biotitas

Ref.	601 A	601 A	373bt1	40c2bt	40c2bt2	40c3bt	19c3bt	19c4bt	633bt1	634bt1
Facies	GGG	GGG	GGG	GGF	GGF	GGF	FCA	FCA	FCB	FCB
SiO ₂	32,04	33,53	35,57	35,87	35,68	35,66	34,70	34,87	35,35	34,63
TiO ₂	2,75	2,48	3,03	2,24	2,35	2,50	1,89	2,13	3,14	3,30
Al ₂ O ₃	18,36	19,26	19,89	21,49	21,62	21,78	20,47	19,63	18,51	18,20
FeO	23,02	22,82	23,23	21,94	21,82	22,03	23,54	23,31	21,32	21,36
MgO	5,20	5,00	3,26	3,07	2,91	2,83	4,85	4,82	6,66	6,63
MnO	0,27	0,25	0,16	0,24	0,23	0,23	0,33	0,33	0,29	0,29
CaO	0,05	0	0	0	0	0	0,03	0	0,04	0,02
Na ₂ O	0,10	0,18	0,18	0,09	0,12	0,13	0,12	0,12	0,09	0,18
K ₂ O	8,40	9,00	9,50	9,35	9,28	9,27	8,48	9,57	9,38	9,40
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Tot	90,20	92,53	94,84	94,27	93,99	94,42	94,42	94,78	94,80	93,99

Fórmula estructural 11 oxígenos

Si	2,64	2,68	2,77	2,77	2,77	2,75	2,70	2,72	2,73	2,71
Al tot	1,78	1,82	1,82	1,96	1,98	1,98	1,88	1,81	1,69	1,68
^{IV} Al	1,36	1,32	1,24	1,23	1,23	1,25	1,30	1,28	1,27	1,29
^{VI} Al	0,43	0,50	0,59	0,73	0,74	0,74	0,58	0,53	0,42	0,39
Ti	0,17	0,15	0,18	0,13	0,14	0,15	0,11	0,13	0,18	0,19
Mg	0,64	0,60	0,38	0,35	0,34	0,33	0,56	0,56	0,77	0,77
Fe	1,59	1,53	1,51	1,42	1,41	1,42	1,53	1,52	1,38	1,40
Mn	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
ΣM	2,84	2,79	2,66	2,65	2,64	2,64	2,81	2,76	2,77	2,77
Ca	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03
K	0,88	0,92	0,94	0,92	0,92	0,91	0,84	0,95	0,93	0,94
ΣA	0,90	0,95	0,97	0,94	0,94	0,93	0,86	0,97	0,94	0,97
FeMg	0,71	0,72	0,80	0,80	0,81	0,81	0,73	0,73	0,64	0,64

Análisis de plagioclasas

Ref.	473plg1173plg7	603p	40c1pl	70	c2p1	70c1p1119c2pl	831p134plg2134plg3			
Facies	GGG	GGG	GGG	GGF	Aplta	Aplta	FCA	FCA	FCB	FCB
SiO ₂	64,49	64,48	65,86	65,54	68,87	67,90	65,61	65,04	64,50	63,89
TiO ₂	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0	0,01	0
Al ₂ O ₃	22,23	21,67	20,74	21,37	19,61	19,34	20,51	20,16	21,83	22,06
FeO	0,04	0,03	0,01	0,10	0	0,03	0,04	0	0,01	0,02
MgO	0	0	0,01	0,01	0	0	0,04	0,02	0	0
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0	0	0,02	0,00	0	0
CaO	3,14	3,12	1,22	1,56	0,01	0,03	1,24	1,06	3,09	3,47
Na ₂ O	9,49	9,42	10,94	10,52	11,75	11,51	10,49	10,78	9,88	9,23
K ₂ O	0,61	0,48	0,28	0,17	0,15	0,09	0,16	0,19	0,10	0,24
P ₂ O ₅	0,19	0,25	0	0	0	0	0	0	0,22	0,14
Tot	100,22	99,45	99,08	99,30	100,39	98,90	98,11	97,26	99,65	99,04

Fórmula estructural 32 oxígenos

Si	11,38	11,46	11,68	11,59	11,99	11,99	11,72	11,73	11,43	11,38
Al	4,62	4,54	4,33	4,45	4,02	4,02	4,32	4,29	4,56	4,63
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,59	0,59	0,23	0,30	0	0,01	0,24	0,21	0,59	0,66
Na	3,25	3,24	3,76	3,60	3,96	3,94	3,63	3,77	3,39	3,19
K	0,14	0,11	0,06	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,06
An	14,93	15,06	5,71	25,84	0,04	0,12	6,10	5,12	14,66	16,94
Ab	81,60	82,20	92,73	72,14	99,15	99,35	93,00	93,78	84,78	81,64
Or	3,47	2,74	1,56	2,02	0,81	0,53	1	1,10	0,57	1,42

Tabla I.- Análisis químico de una selección de biotitas y plagioclasas. GGG: granito de grano grueso. GGF: granito de grano fino. FCA: facies central A. FCB: facies central B.

Ref: ALL 20 ALL 19 ALL 36 ALL 42 ALL 66 ALL 60 ALL 61 ALL 59 ALL 38 ALL 39 ALL 40 ALL 31 ALL 48 ALL 53 ALL 58 ALL 119 ALL 73 ALL 74 ALL 62

Table with columns: Elementos mayores, Facies (GGG, FCA, FCB), and values. Rows include SiO2, TiO2, Al2O3, Fe2O3, MgO, MnO, CaO, Na2O, K2O, P2O5, and Total.

Table with columns: Elementos trazas (ppm), Facies, and values. Rows include Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Br, S, Z, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Ta, Zr, Hf, Mo, Sn, Ti, Pb, U, and Th.

Table with columns: Tierras raras (ppm), Facies, and values. Rows include La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, and Lu.

Tabla II.- Análisis químico de roca total en una selección de muestras representativas. GGG: granito de grano grueso. GGF: granito de grano fino. FCA: facies central A. FCB: facies central B.

Biotita. La biotita de las diferentes facies ha sido analizada (Tabla I) y los datos proyectados en el diagrama de máxima varianza IVAl (11 oxígenos) vs Fe/(Fe+Mg) (Fig. 2). En el diagrama se pueden observar dos grupos de biotitas: 1) biotitas de la facies central B, más magnésicas; y 2) biotitas del resto de las facies graníticas, menos magnésicas y con una tendencia de aumento en Fe y disminución en Mg.

posicional debido a que el muestreo en esta facies no ha sido continuo. El grupo de biotitas con menor relación Fe/(Fe + Mg) pertenece a la zonas centro - occidental del granito central A, mientras que las biotitas con mayor relación Fe/(Fe + Mg) provienen de la zona oriental, próxima a los contactos transicionales con el granito de grano grueso.

Las biotitas de la facies central B son claramente diferentes del resto indicando diferencias petrogenéticas entre la facies central B y el resto de facies.

Plagioclasa. La composición de las plagioclasas se presenta en la Tabla I. Los resultados muestran que la facies central B, en concreto los stocks granodioríticos y monzograníticos incluidos en el granito central A, contienen plagioclasas más cálcicas (andesina-oligoclasa) y no muestran transición alguna hacia las plagioclasas albiticas de la facies central A (Fig. 3A). Las plagioclasas del granito de grano grueso muestran una variación composicional gradual desde oligoclasas a albitas y se superponen parcialmente en composición a las plagioclasas de la facies central B. Las plagioclasas de la facies central B poseen zonados normales muy marcados (Fig. 3B) con núcleos relativamente ricos en Ca (An ~ 30%) en comparación con las plagioclasas del granito de grano grueso (An ~ 20%).

Minerales accesorios. Las facies peraluminicas y de tipo S descritas poseen una asociación de accesorios formada por apatito, ilmenita, monazita, zircón ± xenotima ± uraninita ± rutilo (primario y secundario). En las facies leucograníticas y aplíticas aparecen con preferencia xenotima y uraninita, y además de los accesorios ya citados pueden aparecer también sulfuros (pirita-arsenopirita) y raramente topacio y niobio-tantalatos. En el granito central A, además de estos minerales también pueden aparecer esfalerita y galena. En los monzogranitos de la facies central B la asociación es de monazita, ilmenita, zircón, rutilo primario, y carbonatos de tierras raras. En todas las facies los minerales accesorios se encuentran como inclusiones en fases mayores, principalmente en biotita. Monacita, zircón, ilmenita y apatito aparecen con frecuencia incluidos en biotitas. La xenotima aparece incluida tanto en biotita como en feldespato potásico.

Geoquímica

La composición en elementos mayores y trazas de las distintas facies se muestra en la Tabla II. Todas las facies del batolito (a excepción de la facies central B) se clasifican como granitos s.s. (O'Connor, 1965) y muestran una tendencia de enriquecimiento en albita modal hacia los miembros más leucocráticos (Fig. 4). Las rocas de la facies central B se clasifican como granitos, granodioritas y cuarzomonzonitas. Las tonalitas no han sido analizadas. Estas diferencias geoquímicas también se observan en el diagrama de clasificación tectónica Rb/30-Ta x 3-Hf (Harris et al., 1986), donde las rocas de la facies central B se proyectan en el campo de los granitoides post-colisionales mientras que el resto de facies se clasifican como granitoi-

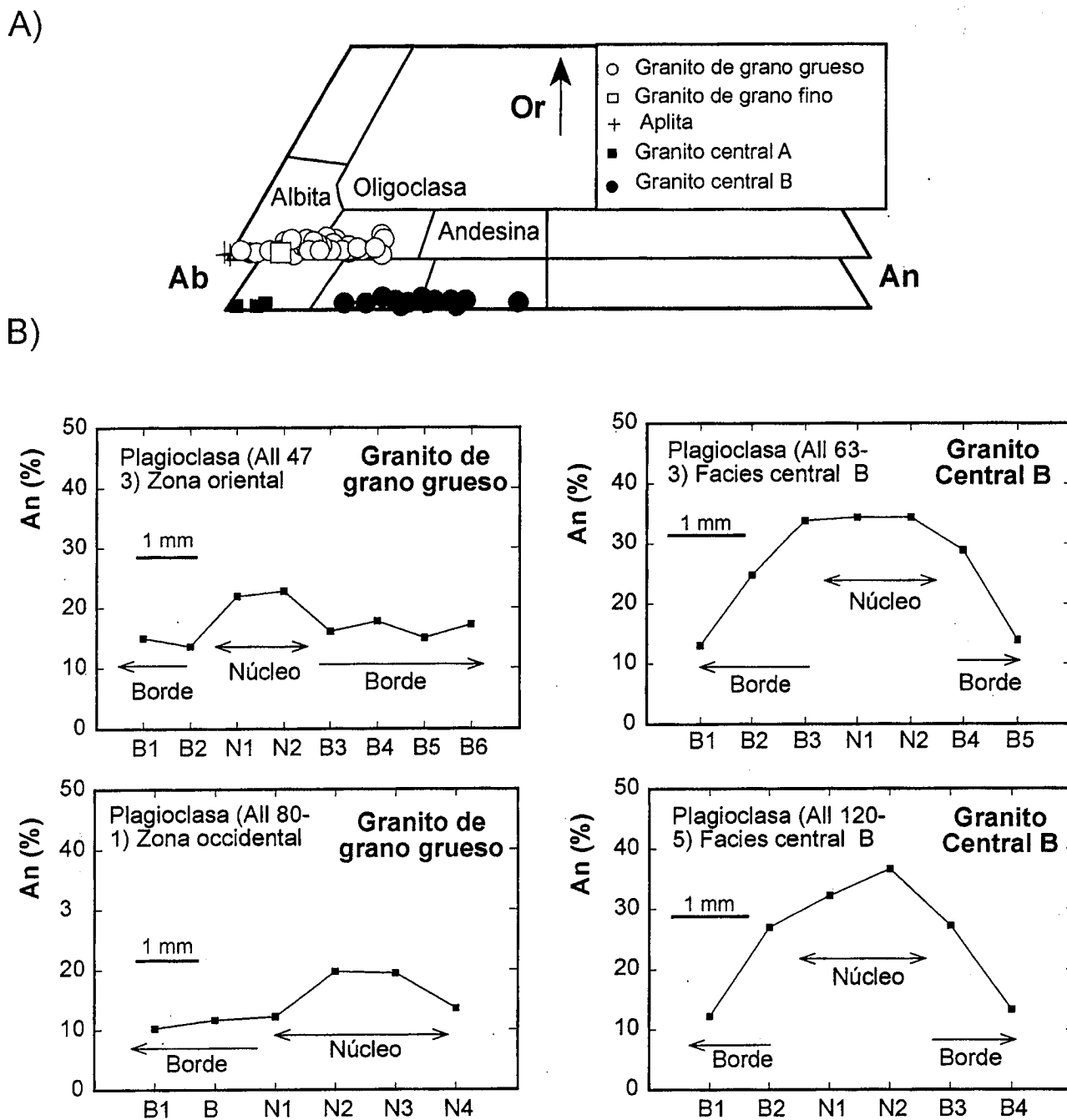


Figura 3.- Composición de plagioclasas en el granito de Nisa-Albuquerque: (A) Clasificación. (B) Zonación de plagioclasas.

des sin-colisionales (Fig. 4B). Esto indica que las rocas de la facies central B son similares a los granitoides post-colisionales metalumínicos de Harris *et al.*, (1986), mientras que el resto de facies son similares a los granitos peralumínicos típicamente sin-colisionales. Por tanto se corrobora una clasificación de granitos de tipo S para las facies de grano grueso, grano fino, granito central A y aplitas y de granitos de tipo I para las rocas de la facies central B.

Las tendencias geoquímicas de las facies peralumínicas son las normales en granitos peralumínicos con un rango de SiO₂ de 68 - 78% (Fig. 5). Al aumentar el índice de diferenciación (aumento de SiO₂ y/o disminución del parámetro B de Debon y Le Fort 1983) disminuyen FeO,

MgO, TiO₂, CaO, K₂O. Disminuyen también los elementos traza Sr, Ba y elementos de alta carga iónica (HFSE) como Zr, Y, Th y tierras raras, mientras que aumentan SiO₂, P₂O₅, Na₂O y los elementos traza de gran radio iónico (LILE) como Rb, Li, Cs, Be, Sn, y U. La facies central B se desvía claramente de estas tendencias debido a su mayor contenido en CaO, Sr, Zr y menor relación K/Na (Fig. 5).

Los contenidos en tierras raras normalizados a la composición condritica (Anders y Ebihara, 1982) de las distintas facies muestran una tendencia de disminución hacia los miembros más leucocráticos (Fig. 6). En el granito de grano grueso la anomalía negativa de Eu aumenta ligera-

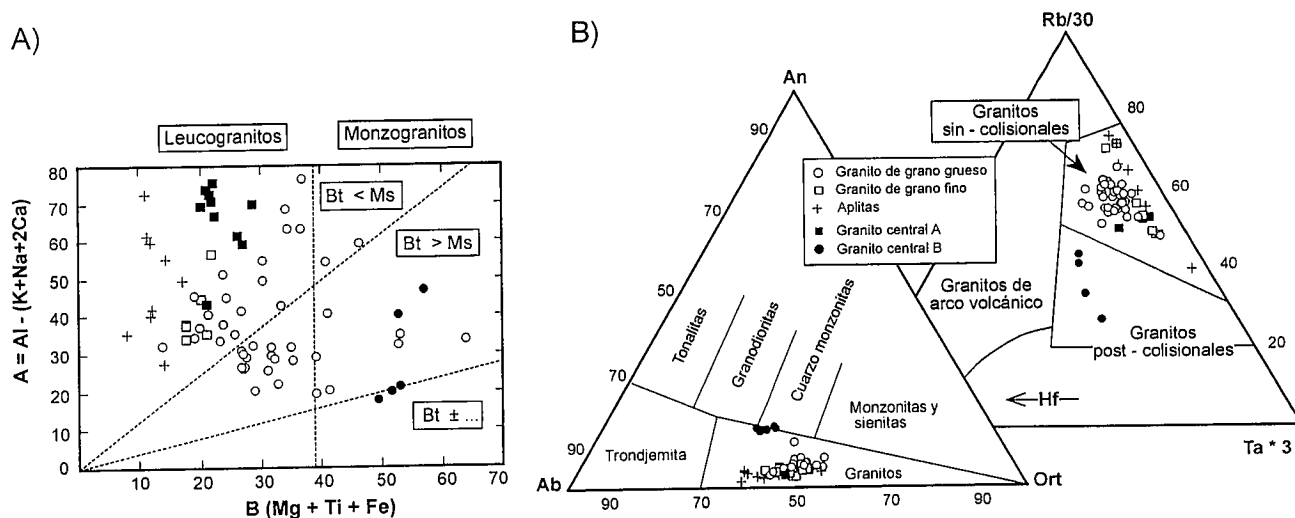


Figura 4.- Clasificación geoquímica de las facies graníticas de Nisa-Albuquerque: A) Diagrama de Debon y Le Fort (1983). B) Diagrama de O'Connor (1965) y diagrama de clasificación tectónica de Harris *et al.*, (1986).

mente hacia los términos más leucograníticos y la fraccionación de los espectros, medida por la relación La/Lu o Ce/Yb, disminuye gradualmente desde los monzogranitos hacia los leucogranitos. El granito de grano fino presenta espectros de tierras raras más planos, bastante menos fraccionados que los del granito de grano grueso, y con escasa anomalía negativa de Eu. La facies central A muestra espectros y anomalías negativas del Eu similares a los del granito de grano grueso pero con una fraccionación mayor a equivalente índice de diferenciación. La facies central B muestra espectros de tierras raras próximos a los del granito de grano grueso pero ligeramente más fraccionados y con menores anomalías negativas de Eu. Por último, las aplitas presentan bajos contenidos totales de tierras raras, escasa fraccionación, importantes anomalías negativas de Eu y bastante variabilidad, estableciéndose dos grupos: aplitas con espectros planos y aplitas empobrecidas en tierras raras ligeras.

Discusión: diferenciación magmática

Con los resultados de la geoquímica y teniendo en cuenta las relaciones de campo, petrografía y mineralogía, se puede establecer la relación petrogenética entre las distintas facies. El granito de grano grueso representa aproximadamente el 70% de la superficie de afloramiento del batolito y el resto de facies se encuentran incluidas en dicho granito (como intrusiones, enclaves o diferenciados), por lo tanto se considera que representa el magma principal del batolito. En esta facies no se observa material restitico y presenta una variación geoquímica atribuible a una cristalización secuencial (Wall *et al.*, 1987). Sus tendencias geoquímicas pueden ser consecuencia de una fraccionación de plagioclasa, feldespato potásico, biotita y minerales accesorios (monacita y zircón) durante la intrusión, emplazamiento y enfriamiento (Ramírez y Grundvig, 2000; Ramírez y Menéndez, 1999; Bea, 1993; Bea *et al.*, 1994).

La mineralogía y geoquímica del granito de grano fino es muy similar a la del granito de grano grueso, por lo que

ambos granitos pueden estar relacionados por un proceso de diferenciación magmática. El único dato discrepante son los espectros planos de tierras raras y la reducida anomalía negativa del Eu. Para poder explicar estas características, suponiendo una diferenciación a partir del magma parental (granito de grano grueso), se propone la actuación de mecanismos de fraccionación de biotita, plagioclasa y minerales accesorios (monacita ± zircón) que explicaría la disminución en Ti, Fe, Mg, K, Ca, elementos traza HFS, tierras raras y una acumulación de feldespato potásico y xenotima que explicarían la reducción de la anomalía negativa de Eu y la presencia de espectros planos de tierras raras (González Menéndez, 1998). Este proceso podría consistir en una segregación del magma (granito de grano fino) en niveles inferiores de la cámara magmática (fraccionación de biotita, plagioclasa y accesorios) y una intrusión a niveles superiores, donde podría contaminarse de feldespatos con inclusiones de xenotima. Como ya se indicó la xenotima de las facies leucograníticas suele encontrarse como inclusiones en biotita y feldespato potásico. Una alternativa a este proceso consistiría en suponer que la facies de grano fino proviene de un protolito ligeramente diferente, lo que le conferiría una geoquímica muy similar a la del granito de grano grueso. Este magma generador del granito de grano fino intruiría y en algunas zonas se mezclaría con el magma parcialmente cristalizado de granito de grano grueso, explicando así la dualidad de contactos netos y transicionales entre ambos.

La geoquímica del granito central A es muy similar a la de los leucogranitos de la facies de grano grueso, lo que apoyaría un origen por diferenciación a partir del magma representado por el granito de grano grueso. Sin embargo, la mineralogía es diferente ya que el granito central A solo presenta moscovita ± biotita y no aparecen cordierita, turmalina o andalucita, salvo cerca de los contactos con el granito de grano grueso donde pudo haber interacción y mezcla entre ambos magmas, especialmente en el contacto oriental. Dadas estas diferencias y teniendo en cuenta

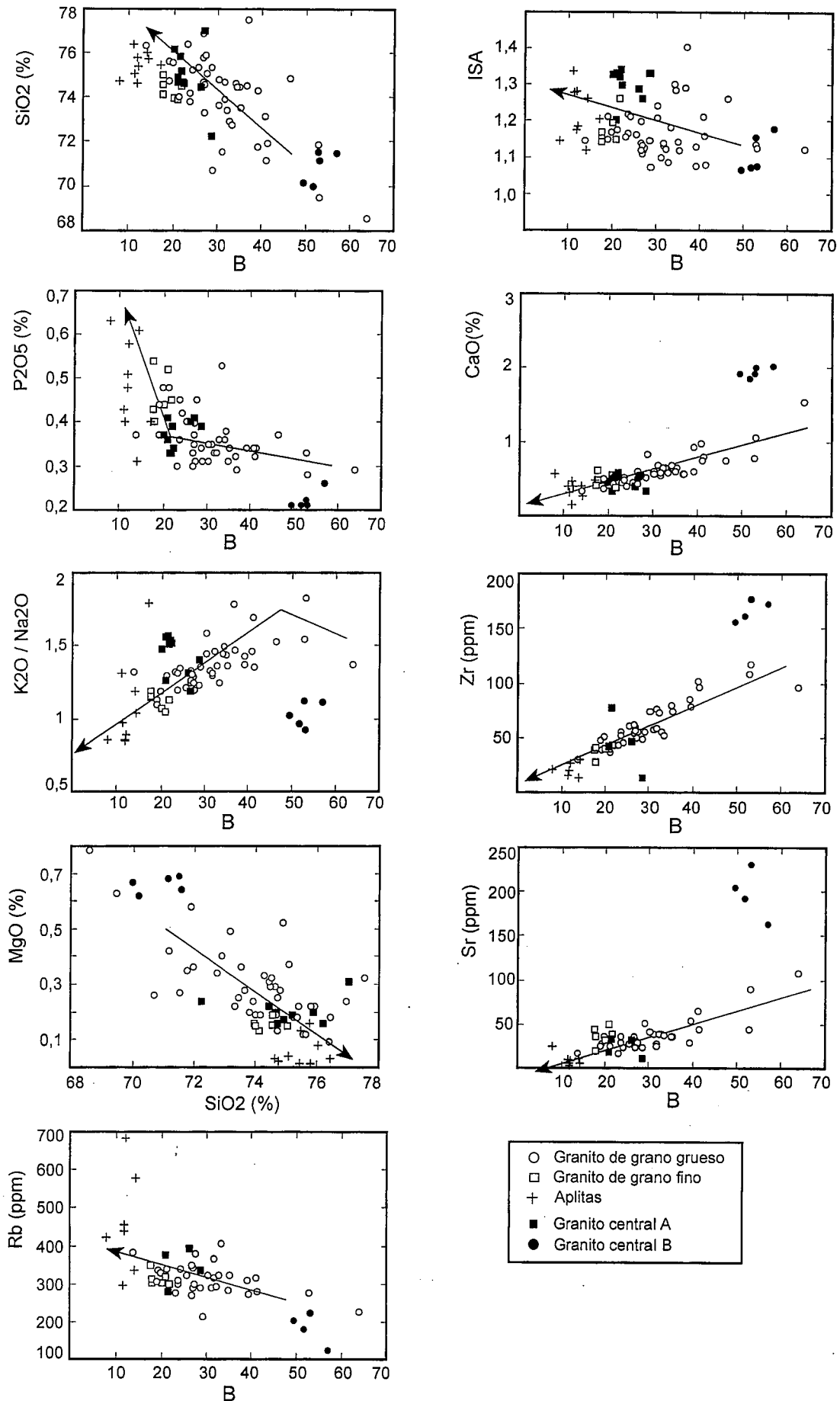


Figura 5.- Diagramas de variación para diversos elementos frente al parámetro B de Debon y Le Fort (1983) y frente a la sílice, como índices de diferenciación.

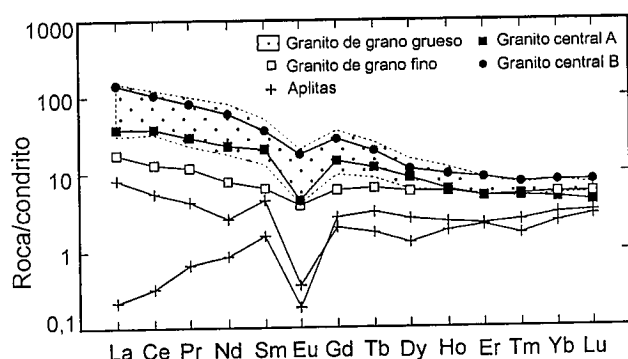


Figura 6.- Diagrama de tierras raras normalizadas según Anders y Ebihara (1982).

las relaciones intrusivas de estos materiales sobre los granitos de grano grueso, se sugiere que el granito central A representa un magma derivado de una fuente metasedimentaria distinta a la del granito de grano grueso, aunque similar en composición.

En cuanto a las aplitas, de los dos grupos establecidos el primero presenta espectros planos de tierras raras y el segundo espectros de tierras raras con pendientes positivas, es decir, empobrecidos en tierras raras ligeras. El primer grupo de aplitas puede formarse como consecuencia de la fraccionación magmática de minerales accesorios en magmas parentales representados por el granito de grano grueso. Pero las aplitas empobrecidas y con pendientes positivas de tierras raras deben explicarse por procesos adicionales como la lixiviación hidrotermal, submagmática o subsólidos, o bien por la fraccionación de accesorios con una alta relación de tierras raras ligeras/pesadas. Este tipo de accesorios no ha sido identificado por lo que se favorece la hipótesis de lixiviación hidrotermal. Estos procesos hidrotermales tardi-magmáticos también afectan a otros elementos, principalmente a Rb, Li, Cs, Be, Sn, U y P, lo que se traduce en una dispersión en los diagramas de variación y una importante variabilidad de contenidos de estos elementos en las rocas leucograníticas y aplíticas (Fig. 5 y Tabla II).

La facies central B presenta una química mineral con biotitas más magnésicas y plagioclasas más cálcicas que el resto de las facies. Su geoquímica es también diferente en los elementos P, Ca, Sr, Zr y en la relación K/Na, desmarcándose de la tendencia geoquímica definida por el resto de las facies (Fig. 5). Los datos sugieren por tanto la falta de relación petrogenética entre la facies central B y el resto de las facies.

Geología Isotópica

Se han obtenido dos isocronas Rb-Sr en la parte oriental del granito de grano grueso (Fig. 7A) resultando una edad de 289 ± 22 Ma y 294 ± 11 Ma. La primera de las isocronas muestra un ajuste peor ($MSDW = 10$) quizás debido a que estas muestras fueron tomadas cerca del contacto externo del batolito, donde pudo haber cierta interacción con los materiales encajantes. De cualquier forma estas edades son concordantes con las obtenidas en otros granitos tardi-variscos de la península. La relación isotópica inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es

Isocrona NA1

Ref.	Rb (ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
ALL 134	267,53	36,05	21,476	0,8013
ALL 140	245,47	26,46	26,845	0,8165
ALL 50	261,24	44,48	16,996	0,7789
ALL 133	267,91	34,88	22,225	0,8038
ALL 137	230,51	41,54	16,058	0,7788
ALL 139	297,96	18,83	45,783	0,8993
ALL 138	217,37	32,98	19,075	0,7935
ALL 136	257,01	40,9	18,155	0,7833
ALL 52	212,84	45,11	13,653	0,7638

Isocrona NA2

Ref.	Rb (ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
I-52	240,47	43,09	16,151	0,7805
I-53	247,34	34,066	21,012	0,8002
I-54	280,87	48,824	16,649	0,7827
I-55	342,03	34,506	28,686	0,8315
I-56	321,6	38,709	24,044	0,8121
I-57	273,33	45,636	17,333	0,7861
I-58	301,97	26,105	33,476	0,8555

Relaciones isotópicas

Ref.	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	EpSr
					UR (edad = 300 ma)
G1	26,8325	0,8321	0,7042	0,7175	190,17
G2	15,2707	0,7809	0,7042	0,7157	164,64
G3	20,9361	0,8047	0,7042	0,7153	158,20
A1	23,5235	0,8158	0,7042	0,7153	159,18
A2	26,5932	0,8311	0,7042	0,7176	190,40
B1	3,2304	0,7188	0,7042	0,7050	12,70
B2	3,1713	0,7188	0,7042	0,7052	15,09
B3	3,2041	0,7190	0,7042	0,7053	16,71

Ref.	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	EpNd
					CHUR (edad = 300 ma)
G1	0,1295	0,5123	0,5123	0,5120	-4,14
G2	0,1244	0,5123	0,5123	0,5121	-3,42
G3	0,1263	0,5123	0,5123	0,5121	-3,59
A1	0,1548	0,5123	0,5123	0,5120	-5,17
A2	0,1293	0,5123	0,5123	0,5120	-4,21
B1	0,1128	0,5123	0,5123	0,5121	-2,44
B2	0,1114	0,5124	0,5123	0,5121	-2,33
B3	0,1119	0,5123	0,5123	0,5121	-3,19

Tabla III.- Análisis isotópicos Rb-Sr-Nd y relaciones recalculadas a 300 Ma. UR: uniform reservoir. CHUR: chondritic uniform reservoir.

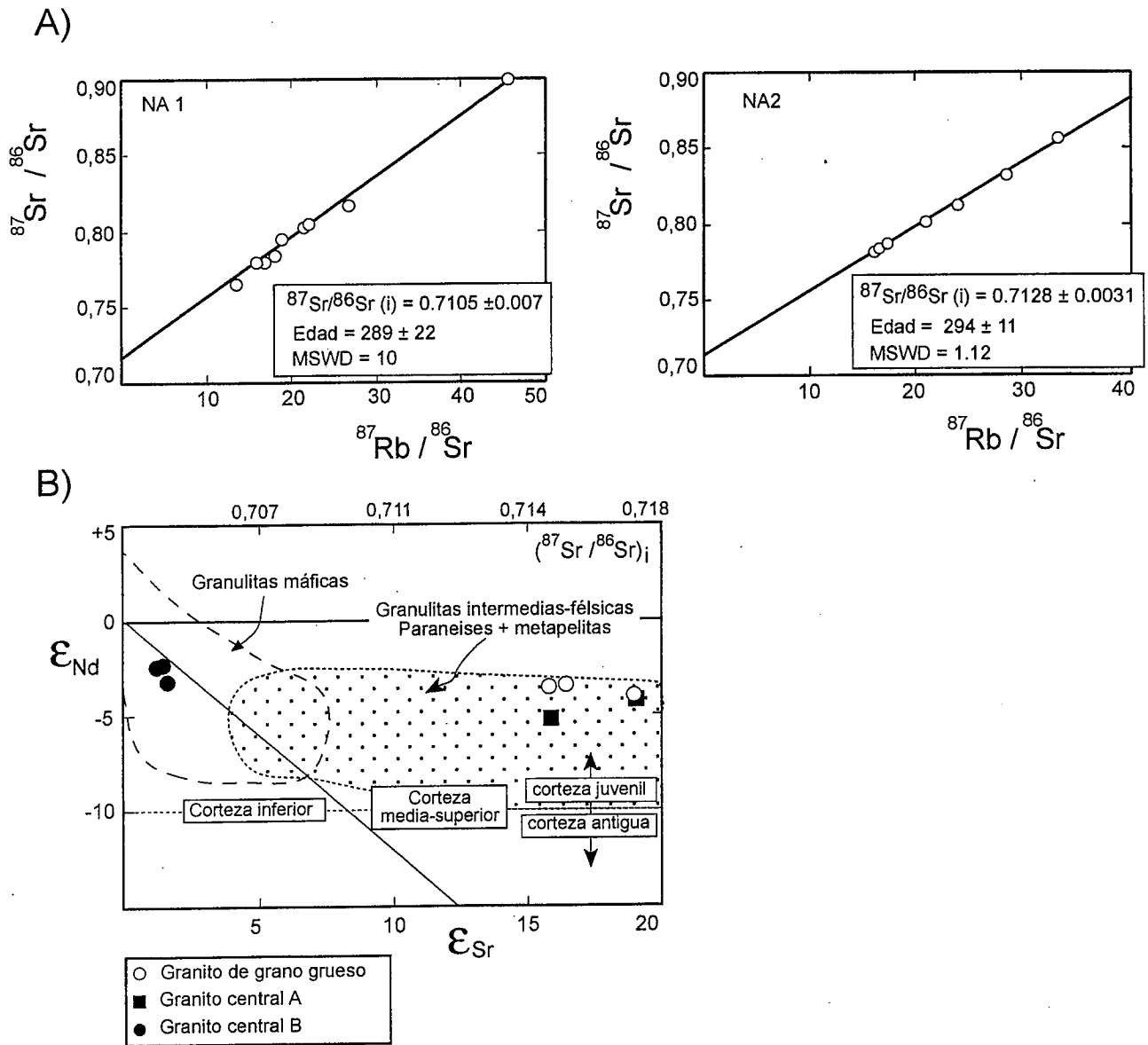


Figura 7.- Geoquímica Isotópica: (A) Isocronas Rb-Sr de la facies de granito de grano grueso. (B) Relaciones isotópicas de Sr-Nd. Campos definidos por De Paolo y Wasseburg (1979) y Gerdes (1996).

de 0,710 - 0,712, similar a la de otros granitos peraluminicos ibéricos (Villaseca *et al.*, 1998; Bea *et al.*, 1998) lo que indica un importante componente sedimentario en los protolitos. En la parte occidental del batolito se han analizado las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en una selección de muestras de las facies de grano grueso, granito central A y granito central B, recalculando dichas relaciones a la edad del batolito (290-300 Ma). Los resultados se han proyectado en el diagrama ϵ_{Nd} vs ϵ_{Sr} (Fig. 7B) usando los campos de DePaolo y Wasseburg (1979) y Gerdes (1996). Destacan las notables diferencias entre las rocas de la facies central B con relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales muy bajas ($\sim 0,705$) y el resto de las facies ($\geq 0,710$). Los datos del Nd presentan menor variabilidad, teniendo la facies Central B relaciones algo mayores. Esta composición isotópica es similar a la de granulitas máficas de la corteza inferior. En cambio el resto de facies del batolito poseen una composición isotópica más propia de rocas de tipo granulitas intermedias y félsicas, paragneises y metapelitas de la corteza media - superior. Estos datos isotópicos son

coherentes con la mineralogía y geoquímica y apuntan de nuevo a una petrogenésis diferente para los granitos de la facies central B. El resto de granitos, más peraluminicos y de tipo S, pueden tener una petrogenésis común.

Zona fuente y condiciones de fusión

En las diferentes facies del batolito no se han encontrado evidencias de minerales restfíticos o algún tipo de residuo refractario. Tan sólo se observan enclaves metasedimentarios del encajante. En consecuencia, para obtener información sobre los protolitos y condiciones de fusión se debe recurrir a la geoquímica, geología isotópica y comparación con datos experimentales.

Geoquímica y geología isotópica

Las facies de granito de grano grueso, fino, granito central A y aplitas son peraluminicas, con altas relaciones

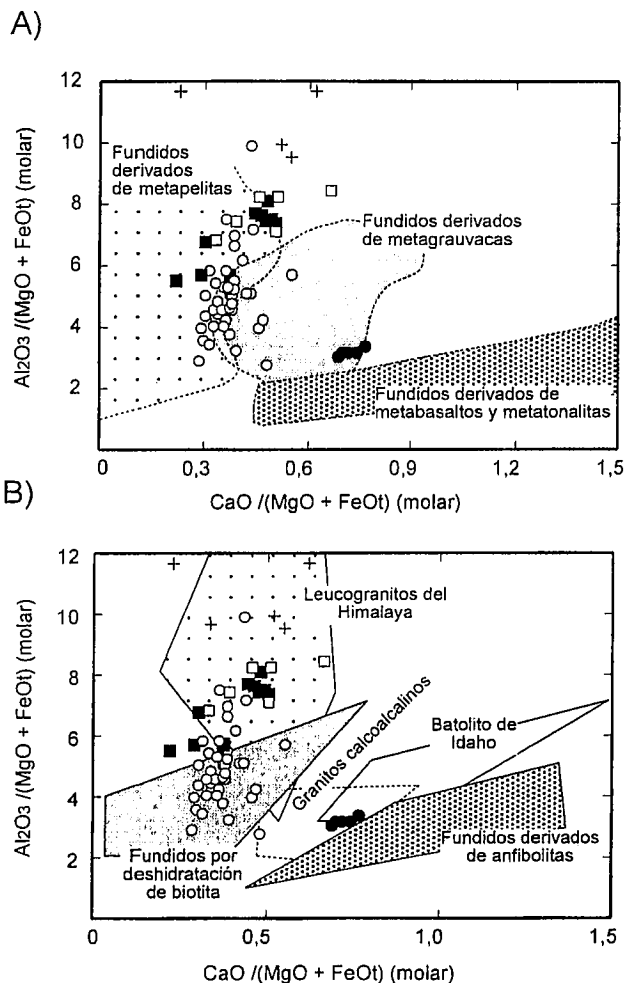


Figura 8.- Comparación geoquímica de los datos de Nisa-Albuquerque con los resultados experimentales de: (A) Altherr *et al.*, (2000) y referencias allí contenidas y (B) Patiño-Douce (1995).

K/Na, altas concentraciones de P, pobres en Ca, Sr y Zr, y con relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciales altas ($\geq 0,710$). Las rocas sedimentarias pelíticas están enriquecidas en K y empobrecidas en Na y Ca. Un magma granítico derivado de tales rocas heredaría estas características geoquímicas (Miller, 1985; Patiño-Douce y Johnston, 1991). Por lo tanto es muy posible que estas facies del batolito de Nisa-Albuquerque puedan derivar de una fuente metapelítica que explicaría su geoquímica.

Por el contrario, las características de la facies central B no se explican a partir de una fuente metapelítica. Sus bajas relaciones K/Na, baja relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial y altas concentraciones en Ca y Sr son más compatibles con un protolito metaígneo y básico.

Comparación con resultados experimentales

Utilizando la geoquímica de los granitos es posible hacer comparaciones con fundidos parciales de experimentos a distintas condiciones de P,T y composición (Wolf y Wyllie, 1994; Gardien *et al.*, 1995; Patiño-Douce, 1996; Castro *et al.*, 2000). Los datos geoquímicos de Nisa-Albuquerque se han proyectado en el diagrama: $Al_2O_3 / (MgO + FeO_{total})$ molar vs $CaO / (MgO + FeO_{total})$ molar con los campos definidos por Patiño-Douce (1995) y Altherr

et al., (2000) (Fig. 8). Las muestras de las facies con tipología S de Nisa-Albuquerque se proyectan en los campos de fundidos provenientes de metapelitas y de metagrauvas. Las rocas de la facies central A se proyectan por completo en el campo de las metapelitas y dada su mineralogía de dos micas con moscovita \gg biotita y con feldepató potásico $>$ plagioclasa, parece probable que su zona fuente estuviera formada exclusivamente por metapelitas. En los granitos de grano fino también podría ser este el caso, aunque sus similitudes petrográficas y mineralógicas con la facies de grano grueso también hacen plausible un origen por diferenciación a partir de este último. Los granitos de grano grueso con una mineralogía y geoquímica más variada, parecen compatibles con un protolito mixto de metapelitas y metagrauvas como sugiere el diagrama (Fig. 8). Las muestras proyectadas fuera de los campos por tener relaciones $Al_2O_3 / (MgO + FeO_{total})$ más altas, corresponden a leucogranitos y aplitas, productos de una considerable diferenciación magmática.

El proceso para generar estos magmas peraluminosos se asocia posiblemente con la deshidratación de moscovita y biotita de los protolitos al alcanzarse temperaturas de 800 - 850°C (Clemens y Vielzeuf, 1987), siendo la geoquímica coherente con los fundidos experimentales generados por deshidratación de biotita (Patiño-Douce, 1995). En el caso de los granitos de la facies central A es posible que la deshidratación de la moscovita, a menor temperatura (700-750°C) haya producido la mayor parte del magma.

Las rocas de la facies central B se asemejan en su geoquímica a los fundidos derivados de metatonalitas, anfíbolitas y metagrauvas (Fig. 8) y se diferencian claramente del resto de granitos. La temperatura necesaria para generar este magma sería bastante mayor, posiblemente en torno a los 850-900°C.

La zona fuente

Considerando todos los datos, la zona fuente puede concebirse como un dominio de composición metasedimentaria formado por metapelitas con intercalaciones de metagrauvas. En este dominio también podrían existir unidades de anfíbolitas o metatonalitas. Así se explicarían los tres componentes: metapelitas (para el granito de grano grueso, granito de grano fino y granito central A), metagrauvas (para el granito de grano grueso) y metatonalitas/anfíbolitas (para el granito central B). En el contexto geológico existen distintas formaciones con esquistos y grauvas (Complejo Esquisto Grauváquico y Serie Negra) y si añadimos el componente metatonalítico/anfíbolítico se incluiría la Unidad Central y el límite norte de la zona de Ossa-Morena. En estas zonas afloran materiales metasedimentarios (esquistos y grauvas) y unidades kilométricas de orto-neises, metatonalitas y anfíbolitas. La unidad Central presenta evidencias metamórficas estructurales y geofísicas de haber sido subducida bajo el borde sur de la Zona Centroibérica (Azor *et al.*, 1994; Aller, 1996) y durante este evento de subducción intracontinental pudo haber alcanzado las condiciones PT necesarias

para su fusión parcial y formación de magmas graníticos. Dadas estas características parece probable que la prolongación en profundidad de la Unidad Central pueda ser el área fuente del batolito de Nisa-Alburquerque, así como de otros batolitos graníticos del sureste de la Zona Centroeibérica (Menéndez *et al.*, 1999).

También cabe la posibilidad de que las distintas composiciones de la zona fuente propuestas (metapelítica, metapelítica-grauváquica y anfibolítica) estuvieran dispuertas en distintos niveles corticales y los magmas confluyesen en la zona de emplazamiento final. Así el área fuente de los magmas no se limitaría a la Unidad Central sino que podría abarcar formaciones de la zona Centroeibérica y de la zona de Ossa-Morena.

Conclusiones

El batolito de Nisa Alburquerque esta formado por un cuerpo principal, granito de grano grueso y porfídico, en el que se distribuyen el resto de facies, bien como intrusiones o bien formando pequeños stocks y/o enclaves.

La secuencia de emplazamiento comenzó hace 290-300 Ma con la intrusión del magma representado por el granito de grano grueso. Este magma tuvo una fuente de composición grauváquica-pelítica, que explica muchos de sus rasgos composicionales.

El resto de granitos poseen muchas características en común y, o bien se han diferenciado por segregación y cristalización fraccionada a partir del magma representado por el granito de grano grueso (aplitas, ¿granito de grano fino?) o bien pueden representar pulsos magmáticos posteriores e independientes, derivados de una fuente de composición más pelítica (granito central A, ¿granito de grano fino?).

La intrusión del granito central A pudo causar un reajuste en la fábrica magmática del granito de grano grueso, lo que explicaría el mayor grado de orientación de los feldspatos en las zonas centro occidentales del batolito.

La mineralogía, geoquímica y geología isotópica indican que los granitoides de la facies central B no guardan relación genética con el resto de granitos y derivan de un protolito distinto, probablemente con participación de materiales metatonalíticos o anfibolíticos.

Se sugiere la posibilidad de que la zona fuente sea un dominio, equivalente en profundidad a la Unidad Central, compuesto por materiales esquistoso-grauváquicos y con unidades de anfibolitas y tonalitas.

Agradecimientos

Los análisis de elementos mayores, traza e isotópicos fueron financiados a través de los proyectos de investigación AMB93-0535, AMB94-1432 y PB96-1266 DGICYT. Agradezco a F. Bea y P. Montero su ayuda y colaboración en la obtención de los análisis químicos e isotópicos. También deseo agradecer a A. Azor y L. Quintana, la lectura y comentarios sobre un manuscrito preliminar. Agradezco la revisión y correcciones de los Dres. F. Bellido, M.D. Pereira y J.M. González Casado, que han mejorado sustancialmente el trabajo.

Referencias

- Aller, J. (1996): 2.5D Modelling and structural implications of magnetic anomalies associated with the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones in the Hornachos sector (Hercynian Belt, southwest Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 197-204.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, A. y Kreuzer, H. (2000): High potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50: 51-73.
- Anders, E. y Ebihara, M. (1982): Solar system abundances of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 2363-2380.
- Azor, A., González Lodeiro, F. y Simancas, J.F. (1994): Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena Zones. (Variscan Belt, SW Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.
- Azor A., Menendez, L.G., Galindo-Zaldívar, J. y Galadí-Enriquez, E. (2000): The Structure of the Nisa-Alburquerque batholith (SW Iberian Massif). En: *Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of Upper Paleozoic Basement*. 15th International Conference on Basement Tectonics. La Coruña. Abstracts, 49-50.
- Barón, J., García, J.S. y Ruiz, J.C. (1972 a): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 701 (Valencia de Alcántara)*. IGME, Madrid.
- Barón, J., García, J.S. y Ruiz, J.C. (1972 b): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 727 (Alburquerque)*. IGME, Madrid.
- Barón, J., Herrero, D.M. y Alvira, L.B. (1978): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 702 (San Vicente de Alcántara)*. IGME, Madrid.
- Bea, F. (1993): Aluminosity-dependent fractionation patterns in differentiated granite-leucogranite systems. En: Spring Meeting. *American Geophysical Union. MSA. GS*, April 20. Baltimore: EOS. p. 343
- Bea, F., Pereira, M.D., Corretgé, L.G. y Fershtater, G.B. (1994): Differentiation of strongly peraluminous, perphosphorus granites: the Pedrobernardo pluton, central Spain. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 2609-2628.
- Bea, F., Montero, P. y Molina, J.F. (1998): Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith; a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *Journal of Geology*, 107: 399-419.
- Burg, J., Iglesias, M., Laurent, P. y Ribeiro, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- Castro, A., Corretgé, L.G., El-Biad, M., El-Hmidi, H. y Patiño-Douce, A.E. (2000): Experimental constraints on hercynian anatexis in the Iberian Massif, Spain. *Journal of Petrology*, 41: 1471-1488.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. (1992): I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83: 1-26.
- Clemens, J.D. y Vielzeuf D. (1987): Constraints of melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 86: 287-306.
- Corretgé, L.G. (1983): Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Hespérico. En: *Libro Jubilar de J.M. Rios*, IGME, Tomo I: 569-592.
- Corretgé, L.G., Bea F. y Suárez, O. (1985): Las características geoquímicas del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): implicaciones petrogenéticas. *Trabajos de Geología*.

- Universidad de Oviedo*, 15: 219-238.
- Debon, F. y Le Fort, P. (1983): A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73: 135-149.
- DePaolo, D.J. y Wasseburg, G.J. (1979): Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 615-627.
- Fernandes, A.P., Perdigo, J.C., Figueiredo de Carvalho, H. y Martins Peres, A. (1973): *Carta geológica de Portugal, 1: 50.000, hoja 28-D (Castelo de Vide)*. SGP.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, D. y Ulmer, P. (1995): Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz \pm muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15.581-15.591.
- Gerdes, A. (1997): *Geochemische und thermische modelle zur frage der spatorogen granitegenese am beispiel des SudBohemischen batholiths: basaltische underplating oder krustentapelung*. Tesis doctoral. Univ. de Gottingen, Alemania. 113p.
- Gonçalves F. (1971): Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Memorias del Servicio Geológico de Portugal*, 18: 62 p.
- González Menéndez, L. (1998): *Petrología y geoquímica del batolito granítico de Nisa-Alburquerque*. Tesis doctoral. Univ. de Granada. 221p.
- Harris, N.B.W; Pearce, J.A. y Tindle, A.G. (1986): Geochemical characteristics of collision zone magmatism. En: *Collision Tectonics*. (Coward, M.P. y Reis, A.C., Eds) Special Publication of the Geological Society, 19: 67-81.
- Menéndez, L.G., Azor, A. y Ramírez, J.A. (1999): Intracontinental subduction and granite generation in the southwestern Iberia. En: *The origin of granites and related rocks, Fourth Hutton Symposium abstracts*. Clermont-Ferrand. Documents du BRGM 290: 216.
- Miller, C. F. (1985): Are peraluminous magmas derived from pelitic metasedimentary sources? *Journal of Geology*, 93: 673-689.
- Montero, P. y Bea, F. (1997): Accurate determination of $^{85}\text{Rb}/^{88}\text{Sr}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ by inductively coupled plasma mass spectrometry in isotope geosciences: An alternative to isotope dilution analysis. *Analytical Chimica Acta*, 358: 227-233.
- Moreiras, A. (1994): Reconhecimento geológico, estrutural, petrográfico e geoquímico dos granitos de Alpahao, Gafete, e Qualeiros. (Alto Alentejo). *Notas e Trábalhos, Instituto Geológico e Mineiro*, 36: 103-117.
- O'Connor, J.T. (1965): A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspars ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 525B: B79-B84.
- Patiño-Douce, A. E. y Johnston, A.D. (1991): Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 202-218.
- Patiño-Douce, A. E. (1995): Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100, B8: 15.623-15.639.
- Patiño-Douce, A. E. (1996): Effects of pressure and H₂O content on the composition of primary crustal melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 87: 11-21.
- Pembroke, J. y D'Lemos, R. (1995): Recognition and significance of mixing in granites. En: *The origin of granites and related rocks. Third Hutton Symposium*, 1129. Maryland WDC USA. US Geological Survey circular, p.113-114.
- Ramírez, J.A. y Menéndez, L.G. (1999): A geochemical study of two peraluminous granites from south-central Iberia: Nisa-Alburquerque and Jalama batholiths. *Mineralogical Magazine*, 63: 85-104.
- Ramírez, J.A. y Grundvig, S. (2000): Causes of geochemical diversity in granitic plutons: the Jalama plutón, Central Iberian Zone (Spain and Portugal). *Lithos*, 50: 171-190.
- Rodríguez Suárez, J.I. (1985): *Petrografía, blástesis y deformación en la aureola de contacto del plutón de Nisa-Alburquerque*. Tesis de licenciatura. Univ. de Oviedo. 117 p.
- Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A. y González Lodeiro, F. (2001): The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332: 295-308.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Rogers, G. (1998): Crustal origin of peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, 43: 55-79.
- Wall, V. J., Clemens, J. D. y Clarke, D. B. (1987): Models for granitoid evolution and source compositions. *Journal of Geology*, 95: 731-749.
- Wolf, M.B. y Wyllie, P.J. (1994): Dehydration melting of amphibolite at 10 Kb: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 369-383.

*Manuscrito recibido el 23 de setiembre de 2002
Aceptado el manuscrito revisado el 16 de diciembre de 2002*