

Filiación geoquímica mantélica de las rocas ígneas de Salas-Belmonte: Implicaciones petrogenéticas (Zona Cantábrica, Macizo Ibérico)

Suárez, O.; Gallastegui, G.; Cuesta, A. y Corretgé, L. G.

Dpto. de Geología. Univ. Oviedo. 33005 Oviedo, España.

Recibido el 30 de Septiembre de 1998. Aceptado el manuscrito revisado el 31 de Diciembre de 1998.

Resumen: Los stocks que integran el conjunto plutónico de Salas-Belmonte, en el extremo occidental de la Zona Cantábrica (Macizo Ibérico), están constituidos por rocas que varían en composición entre gabros y monzogranitos. Representan un magmatismo cafémico, calcoalcalino rico en potasio y tardi-orogénico. Los datos petrográficos y geoquímicos obtenidos sugieren la participación en su génesis de magmas derivados de una fuente mantélica subcontinental, enriquecida o no, y modificados por procesos de hibridación/asimilación con fundidos de origen cortical. Los procesos de cristalización fraccionada en niveles corticales superiores parecen haber tenido un papel subsidiario.

Palabras clave: Magmatismo calcoalcalino rico en potasio. Fuente mantélica. Tardi-hercínico. Zona Cantábrica. Macizo Ibérico.

Abstract: The Salas-Belmonte intrusive group outcrops in the westernmost part of the Cantabrian Zone (Iberian Massif). It is formed by rocks ranging in composition from gabbro to monzogranite. The group represents a case of cafemic, potassium rich, calc-alkaline and late-orogenic magmatism. Trace and REE contents and patterns, together with petrographic data, point to an enriched or not, subcontinental lithosphere as the mantelic primitive magmas source, later modified by hybridization/assimilation processes with crustal melts. Fractional crystallization processes at upper crust levels played likely a minor role.

Key words: K-rich calc-alkaline magmatism, mantle source, late-Hercynian, Cantabrian Zone, Iberian Massif.

El magmatismo tardi-orogénico de la Zona Cantábrica (ZC) es en general escaso; de forma significativa sólo está representado en tres áreas: granitoides de la Región Palentina (Unidad de Pisuerga-Carrión), grupo de Infiesto y grupo de Salas-Belmonte (Suárez y Corretgé, 1987). En conjunto este magmatismo está asociado al desarrollo de grandes estructuras distensivas tardi-hercínicas (Gallastegui et al., 1990). Datos aislados de edades absolutas (Rb-Sr: roca total y biotita; K-Ar: biotita) sitúan esta actividad en el límite Carbonífero Superior-Pérmico Inferior (aprox. entre 300-275 Ma; Suárez et al., 1978; Harris, 1979; Gallastegui et al., 1992; Martín-Izard et al., 1998c). Está representado por

pequeños cuerpos intrusivos y ocasionalmente subvolcánicos que varían en composición desde gabros a granitos monzoníticos. Suelen desarrollar metamorfismo de contacto de alto grado y es habitual que presenten alteraciones hidrotermales a las que van asociadas mineralizaciones metálicas, frecuentemente con contenido aurífero. Desde el punto de vista geoquímico se han puesto de manifiesto las afinidades potásicas, e incluso shoshoníticas, de parte de este magmatismo (Bea et al., 1987; Suárez et al., 1993; Valverde, 1993).

La existencia de rocas plutónicas en Salas-Belmonte es conocida a partir de los trabajos de Schulz (1858). García de Figuerola y De la Peña (1964)

estudiaron aspectos petrográficos y geoquímicos de los stocks de Carlés y Arcellana, y Corretgé (1969) resaltó la abundancia de hiperstena, asignándoles un cierto carácter charnockítico. Por su similitud petrográfica, Suárez y Corretgé (1987) las incluyen en el mismo grupo que los stocks de Porcía-Salave en la Zona Astur-Occidental Leonesa (ZAOL), aunque en Salas-Belmonte destaca la presencia de hiperstena en rocas monzoníticas a granodioríticas.

Marco Geológico

El conjunto de Salas-Belmonte, localizado cerca del límite O de la ZC, en los concejos de Salas y Belmonte de los que toma el nombre, está formado por varios cuerpos intrusivos, en general de dimensiones reducidas, con morfología típica de stocks o lacolitos. De norte a sur son: Arcellana (Godán-Arcellana), Carlés, Courio (apuntamientos de Sierra del Courio, la Brueba y Pando), Leiguarda, Pontigo-Villaverde y Boinás (Fig. 1). La zona en la que afloran estas intrusiones se conoce actualmente como "distrito minero de Salas-Boinás" y constituye la parte de mayor interés dentro del cinturón aurífero del Río Narcea, área de 45 km de longitud por 5 de anchura, caracterizada por la alineación de minas romanas, depósitos minerales, cuencas terciarias, una alta densidad de fracturas y afloramientos ígneos (Pevida et al., 1998).

Los cuerpos intrusivos aparecen emplazados en materiales de edad Cámbrico Inferior hasta el Devónico Inferior y de ellos se ha dicho que, en parte, se acoplan a las estructuras hercínicas (Corretgé et al., 1970) o aparecen relacionados con lineamientos de dirección NNE-SSO (Gutiérrez Claverol et al., 1988; Jahoda et al., 1989).

La geometría de los cuerpos intrusivos, sometida a un fuerte control estratigráfico y estructural, corresponde a una morfología de lacolitos múltiples (Pevida et al., 1998). Por ejemplo, el stock de Carlés resulta de un doble control estructural y estratigráfico debido al emplazamiento preferencial según fracturas NE-SO (y sus conjugadas NO-SE) y a favor del contacto entre areniscas ferruginosas y calizas de edad Silúrico-Devónico Inferior (Boixet, 1993; Martín Izard et al., 1998b).

En torno a estas intrusiones se desarrolla un metamorfismo térmico que alcanza condiciones de alto grado (corneanas piroxénicas). Aunque las aureolas de contacto no tengan un gran desarrollo, el hecho más destacable es la formación de endo y exoskarnes; la naturaleza de estos últimos, cálcica o magnésica, depende del tipo de roca carbonatada –caliza o dolomía– sobre el que se desarrollen (Pevida et al., 1998; Martín Izard et al., 1998a).

Petrografía

La petrografía de los cuerpos intrusivos de Salas-Belmonte ha sido descrita en detalle por Corretgé (1969) y Corretgé et al. (1970). Según los datos actualmente disponibles, estas rocas se clasifican en el triángulo QAP propuesto por la IUGS como cuarzogabros / cuarzdioritas, tonalitas, cuarzomonzogabros / cuarzomonzodioritas, granodioritas y granitos monzoníticos. En conjunto, aunque muestran una dispersión bastante marcada, definen una tendencia calcoalcalina monzonítica en los diagramas de Lameyre y Bowden (1982).

La diversidad petrográfica –textural y mineralógica– característica de todo el conjunto de Salas-Belmonte, se pone también de manifiesto dentro de las diferentes intrusiones aunque con menor rango de variación. En ellas se han diferenciado un conjunto gabrodiorítico rico en piroxenos y un conjunto constituido por granodioritas y granitos monzoníticos (Suárez y Corretgé, 1987; Corretgé y Suárez, 1990).

Rocas gabrodioríticas. Están representadas principalmente en Arcellana y Courio, aunque también aparecen en Pontigo-Villaverde. Presentan características intermedias entre gabros y dioritas. Las plagioclasas ($An > 50\%$) y el valor medio del índice de color ($IC < 40$) indican que se trata de leucogabros. Aunque la proporción de ortopiroxeno/clinopiroxeno varía de unas rocas a otras, predomina netamente el ortopiroxeno y por tanto se consideran rocas gabronoríticas.

Estas rocas están formadas esencialmente por plagioclasa (An_{48-90}), ortopiroxeno (En_{45-80}), clinopiroxeno (augita-salita), biotita ($Fe^* = 0,4-0,65$), anfíbol (magnesio-hornblenda a tremolita), feldespato potásico y cuarzo. Como accesorios contienen apa-

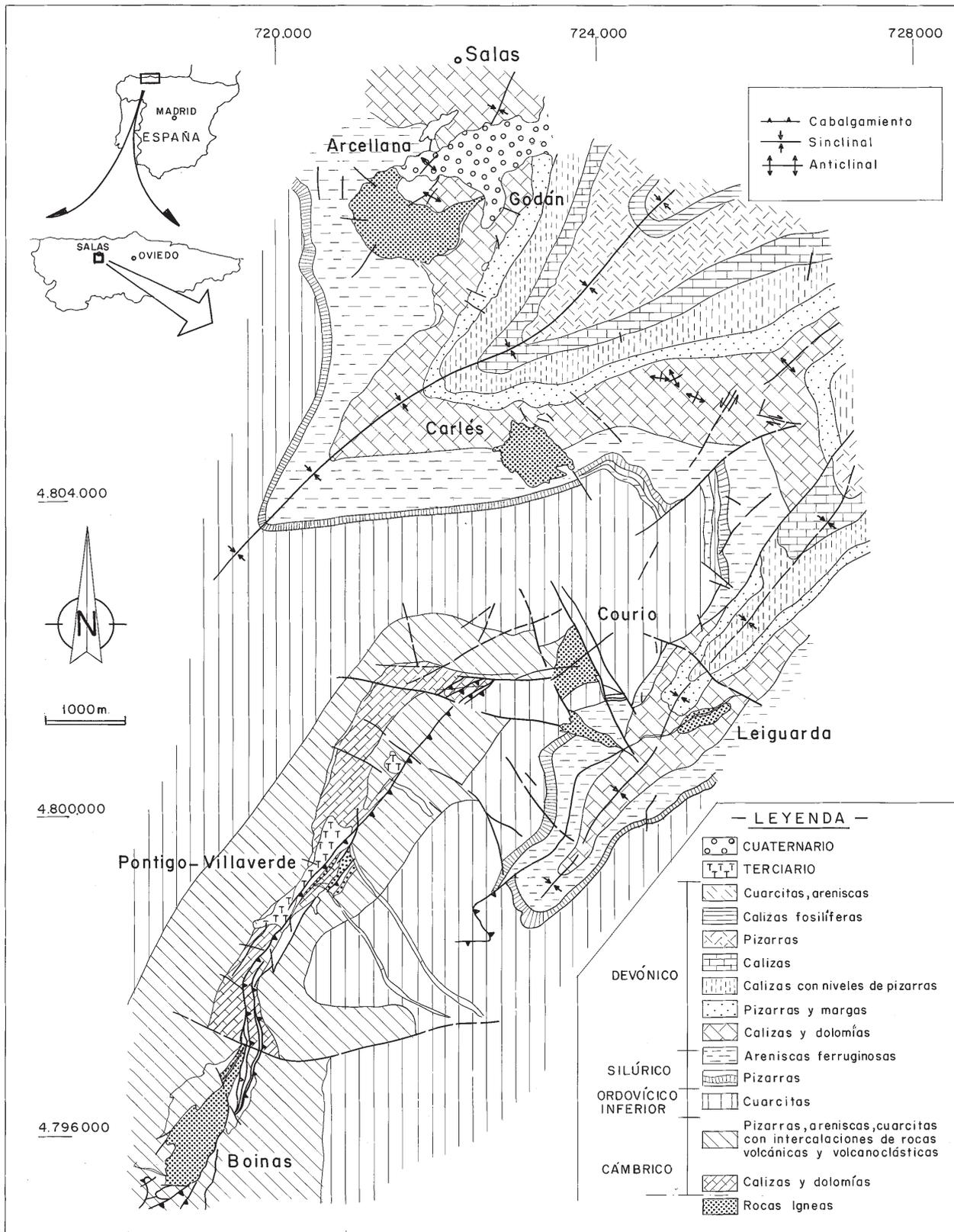


Figura 1. Esquema cartográfico del conjunto plutónico de Salas-Belmonte, extraído y simplificado del elaborado por Río Narcea Gold Mines (Pevida et al. 1998).

tito, circón y opacos, además de olivino que aparece solamente dentro de enclaves en Arcellana. Las plagioclasas presentan zonación muy marcada tanto de tipo *patchy* como oscilatoria normal e inversa, con fuerte contraste composicional (> 20 % An) y resorción entre zonas, e inclusiones de piroxeno con distribución zonal. De los máficos, el olivino y piroxenos presentan morfologías corroidas; los piroxenos muestran coronas de anfíbol y/o biotita.

Texturalmente se diferencian dos tipos: i) Rocas hipidiomórficas, características de Arcellana; de texturas tipo heteroadcumulado con plagioclasas y piroxenos como fases cúmulo y anfíbol, feldespato potásico, biotita y cuarzo como intercúmulo. Los anfíboles aparecen principalmente como fases reaccionales o secundarias que reemplazan a los piroxenos. ii) Rocas microporfídicas, frecuentes en el Courio; son ricas en microfenocristales (35-60 %) de plagioclasa, piroxenos y, ocasionalmente, de biotita, siendo frecuentes las acumulaciones glomeroporfídicas de estos minerales junto con algunos opacos. La mesostasis consiste en un agregado de grano muy fino constituido por plagioclasa, piroxeno y biotita, a los que se añaden cuarzo y ortosa que, en algunas de estas variedades, aparecen formando intercrecimientos de tipo micropegmatítico.

Granodioritas. Contienen biotita, anfíbol y, ocasionalmente, ortopiroxeno como fases ferromagnesianas; se diferencian facies hipidiomórficas de grano medio y facies microporfídicas. Las primeras están representadas principalmente en Carlés (acompañadas de tonalitas subsidiarias) y las segundas en Pontigo-Villaverde junto con gabrodioritas.

Granitos monzoníticos. Constituyen gran parte de la intrusión de Boinás, en donde aparecen acompañados por cantidades subordinadas de granodioritas y cuarzomonzonitas. Son rocas porfídicas con fenocristales de feldespato potásico y cuarzo con morfología globosa o bipyramidal.

Enclaves y xenolitos. En todas estas rocas aparecen enclaves y xenolitos. Los enclaves son de tipo microgranado máfico y más frecuentes en las granodioritas que en las rocas gabrodioríticas. En las rocas gabrodioríticas abundan más los xenolitos, que suelen ser de pequeño tamaño y forma redondeada. Son característicos los constituidos esencialmente por plagioclasa, piroxeno, espinela hercínica y magnetita; esta mineralogía ha sido interpretada

como restítica con evidencias de equilibrio entre inclusión y roca englobante (Suárez et al., 1992). Con carácter más excepcional se encuentran algunos xenocristales que corresponden principalmente a cuarzo y granate en Boinás y Leiguarda.

Finalmente, la intrusión de Leiguarda representa un caso aparte debido a la fuerte alteración hidrotermal desarrollada que reemplaza totalmente la mineralogía primaria, con la excepción de cristales de cuarzo globulares. Por sus características petrográficas parece comparable a las granodioritas microporfídicas tipo Pontigo-Villaverde o Boinás. Teniendo en cuenta su composición química, la alteración sufrida podría corresponder a una suma de los procesos del tipo potásico y sericítico (Barton et al., 1991).

Caracterización geoquímica

En la Tabla I se incluyen 12 análisis representativos de las rocas del conjunto de Salas-Belmonte, de un total de 49. Los análisis de elementos mayores y parte de los trazas (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, U, Th y Pb) se han realizado por FRX en el Laboratorio de Geología y Geoquímica de la Univ. de Oviedo. El resto de trazas y tierras raras (REE) han sido analizados por ICP-MS en la Univ. de Granada. En el tratamiento posterior se han recalculado los porcentajes en peso de los óxidos mayores en base anhidra.

Clasificación y tipificación

Según valores recalculados, el conjunto de Salas-Belmonte incluye rocas de composición intermedia y ácida con contenidos variables entre 55-78 % de SiO₂, aunque predominan las comprendidas entre el 60-70 %. Mayoritariamente se clasifican como cuarzomonzodioritas, granodioritas y monzogranitos, con escasas cuarzodioritas-tonalitas en el Courio, y cuarzomonzonitas y granitos restringidos a Boinás (diagrama P-Q de Debon y Le Fort, 1988; Fig. 2). Las rocas de Arcellana, junto con algunas del Courio y Pontigo-Villaverde, constituyen los términos más básicos de todo el conjunto (dioritas y gabros en el diagrama R1-R2 de De La Roche y Leterrier, 1973; no incluido) mientras que parte de las rocas de Boinás representan el extremo más ácido.

Tabla I. Análisis químico de elementos mayores, trazas y tierras raras representativos del conjunto plutónico de Salas-Belmonte.

Muestra %	Courio				Arcellana			Pontigo		Boinás	Carlés	Leiguarda
	11514	11512	11513	11509	11518	11500	11519	11761	11496	11495	11497	11515
SiO ₂	54,90	59,90	59,68	62,62	53,76	55,50	56,68	53,24	59,10	61,56	64,59	62,70
TiO ₂	1,13	0,92	0,65	0,71	1,13	1,11	0,92	1,16	0,89	0,69	0,63	0,50
Al ₂ O ₃	17,31	16,71	19,08	15,51	17,39	17,80	17,16	18,97	17,68	17,28	15,66	15,18
Fe ₂ O ₃	8,10	6,40	4,19	5,00	8,71	7,55	6,79	7,68	6,17	4,77	4,19	4,18
MgO	4,91	3,32	1,75	2,60	4,53	3,87	3,72	3,33	2,76	1,75	2,09	2,45
MnO	0,12	0,10	0,06	0,08	0,13	0,12	0,10	0,10	0,10	0,05	0,06	0,05
CaO	6,85	5,29	5,77	4,02	7,35	6,49	5,56	5,83	5,11	3,60	3,53	1,41
Na ₂ O	3,06	4,22	2,96	2,96	2,72	3,18	2,95	2,55	3,41	3,50	3,09	0,00
K ₂ O	2,30	3,20	3,38	3,85	2,16	2,30	3,17	3,17	2,90	4,41	4,02	8,73
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,14	0,15	0,16	0,24	0,20	0,26	0,22	0,25	0,14	0,20
P.F.	0,91	0,19	1,89	1,89	1,43	1,40	2,11	2,94	1,26	1,59	1,25	4,44
Total	99,26	99,15	99,08	99,30	100,03	99,94	99,65	100,55	99,30	99,06	99,80	99,43
p.p.m.												
Nb	11	15	13	14	10	19	15	2	16	18	15	18
Zr	190	250	321	258	61	197	186	159	203	244	201	212
Y	36	37	27	35	35	30	34	31	27	19	30	22
Sr	375	352	435	288	425	451	418	539	415	391	300	23
Rb	77	101	87	121	70	62	84	83	83	171	142	192
Ba	538	794	1092	824	464	667	664	655	743	925	761	608
Zn	96	74	56	56	99	89	71	48	89	41	53	60
Cu	10	15	12	8	28	9	13	116	12	42	4	11
Ni	22	13	4	11	13	11	6	7	9	12	10	6
Co	31	39	34	38	37	37	27	27	31	57	41	18
Cr	129	56	34	53	73	50	38	15	38	22	44	17
V	157	102	54	88	145	135	154	60	85	47	65	45
Th	12	16	14	17	12	9	12	11	13	15	68	16
Pb	20	22	29	19	19	23	17	12	17	16	28	19
Cs	3	5	4	4	2	2	3	3	3	3	8	7
Sc	23	17	11	16	32	22	20	16	14	9	10	7
Ga	21	20	22	21	21	22	20	23	22	20	20	18
Ta	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1
Hf	7	8	9	8	2	7	6	5	8	8	7	8
Tl	0,4	0,5	0,5	1	0,4	0,4	0,4	0,6	0,4	1	0,7	1
La	38,60	44,21	40,93	41,39	30,39	36,09	37,07	33,27	41,69	38,20	43,71	34,25
Ce	81,34	93,77	81,52	84,51	62,58	72,57	79,79	68,34	87,84	80,45	94,98	71,17
Pr	9,45	10,38	8,73	9,74	7,60	8,63	8,95	8,16	9,68	9,12	9,94	7,88
Nd	36,26	38,77	32,63	36,85	30,16	32,82	35,32	32,24	37,55	33,82	37,36	30,01
Sm	7,59	7,90	5,98	7,90	7,07	6,89	7,46	6,73	7,38	6,68	7,21	6,16
Eu	1,64	1,51	1,89	1,28	1,67	1,70	1,58	1,86	1,67	1,61	1,20	1,25
Gd	7,03	6,88	5,07	6,35	5,97	5,80	6,46	5,65	5,86	5,42	6,30	4,98
Tb	1,14	1,10	0,80	0,98	0,95	0,88	1,01	0,85	0,88	0,76	1,02	0,74
Dy	6,56	6,37	4,68	6,00	6,17	5,04	6,12	5,35	5,03	4,08	5,84	4,22
Ho	1,45	1,39	1,02	1,31	1,32	1,05	1,32	1,15	1,02	0,77	1,21	0,82
Er	3,82	3,65	2,81	3,46	3,42	2,87	3,54	3,02	2,78	2,00	3,32	2,12
Tm	0,57	0,58	0,44	0,54	0,53	0,45	0,54	0,45	0,39	0,31	0,52	0,32
Yb	3,57	3,48	2,80	3,41	3,29	2,73	3,29	2,58	2,38	1,73	3,25	1,97
Lu	0,52	0,51	0,46	0,52	0,49	0,42	0,47	0,38	0,37	0,26	0,48	0,31

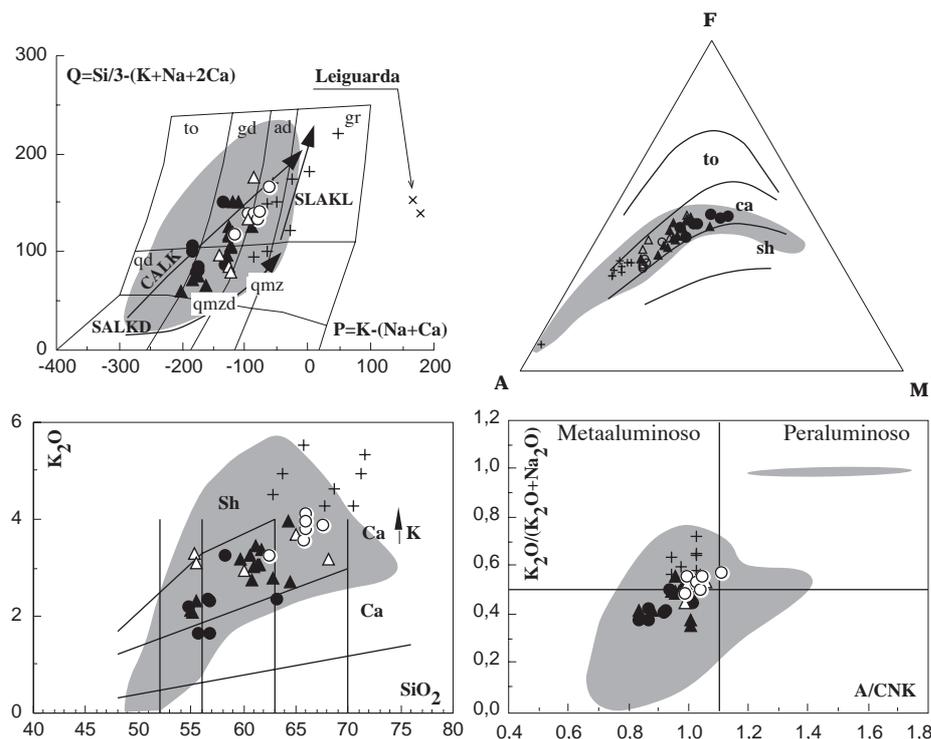


Figura 2. Diagrama de clasificación P-Q (Debon y Le Fort, 1988), en el que se incluyen las tendencias evolutivas de las asociaciones calcoalcalinas (CALK) y subalcalinas melancrática (SALKD) y leucocrática (SALKL); diagrama AFM, K_2O/SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976) y $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ vs. A/CNK. (Leyenda: Triángulos negros-Arcellana; Círculos negros-Courio; Triángulos blancos- Pontigo-Villaverde; Círculos blancos-Carlés; Cruces-Boinás).

En el diagrama P-Q (Fig. 2), que como otros incluye el área ocupada por el resto de rocas intrusivas tardi-hercínicas de la Cordillera Cantábrica (área sombreada), el conjunto de Salas-Belmonte se proyecta en una posición intermedia entre las asociaciones calcoalcalinas y subalcalinas; corta la tendencia evolutiva de las primeras y muestra cierto carácter monzonítico, aunque menos acusado que en el de Infiesto. Las rocas con un comportamiento más próximo son las del conjunto Porcía-Salave, mientras que las del Pisuerga-Carrión definen una tendencia más típicamente calcoalcalina. Es de destacar la posición anómala de las rocas de Leiguarda, cuya alteración (ver Tabla I) ha determinado su posterior exclusión.

El conjunto de Salas-Belmonte muestra, como todas las rocas de la Cordillera Cantábrica, afinidad calcoalcalina en los diagramas AFM y K_2O/SiO_2 (Fig. 2). En general son rocas calcoalcalinas ricas en potasio (diagrama K_2O/SiO_2 de Peccerillo y Taylor, 1976), con relaciones $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ en muchos casos superiores a 0,50, y metaaluminosas a moderadamente aluminosas (caso de Carlés, $A/CNK < 1,15$) (Fig. 2). Corresponden en conjunto a una asociación cafémica (diagrama A-B de

Debon y Le Fort, 1988; no incluido), carácter compartido por el resto de las rocas de la Cordillera Cantábrica.

Por su contenido en potasio las rocas que más se aproximan a las de Salas-Belmonte son las de Porcía-Salave. Como en el diagrama P-Q ambos conjuntos ocupan posiciones intermedias en el diagrama K_2O/SiO_2 (Fig. 2) respecto a las rocas del Pisuerga-Carrión e Infiesto (que incluyen términos calcoalcalinos normales, e incluso pobres en K, y shoshoníticos respectivamente). En el diagrama K_2O/SiO_2 las rocas de Salas-Belmonte, y de forma más acusada todas las de la Cordillera Cantábrica, cortan los campos representativos de las diferentes asociaciones calcoalcalinas; comportamiento que no se ajusta a un simple proceso evolutivo por cristalización fraccionada (Roberts y Clemens, 1993).

La naturaleza cafémica y metaaluminosa a moderadamente aluminosa de algunas rocas ácidas es una tónica general de las rocas de la Cordillera Cantábrica; algunas rocas peraluminosas corresponden a términos ácidos afectados por una intensa alteración que ha podido acentuar este carácter (Fig. 2).

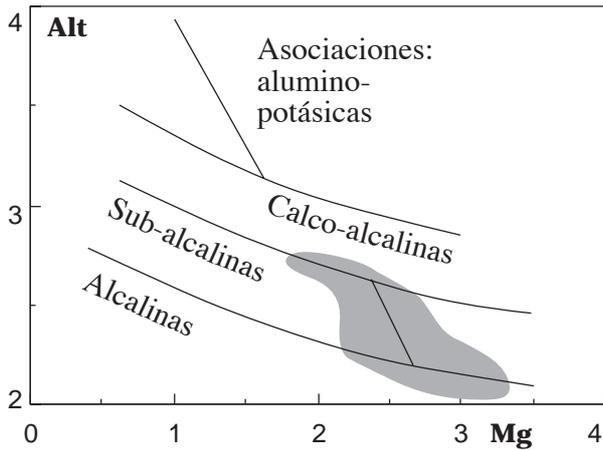


Figura 3. Tipificación geoquímica basada en el quimismo de las biotitas de los cuerpos intrusivos (área sombreada), sobre el diagrama Mg/Al, de Nachit et al. (1985).

Por su contenido en Mg y Fe son rocas calcoalcalinas normales situadas muy próximas a la línea crítica que según Debon (1991) separa las asociaciones calcoalcalinas ferríferas de las magnesianas. Destaca, sin embargo, el carácter más magnésiano

de algunas rocas de Carlés respecto a las de Courio y Pontigo-Villaverde.

La composición de las biotitas proporciona resultados coherentes con la tipificación geoquímica. Por sus contenidos en Mg y Al (Nachit et al., 1985) (Fig. 3) las rocas de Salas-Belmonte son subalcalinas, en las que la biotita estaría sola o acompañada por anfíbol y/o piroxeno. Por otra parte, la variación en el contenido de Al es un índice cualitativo de la participación cortical o mantélica (Nachit et al., 1985). En ese sentido las biotitas de las rocas de Salas-Belmonte, relativamente pobres en aluminio, corresponderían a rocas de filiación esencialmente mantélica con participación limitada de material cortical.

Los diagramas de Harker de elementos mayores (Fig. 4) ponen de manifiesto la ausencia de lagunas composicionales en el contenido en SiO₂ del conjunto de Salas-Belmonte –aunque sí existen dentro de cada intrusión– y un comportamiento caracterizado por una progresiva disminución en el contenido de todos los óxidos con el aumento de

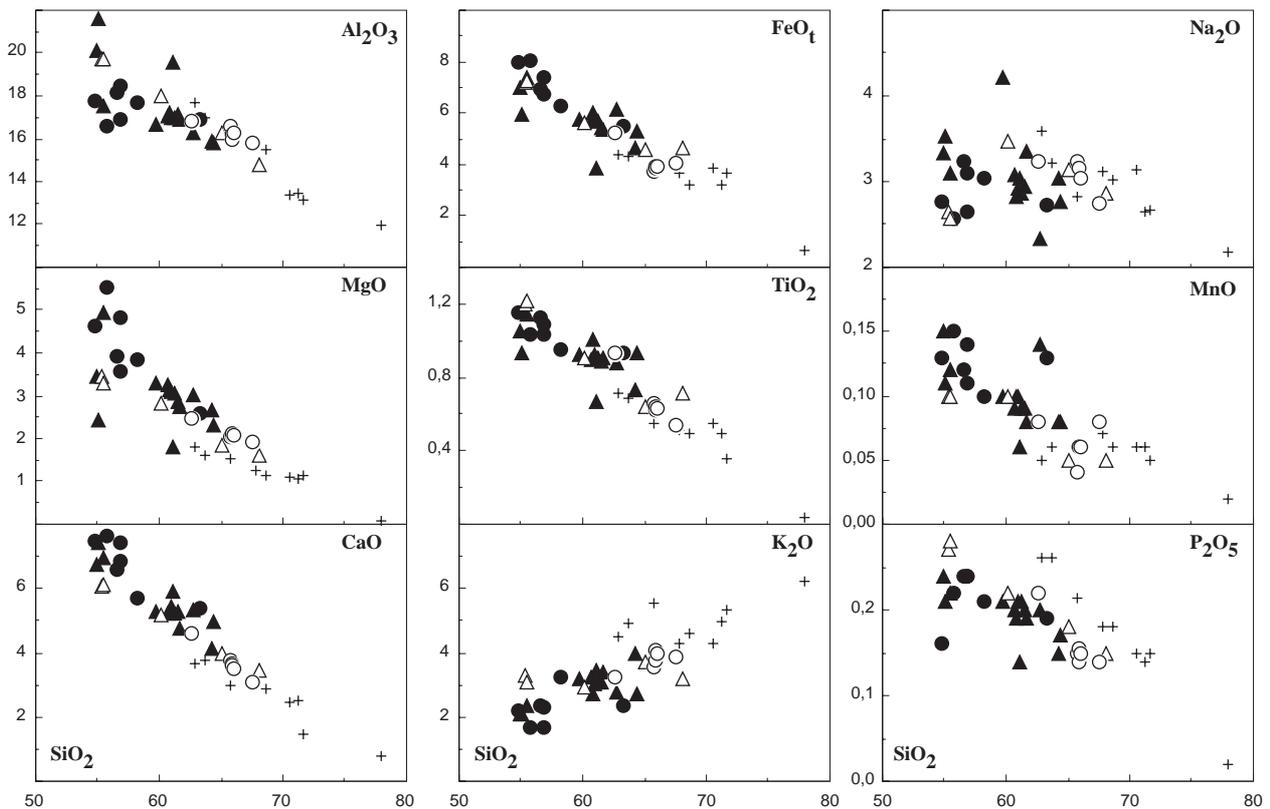


Figura 4. Diagramas de Harker mostrando la evolución de los elementos mayores respecto al aumento del contenido en sílice. Destaca la ausencia de lagunas composicionales en el contenido en sílice de todo el conjunto. (Leyenda: Triángulos negros-Arcellana; Círculos negros-Courio; Triángulos blancos-Pontigo-Villaverde; Círculos blancos-Carlés; Cruces-Boinás).

SiO₂, excepto el K₂O que se comporta como incompatible. Todos los óxidos muestran en general buena correlación describiendo tendencias lineales para todo el conjunto, salvo el Na₂O y P₂O₅ para los que algunos stocks no se encuentran en la misma línea evolutiva. Las rocas más básicas del Courio muestran dispersión en Al₂O₃ y MgO para valores de SiO₂ similares, y salvo en un caso, son más ricas en aluminio y pobres en magnesio que las de Arcellana. Por su parte, las rocas de Boinás con menor contenido en sílice son más pobres en MgO y CaO y más ricas en K₂O y P₂O₅ que las de otros stocks con similar porcentaje en sílice. Finalmente, el contenido en SiO₂ viene a ser el criterio que permite individualizar cada uno de los stocks. En general, Arcellana representa contenidos de SiO₂ < 58 %; Courio cubre el segmento entre 60 y 65 %; Carlés 65-68 % y Boinás valores de SiO₂ > 65 %. Pontigo-Villaverde parece más heterogéneo y se aparta de este comportamiento, ya que ofrece composiciones que cubren todo el espectro.

Elementos traza y tierras raras

De los elementos alcalinos y alcalinotérreos, Rb, Ba (Fig. 5) y Cs aumentan progresivamente con el contenido en sílice, mientras que el Sr tiene correlación negativa (Fig. 5). El elemento que muestra mejor correlación es el Rb, pero aun así, Boinás se separa por su mayor contenido en este elemento de la línea evolutiva general. El resto de elementos altamente incompatibles como Th, tierras raras ligeras (LREE) (Fig. 5), U y Ta también aumentan con el contenido en sílice, con la excepción de Boinás que se empobrece en La y Ce; el Nb –como el Zr y Hf– tiene comportamiento incompatible hasta composiciones de aproximadamente el 62 % de SiO₂ y compatible hacia los términos más ácidos (Fig. 5).

Dentro de estas pautas evolutivas generales, cada stock tiene comportamientos propios. En el Courio existen variaciones composicionales entre los términos más básicos (≈ 55 % de SiO₂) y los más ácidos, pero éstos últimos muestran, o dispersión, o contenidos relativamente constantes para todos los elementos antes citados. Este comportamiento es similar en Carlés para Rb, Ba y, también en Arcellana, para el Sr; sólo Pontigo-Villaverde y Boinás muestran claro aumento en Rb. El Nb es incompa-

tible en Arcellana y entre los términos más básicos y ácidos de Courio y Pontigo-Villaverde, mientras que estos últimos no muestran variación significativa; por el contrario, en Carlés y Boinás correlaciona negativamente con la sílice.

De los elementos moderadamente incompatibles, Zr, Hf, Y y tierras raras pesadas (HREE), el Zr (Fig. 5) ofrece valores bastante constantes en el Courio y Carlés y muy dispersos en Arcellana para variaciones mínimas en sílice; en Pontigo-Villaverde tiene evolución compatible y en Boinás incompatible. Este comportamiento es similar para el Hf y, al igual que para el Nb, indica una evolución general de estos elementos marcada por el cambio de incompatibles a compatibles en composiciones situadas en torno al 62 % de sílice, con independencia del stock al que pertenezcan. El Y e Yb no presentan correlación aparente con la sílice, mostrando un comportamiento individualizado dentro de cada stock, más evidente en el Yb (Fig. 5). Los elementos de transición, Cr, V, Zn (Fig. 5), Ni, Sc y Co, tienen para todo el conjunto una correlación negativa con la sílice, aunque también con diferentes pautas evolutivas dentro de cada stock considerado.

En resumen, se puede destacar: i) la dispersión que muestran para algunos elementos (Sr, Cr, V, Y e Yb) las rocas más básicas del Courio, como también ocurriría con algunos óxidos mayores; ii) la escasa variación en el contenido de algunos elementos respecto al incremento en sílice no sólo de las rocas del Courio, sino también de Carlés (y Arcellana para el Sr), y iii) las diferencias en las pautas evolutivas dentro de cada stock.

Los diagramas de elementos traza normalizados a N-MORB (Pearce, 1982) se caracterizan por enriquecimiento en elementos altamente incompatibles (LILE) y LREE, así como en elementos moderadamente incompatibles (HFSE). Es decir, enriquecimiento continuo desde Sr hasta Sm, con anomalías negativas relativas de Sr, Ba, Ta, Nb, P y Ti (Fig. 6); Y e Yb se mantienen próximos a la unidad, mientras que Sc (salvo en Arcellana) y Cr se encuentran empobrecidos sobre todo en Pontigo-Villaverde y Boinás.

Las principales variaciones radican en el mayor enriquecimiento en Rb y aumento de la anomalía ne-

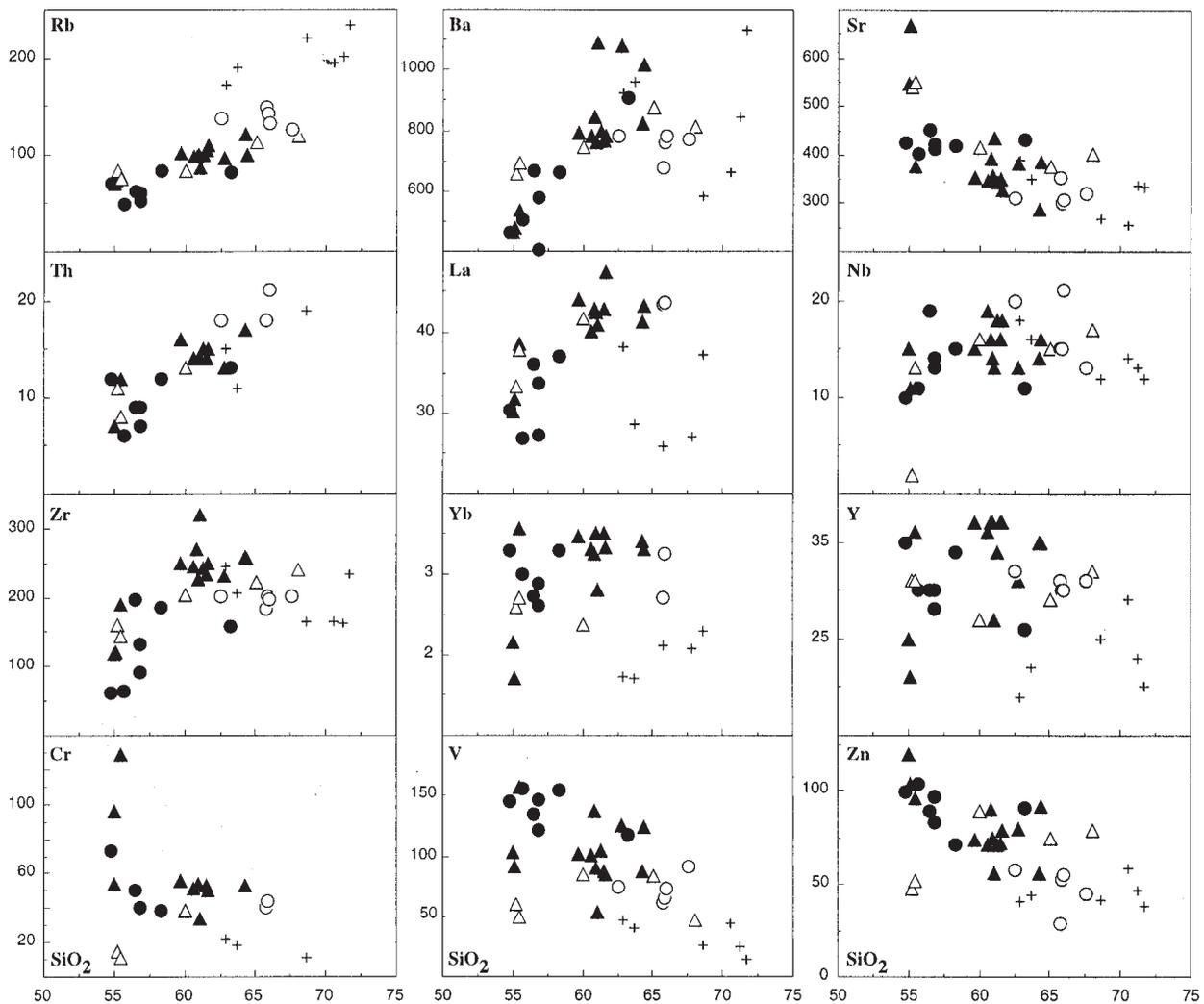


Figura 5. Diagramas de Harker que muestran la evolución de algunos elementos traza más significativos respecto al contenido en sílice. (Leyenda: Triángulos negros-Arcellana; Círculos negros-Courio; Triángulos blancos-Pontigo-Villaverde; Círculos blancos-Carlés; Cruces-Boinás).

gativa de Ba respecto a Rb y Th (muy baja o inexistente en las rocas más básicas de Arcellana, Pontigo-Villaverde y Courio) hacia las rocas más ricas en sílice como Carlés y Boinás, y en el grado de empobrecimiento en Sc y Cr, mientras que el enriquecimiento en LREE y HFSE, salvo Zr y Hf, no presenta variaciones tan acusadas.

En lo que se refiere a las REE, los contenidos normalizados al condrito de Evensen et al. (1978) se caracterizan por espectros poco fraccionados, con relaciones $(La/Yb)_N = 15-5,6$, aunque son mayoritarias las rocas con relaciones $(La/Yb)_N < 10$ (Fig. 7). La fraccionación de LREE es ligeramente superior en Boinás y Carlés, junto con algunas rocas del Courio; la fraccionación de HREE es muy escasa

pero también algo superior en parte de las rocas de Boinás y Carlés respecto a Courio, Arcellana y Pontigo. La escasa fraccionación de HREE diferencia a las rocas de Salas-Belmonte, y también de Porcía-Salave, del resto de las de la Zona Cantábrica que tienen espectros muy fraccionados para las HREE (Cuesta et al., 1998).

La anomalía negativa en Eu es en general poco acusada o inexistente. Algunas rocas del Courio y Pontigo tienen anomalía positiva mientras que las mayores anomalías negativas corresponden también a algunas rocas del Courio y, sobre todo, a Boinás y Carlés (Fig. 7).

El contenido total de REE aumenta con el contenido en SiO_2 , excepto en Boinás que muestra notable

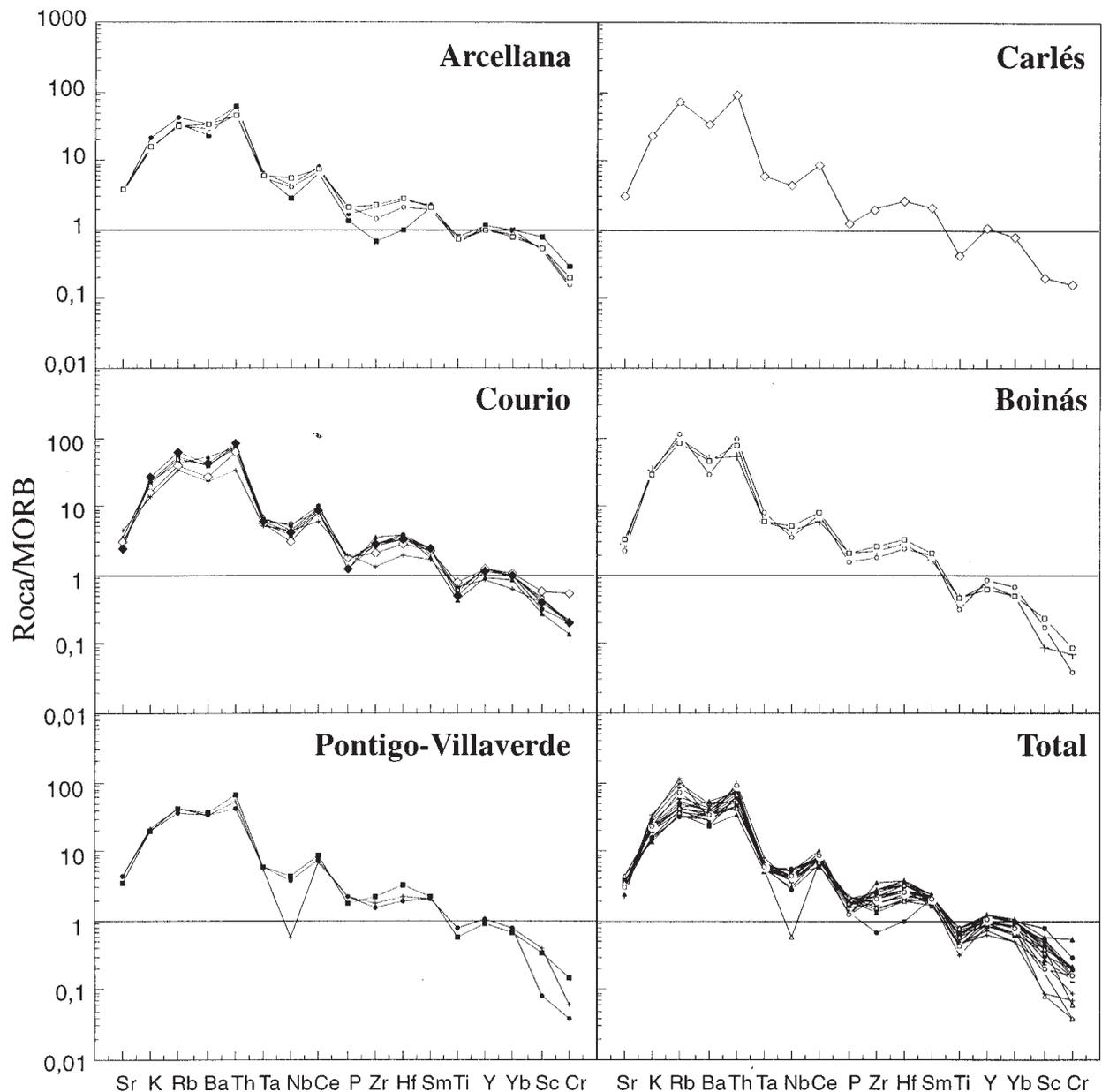


Figura 6. Espectros normalizados de elementos traza respecto a N-MORB, según valores de normalización de Pearce (1982), que muestran enriquecimiento respecto al valor de normalización desde Sr hasta Sm. Leyenda para el gráfico que representa el total de la población: Triángulos negros-Arcellana; Círculos negros-Courio; Triángulos blancos-Pontigo-Villaverde; Círculos blancos-Carlés; Cruces-Boinás).

dispersión e incluso correlación negativa. La anomalía en Eu (Eu/Eu^*) también aumenta, de forma más pronunciada en las rocas comprendidas entre el 55-60 % de SiO_2 y más atenuada en las rocas de 60-70 %. La relación $(La/Sm)_N$ muestra correlación positiva con la sílice mientras que $(La/Yb)_N$ aumenta muy ligeramente y $(Gd/Yb)_N$ se mantiene constante.

La morfología de los espectros con ausencia de formas cóncavas, las bajas relaciones $(La/Yb)_N$ y débil correlación positiva de esta relación con la sílice indican escasa importancia del papel jugado por la fraccionación de anfíbol. Los altos contenidos en Sc, Y y HREE, y las bajas relaciones $(Tb/Yb)_N$ (2-1,14) y Zr/Y (12-1,7) indican escasa importancia de fraccionación de granate, aunque

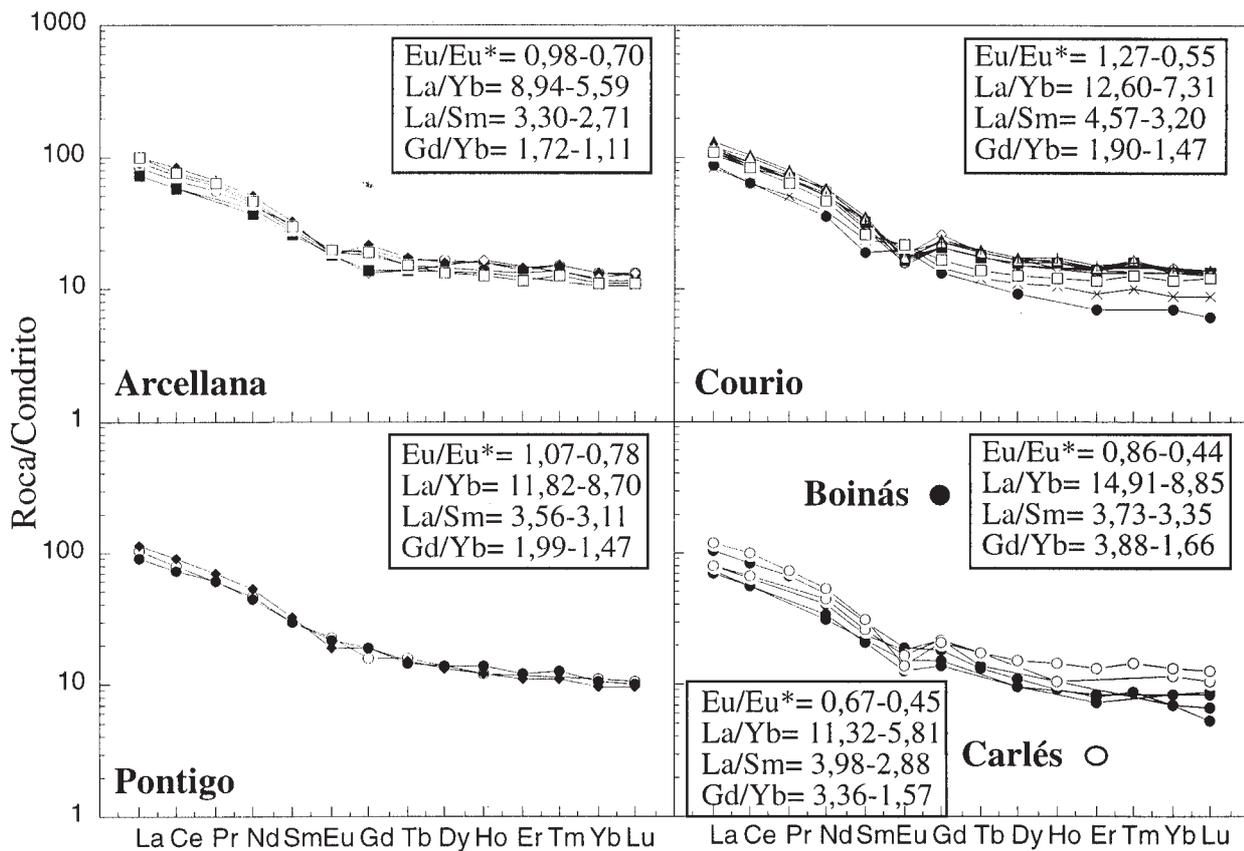


Figura 7. Espectros de tierras raras normalizados respecto al condrito de Evensen et al. (1978), caracterizados por escasa o inexistente anomalía negativa en Eu. Se incluyen los valores máximos y mínimos de las relaciones más significativas.

por el contrario el Sc muestra buena correlación negativa con la sílice y la relación Hf/Lu es alta.

La escasa anomalía negativa en Eu pondría de manifiesto la existencia de procesos poco significativos de fraccionación de plagioclasa, hecho señalado también por la correlación negativa no muy pronunciada de Sr y de las relaciones Sr/Nd (27-8) y Sr/Y (32-8) respecto a la sílice (Altherr et al., 1995). Sin embargo, en las rocas gabroicas existen evidencias petrográficas de fraccionación de piroxeno y plagioclasa como es la presencia de heteroadcumulados. Además existen evidencias de reacciones $Opx + Liq_{invariante} \Rightarrow Bt + Hbl$ (Corretgé et al, 1970) y $Opx + Liq_{peritético} \Rightarrow Bt$ (Corretgé, 1969) (coronas de biotita alrededor de ortopiroxeno) que empobrecen el líquido en La y enriquecen en Yb. En estos casos, la ausencia de anomalía negativa en Eu podría quizás explicarse

por la fraccionación conjunta especialmente de ortopiroxeno y plagioclasa.

Consideraciones petrogenéticas y conclusiones

El conjunto intrusivo de Salas-Belmonte muestra en los distintos diagramas de variación tendencias evolutivas continuas y sin lagunas composicionales, de lo que se deduce que estas rocas estarían relacionadas genéticamente. Aunque las tendencias evolutivas del CaO y Fe₂O₃ son características de las series calcoalcalinas y sí podrían ajustarse a procesos de simple cristalización fraccionada, la dispersión observada en los contenidos de Al₂O₃ y MgO, y el comportamiento del K₂O (Fig. 2) y algunos elementos traza indican claramente que no es una evolución magmática en un sistema simple, sino que se trata de un sistema heterogéneo. Existen, además,

evidencias de procesos de asimilación desde niveles relativamente profundos de la corteza (enclaves restílicos de plagioclasa, piroxeno, espinela hercínica y magnetita; xenolitos de formas redondeadas y xenocristales de granate) y de mezclas magmáticas (presencia de enclaves microgranudos, zonados complejos de plagioclasas con resorción entre zonas, formas corroidas y desarrollo de coronas en los máficos, xenocristales de cuarzo, etc.).

Algunas características petrográficas y geoquímicas (principalmente presencia de olivino en las rocas más básicas y composición de las biotitas) son coherentes con la participación de una fuente mantélica en la génesis. Ahora bien, los bajos contenidos de las rocas gabroicas de Salas-Belmonte en Ni, Cr y Mg ($MgO < 6\%$) indican que los fundidos básicos no son magmas primarios, sino derivados mantélicos que ya han sufrido procesos de fraccionación de olivino y/o piroxenos. Se trataría de magmas relativamente pobres en agua como se puede deducir de la ausencia de anfíbol como fase magmática primaria. Los desequilibrios minerales observados podrían ser resultado de la mezcla de los diferenciados mantélicos con fundidos corticales, así como del desarrollo de reacciones peritéticas $Opx + Liq \Rightarrow Bt$, que implican incremento en sílice del fundido residual.

El enriquecimiento en LILE y HFSE de las rocas más básicas de Salas-Belmonte y, en general, de todas las de la Cordillera Cantábrica, da lugar a espectros composicionales que presentan similitudes con los de los basaltos de arcos volcánicos transicionales e incluso con los basaltos intraplaca de los modelos de Pearce (1982). El alto contenido en HFSE refleja un enriquecimiento de la fuente mantélica por fusión de litosfera subcontinental intraplaca (Pearce, 1982; Brown et al. 1984), y bajas tasas de fusión parcial (Pearce 1982). El enriquecimiento en elementos LIL puede atribuirse igualmente a la existencia de un manto de tipo intraplaca; no obstante, este enriquecimiento también podría resultar de la existencia de un manto, enriquecido metasomáticamente por fluidos derivados de sedimentos en una zona de subducción, o bien a procesos de asimilación cortical durante el ascenso (Pearce, 1982; Hildreth y Moor bath, 1988).

En Salas-Belmonte el carácter ya evolucionado de los magmas básicos impide determinar y distinguir

el grado de enriquecimiento del manto en elementos LIL previo a la formación de dichos magmas, del enriquecimiento adquirido durante las primeras etapas evolutivas de estos magmas (cristalización fraccionada y mezcla con fundidos basicocorticales) o del debido a asimilación cortical durante el ascenso.

Los valores de las relaciones Ba/La (14-33), Ba/Nb (31-84), Rb/Cs (13-55), y la disminución de las relaciones Rb/Cs, Nb/U (19-2) y Nb/Th (2,14-0,22) con el aumento de la sílice serían indicativos de procesos de asimilación cortical (Altherr et al., 1995). Con ello es coherente el incremento observado en el enriquecimiento en K, Rb, Ba y Th, en los espectros normalizados, hacia las rocas más ricas en sílice de Salas-Belmonte y, a nivel general, en las rocas ígneas de la Cordillera Cantábrica en donde las rocas básicas ($SiO_2 < 50\%$) muestran enriquecimiento poco significativo en K, Rb y débil en Ba.

Existen indicios consistentes de procesos de contaminación desde niveles profundos en un régimen de temperatura lo suficientemente elevada que favoreciese altas tasas de asimilación originando un predominio de rocas con contenidos relativamente altos en sílice (60-70 %). Se trata de la presencia de inclusiones xenolíticas de carácter restílico y de fundidos con características claramente corticales. Asimismo, las rocas más diferenciadas (Boinás y granodioritas de Pontigo-Villaverde) contienen diferentes poblaciones de circones: una población, característica de series anatéticas corticales, y otra de series subalcalinas (Corretgé et al., 1990). Sin embargo, la falta de datos composicionales e isotópicos de los posibles contaminantes impide cuantificar la importancia de dichos procesos.

Como hipótesis razonable, la evolución de este magmatismo podría responder a un proceso complejo tipo MASH (Hildreth y Moor bath, 1988), que implica la evolución de magmas de origen mantélico que sufren procesos de asimilación, almacenaje y homogenización en la transición manto-corteza, y a procesos de tipo AFC (asimilación + cristalización fraccionada) (DePaolo, 1981).

El desarrollo de este magmatismo calcoalcalino en etapas tardi-orogénicas, puede estar relacionado o encuadrarse, de acuerdo con Harris et al. (1986) y Lagarde et al. (1992), en dos tipos de esquemas geotectónicos: i) Por un lado, en relación con un régi-

men de relajación térmica posterior al engrosamiento cortical post-colisión; en esta situación podría producirse fusión del manto por descompresión adiabática la cual, a su vez, inducirá la fusión de niveles corticales inferiores y la creación de magmas calcoalcalinos sin relación directa con procesos de subducción; ii) Alternativamente, pudo tener lugar una subducción subsidiaria en la que se vería implicado un bloque de litosfera continental; esto permitiría la hidratación y fusión parcial del manto inmediato al bloque continental subducido generando magmas de filiación calcoalcalina similares o comparables a los de arcos volcánicos continentales cal-

coalcalinos. En esta segunda situación las rocas de Salas-Belmonte, ricas en LILE, HFSE y con relaciones HFSE/LILE relativamente altas, podrían ser comparadas con granitoides calcoalcalinos propios de arcos volcánicos maduros -continentales-, con participación de litosfera subcontinental intraplaca en zonas alejadas del frente activo.

Agradecimientos.

Este trabajo ha sido financiado por la DGICYT en el marco del proyecto PB-94-1338. Agradecemos a L. R. Pevida, en representación de Río Narcea Gold Mines, la cesión de algunas muestras utilizadas en la realización de este trabajo.

Bibliografía.

- Altherr, R., Lugovic, B., Meyer, H.-P. and Majer, V. (1995): Early Miocene post-collisional calc-alkaline magmatism along the easternmost segment of the Periadriatic fault system (Slovenia and Croatia). *Miner. and Petrol.*, 54: 225-247.
- Barton, M. D., Ilchick, P. and Marikos, M. A. (1991): Metasomatism. In: *Contact metamorphism* (D.M Kerrick, Ed.), Reviews in Mineralogy, 26. Min. Soc. Amer.: 321-345.
- Bea, F., Sánchez-González del Herrero, J. C. y Serrano Pinto, M. (1987): Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (F. Bea et al. Eds.). Ed. Rueda: 87-93.
- Boixet, L.I. (1993): *Morfología y Mineralogía del skarn de Carlés, Asturias*. Tesis de Licenciatura. Univ. Oviedo: 84 p.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984): The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 141: 413-426.
- Corretgé, L. G. (1969): Rocas asturianas con afinidades charnockíticas. *Acta Geol. Hisp.*, 4 (1): 20-22.
- Corretgé, L. G., Luque, L. y Suárez, O. (1970): Los stocks de la zona de Salas-Belmonte (Asturias). *Bol. Geol. Min.*, 81 (2-3): 257-270.
- Corretgé, L. G. and Suárez, O. (1990): Igneous rocks of the Cantabrian and Palentian Zones. In: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer and E. Martínez-García, Eds.). Springer-Verlag: 72-79.
- Corretgé, L. G., Fernández-Suárez, J., Suárez, O. y Gallastegui, G. (1990): Tipología del circón en granitoides de la Cordillera Cantábrica. Implicaciones petrogenéticas. *Geogaceta*, 7: 43-47.
- Cuesta, A., Suárez, O. y Gallastegui, G. (1998): Caracterización geoquímica del magmatismo tardío en la Cordillera Cantábrica. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 21-A: 70-71.
- De La Roche, H. and Leterrier, J. (1973): Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276: 3115-3118.
- Debon, F. (1991): Comparative major element chemistry in various "microgranular enclave-plutonic host" pairs. In: *Enclaves and Granite Petrology*. (J. Didier and B. Barbarin, Eds.). Developments in Petrology, 13. Elsevier, Amsterdam: 293-312.
- Debon, F. and Le Fort, P. (1988): A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic association: principles, method, application. *Bull. Mineral.*, 111: 493-510.
- DePaolo, D. J. (1981): A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular ranges, California. *Jour. Geophys. Res.*, 86: 10470-10488.
- Evensen, M. M., Hamilton, P. J. and O'Nions, R. K. (1978): Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- Gallastegui, G., Heredia, N., Rodríguez Fernández, L. R. y Cuesta, A. (1990): El stock de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la Unidad del Pisuega-Carrión (Zona Cantábrica, N de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 203-217.
- Gallastegui, G., Heredia, N., Lasala, M. J., Reyes, J. y Rodríguez Fernández, L. R. (1992): Datación por el método Rb-Sr del plutón granodiorítico de Peña Prieta. *Resúmenes de la "XIV Reunión de Xeología e minería do NO Peninsular"*, Lab. Xeol. Laxe: 16-17.
- García de Figueroa, L. C. y de la Peña, D. (1964): El afloramiento cuarzo-diorítico de Carlés (Asturias) y la prospección geoquímica de cobre en el mismo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 62: 91-106.
- Gutiérrez-Claverol, M., Luque, C., Martínez García, E., Ruíz, F. y Suárez, V. (1988): Los lineamientos deducidos de imágenes de satélite de las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa (NW de España). *Estudios Geol.*, 44: 263-270.
- Harris, M. (1979): *Alteration and mineralization at the Salave gold prospect*. Thesis Dct., Dpt. of Mining Geology, Royal School of Mines, Imperial College of Science and Technology, London: 129 p.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision Tectonics* (M. P. Coward and A. C. Ries, Eds.). Geol. Soc. Special Publ., 19: 67-81.
- Hildreth, W. and Moorbarth, S. (1988): Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral Petrol.*, 98: 455-489.
- Jahoda, C., Andrews, J. and Foster, R. (1989): Structural controls of Monteroso and other Gold Deposits in Northwest Spain-Fractures, Jogs and Hot Jogs. *Institution of Mining and metallurgy*, Section B, 98:1-6.
- Lagarde, J.-L., Capdevila, R. et Fourcade, S. (1992): Granites et collision continentale: L'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. France*, 163(5): 597-610.
- Lameyre, J. and Bowden, P. (1982): Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 14: 295-303.
- Martín-Izard, A., Cepedal, A., Fuertes, M., Pevida, L. R., Maldonado, C., Spiering, E., Varela, A. and González, S. (1998a): The "El Valle" deposit: An example of copper-gold skarn mineralization overprinted by late epithermal events, Cantabrian Mountains, Spain. In: *Gold exploration and mining in NW Spain* (D. Arias, A. Martín-Izard y A. Paniagua, Eds.). Fac. de Geología-Dpto. de Geología, Univ. Oviedo: 43-49.
- Martín-Izard, A., Fuertes, M., Boixet, L.I., Maldonado, C., Cepedal, A., Pevida, L.R., Spiering, E., Varela, A. and González, S. (1998b): The "Carlés" intrusive and its relationship to skarn formation and gold-copper-molibdenum ore deposition. In: *Gold exploration and mining in NW Spain* (D. Arias, A. Martín-Izard y A. Paniagua Eds.). Fac. de Geología-Dpto. de Geología, Univ. Oviedo: 65-74.
- Martín-Izard, A., Fuertes, M., Cepedal, A., Maldonado, C., Pevida, L. R., Spiering, E., González, S. y Varela, A. (1998c): Geochemical characteristics of the Río Narcea gold belt intrusives and timing of development of the different magmatic-hydrothermal processes based on K/Ar dating. In: *Gold exploration and mining in NW Spain* (D. Arias, A. Martín-

- Izard y A. Paniagua Eds.). Fac. de Geología-Dpto. de Geología, Univ. Oviedo: 35-40.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M. and Carron, J. P. (1985): Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, II: 813-818.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81.
- Pearce, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites*. (R.S. Thorpe, Ed.). John Wiley and Sons: 525-548.
- Pevida, L. R., Maldonado, C., Spiering, E., González, S., García, J., Varela, A., Martín-Izard, A.; Cepedal, A. and Fuertes, M. (1998): Geology and exploration guides along the Río Narcea gold belt. In: *Gold exploration and mining in NW Spain* (D. Arias, A. Martín-Izard y A. Paniagua, Eds.). Fac. de Geología-Dpto. de Geología, Univ. Oviedo: 27-34.
- Roberts, M. P. and Clemens, J. D. (1993): Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828.
- Schulz, G. (1858): *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Madrid: 138 p.
- Suárez, O. y Corretgé, L. G. (1987): Plutonismo y Metamorfismo en las zonas Cantábrica y Astur-Occidental Leonesa. En: *Geología de los granitoïdes y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (F. Bea et al., Eds.). Ed. Rueda: 13-26.
- Suárez, O., Cuesta, A., Corretgé, L. G. and Fernández-Suárez, J. (1992): Spinel-bearing inclusions in calc-alkaline granitoids of the Cantabrian and West Asturian-Leonese Zones, Hercynian belt. *Bull. Soc. Géol. France*, 163(5): 611-623.
- Suárez, O., Cuesta, A., Gallastegui, G. y Corretgé, L. G. (1993): Mineralogía y petrología de las rocas plutónicas de Infiesto (Zona Cantábrica, N de España). *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 19: 123-153.
- Suárez, O., Ruiz, F., Galán, J. y Vargas, I. (1978): Edades Rb-Sr de granitoïdes del Occidente de Asturias. *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 10: 437-442.
- Valverde, P. (1993): *Permo-Carboniferous magmatic activity in the Cantabrian Zone Iberian Massif, Asturias, NW Spain*. Thesis M. S., Boston College. Dpt. Geology and Geophysics: 498 p.