

# GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL GRANITOIDE PRE-VARISCO DE PUENTE DE SELCE (ANTIFORME DEL NARCEA, ASTURIAS)

G. Gutiérrez-Alonso<sup>1</sup> y J. Fernández Suárez<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.

<sup>2</sup> Dept. of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, St. John's Newfoundland A1B 3X5, Canada

**Resumen:** El granitoide de Puente de Selce es un cuerpo intrusivo en las Pizarras del Narcea de edad proterozoica. Su edad se interpreta como pre-varisca. La intrusión de Puente de Selce está formada por tonalitas y granodioritas de tipo I con carácter calcoalcalino rico en K, que han evolucionado por cristalización fraccionada de anfíbol, biotita, plagioclasa y apatito. Los contenidos en elementos mayores y trazas y sus tendencias de variación son propias de granitoides generados en arcos continentales de tipo andino. La fusión parcial de anfíbolitas de composición andesítica en la corteza inferior a temperaturas superiores a 850°C se propone como el mecanismo más probable para la generación de estas rocas. Está afectado heterogéneamente por todas las fases de deformación variscas descritas en este sector, especialmente por la segunda fase de deformación que le confiere texturas neísicas, miloníticas y filoníticas rodeando lentes preservadas de dicha deformación.

**Palabras clave:** Granitoide prevarisco, deformación heterogénea, geoquímica, zona Asturoccidental Leonesa, orogenia varisca.

**Abstract:** The Puente de Selce granitoid intruded the Proterozoic Narcea slates and was deformed heterogeneously during Variscan times. Gneissic, mylonitic and phyllonitic textures surround lenses with less prominent deformation. The age of this rocks is interpreted to be pre-variscan. The Puente de Selce granitoid is formed by I-type high-K calc-alkaline tonalites and granodiorites which have evolved by fractionation of plagioclase, biotite, amphibole and apatite. Major and trace element contents and variation trends are characteristic of granitoids generated in an Andean-type continental arc setting. Melting of amphibolitic rocks of andesitic composition in the lower crust is proposed as the most likely mechanism for the generation of these rocks.

**Key words:** Pre-variscan granitoid, heterogeneous deformation, geochemistry, West-Asturian Leonese Zone, variscan orogeny.

G. Gutiérrez-Alonso y J. Fernández Suárez (1996): Geología y geoquímica del granitoide pre-Varisco de Puente de Selce (Antiforme del Narcea, Asturias). *Rev. Soc. Geol. España*, 9(3-4): 227-239

Los afloramientos de rocas granitoides del Antiforme del Narcea, en el límite entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL), se pueden dividir en dos grupos: (a) granitoides variscos tardíos representados por el granito de Linares (Suárez, 1971; Corretgé y Suárez, 1990) y otros intrusivos de dimensiones decamétricas-hectométricas de composición gábrica a granítica y (b) granitoides pre-variscos representados por dos cuerpos denominados granitoides deformados, u ortogneises, de Pola de Allande y Puente de Selce (Corretgé y Carpio, 1968; Corretgé, 1969; Julivert y Marcos, 1971; Gutiérrez-Alonso y Villar, 1989; Gutiérrez-Alonso, 1992) (Fig. 1). Este último se corresponde aproximadamente con el denominado Santa Eulalia-Trones de los primeros autores citados. Estos granitoides deformados son los más occidentales de la ZAOL y constituyen los únicos afloramientos de rocas ígneas prevariscas en esta zona. En este trabajo nos centraremos en las características geológicas y geoquímicas de uno de los granitoides pre-variscos, concretamente en el menor de ellos, denominado de Puente de Selce (Fig. 2).

La naturaleza y caracterización de los granitoides de Pola de Allande y Puente de Selce ha sido objeto de diversas interpretaciones. Tanto Schulz (1858) como Barrois (1882) atribuyen un carácter intrusivo a estas rocas, interpretación que se mantiene en los trabajos de Suárez (1967), Corretgé (1969) y González Menéndez (1978); este último autor aporta los primeros datos geoquímicos. Estas rocas se reinterpretaron con posterioridad como porfiroides de origen volcánico, englobándolas en el mismo grupo de rocas que aparecen en Cudillero (Suárez y Suárez, 1976), alrededores de Tineo, valle del río Coto (Pérez-Estaún y Martínez, 1978; Julivert *et al.*, 1977a; Marcos *et al.*, 1980; Bastida *et al.* 1980) y alrededores de Noceda (Gutiérrez-Alonso, 1992). No es hasta el trabajo de Gutiérrez-Alonso y Villar (1989) y Gutiérrez-Alonso (1992) donde se separan las rocas volcánicas e intrusivas existentes en el Antiforme del Narcea y se cartografían los dos granitoides mencionados previamente.

Debido a la falta de edades absolutas radiométricas, la edad de los granitoides de Pola de Allande y Puente de Selce es discutible, pero las relaciones de campo

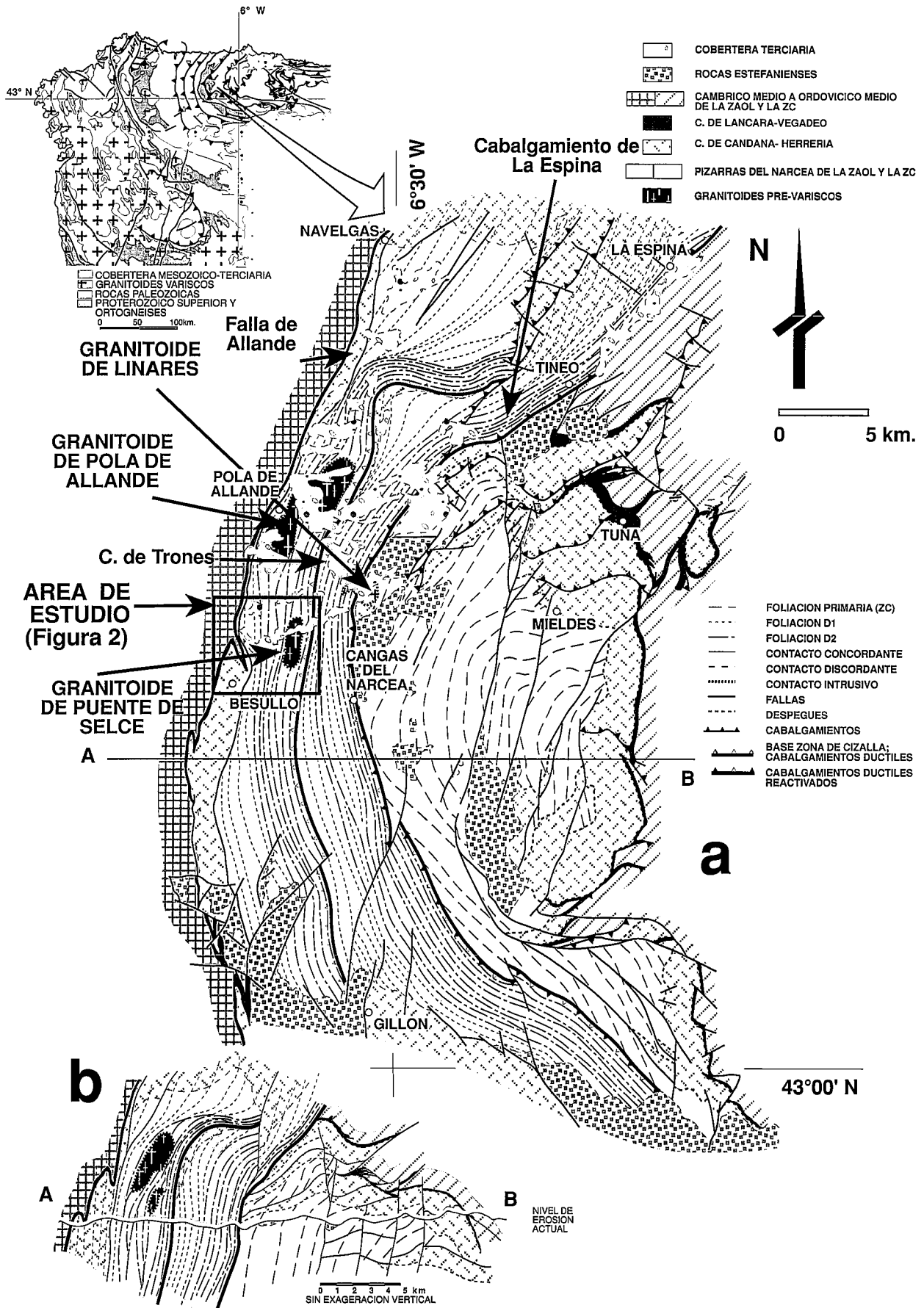


Figura 1.- a) Mapa geológico del Antiforme del Narcea con la situación de los diversos cuerpos granitoides existentes. Según Gutiérrez-Alonso (1992), basado en Marcos (1973); Julivert *et al.* (1977 a, b); Bastida *et al.* (1980); Marcos *et al.* (1980); Marcos y Pulgar (1980); Crespo Zamorano (1982); Gutiérrez-Alonso (1987); Gutiérrez-Alonso y Villar (1989); Aller *et al.* (1989); Bastida y Gutiérrez-Alonso (1989); Gutiérrez-Alonso *et al.* (1990) y Alonso *et al.* (1991). ZAOL - Zona Asturoccidental-Leonesa; ZC - Zona Cantábrica. b) Corte general del Antiforme del Narcea con la situación idealizada de los granitoides de Pola de Allande y de Puente de Selce.

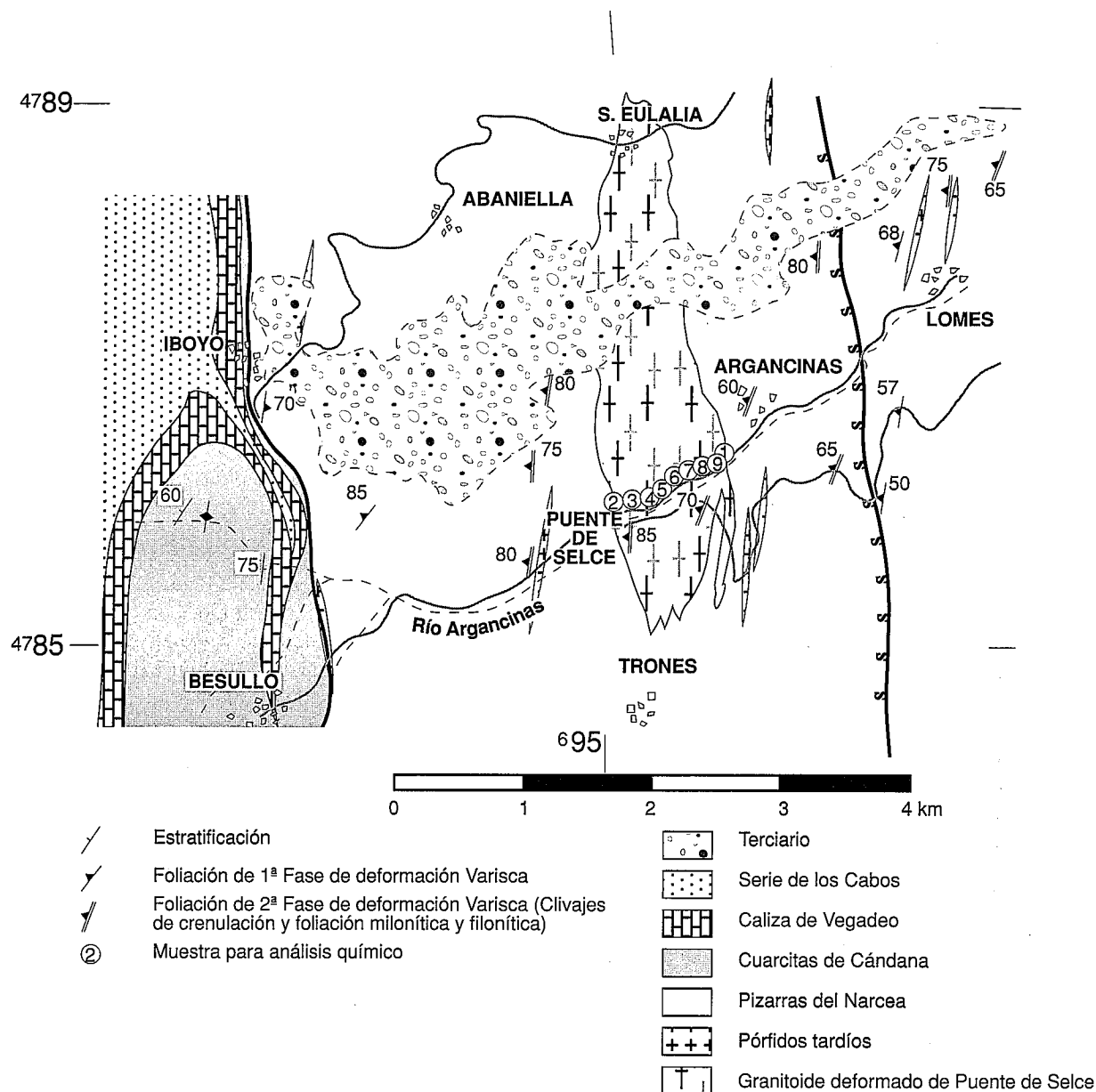


Figura 2.- Mapa geológico del granitoide de Ponte de Selce y sus alrededores mostrando la localización de las muestras estudiadas. Según Gutiérrez-Alonso (1992), basado en Corretgé (1969) y Gutiérrez-Alonso y Villar (1989). Coordenadas en unidades UTM.

existentes, que evidencian el hecho de que están afectados por todas las fases de deformación varisca, hace pensar un origen pre-varisco, como ya fué apuntado por Corretgé (1969).

**Encuadre geológico**

El sector del Orógeno Varisco en el que aflora el granitoide de Ponte de Selce, se caracteriza por la existencia de un antifirme que separa dos dominios paleogeográficos distintos y que se conoce como Antifirme del Narcea. En su núcleo afloran rocas de edad Proterozoico inferior de la formación Pizarras del Narcea sobre las que, discordantemente, se depositó una secuencia de edad Paleozoico inferior que muestra grandes variaciones de potencia a ambos lados del antifirme. Esta secuencia esta formada por las formacio-

nes Herrería, Láncara, Oville y Barrios en el flanco oriental (en la Zona Cantábrica) y por el Grupo Cándana, Formación Vegadeo y la Serie de los Cabos en el flanco occidental (la ZAOL). Es en el flanco occidental donde esta secuencia presenta una potencia mayor. La estructura de este antifirme es un apilamiento antiformal que repite las Pizarras del Narcea como puede observarse en la figura 1. Las unidades más occidentales presentan una deformación polifásica con la existencia de importantes zonas de cizalla, de más de dos km de potencia, situadas en la base de los cabalgamientos (Fig. 1). En las unidades más orientales la deformación se caracteriza por ser menos dúctil y por tener un menor desarrollo de la foliación y un menor grado metamórfico.

Los granitoides de Pola de Allande y Ponte de Selce son dos cuerpos que se localizan en el sector del

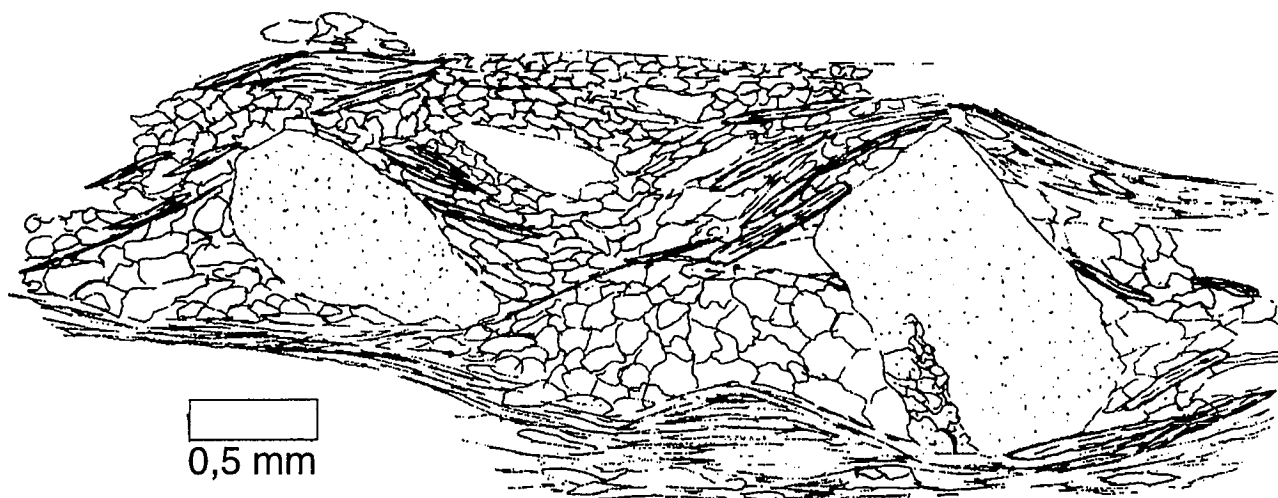


Figura 3.- Porfiroclasto de feldespato potásico roto y desplazado en una de las bandas miloníticas del neis de Ponte de Selce. Minerales blancos - Cuarzo. Minerales punteados - Feldespato potásico. Minerales rayados - Micas.

Antiforme del Narcea correspondiente a la ZAOL y, concretamente, dentro de la unidad más occidental (unidad de Trones) (Gutiérrez-Alonso, 1992). Esta unidad es la que tiene una mayor abundancia de rocas volcánicas interestratificadas en las Pizarras del Narcea, lo que justifica las diversas interpretaciones que han recibido los gneises y su frecuente confusión con rocas volcánicas de carácter porfiroide. Tanto el cuerpo localizado en Pola de Allande como el de Ponte de Selce se encuentran afectados por tres fases de deformación varisca. La primera (D1), equivalente a la descrita en toda la ZAOL, es solamente reconocible en forma de foliaciones relictas crenuladas, rodeadas por una fábrica planolinar que se corresponde con una foliación protomilonítica y milonítica y su correspondiente lineación de estiramiento, generada durante la fase 2 (D2). Esta foliación se origina debido a la existencia de una zona de cizalla relacionada con el cabalgamiento causante del emplazamiento de la Unidad de Trones hacia el Este. Por último, un episodio tardío pliega las foliaciones previas con pliegues abiertos, que presentan ejes verticales y planos axiales subverticales de orientación N 30° E interpretados como debidos a cizallas dexas tardías (Gutiérrez-Alonso, 1992). Estos pliegues ocasionalmente tienen un clivaje de crenulación de plano axial, que en el caso de los neises nunca se aprecia. El metamorfismo asociado a la deformación varisca es de grado bajo, y sus características se describen en Gutiérrez-Alonso y Nieto (en prensa).

La deformación principal que afecta al granitoide de Ponte de Selce, de fase 2, es la responsable de la estructura de las rocas en este sector tanto a escala regional como microscópica. Esta deformación es de carácter heterogéneo, coexistiendo rocas de aspecto granudo con escasa deformación con filonitas originadas por procesos de cizalla simple durante la segunda fase de deformación (D2). Las rocas menos deformadas son relictos fusiformes y en ellas se puede apreciar la existencia de texturas ígneas preservadas, así como

de enclaves microgranudos máficos.

El contacto de los granitoides con el encajante, las Pizarras del Narcea de edad Vendiana (Martín Parra, 1989; Palacios y Vidal, 1992) es intrusivo, como se observa en los lugares donde la tectonización es menos importante, sobre todo en el contacto Oeste del granitoide, donde se puede constatar la presencia de metamorfismo de contacto.

#### La deformación del granitoide de Ponte de Selce

La presencia de estos granitoides de geometría lenticular, que presentan un contraste de competencia respecto a las rocas que le rodean, hace que la deformación D1 haya tenido muy poca impronta en las mismas. En las rocas encajantes la deformación D1 se traduce en la presencia de clivajes groseros. En el granitoide se observan restos de posibles foliaciones D1, de manera aislada, en forma de una foliación preservada en los microlitones generados durante la deformación D2 en los sectores donde la foliación D2 no es muy intensa.

La deformación D2 se manifiesta en los granitoides por la presencia de bandas discretas, con una foliación muy penetrativa, que rodean a cuerpos de geometría lenticular y tamaño variable donde la foliación es menos penetrativa y presenta orientaciones ligeramente oblicuas a las de las bandas deformadas, aunque tiende a paralelizarse a las mismas en los bordes de estos cuerpos. En ocasiones existen, en las bandas con una foliación más penetrativa, rocas oscuras, de carácter ultramilonítico, con un tamaño de grano mucho más fino e intensamente foliadas.

En las bandas donde la foliación es muy penetrativa se observa una importante reducción del tamaño de grano, que en ocasiones confiere a la roca un aspecto filonítico. Sobre la foliación desarrollada en estas rocas se observa siempre una lineación mineral marcada fundamentalmente por la dimensión mayor de los granos de cuarzo y de porfiroblastos de mica blanca y clorita, así

como por la presencia de colas de presión y varillas (*rods*) de cuarzo.

Una de las características más comunes observables en estas rocas a escala macroscópica es la existencia de estructuras SC (Berthé *et al.*, 1979) dando lugar a milonitas de tipo I (Lister y Snoke, 1984). En ellas, las estructuras S son muy penetrativas y muestran inflexiones en las proximidades de las estructuras C que tienen un espaciado centimétrico y en ocasiones decimétrico. El ángulo entre ambas superficies varía entre 30° y 45° y no existe una variación sistemática y regular de este ángulo en relación con su proximidad al cabalgamiento como se evidencia en trabajos sobre otras zonas de cizalla (Cuevas, 1988).

La foliación neísica se observa en rocas en las que la foliación presenta un espaciado mayor. Está definida por la existencia de un grosero bandeado composicional donde alternan bandas más claras, compuestas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa y bandas más oscuras donde se concentra biotita, anfíbol y clorita.

La foliación en las rocas protomiloníticas, miloníticas y filoníticas tiene espaciados desde 0,5 mm a submilimétricos. Sobre la foliación se observa generalmente una lineación mineral de estiramiento bien desarrollada. Los clastos de feldespato se encuentran frecuentemente rotos por fracturas generalmente oblicuas a la foliación (Fig. 3), recordando en ocasiones estructuras de tipo balda de libros (*book-shelf*). Las colas de presión de los feldespatos están compuestas por cuarzo y en ocasiones tienen geometrías de tipo  $\sigma$ .

Los porfiroclastos de cuarzo presentan extinción ondulante y límites de bajo ángulo que dan origen a subgranos en la periferia del clasto (estructuras de tipo manto y núcleo). Las colas de presión son generalmente más largas que las de los feldespatos. Se puede reconocer la existencia de cuarzos acintados en los que se puede observar la existencia del grano original intensamente deformado y recrystalizado.

Los porfiroclastos de biotita se encuentran rodeados por la foliación y, en ocasiones, se observan geometrías de tipo peces de mica (*mica-fish*). En otras ocasiones las micas se encuentran plegadas con geometría de *kink-bands*. La matriz de estas rocas está compuesta fundamentalmente por cuarzo y, en mucha menor proporción, por mica blanca, clorita y fragmentos de feldespatos.

**Petrografía**

Petrográficamente, tanto el granitoide de Pola de Allande como el de Puente de Selce tienen una gran variedad textural como consecuencia de la distinta intensidad de la deformación. Aunque la mineralogía ha sido en general preservada, las texturas ígneas han sido obliteradas casi por completo.

En los sectores menos deformados, se pueden distinguir dos facies en función del tamaño de grano: una facies común de grano grueso y una subor-

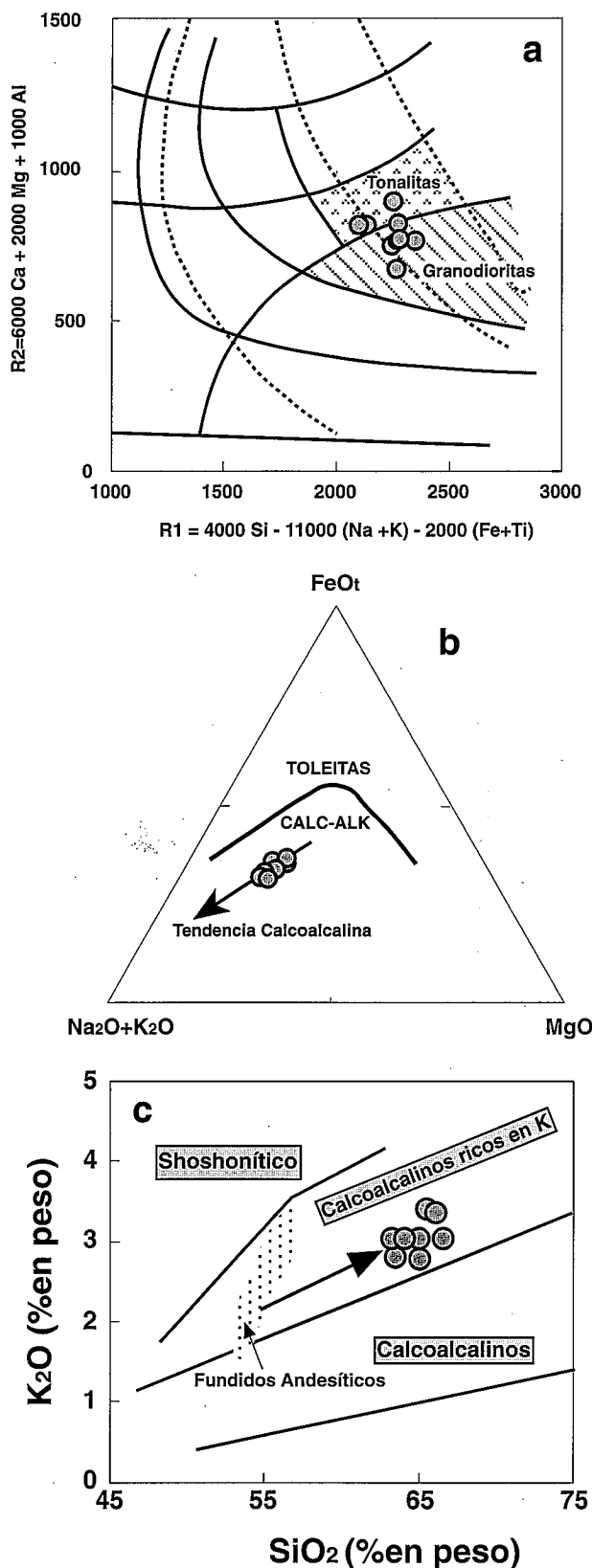


Figura 4.- a) Clasificación del granitoide prevarisco de Puente de Selce en el diagrama R1-R2 de De la Roche *et al.* (1980). b) Diagrama AFM mostrando el carácter calcoalcalino de las rocas estudiadas (límites de Irvine y Baragar, 1971). c) Diagrama SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O (Peccerillo y Taylor, 1976) mostrando el carácter calcoalcalino rico en potasio de los granitoides de PS. Se ha representado el campo composicional de los fundidos de andesitas y andesitas basálticas (Roberts y Clemens, 1993).

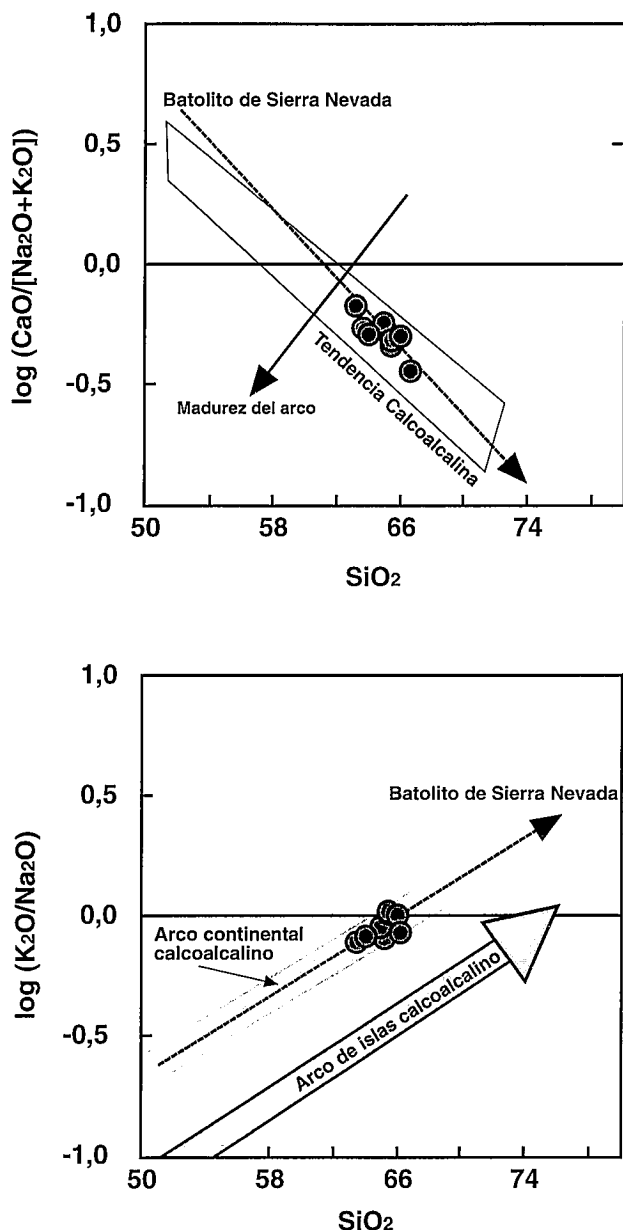


Figura 5.- Representación de los granitoides de PS en los diagramas  $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$  vs  $\text{SiO}_2$  y  $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  vs  $\text{SiO}_2$ . En ambos se ha trazado la tendencia (*trend*) evolutiva de los granitoides del batolito de Sierra Nevada (California).

dinada de grano medio. No se observa una distribución espacial clara de estas facies. En ambos casos la textura ígnea (en las muestras menos deformadas) es desde hipidiomórfica heterogranular a ligeramente porfídica, siendo plagioclasa y anfíbol los minerales de mayor tamaño.

Los minerales esenciales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, anfíbol (hornblenda) y biotita. En algunas láminas aparecen cantidades accesorias de piroxeno incluido en el anfíbol. Como minerales accesorios existen ilmenita, allanita, circón, rutilo, apatito y epidota.

El cuarzo y la plagioclasa aparecen tanto como fenocristales como formando parte de la matriz. La

plagioclasa es de composición tipo  $\text{An}_{30}$  (determinada por métodos ópticos), y posee inclusiones de anfíbol y minerales opacos. El feldespato potásico aparece en cantidades variables (siempre inferiores al 10% modal), generalmente como cristales irregulares englobados en la matriz. El anfíbol es del tipo hornblenda, apareciendo como cristales de hábito subidiomórfico o como agregados con bordes indentados.

### Geoquímica de roca total

Las muestras estudiadas se recogieron a lo largo de un corte realizado a lo largo de la carretera que une el Puente de Selce con el pueblo de Argancinas (Fig. 2) en las zonas menos deformadas del granitoide.

Los contenidos en elementos mayores y trazas de las nueve muestras estudiadas se presentan en la Tabla I. Los análisis fueron realizados por Fluorescencia de Rayos X utilizando un espectrómetro Phillips PW 1480 con tubo de Sc y Mo en los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo. El error analítico para elementos mayores es inferior al 0,5% excepto para Mn y Na (inferior al 1%).

### Clasificación y tipología

Las muestras estudiadas se clasifican como tonalitas y granodioritas (clasificación química de De la Roche *et al.*, 1980) (Fig. 4a) metalumínicas a débilmente peralumínicas ( $A/\text{CNK} \approx 0,95-1,06$ , Tabla I). Los contenidos en Mg y los valores de la relación  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  son altos ( $\text{MgO} \approx 2,4-3,3$  % en peso,  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \approx 0,49-0,53$ ). Los valores de la relación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  son altos, oscilando entre 0,95 y 1,28, con un valor medio de 1,1.

Los contenidos en elementos mayores son característicos de granitoides de tipo I pertenecientes a series calcoalcalinas ricas en K, como ponen de manifiesto los diagramas AFM y  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 4 b, c). Los valores bajos y relativamente constantes de la relación  $\text{FeO}/\text{MgO}$  (Tabla I) son característicos de las series calcoalcalinas ricas en K (Baker, 1984). Los valores altos de la relación Na/K son también un rasgo distintivo de las series calcoalcalinas ricas en K.

El carácter calcoalcalino de las rocas estudiadas queda confirmado por su proyección en el diagrama  $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$  vs  $\text{SiO}_2$  (Fig 5a), situándose dentro de la tendencia (*trend*) de las series calcoalcalinas s. s. (Brown, 1984). Tanto en el diagrama anterior como en el diagrama  $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  vs  $\text{SiO}_2$  (Fig 5b), las rocas de Puente de Selce se proyectan en la tendencia (*trend*) evolutiva definida por las rocas calcoalcalinas del batolito de Sierra Nevada (Bateman y Dodge, 1970).

### Tendencias de variación de elementos mayores y trazas

En la figura 6 se representan los diagramas de variación más significativos de elementos mayores y trazas

GN-1 GN-2 GN-3 GN-4 GN-5 GN-6 GN-7 GN-8 GN-9

*Elementos Mayores (% peso)*

SiO <sub>2</sub>	65.17	64.93	65.44	63.46	63.18	64.03	65.44	65.99	66.51
TiO <sub>2</sub>	0.58	0.54	0.53	0.59	0.61	0.55	0.51	0.49	0.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.09	14.86	14.92	14.92	15.25	15.2	14.91	14.6	14.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	5.27	5.14	4.87	5.74	5.75	5.35	4.93	4.63	4.77
MnO	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08	0.07
MgO	2.52	2.72	2.53	3.25	3.07	2.93	2.52	2.37	2.75
CaO	3.2	3.66	3.08	3.36	4.1	3.44	3.23	3.37	2.32
Na <sub>2</sub> O	3.39	3.37	3.33	3.59	3.05	3.67	3.25	3.36	3.71
K <sub>2</sub> O	2.74	3.05	3.4	2.8	3.03	3.03	3.41	3.37	3.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.15	0.15	0.17	0.17	0.16	0.15	0.14	0.15
LOI	1.45	1.63	1.82	2.24	1.96	1.77	1.74	1.74	1.81
TOTAL	99.64	100.13	100.15	100.2	100.26	100.22	100.17	100.14	100.09
A/CNK	1.05	0.96	1.01	0.99	0.97	0.98	1.00	0.95	1.06
A/NK	1.77	1.69	1.63	1.68	1.84	1.64	1.66	1.60	1.54
FeO <sub>T</sub> /MgO	1.88	1.70	1.73	1.59	1.69	1.64	1.76	1.76	1.56

*Elementos Traza (ppm)*

V	123	117	107	140	129	117	108	99	106
Cr	202	195	182	225	210	198	230	182	259
Co	14	12	10	11	14	14	11	11	13
Ni	18	16	15	17	20	18	16	14	18
Cu	13	13	9	17	18	9	9	10	9
Zn	63	55	50	56	60	62	52	51	54
Rb	109	110	108	107	104	115	126	122	114
Sr	221	265	228	237	286	256	235	234	227
Ba	661	706	694	660	750	643	647	651	626
Y	26	23	23	24	24	25	22	21	22
Zr	165	142	158	145	152	147	139	150	152
Nb	10	3	4	8	10	7	11	13	4

Tabla I. Analisis químicos de los granitoides pre-variscos de Puente de Selce.

con respecto al contenido en SiO<sub>2</sub>. La evolución magmática produce un empobrecimiento progresivo en Ti, Mg, Fe, Ca y P. El K y el Na no muestran correlación con SiO<sub>2</sub>. Los valores de la relación K-Rb oscilan entre 210 y 260 y muestran una variación aleatoria respecto a la sílice y al parámetro b (Mg+Fe+Ti).

Los metales de transición (V, Ni, Co, Cu, Zn) muestran una correlación inversa con la sílice, especialmente V ( $r^2 \approx 0,86$ ) y Cu ( $r^2 \approx 0,77$ ).

El Sr (221-286 ppm) y el Ba (626-750 ppm) muestran una correlación negativa con la sílice. El Rb (104-126 ppm) es el único elemento de los analizados que tiene un comportamiento incompatible, mostrando una correlación positiva con la sílice. La relación Rb/Sr aumenta y la relación Sr/Ba disminuye con el aumento del contenido en SiO<sub>2</sub>.

En cuanto a los elementos HFS, el Y (21-26 ppm) muestra una correlación negativa con SiO<sub>2</sub> (sólo la muestra 1 se aparta sensiblemente de la tendencia) y el Zr (139-165 ppm) y el Nb (3-13 ppm) muestran una variación aleatoria tanto respecto a la sílice como al parámetro b (Mg+Fe+Ti).

## Discusión

### *Evolución magmática.*

Dado que se dispone de un número limitado de análisis con un estrecho margen de variación composicional que posiblemente no representan todo el rango de variación química de los granitoides pre-variscos de Pola de Allande, la discusión sobre procesos de evolución magmática ha de ser necesariamente limitada.

La variación del contenido en elementos mayores y algunos elementos traza (Rb, Sr, Ba, V, Ni, Cu) es compatible con fraccionación de plagioclasa + biotita + anfíbol + apatito. Por otra parte, la correlación linear entre elementos incompatibles y compatibles en diagramas binarios logarítmicos es indicativa de cristalización fraccionada (p.e., Rb vs V,  $r^2 \approx 0,7$ ) (Allègre y Minster, 1978).

Se ha hecho un ensayo de modelización de la cristalización fraccionada considerando las siguientes limitaciones: i) se han usado elementos traza cuyo comportamiento está esencialmente controlado por minerales

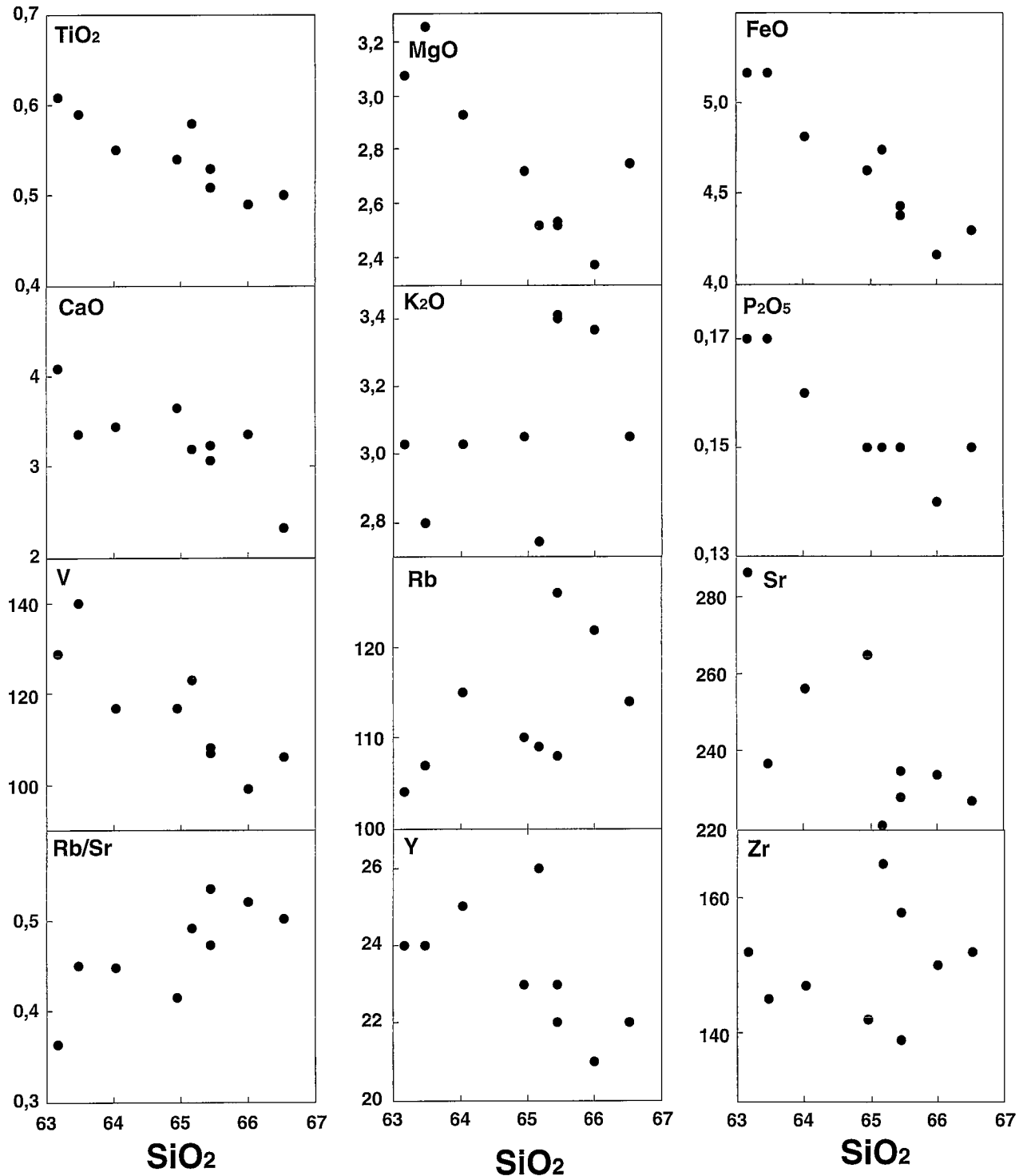


Figura 6.- Diagramas representativos de la variación del contenido en elementos mayores y trazas respecto al contenido en SiO<sub>2</sub>.

esenciales (Sr, Rb, Ba, V), ii) se ha asumido que la composición original corresponde a la de la muestra 5 y que la muestra 8 representa la composición más evolucionada. Las muestras 4 y 9 se han descartado porque se apartan sensiblemente de las tendencias evolutivas en los diagramas de variación; iii) en el caso del V se ha empleado un coeficiente de partición total de 2, que es coherente con la pendiente de la proyección logarítmica V-Rb (Allègre *et al.*, 1977), considerando que pendiente  $\approx D-1$ ; y iv) para Rb, Sr y Ba se han empleado

los coeficientes de partición de Arth (1976).

Los resultados de la modelización pueden verse en la figura 7. La modelización Rb-Sr-Ba indica que a partir de la composición de la muestra 5 es posible obtener un líquido de composición comparable a la muestra 8 con un 30% de fraccionación de plagioclasa anfíbol y biotita en proporción aproximada 50: 35: 15, respectivamente. Las diferencias entre los valores observados (muestra 8, Rb=122, Sr=234, Ba=651), y los valores calculados (Rb=123, Sr=244, Ba=648) están dentro de



un margen de error inferior al 5%.

La modelización Rb-V indica que se puede obtener un líquido de composición semejante a la de la muestra 8 (muestra: Rb=122ppm, V=99ppm; valores modelizados: Rb=124ppm, V=94 ppm) con un 27% de cristalización fraccionada (Fig. 3c), lo que es aproximadamente coincidente con la modelización Rb-Sr-Ba.

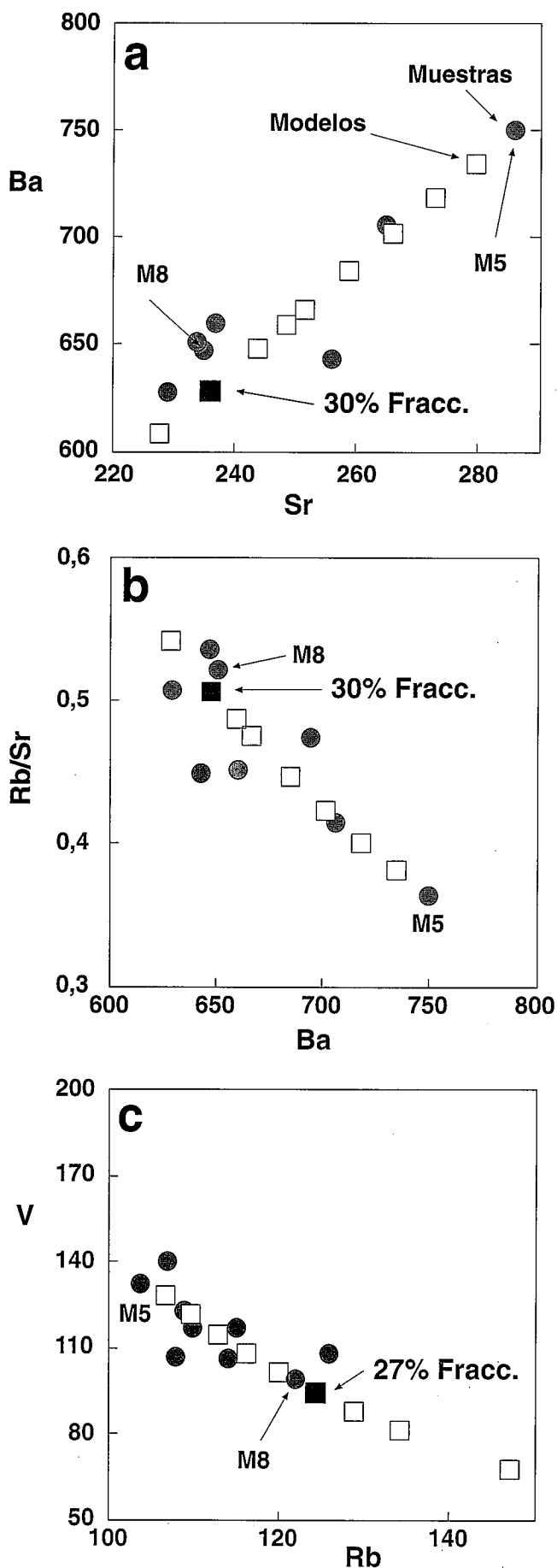
#### Marco Geotectónico

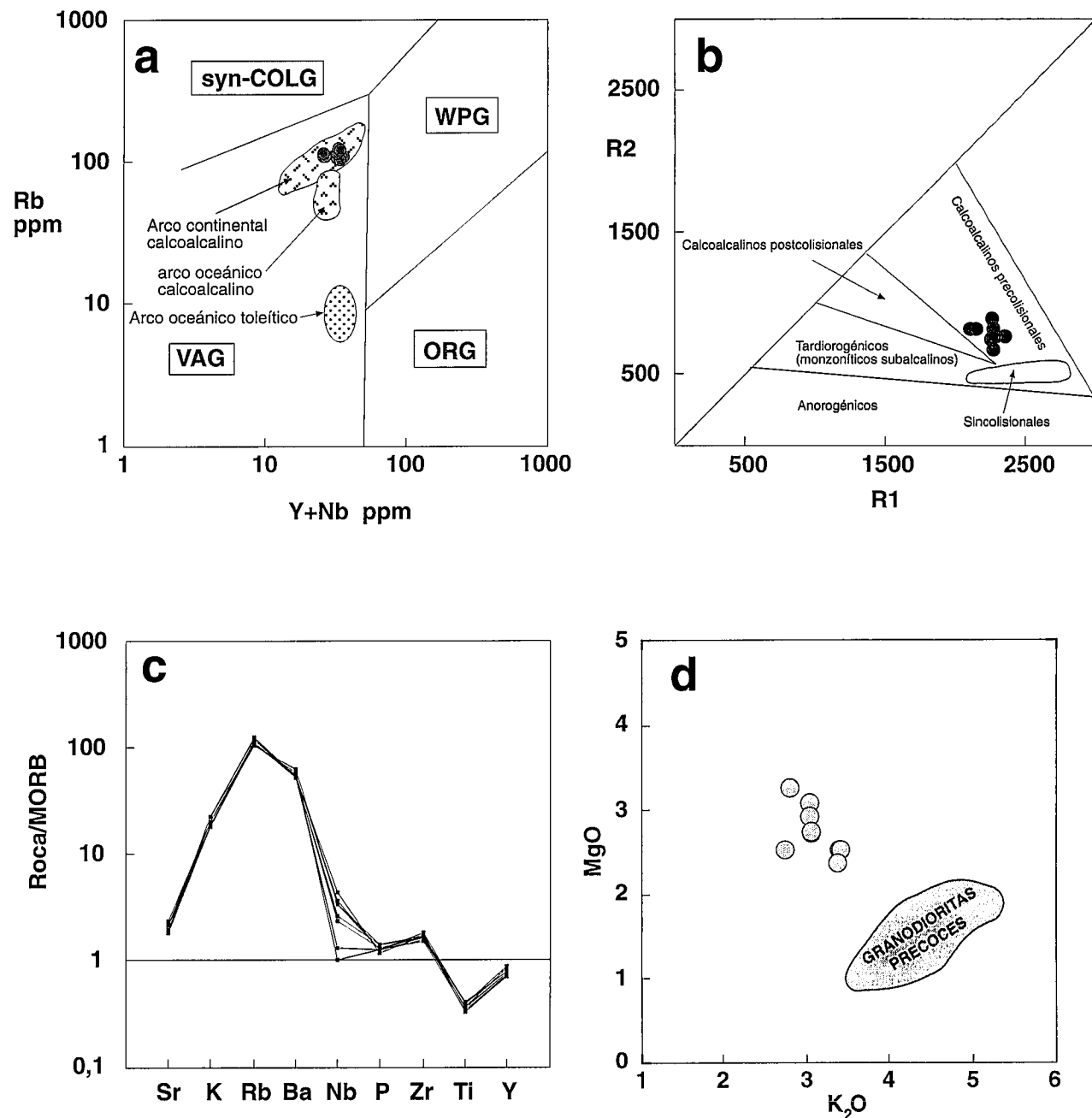
Las rocas calcoalcalinas ricas en K son volumétricamente importantes en todos los orógenos Proterozoicos, constituyendo entre el 35 y el 40% del volumen total de granitoides metalumínicos (Roberts y Clemens, 1993). Se conocen dos ambientes geotectónicos en los que pueden generarse las series calcoalcalinas ricas en K: i) arcos continentales de tipo andino o cordillerano, y ii) magmatismo postcolisional tipo caledoniano (Pitcher, 1987).

Dado que el marco tectónico en que se generaron los granitoides estudiados no ha sido establecido en base a otros criterios geológicos, y dado que su edad es incierta, el uso de la composición química de los granitoides para tal fin debe hacerse con reservas (p.e., Arculus, 1987; Roberts y Clemens, 1993).

No obstante, existen varias evidencias geoquímicas que sugieren que los granitoides de Pola de Allande se formaron a partir de magmas con características de arco continental de tipo andino-cordillerano. Entre tales características las más significativas son: i) su ubicación en el campo VAG del diagrama Rb vs Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) (Fig. 8a), superponiéndose al campo ocupado por granitoides andinos (calc-alkaline continental arcs) y por encima del dominio de granitoides de arcos de islas (oceanic calc-alkaline arcs); ii) los valores de la relación A/CNK y A/NK (Tabla I) son característicos de granitoides de arcos continentales o arcos de islas, siendo los valores de A/NK superiores a los característicos de granitos post-orogénicos (Maniar y Piccoli, 1989); iii) la proyección de las muestras en el campo de granitoides calcoalcalinos precolisión del diagrama de Batchelor y Bowden (1985) (Fig. 8b); iv) la ubicación de los granitoides de Puente de Selce en la tendencia (*trend*) definida por las rocas del batolito de Sierra Nevada (arco continental) en los diagramas  $\log [CaO/(Na_2O+K_2O)]$  vs  $SiO_2$  y  $\log (K_2O/Na_2O)$  vs  $SiO_2$  (Fig. 5a, b), y v) la composición de los granitoides de Pola de Allande normalizada frente a valores MORB (Pearce, 1983) (Fig. 8c) muestra enriquecimiento en Sr, Rb, K, Ba, anomalías negativas de Nb y Ti, y bajos va-

Figura 7.- a, b) Proyección de las relaciones Rb-Sr-Ba de los granitoides de PS frente a los valores obtenidos mediante modelización de cristalización fraccionada (ver texto). c) Proyección Rb-V de los granitoides de PS y los valores obtenidos por modelización de cristalización fraccionada. En los diagramas de las figuras a y b el cuadro relleno representa la composición de líquido después de un 30% de cristalización fraccionada; en la figura c, dicho cuadrado representa la composición del líquido después de un 27% de cristalización fraccionada.





**Figura 8.-** a) Diagrama Rb vs Y+Nb para los granitoides de Pola de Allande (VAG= Granitos de arco volcánico (*Volcanic arc granites*), WPG= Granitoides intraplaca (*within plate granites*), syn-COLG= granitoides sincolisionales (*syn-collision granites*), ORG= Granitoides de dorsal oceánica (*ocean ridge granites*)). Los campos de arco continental (*continental arc*), arco oceánico (*oceanic arc*) y granitoides de arco toleítico (*tholeiitic arc granitoids*) se han tomado de Pearce *et al.* (1984). b) Representación de los granitoides de Puente de Selce en el diagrama de discriminación tectónica R1-R2 de Batchelor y Bowden (1985). c) Espectros normalizados con respecto a MORB (valores de normalización de Pearce, 1983 y Pearce *et al.*, 1984) para algunos elementos mayores y trazas de las rocas estudiadas. Obsérvese el enriquecimiento en K, Rb, Ba y las anomalías negativas en Nb y Ti características de magmas de márgenes de subducción. d) Diagrama K<sub>2</sub>O vs MgO ilustrando la diferencia composicional entre los granitoides de Puente de Selce (círculos grises) y las granodioritas precoces Variscas del NO peninsular (area sombreada). Para esta comparación se han utilizado aquellos datos de la recopilación de Bea *et al.* (1987) en los que el contenido en SiO<sub>2</sub> esta comprendido entre el 62 y el 68%.

lores de Y<sub>N</sub>. Todas estas características son típicas de granitoides de arco magmático (Pearce, 1983; Pearce *et al.*, 1984).

Estos datos no permiten afirmar que los granitoides estudiados se hayan generado en un marco tectónico de tipo margen andino, pero sí que las rocas reúnen prácti-

camente todas las características geoquímicas y mineralógicas encontradas en tales granitoides.

#### *Possible Naturaleza del Protolito*

Las rocas estudiadas presentan las características

mineralógicas y geoquímicas de granitoides de tipo I (derivados de una fuente ígnea) (Chappell y White, 1977; Pitcher, 1983, 1987; Chappell y Stephens, 1988). La ausencia de términos más básicos (excluyendo los escasos enclaves microgranudos de los que no hay análisis disponibles) y la carencia de datos isotópicos y de REE no permiten evaluar la posible participación directa de fundidos mantélicos o la contaminación con magmas corticales en la generación de estos granitoides.

Asumiendo las limitaciones expuestas, y considerando que un magma original con unos contenidos determinados en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$  evoluciona dentro del campo correspondiente en el diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 4c) (Peccerillo y Taylor, 1976), salvo que exista contaminación con magmas corticales, el modelo más simple para explicar la generación de granitoides calcoalcalinos ricos en K de tipo I sería la fusión de un protolito cuya composición se sitúe en ese campo (Roberts y Clemens, 1993). Considerando la composición de los fundidos obtenidos a partir de diferentes protolitos básicos (recopilación en Roberts y Clemens, 1993), los protolitos más adecuados para la génesis de rocas calcoalcalinas ricas en K son materiales anfíbolíticos de composición andesítica o andesita basáltica (Fig. 4c).

Dado que se desconoce la edad de los granitoides de Pola de Allande (discusión en Gutiérrez Alonso, 1992, pp. 52-55) y no existen datos geológicos sobre su contexto geodinámico, no es posible llegar a una conclusión respecto al significado orogénico del carácter de arco magmático de los granitoides estudiados.

### Relación con otros granitoides de NO de la Península Ibérica

Es difícil establecer relación con otros tipos de granitoides del Noroeste de la Península Ibérica. La incertidumbre acerca de su edad (desde el Proterozoico superior al Carbonífero más bajo) es un inconveniente a la hora de intentar establecer alguna relación con otro evento magmático. Dado que el marco geodinámico que se deduce mediante el uso de técnicas geoquímicas, un marco de arco continental, no viene apoyado por la masa necesaria de rocas de estas características para definir un arco de este tipo en el Antiforme del Narcea, tal vez se trate de un cuerpo marginal relacionado con los afloramientos de rocas ígneas pre-variscas más importantes del Macizo Hespérico, concretamente con los grandes volúmenes de gneises glandulares que afloran en el Antiforme del "Ollo de Sapo" y en el Sistema Central. De ser cierta esta correlación se podría atribuir una edad Ordovícico Inferior a estas rocas de acuerdo con las dataciones de Gebauer *et al.* (1993).

Otra posibilidad sería considerar estos granitoides como relacionados con los estadios iniciales orogenia Varisca. El argumento fundamental en contra de esta hipotética relación es el hecho de que estos granitoides están afectados por todas las fases de deformación variscas (Gutiérrez-Alonso, 1992). Además, la composi-

ción química en términos de elementos mayores y trazas (p.e., K, Rb/Sr) es sensiblemente diferente a las de las rocas variscas más antiguas (granodioritas precoces), como se pone de manifiesto en el diagrama  $\text{K}_2\text{O}$ -MgO de la figura 8d, y sugiere la generación en un marco geodinámico diferente.

### Conclusiones

El granitoide de Puente de Selce es un cuerpo intrusivo en la Pizarras del Narcea que ha sido deformado por todas las fases de deformación variscas reconocidas en este sector del Macizo Hespérico. La deformación más importante es de carácter dúctil y se aprecia en bandas de deformación que atraviesan el granitoide confiriéndole texturas de tipo milonítico.

La intrusión de Puente de Selce está formada por tonalitas y granodioritas de carácter calcoalcalino rico en K que han evolucionado por cristalización fraccionada de anfíbol + biotita + plagioclasa + apatito.

Las características geoquímicas de estos granitoides son propias de magmas de arcos continentales de tipo andino-cordillerano, es decir de magmas generados en un contexto geodinámico de subducción.

Aunque la génesis de rocas calcoalcalinas ricas en K no requiere la participación directa de fundidos mantélicos, tal participación en las rocas estudiadas no puede ser descartada en base a los datos presentados.

Agradecemos a los revisores de la revista sus comentarios y sugerencias. Este proyecto ha sido financiado por el proyecto de la DGICYT PB-93-1149-CO3-02.

### Bibliografía

- Alonso, J.L., Aller, J., Bastida, F., Marcos, A., Marquinez, J., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J.A. (1991): Mapa Geológico de España E.1:200.000, Hoja nº 2 (3-1) (Avilés). Memoria explicativa por Alonso, J.L., Aller, J., Bastida, F., Marcos, A., Marquinez, J., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J.A., 103 p. *Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.
- Allègre, C. J. y Minster, J. F. (1978): Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38: 1-25.
- Allègre, C. J., Treuil, M., Minster, J. F. y Albarede, F. (1977): Systematic use of trace elements in igneous processes. Part I: Fractional crystallisation processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60: 57-75.
- Aller, J., Bastida, F., Cabal, J. y Pérez-Estaún, A. (1989) Geología del sector Cabo Vidio - San Juan de la Arena - Tineo (Zona Asturoccidental Leonesa, NO de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 18: 95-111.
- Arculus, R. J. (1987): The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *J. Volc. Geothermal Res.*, 32: 1-12.
- Arth, J. G. (1976): Behaviour of trace elements during magmatic processes- a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 4: 41-47.
- Baker, P. E. (1984): Evolution and classification of orogenic volcanic rocks. In: *Orogenic Andesites and related rocks*, (R. S. Thorpe, Ed.), Wiley: 11-24.

- Barrois, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galice. *Mèm. Soc. Géol. du Nord.*, 2(1), 630 pp.
- Bastida, F. y Gutiérrez-Alonso, G. (1989): Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 18: 117-125.
- Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún A. y Pulgar, J.A. (1984) Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Bol. Geol. Min. España*, 95: 517-539.
- Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún A., Pulgar, J.A., Galan, J. y Vargas, I. (1980): Mapa Geológico de España E.1:50.000, Hoja nº 76 (10-6) (Naviego), Memoria explicativa por Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún A., Pulgar, J.A., Galan, J. y Vargas, I, 35 p. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid
- Batchelor, R. A. y Bowden, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid suites using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43-55.
- Bateman, P. C. y Dodge, F. C. W. (1970): Variations of major chemical constituents across the central Sierra Nevada Batholith. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 409-420.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Jegouzo, P. (1979); Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geology*, 1: 31-42.
- Brown, G. C. (1984): Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: *Orogenic Andesites and related rocks*, (R. S. Thorpe, Ed.), Wiley, 437-461.
- Chappell, B. W. y Stephens, W. E. (1988): Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 79: 71-86.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R. (1977): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Corretgé, L.G. (1969): El complejo ortogneisico de Pola de Allande (Asturias). *Bol. Geol. Min.*, 80, 289-306.
- Corretgé, L.G. y Carpio, V. (1968): Los ortoneises básicos de Pola de Allande (Asturias) *Brev. Geol. Asturica* 12, 14-16.
- Corretgé, L.G. y Suárez, O. (1990): Cantabrian Zone: Igneous rocks, In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (R. D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlín: 72-79.
- Corretgé, L.G., Suárez, O. y Galán, G., (1990): West \_sturian-Leonese Zone: Igneous rocks, In: Dallmeyer R.D. y Martínez García, E. (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, .
- Crespo Zamorano, A. (1982): Mapa Geológico de España E.1:50.000, Hoja nº 76 (11-6) (Pola de Somiedo). Memoria explicativa por Crespo Zamorano, A., 51 p. *Instituto Geológico y Minero de España*. Madrid.
- Cuevas, J. (1990): Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujárrides del Tercio central de las Cordilleras Béticas. *Inst Tec. Geol. España*.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. y Marchal, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses- its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- Fernández Suárez, J., (1994): *Petrología de los granitos peraluminicos y metamorfismo de la banda Boal-Los Ancares*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.
- Galán, G. (1984): *Las rocas graníticas del Macizo de Vive-ro en el sector Norte (Lugo, NO de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.
- Gebauer, D., Martínez García, E. y Hepburn, C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Olla de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). *Ann. Meeting Geol. Soc. Am., Boston, Oct. 1993. Abstracts & Programs*, Nº 3958.
- González Menéndez, L. (1978): *Petrología y Geoquímica de porfiroides del Precámbrico del Narcea* (Zona de Tineo Cangas del Narcea). Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo, 110 pp.
- Gutiérrez Alonso, G. (1987): *La estructura de la parte Norte de la Ventana Tectónica del Narcea*. Seminario de Investigación. Inédito, Universidad de Oviedo.
- Gutiérrez Alonso, G. (1992): *El Antiforme del Narcea y su relación con los mantos occidentales de la Zona Cantábrica*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo.
- Gutiérrez Alonso, G. y Nieto, F. (en prensa): White mica crystallinity, finite strain and cleavage development across a large structure (Narcea Antiform, Variscan Belt of NW Spain). *Jour. Geol. Soc. London*.
- Gutiérrez Alonso, G. y Villar, P. (1989): *El Precámbrico del Antiforme del Narcea*. Informe inédito, Instituto Tecnológico Geominero de España.
- Gutiérrez Alonso, G., Villar, P. y Martín-Parra, L. M. (1990): La estructura del Antiforme del Narcea. *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 15, 271-279.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Julivert, M. y Marcos, A. (1971): Mapa Geológico de España E 1:200000, Hoja nº 9 (Cangas del Narcea). Memoria explicativa por Julivert, M., Marcos, A., 30 p. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Julivert, M., Marcos, A. y Pulgar J. A. (1977a): Mapa Geológico de España E 1:50000 Hoja nº 27 (11-4) (Tineo). Memoria explicativa por Julivert, M., Marcos, A., Martínez, F. y Truyols, J, 28 p. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Julivert, M., Marcos, A. y Pulgar J. A. (1977b): Mapa Geológico de España E 1:50000 Hoja nº 51 (11-5) (Belmonte de Miranda). Memoria explicativa por Julivert, M., Martínez, F. y Truyols, J., 27 p. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W. (1984): S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6: 617-638.
- Maniari, P. D. y Piccoli, P. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635-643.
- Marcos, A. (1973) Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 6: 3-113.
- Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1980): Mapa Geológico de España E 1:50000, Hoja nº 11 (10-3) (Luarca). Memoria explicativa por Marcos, A. y Pulgar, J. A., 24 p. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Marcos, A., Martínez, F. J., Julivert, M. y Pulgar, J. A. (1980): Mapa Geológico de España E 1:50000, Hoja nº 50 (10-5) (Cangas del Narcea). Memoria explicativa por Marcos, A., Martínez, F. J., Julivert, M. y Pulgar, J. A., 31 p. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Martín Parra, L. M. (1989): Mapa Geológico de España E 1:50000, Hoja nº 128 (12-8) (Riello). Memoria explicativa por Martín Parra, L.M., Enrile Albir, A., González Lastra, J., Maymo A. y Bardají, M.T., 119 p. *Instituto Tecnológico*

- lógico Geominero de España*. Madrid.
- Palacios, T. y Vidal, G. (1992): Lower Cambrian acritarchs from northern Spain: the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. *Geological Magazine*, 129: 421-436.
- Patiño, A. (1995): Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, 100, B8: 1623-15639
- Pearce, J. A. (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths*, (C. J. Hakesworth y M. J. Norry, Eds.), Siva Publ. Ltd.: 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitoid rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81.
- Pitcher, W. S. (1983): Granite typology, geological environment and melting relationships. In: *Migmatites, melting and metamorphism*, (M. P. Atherton y C. D. Gribble, Eds.), Shiva Publ. Ltd.: 277-285.
- Pitcher, W. S. (1987): Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundschau*, 76: 51-79.
- Roberts, M. P. y 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*, José González Imp., 138 pp.
- Suárez, O. (1967): Datos petrológicos sobre diques ácidos de Besullo (Asturias). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. 101-102, 57-72.
- Suárez, O. (1971): Petrología de los afloramientos graníticos de Linares (Pola de Allande, Asturias). *Estudios Geol.* 2: 27-43.
- Suárez, L.M. y Suárez, O. (1976): Estudio petrológico de los porfiroides precámbricos de la zona de Cudillero (Asturias). *Estudios Geol.*, 32: 53-59.

Manuscrito recibido el 7 de Diciembre de 1995

Aceptado el manuscrito revisado el 14 de Octubre de 1996