

# GEOCRONOLOGÍA DE LOS GRANITOIDES HERCÍNICOS DE LA SERIE MIXTA: EDAD U-TH-PB<sub>TOTAL</sub> DE MONACITAS DEL PLUTÓN DE CABEZA DE ARAYA (ZONA CENTRO IBÉRICA) Y DE LAS MANIFESTACIONES FILONIANAS ASOCIADAS

M. Carracedo, J.I. Gil Ibaruchi, S. García de Madinabeitia y T. Berrocal

Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, Apartado 644, 48080 Bilbao. nppcamam@lg.ehu.es

**Resumen:** Se presentan los resultados de la datación mediante el método U-Th-Pb<sub>total</sub> de monacitas de la facies externa del plutón hercínico post-colisional de Cabeza de Araya - ejemplo tipo de la Serie Mixta del Macizo Ibérico- y del dique de Garrovillas, este último intrusivo en dicha facies y cortado a su vez por el dique de Messejana-Plasencia. La edad obtenida para el emplazamiento del plutón de Cabeza Araya es de ca. 302 Ma, equiparable a las establecidas por otros métodos geocronológicos para este mismo plutón y para macizos graníticos similares de su entorno. La edad del dique de Garrovillas es sensiblemente más joven, entre 274 y 280 Ma. Este dique, de tipología granítica S, representa posiblemente un episodio de fusión cortical coetáneo con el magmatismo mantélico alcalino relacionado con el adelgazamiento litosférico que tuvo lugar durante el Pérmico medio en el Macizo Ibérico. Los datos de campo indican que, con posterioridad al emplazamiento del dique de Garrovillas, en el área estudiada intruyeron magmas leucograníticos peraluminosos de tendencia aplítica y presumible origen cortical. Esto sugiere que en el transcurso del adelgazamiento litosférico post-Hercínico que condujo a la formación del Atlántico Norte, pudo desarrollarse un magmatismo ácido de origen cortical acompañando a los magmas alcalinos y toleíticos mantélicos básicos en secuencias bimodales, aunque en volúmenes mucho menores que en el periodo orogénico post-colisional.

**Palabras clave:** Geocronología, U-Th-Pb, monacita, granitos peraluminosos, Macizo Ibérico.

**Abstract:** We report the results of a geochronological study by U-Th-Pb<sub>total</sub> methods of monazites from the external facies of the post-collisional, Hercynian massif of Cabeza de Araya, belonging to the Mixed Series ('Serie Mixta'), and of the Garrovillas dike, the latter intrusive within that facies and cut, in turn, by the Messejana-Plasencia dike. The age obtained for the Cabeza de Araya pluton is ca. 302 Ma, consistent with that obtained by other methods for the same massif and related plutons within that region. The age of the Garrovillas dike is distinctly younger, between ca. 274 and 280 Ma. This S-type dike represents an episode of crustal partial melting coeval of the alkaline, mantle-derived magmatism related to lithospheric thinning during middle Permian times in the Iberian Massif. Field data indicate that the emplacement of minor bodies of peraluminous aplitic leucogranites within the study area took place subsequent to that of the Garrovillas dike. This suggests that during the post-Hercynian lithospheric thinning that evolved into the opening of the North Atlantic Ocean, there might develop acid magmas of crustal origin accompanying the tholeiitic and alkaline basic mantelic magmas in bimodal associations, albeit in a lesser amount than during the post-collisional orogenic period.

**Key words:** geochronology, U-Th-Pb, monazite, peraluminous granites, Iberian Massif.

Carracedo, M., Gil Ibaruchi, J.I., García de Madinabeitia, S. y Berrocal, T. (2005): Geocronología de los granitoides hercínicos de la serie mixta: edad U-Th-Pb<sub>total</sub> de monacitas del plutón de Cabeza de Araya (Zona Centro Ibérica) y de las manifestaciones filonianas asociadas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 75-86.

El periodo de mayor producción magmática en la Zona Centro Ibérica estuvo comprendido entre los 330 y los 290 Ma (Bea *et al.*, 2003). En un contexto tardi- a post-colisional con respecto a las principales fases de deformación hercínica, se produjo el emplazamiento de numerosos plutones alóctonos en niveles epizonales. Estos plutones están integrados esencialmente por rocas ácidas que, en función de su composición química y su posición en el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1982), se pueden subdividir en tres tipos principales:

(1) granodioritas aluminó-cafémicas, (2) monzogranitos peraluminosos y (3) leucogranitos peraluminosos (Carracedo, 1991; Doinard, 1995; González Menéndez, 1998; Larrea, 1998; Castro *et al.*, 2002; Bea, 2004).

Los monzogranitos peraluminosos alóctonos, conocidos en la geología peninsular como granitos de la Serie Mixta (Capdevila *et al.*, 1973), poseen generalmente las siguientes características: (i) presencia de megacristales idiomorfos de feldespatos potásicos de hasta 12 cm de longitud, (ii) contenidos elevados de cordierita,

Plutón o batolito	Edad (en Ma)	Método	Autores
Albalá	313 ± 10	K-Ar (Ms)	Penha y Arribas (1974)
Albalá	302 ± 2	Rb-Sr (rt)	Escuder Viruete <i>et al.</i> (1999)
Nisa-Alburquerque	281 ± 10	K-Ar (Ms)	Penha y Arribas (1974)
Nisa-Alburquerque	287 ± 10	K-Ar (Bt)	Penha y Arribas (1974)
Nisa-Alburquerque	290 ± 8	Rb-Sr (rt)	Mendes (1968)
Nisa-Alburquerque	309 ± 20	Rb-Sr (rt)	Mendes (1968)
Nisa-Alburquerque	301 ± 9	Rb-Sr (rt)	Mendes (1968)
Nisa-Alburquerque	294 ± 11	Rb-Sr (rt)	González Menéndez (2002)
Cardeña-V. de la Cabeza	291 ± 15	K-Ar (Bt)	Penha y Arribas (1974)
Cardeña-V. de la Cabeza	310 ± 12	Rb/Sr (rt)	Larrea <i>et al.</i> (1999).
Campanario-La Haba	305 ± 10	K-Ar (Bt)	Penha y Arribas (1974)
Campanario-La Haba	309 ± 6	Rb-Sr (rt)	Alonso Olazabal <i>et al.</i> (1999)
Campanario-La Haba	304 ± 6	K-Ar (rt)	Alonso Olazabal <i>et al.</i> (2003)
Campanario-La Haba	307 ± 16	<sup>206</sup> Pb- <sup>207</sup> Pb (Zrn)	García de Madinabeitia <i>et al.</i> (2003)
Campanario-La Haba	304 ± 4	U-Th-Pb <sub>total</sub> (Mnz)	García de Madinabeitia <i>et al.</i> (2003)
Cabeza de Araya	303 ± 7	Rb-Sr (rt)	Bea (2004)
Granitos Pedroches	312 ± 8	Rb-Sr (rt)	Donaire <i>et al.</i> (1999)

Ms: moscovita; rt: roca total; Bt: biotita; Zrn: circón; Mnz: monacita.

**Tabla I.-** Datos geocronológicos publicados sobre la edad de los plutones de la Serie Mixta que forman parte del batolito de Extremadura Central y de la alineación magmática Alburquerque-Mérida-Pedroches

(iii) plagioclasas, normalmente de tipo albita-oligoclasa, con contenidos relativamente elevados de anortita y zonados complejos, (iv) inclusión de enclaves microgranulares comagmáticos, (v) presencia de monacita y grandes cristales de apatito entre los minerales accesorios, y (vi) presencia ocasional de fases peraluminosas accesorias tales como andalucita, granate y sillimanita. Los plutones más característicos de esta Serie afloran en el batolito de Extremadura Central (Corretgé, 1971; Castro, 1984) y en la alineación magmática Alburquerque-Mérida-Pedroches (Gonzalo, 1987; García Casco y Pascual, 1987; Fernández Ruiz *et al.*, 1990; Carracedo, 1991; González Menéndez, 1998; Larrea, 1998; Alonso Olazabal, 2001) dentro de la Zona Luso-Occidental Alcúdice de Lotze (1945).

Los métodos de datación radiométrica sobre roca total o minerales aplicados a los granitoides de la Serie Mixta no han dado, por lo general, buenos resultados. De hecho, sólo se dispone hasta el momento de dataciones precisas de unos pocos plutones (Tabla I). La escasez de buenos resultados podría ser debida a la propia naturaleza de los magmas, para los que se asume una

procedencia a partir de la mezcla entre componentes mantélicos juveniles y componentes corticales reciclados (Castro *et al.*, 2002). En muchos casos, dichos componentes, normalmente con relaciones isotópicas muy diferentes, no debieron homogeneizarse a escala de plutón o batolito antes de la puesta a cero del cronómetro. Así, el análisis isotópico de distintas rocas formadas a partir de magmas isotópicamente heterogéneos impide, por definición, la obtención de isocronas aceptables.

La presencia de monacita, mineral accesorio casi exclusivo de los granitoides peraluminosos (Barbarin, 1990), permite utilizar el sistema isotópico U-Th-Pb para la datación de las rocas en las que aparece. La monacita es, después del circón, el mineral más usado para realizar dataciones U-Th-Pb debido a su elevado contenido en U y Th y a que, en general, no suele incorporar Pb en su estructura en el momento de su formación, por lo cual la relación existente entre el Th y el U frente al Pb, todo él radiogénico, es únicamente función de la edad de las rocas. El valor de este mineral como geocronómetro se ha incrementado en los últimos

años debido a que es posible determinar con precisión sus contenidos en Pb, U y Th por microsonda electrónica, siendo estos datos relacionables directamente con la edad (Montel *et al.*, 1994). Además, su temperatura de bloqueo en torno a 650-700 °C (Parrish, 1990; Suzuki *et al.*, 1994) está próxima a la del solidus del sistema granítico hidratado a presiones moderadas (Stern *et al.*, 1975), lo que permite considerar los resultados obtenidos como edades de emplazamiento y cristalización final de los fundidos graníticos.

Hasta la fecha existen muy pocos datos de edades de monacitas obtenidas por el método U-Th-Pb<sub>total</sub> en rocas graníticas de la Serie Mixta (Tabla I). García de Madinabeitia *et al.* (2003) calcularon siguiendo el método de Montel *et al.* (1994) la edad de las monacitas de la facies porfídica de grano grueso del plutón de Campanario-La Haba, muy similar a la facies externa del plutón de Cabeza de Araya (Alonso Olazábal *et al.*, 1999; Alonso Olazábal, 2001), hallando una distribución bimodal de las edades individuales al proyectarlas en un diagrama de frecuencias. Estos autores separaron las edades individuales del plutón de Campanario-La Haba en dos grupos diferentes, para los que obtuvieron los siguientes valores:  $263 \pm 7$  Ma (MSWD = 0,9; n = 9), para el conjunto con edades más jóvenes, y  $304 \pm 4$  Ma (MSWD = 1,9; n = 38) para el grupo mejor representado y con edades más altas. La última edad de ca. 304 Ma es prácticamente igual a las obtenidas para el mismo plutón por los métodos K-Ar:  $305 \pm 10$  Ma (Penha y Arribas, 1974) y Rb-Sr en roca total:  $304 \pm 6$  Ma (MSWD = 1,7; Alonso Olazábal, 2001; Alonso Olazábal *et al.*, 2003), poniendo de manifiesto la posibilidad de la equiparación de las edades de monacitas obtenidas por el método U-Th-Pb<sub>total</sub> con las edades obtenidas por otros métodos de datación.

En este trabajo presentamos los resultados de un estudio geocronológico del plutón de Cabeza de Araya, ejemplo tipo de los granitoides de la Serie Mixta (Corretgé, 1971), realizado mediante el análisis de monacitas por microsonda electrónica en dos de las facies peraluminosas más representativas del complejo ígneo: los granitos biotíticos porfídicos con cordierita y el dique riolítico porfídico con cordierita y granate.

### Rasgos geológicos del plutón de Cabeza de Araya

El plutón de Cabeza de Araya está situado en la provincia de Cáceres, al NO de la capital provincial, en la parte meridional de la Zona Centro-Ibérica (Julivert *et al.*, 1972). El plutón forma parte del batolito de Extremadura Central (Castro, 1985), integrado por un conjunto de plutones graníticos tardihercínicos que intruyen en el núcleo de una antifforma formada por metasedimentos siliciclásticos epizonales del Alogrupo Domo Extremeño (unidad inferior del Complejo Esquisto-Grauváquico), asignados inicialmente al Rifeense – Vendiense por Mitrofanov y Timofeiev (com. per. en Chacón, 1979) aunque trabajos más recientes señalan que son de edad Vendiense superior (Palacios, 1989;

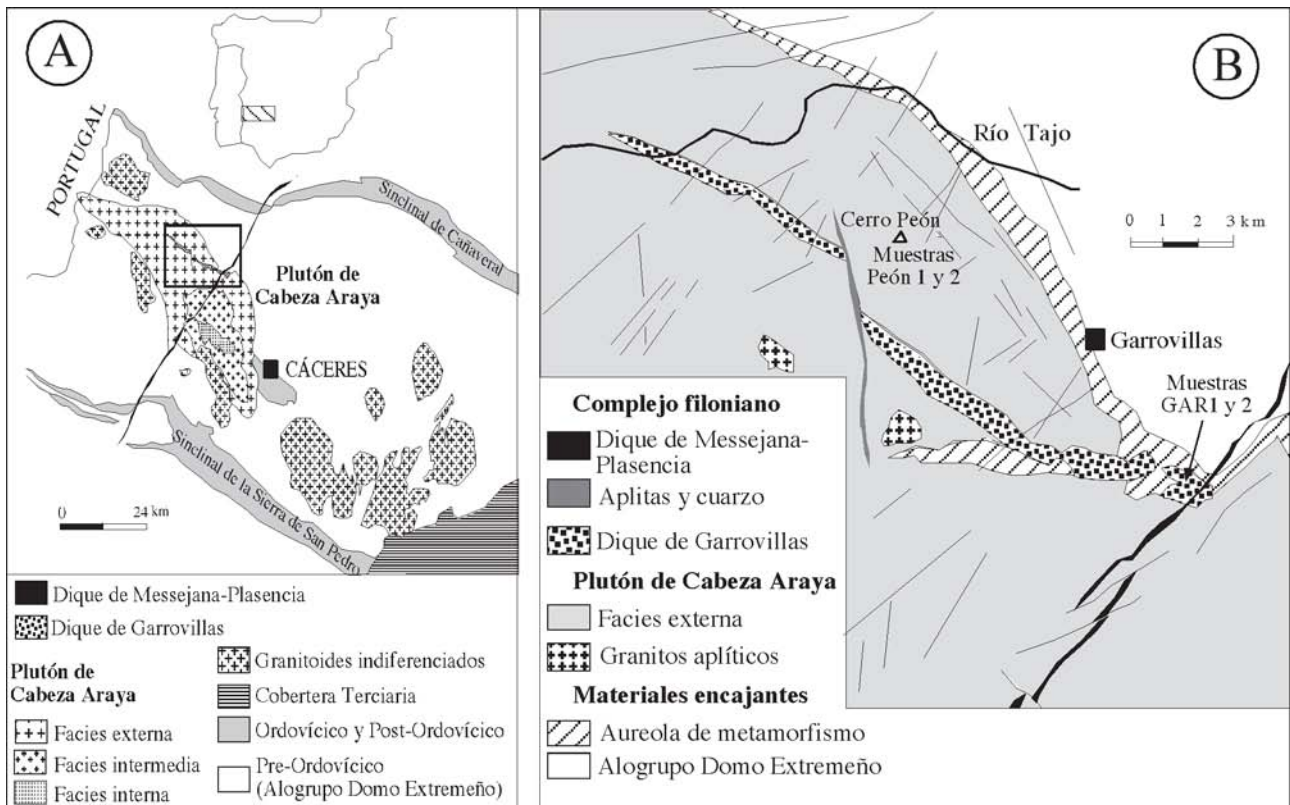
Vidal *et al.*, 1994 a, b). La antifforma está flanqueada por dos sinclinorios formados por materiales de edad Ordovícico, el de Cañaverál, al Norte, y el de la Sierra de San Pedro, al Sur, ambos dispuestos según una dirección N100-110 E (Fig. 1A).

Se trata de una intrusión plurifacial, de planta elíptica, cuyo eje mayor tiene una dirección N130E (Corretgé, 1971). Su longitud es de unos 70 km mientras que su anchura máxima alcanza los 25 km, siendo su superficie superior a los 1000 km<sup>2</sup>. El plutón está formado esencialmente por 3 facies graníticas, peraluminosas, de tipología S, dispuestas según un modelo de zonado concéntrico (Corretgé y Suárez, 1994): a) facies externa formada por granitos biotíticos porfídicos con cordierita ± moscovita y megacrystales de feldespato potásico, b) facies intermedia formada por granitos de dos micas, y c) facies interna formada por granitos aplíticos y leucogranitos (Fig. 1A). La facies externa y la intermedia se relacionan por diferenciación magmática mientras que la interna, última en emplazarse, se habría formado a partir de una fuente diferente (Corretgé *et al.*, 1985).

La intrusión de los magmas se produjo con posterioridad a la primera fase de deformación hercínica, D1 (Namuriense; Quesada *et al.*, 1987) responsable de los grandes pliegues de plano axial subvertical y dirección N130E a los que se asocia la única esquistosidad de entidad regional. El emplazamiento tuvo lugar durante la segunda fase varisca, D2, representada por zonas de cizalla y fallas transcurrentes dexas de dirección E-O. El plutón se emplazó a favor de fracturas extensionales generadas a 45° de estas zonas de cizalla (Castro, 1985). El metamorfismo regional asociado a D1 es de grado bajo (zona de la clorita). Los datos geocronológicos publicados sobre este plutón son escasos y sitúan la edad del emplazamiento en  $303 \pm 7$  Ma (Rb-Sr, Bea, 2004).

Los granitos porfídicos, constitutivos de la facies volumétricamente más importante del plutón, están atravesados en su mitad septentrional por un enorme dique subvertical de ca. 21 km de corrida y 450-500 m de potencia en dirección N120E (Figs. 1a y b). Este dique, que a efectos descriptivos denominaremos con el nombre de la vecina localidad de Garrovillas, es de composición granítica, peraluminoso y leucocrático, y está formado por dos facies porfídicas (Corretgé y Suárez, 1994). La facies principal contiene megacrystales de feldespato potásico de hasta 6 cm de longitud incluidos en una matriz de grano fino. La composición mineralógica de esta facies, con cordierita y granate, es poco frecuente en el contexto del magmatismo hercínico peninsular. La facies de tendencia aplítica aflora sólo a lo largo del borde meridional del dique. Se trata de una roca de grano fino con abundantes megacrystales de feldespato alcalino. El dique de Garrovillas está cortado y desplazado algo más de 1 km por una fractura transcurrente dextra ocupada por un dique compuesto cuarzo-aplítico (Fig. 1B) de unos 10 km de corrida (Corretgé, 1971).





**Figura 1.-** Situación geográfica y geológica del área de estudio. a) Esquema cartográfico del plutón de Cabeza de Araya, encuadrado dentro del batolito de Extremadura Central, b) Esquema cartográfico del sector de Garrovillas, mostrando las relaciones de intrusión entre la facies externa del plutón de Cabeza Araya, el dique de Garrovillas y las aplitas que lo cortan, y el dique de Messejana-Plasencia (basado en Corretgé, 1971).

Todas las facies del plutón de Cabeza de Araya, incluido el dique de Garrovillas, están atravesadas por el dique dolerítico de Messejana-Plasencia (Figs. 1a y b) de dirección NE-SO y afinidad toleítica, cuya edad está establecida en torno a 200 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíbol, plagioclasa, piroxeno y biotita; Dunn *et al.*, 1998). Este dique dolerítico tiene la composición típica de un basalto toleítico continental y forma parte del complejo filoniano asociado a la Provincia Magmática Atlántica Central (CAMP; May, 1971) generada en relación con los procesos que condujeron a la apertura del Atlántico.

### Descripción de las muestras analizadas

Se han analizado las monacitas de cuatro muestras, dos pertenecientes a la facies externa del plutón, es decir, los granitos biotíticos porfídicos con cordierita  $\pm$  moscovita, y otras dos a la facies principal del dique de Garrovillas, o sea, las riolitas porfídicas con cordierita y granate. Las dos muestras plutónicas (PEON 1 y PEON 2) se han recogido en las canteras del cerro Peón, dentro de la hoja de Garrovillas (649-IV; 20-52) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000. Las dos muestras pertenecientes al dique porfídico (GAR 1 y GAR 2) han sido recogidas en el punto en que el dique es cortado por la carretera de Garrovillas (C-522), dentro de la hoja de Hinojal (650-III; 21-52) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000 (Fig. 1B).

Las rocas pertenecientes a la facies externa del plutón son holocristalinas, faneríticas, y presentan una

textura hipidiomórfica inequigranular porfídica. Los fenocristales son esencialmente de feldespato potásico (hasta 12 cm de longitud) y cordierita (hasta 2 cm de longitud). La matriz de grano medio a grueso está formada por cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa), feldespato potásico y biotita; la moscovita es el mineral secundario más abundante y procede esencialmente de la desestabilización del feldespato potásico y de la cordierita. Corretgé (1971) cita además andalucita, sillimanita y topacio, todos ellos en proporciones accesorias.

La facies principal del dique de Garrovillas está formada por rocas de textura holocristalina porfídica con matriz afanítica, microcristalina felsítica. Los fenocristales son de feldespato potásico ( $d \gg 6$  cm), plagioclasa (oligoclasa-andesina;  $d \gg 2$  cm), cuarzo ( $d \gg 2,5$  cm), cordierita ( $d \gg 1$  cm) y granate ( $d \gg 1,5$  cm). La matriz está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa) y biotita; la moscovita es relativamente abundante pero procede también de la desestabilización del feldespato potásico y de la cordierita.

La monacita, tanto en los granitos porfídicos como en el dique, es relativamente abundante y se encuentra como inclusiones de pequeño tamaño (50 a 100  $\mu\text{m}$ ) dentro de la biotita y, ocasionalmente, en las otras fases esenciales, estando a menudo acompañada por apatito y circón. La monacita es generalmente idio- a hipidiomorfa, tiene un ligero pleocroismo en tonos amarillos y sólo en ocasiones se encuentra maclada ( $h^1: 100$ ). En ningún caso se ha detectado la presencia de núcleos he-

redados pudiendo interpretarse los cristales analizados como de origen magmático.

### Metodología utilizada

Se han analizado las monacitas en láminas delgadas pulidas preparadas para la realización de análisis convencionales por microsonda electrónica. Mediante el estudio petrográfico de las láminas delgadas se han seleccionado posibles cristales de monacita para su análisis tratando de diferenciarlas de los circones y de la xenotima en función de los criterios propuestos por Montel *et al.* (1996). Sin embargo, y aún siguiendo estos criterios, la distinción petrográfica entre estos minerales accesorios, especialmente cuando aparecen como inclusiones de pequeño tamaño en biotita, es complicada. Por este motivo, antes de proceder al análisis cuantitativo de los elementos de interés geocrono-

lógico, se ha efectuado un análisis cualitativo de los cristales seleccionados mediante microscopía electrónica de electrones retrodispersados y microanálisis por dispersión de energía a fin de identificar de forma precisa los cristales de monacita, así como determinar la posible existencia de variaciones composicionales en los mismos.

Posteriormente se han medido los contenidos de Th, U, Pb y tierras raras (REE) en puntos concretos de dichos cristales. Los análisis de monacitas han sido realizados en la Universidad Blaise-Pascal de Clermont-Ferrand (Francia) con una microsonda electrónica Camebax SX100 siguiendo el procedimiento analítico y las condiciones detalladas en Montel *et al.* (1996) las cuales, de modo resumido y para los elementos de interés son las siguientes: tensión, 15 kV; corriente de sonda, 150 nA; tiempos de integración para el pico, 75 s (Th), 300 s (Pb), 225 s (U); tiempos de integración para el

Análisis	Th <sup>(1)</sup>	U <sup>(1)</sup>	Pb <sup>(1)</sup>	Edad <sup>(2)</sup>	Th/U <sup>(3)</sup>	U/Pb <sup>(3)</sup>	Th/Pb <sup>(3)</sup>	ThO <sub>2</sub> <sup>(4)</sup>	UO <sub>2</sub> <sup>(4)</sup>	PbO <sup>(4)</sup>	ThO <sub>2</sub> * <sup>(4)</sup>
13	62440	2870	880	274	21,76	3,26	70,95	7,11	0,33	0,09	8,17
14	77470	4800	1420	340	16,14	3,38	54,56	8,82	0,54	0,15	10,59
15	61940	1950	870	284	31,76	2,24	71,20	7,05	0,22	0,09	7,77
16	57390	1740	870	307	32,98	2,00	65,97	6,53	0,20	0,09	7,18
17	51300	1870	750	292	27,43	2,49	68,40	5,84	0,21	0,08	6,53
18	74840	5480	1250	301	13,66	4,38	59,87	8,52	0,62	0,13	10,55
19	77800	5690	1230	285	13,67	4,63	63,25	8,85	0,65	0,13	10,96
20	84600	4910	1370	304	17,23	3,58	61,75	9,63	0,56	0,15	11,45
21	71630	10110	1500	320	7,09	6,74	47,75	8,15	1,15	0,16	11,90
22	73590	7970	1410	316	9,23	5,65	52,19	8,37	0,90	0,15	11,33
23	65470	8610	1310	313	7,60	6,57	49,98	7,45	0,98	0,14	10,64
24	65820	4300	980	274	15,31	4,39	67,16	7,49	0,49	0,11	9,08
25	76690	6620	1280	291	11,58	5,17	59,91	8,73	0,75	0,14	11,18
26	46940	1590	610	261	29,52	2,61	76,95	5,34	0,18	0,07	5,93
27	76680	6900	1370	309	11,11	5,04	55,97	8,73	0,78	0,15	11,28
28	61510	2740	1050	333	22,45	2,61	58,58	7,00	0,31	0,11	8,01
30	60950	2480	960	310	24,58	2,58	63,49	6,94	0,28	0,10	7,85
31	63820	2710	990	304	23,55	2,74	64,46	7,26	0,31	0,11	8,27
32	61840	8080	1180	299	7,65	6,85	52,41	7,04	0,92	0,13	10,03
49	78490	3900	1190	292	20,13	3,28	65,96	8,93	0,44	0,13	10,38
50	72600	6090	1250	302	11,92	4,87	58,08	8,26	0,69	0,13	10,52
51	62390	2900	950	295	21,51	3,05	65,67	7,10	0,33	0,10	8,17
52	74940	3740	1090	280	20,04	3,43	68,75	8,53	0,42	0,12	9,91
53	73960	6170	1320	313	11,99	4,67	56,03	8,42	0,70	0,14	10,70
54	69650	5210	1250	321	13,37	4,17	55,72	7,93	0,59	0,13	9,86

<sup>(1)</sup> Concentración en ppm. Los errores (2 $\sigma$ ) considerados son del 2 % para el Th, 4 % para el U y 6 % para el Pb.

<sup>(2)</sup> Edad según el procedimiento de Montel *et al.* (1994). El error indica un nivel de confianza superior al 95 %. Equivalentes a las calculadas con el programa CHIME 1.0 (Kato *et al.*, 1999).

<sup>(3)</sup> Relaciones calculadas a partir de las concentraciones medidas de Th, U y Pb.

<sup>(4)</sup> ThO<sub>2</sub>, UO<sub>2</sub>, PbO y ThO<sub>2</sub>\* en % calculados utilizando el programa CHIME 1.0 (Kato *et al.*, 1999; Suzuki y Adachi, 1991a y b). ThO<sub>2</sub>\* es el ThO<sub>2</sub> aparente, obtenido de la suma del contenido de ThO<sub>2</sub> y el UO<sub>2</sub>, convertido en ThO<sub>2</sub> equivalente.]

**Tabla II.**- Composición química y edades U-Th-Pb de monacitas de la facies externa del plutón de Cabeza de Araya.

fondo, 20 s (Th), 100 s (Pb), 20 s (U).

Se han calculado las edades siguiendo los métodos propuestos por Montel *et al.* (1994, 1996) y Suzuki y Adachi (1991a y b, 1994), utilizando los programas Calcsx11 y Final4 (Univ. Clermont-Ferrand), CHIME 1.0.1 (Kato *et al.*, 1999) e Isoplot/Ex v. 2.31 (Ludwig, 2000).

## Resultados

### Facies externa del plutón de Cabeza de Araya

Los contenidos en Th, U y Pb de los 25 puntos analizados varían entre 46940-84600, 1590-10110 y 610-1500 ppm, respectivamente (Tabla II). Las variaciones observadas corresponden a diferencias entre distintos cristales así como a distintas zonas dentro del mismo cristal. Las edades individuales calculadas para cada punto oscilan entre 261 y 340 Ma (Tabla II). La representación de estas edades en un diagrama de frecuencias permite establecer una curva prácticamente simétrica con un máximo bien definido en torno a 300 Ma (Fig. 2A). La edad media ponderada obtenida según el método de Montel *et al.* (1996) es  $302 \pm 7$  Ma, con un MSWD (mean squares of weighted deviates) de 2,1.

Aplicando del método CHIME (Chemical Th-U-Total Pb Isochron Method; Suzuki y Adachi, 1991a y b, 1994), la representación de los análisis en un gráfico  $\text{ThO}_2^*$  vs. PbO (% en peso) dibuja una línea de regresión de pendiente igual a  $0,014 \pm 0,001$  que intersecta a las isocronas teóricas (Fig. 3B.) y corta al eje del PbO ligeramente por debajo de cero ( $-0,0157$ ). La edad CHIME obtenida a partir de esta recta de regresión es de  $340 \pm 34$  Ma (MSWD = 0,8).

### Dique de Garrovillas

Los contenidos en Th, U y Pb de los 42 puntos analizados son: 39100-78780, 530-5530 y 540-5720 ppm, respectivamente (Tabla III). Las variaciones observa-

das corresponden también a diferencias entre distintos cristales así como a distintas zonas dentro del mismo cristal. Las edades individuales calculadas para cada punto oscilan entre 230 y 311 Ma (Tabla III). La representación de estas edades individuales en un diagrama de frecuencias permite establecer una curva de frecuencias simétrica, con un máximo bien definido situado en torno a 280 Ma (Fig. 2B). La edad media ponderada obtenida por el método de Montel *et al.* (1994) es de  $279 \pm 5$  Ma (MSWD = 1,5). El resultado apenas varía si se eliminan 6 puntos cuyas relaciones  $\text{PbO}/\text{ThO}_2^*$  se separan sensiblemente del resto por exceso o por defecto, pasando a ser de  $280 \pm 5$  Ma (MSWD = 1,3).

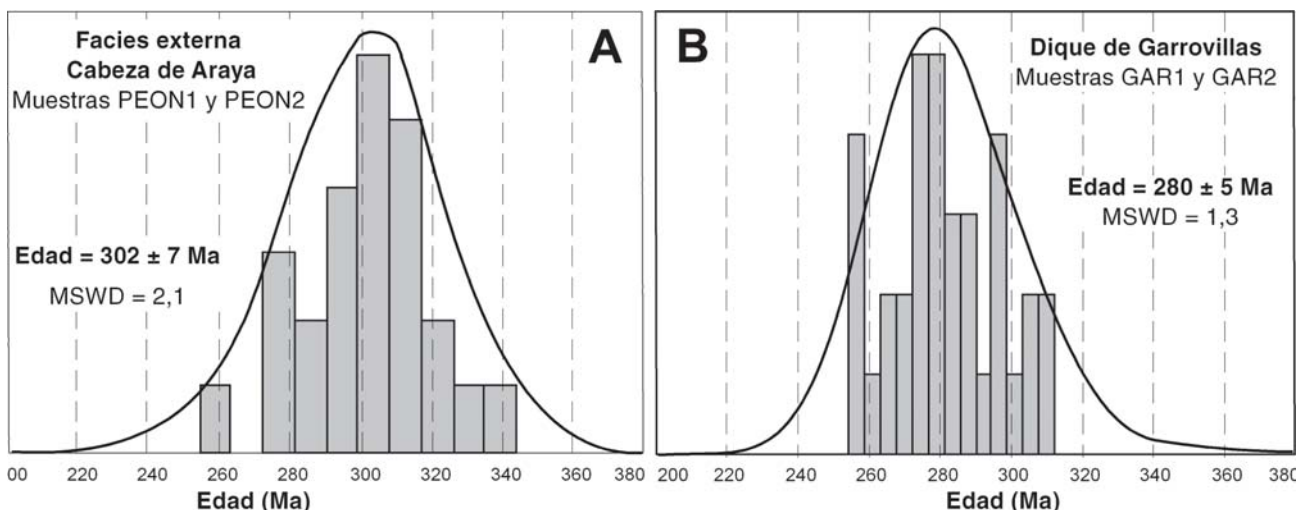
La representación de los 36 análisis seleccionados en un gráfico  $\text{ThO}_2^*$  vs. PbO (% en peso) siguiendo el método CHIME (Suzuki y Adachi, 1991a y b, 1994) define una línea de regresión de pendiente igual a  $0,011 \pm 0,001$  que prácticamente intersecta al eje del PbO en el origen de coordenadas (0,002). La edad CHIME obtenida a partir de esta línea de regresión es de  $274 \pm 25$  Ma (MSWD = 0,8; Fig. 3B).

## Discusión

### Facies externa del plutón de Cabeza de Araya

La edad establecida para el conjunto de datos analíticos de la facies externa mediante el método de Montel *et al.* (1994) se sitúa en  $302 \pm 7$  Ma, con un valor de MSWD = 2,1. Esto es, la edad es estadísticamente aceptable pudiendo atribuirse la dispersión de los datos al error analítico (Brooks *et al.*, 1972). Sin embargo, este método no permite valorar el grado de concordancia de las monacitas, por lo cual no se detectan las posibles pérdidas parciales de Pb radiogénico en eventos post-cristalización, ni la posibilidad de existencia de Pb no radiogénico (en principio, Pb común inicial).

El método CHIME (Suzuki y Adachi, 1991a y b, 1994) permite estimar si las monacitas son concordantes o no. Si en el momento de su formación, diferentes



**Figura 2.-** Histograma para las edades individuales calculadas según el método de Montel *et al.* (1994) con las diferentes edades ponderadas calculadas: para la facies externa del plutón de Cabeza de Araya (a) y para el dique de Garrovillas (b).



Análisis	Th <sup>(1)</sup>	U <sup>(1)</sup>	Pb <sup>(1)</sup>	Edad <sup>(2)</sup>	Th/U <sup>(3)</sup>	U/Pb <sup>(3)</sup>	Th/Pb <sup>(3)</sup>	ThO <sub>2</sub> <sup>(4)</sup>	UO <sub>2</sub> <sup>(4)</sup>	PbO <sup>(4)</sup>	ThO <sub>2</sub> <sup>* (4)</sup>	
1	67410	3440	830	236	22	19,60	4,14	81,22	7,67	0,39	0,09	8,94
2	71460	4400	1050	274	22	16,24	4,19	68,06	8,13	0,50	0,11	9,75
3	67210	3350	970	277	24	20,06	3,45	69,29	7,65	0,38	0,10	8,88
4	69640	4450	1010	268	22	15,65	4,41	68,95	7,92	0,50	0,11	9,56
5	74200	4940	1070	265	21	15,02	4,62	69,35	8,44	0,56	0,12	10,26
6	69240	3500	1000	277	23	19,78	3,50	69,24	7,88	0,40	0,11	9,17
7	63370	3030	840	256	25	20,91	3,61	75,44	7,21	0,34	0,09	8,33
8	63990	4250	950	273	24	15,06	4,47	67,36	7,28	0,48	0,10	8,85
9	76500	5310	1180	280	20	14,41	4,50	64,83	8,71	0,60	0,13	10,66
10	70150	3660	1030	280	23	19,17	3,55	68,11	7,98	0,42	0,11	9,33
11	61960	2680	860	272	26	23,12	3,12	72,05	7,05	0,30	0,09	8,04
12	62060	2960	950	295	26	20,97	3,12	65,33	7,06	0,34	0,10	8,15
13	61860	2710	940	296	26	22,83	2,88	65,81	7,04	0,31	0,10	8,04
14	58950	2430	930	310	28	24,26	2,61	63,39	6,71	0,28	0,10	7,60
15	65420	2590	930	281	25	25,26	2,78	70,34	7,44	0,29	0,10	8,40
16	70690	3080	990	274	23	22,95	3,11	71,40	8,04	0,35	0,11	9,18
17	59580	2580	880	289	27	23,09	2,93	67,70	6,78	0,29	0,09	7,73
18	65290	2720	950	286	25	24,00	2,86	68,73	7,43	0,31	0,10	8,43
19	71720	2200	980	277	24	32,60	2,24	73,18	8,16	0,25	0,11	8,97
20	62250	2660	860	271	26	23,40	3,09	72,38	7,08	0,30	0,09	8,06
21	68140	1030	3580	289	23	66,16	0,29	19,03	7,75	0,12	0,39	8,13
22	40090	940	600	311	42	42,65	1,57	66,82	4,56	0,11	0,06	4,91
23	60680	2960	820	260	26	20,50	3,61	74,00	6,91	0,34	0,09	8,00
24	39100	530	920	281	42	73,77	0,58	42,50	4,45	0,06	0,10	4,64
58	49620	1080	590	248	33	45,94	1,83	84,10	5,65	0,12	0,06	6,04
59	48260	1140	550	237	33	42,33	2,07	87,75	5,49	0,13	0,06	5,91
60	56380	1830	720	258	28	30,81	2,54	78,31	6,42	0,21	0,08	7,09
61	78220	4870	1120	266	20	16,06	4,35	69,84	8,90	0,55	0,12	10,70
62	53500	1480	600	230	29	36,15	2,47	89,17	6,09	0,17	0,06	6,63
63	54930	2080	780	282	29	26,41	2,67	70,42	6,25	0,24	0,08	7,02
64	80990	1240	5720	277	19	65,31	0,22	14,16	9,22	0,14	0,62	9,67
65	76040	4910	1240	301	21	15,49	3,96	61,32	8,65	0,56	0,13	10,46
66	78750	5510	1250	288	20	14,29	4,41	63,00	8,96	0,63	0,13	10,99
67	53390	2200	790	291	30	24,27	2,78	67,58	6,08	0,25	0,09	6,89
68	57850	1660	770	272	28	34,85	2,16	75,13	6,58	0,19	0,08	7,19
69	55630	2040	720	258	28	27,27	2,83	77,26	6,33	0,23	0,08	7,08
70	39890	1320	590	298	40	30,22	2,24	67,61	4,54	0,15	0,06	5,03
71	57290	1980	810	284	28	28,93	2,44	70,73	6,52	0,22	0,09	7,25
72	54810	2230	850	305	29	24,58	2,62	64,48	6,24	0,25	0,09	7,06
73	67040	3310	1060	304	24	20,25	3,12	63,25	7,63	0,38	0,11	8,85
74	78780	5530	1280	295	20	14,25	4,32	61,55	8,96	0,63	0,14	11,00
75	42620	1250	540	258	37	34,10	2,31	78,93	4,85	0,14	0,06	5,31

<sup>(1)</sup> Concentración en ppm. Los errores (2σ) considerados son del 2 % para el Th, 4 % para el U y 6 % para el Pb.

<sup>(2)</sup> Edad según el procedimiento de Montel *et al.* (1994). El error indica un nivel de confianza superior al 95 %.

Equivalentes a las calculadas con el programa CHIME 1.0 (Kato *et al.*, 1999).

<sup>(3)</sup> Relaciones calculadas a partir de las concentraciones medidas de Th, U y Pb.

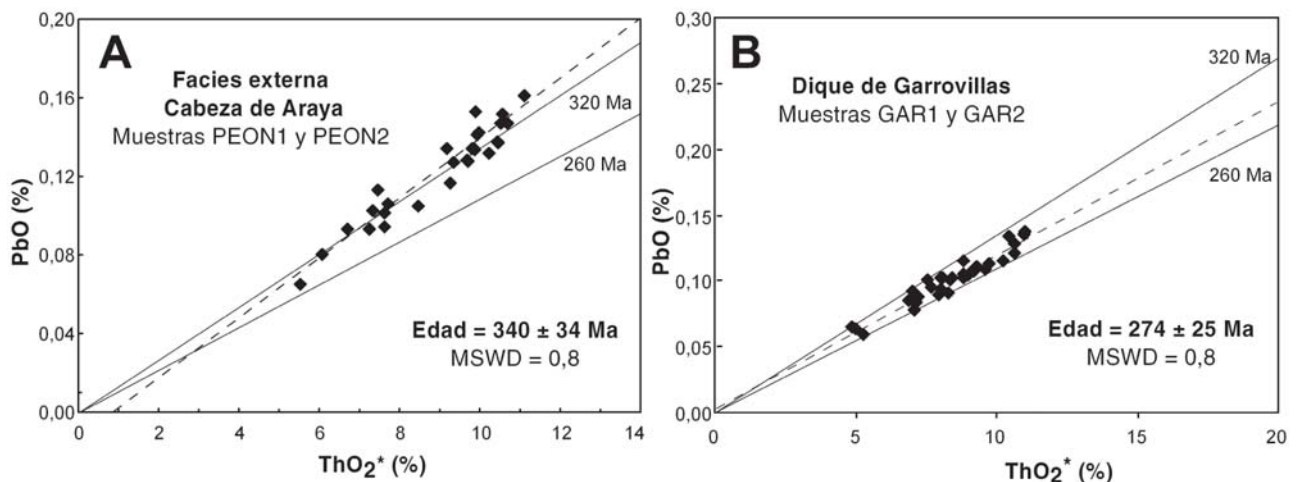
<sup>(4)</sup> ThO<sub>2</sub>, UO<sub>2</sub>, PbO y ThO<sub>2</sub><sup>\*</sup> en % calculados utilizando el programa CHIME 1.0 (Kato *et al.*, 1999; Suzuki y Adachi, 1991a y b). ThO<sub>2</sub><sup>\*</sup> es el ThO<sub>2</sub> aparente, obtenido de la suma del contenido de ThO<sub>2</sub> y el UO<sub>2</sub>, convertido en ThO<sub>2</sub> equivalente.].cc

**Tabla III.-** Composición química y edades U-Th-Pb de monacitas del dique de Garrovillas.

partes de un óenico cristal de monacita y/o diferentes granos de monacita cogenéticos, que teóricamente no incorporan Pb, tienen diferentes contenidos en U y Th, los datos de las concentraciones de U-Th-Pb obtenidos en análisis realizados después de un cierto tiempo y proyectados en un diagrama ThO<sub>2</sub><sup>\*</sup> (suma de ThO<sub>2</sub> y UO<sub>2</sub> recalculado) vs. PbO (% en peso) deben definir una línea recta de pendiente variable en función del

tiempo transcurrido. El punto de intersección de esta línea, o isocrona CHIME, con el eje Y representa la concentración inicial de PbO en % en peso (Suzuki y Adachi 1991a y b, 1994) la cual, teóricamente, es 0 y en la práctica normalmente inferior a 0,0001 (Parrish, 1990).

Como se ha señalado anteriormente, en el diagrama ThO<sub>2</sub><sup>\*</sup> vs. PbO (% en peso) la línea de regresión calcu-



**Figura 3.** Diagrama  $\text{ThO}_2^*$  vs.  $\text{PbO}$  de Suzuki y Adachi (1991a y b) con las isocronas de referencia a 260 Ma y 320 Ma: para la facies externa del plutón de Cabeza de Araya (a) y para el dique de Garrovillas (b).

lada a partir de las composiciones obtenidas interseca a las isocronas teóricas (Fig. 3A) y corta al eje Y por debajo de cero, aunque muy cerca del origen de coordenadas (-0,0157). Por tanto, esta recta de regresión no puede ser considerada estrictamente una isocrona y la edad CHIME calculada para los granitos porfídicos, de unos 340 Ma, en principio carece de validez. Al margen de este hecho, los argumentos geológicos también se oponen a este dato como edad para el emplazamiento de los magmas. En efecto, la edad de 340 Ma no es coherente con el emplazamiento del plutón de Cabeza de Araya con posterioridad a la primera fase de deformación hercínica (Castro, 1985), para la cual se ha propuesto una edad Namuriense (Quesada *et al.*, 1987). El emplazamiento del plutón debió producirse, por lo tanto, con posterioridad, al menos, a los 327 Ma (Namuriense: ca. 327-316 Ma; Gradstein y Ogg, 1996) y no a los ca. 340 Ma.

La edad obtenida para la facies externa según el método de Montel *et al.* (1994),  $302 \pm 7$  Ma, es por el contrario geológicamente aceptable, pues corresponde ya al Estefaniense (ca. 306-290 Ma; Gradstein y Ogg, 1996) y es más vieja que la de los diques que la atraviesan: el dique de Garrovillas (274-280 Ma; en este trabajo) y el dique de Messejana-Plasencia (200 Ma; Dunn *et al.*, 1998). Por otra parte, y aunque los datos obtenidos no definen una isocrona CHIME, las pérdidas de plomo post-cristalización, responsables de la desviación de la línea de regresión con respecto al origen de coordenadas, no debieron ser muy elevadas, como lo sugiere el bajo valor del punto de intersección con el eje de ordenadas en el diagrama  $\text{ThO}_2^*$  vs.  $\text{PbO}$  (-0,0157). Por lo tanto, cabe interpretar razonablemente la edad calculada de ca. 302 Ma como la edad de emplazamiento y cristalización del plutón.

En apoyo de esta interpretación cabría mencionar la similitud de este resultado con la edad Rb-Sr de  $303 \pm 7$  Ma obtenida para la facies externa del mismo plutón (Bea *et al.*, 2004) así como con el resto de datos geocronológicos disponibles para otros macizos de la Serie Mixta en el mismo entorno (cf. Tabla I). Cabe señalar,

así mismo, que un caso similar de coincidencia de edades U-Th-Pb<sub>total</sub> en monacitas por el método de Montel y por otros métodos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) se ha descrito para la facies porfídica de grano grueso del plutón de Campanario – La Haba, muy similar a la facies externa del plutón de Cabeza de Araya aquí estudiado (García de Madinabeitia *et al.*, 2003).

#### Dique de Garrovillas

Las edades calculadas para el dique de Garrovillas siguiendo el método de Montel *et al.* (1994) son  $279 \pm 5$  Ma y  $280 \pm 5$  Ma (MSWD de 1,5 y 1,3, respectivamente), según se considere el total de puntos analizados o bien se eliminen los datos de 6 puntos cuya composición difiere notablemente del resto. Los valores de MSWD, claramente por debajo de 2, indican que las edades obtenidas son estadísticamente aceptables pudiendo atribuirse la dispersión de los datos al error analítico (Brooks *et al.*, 1972).

Excluyendo los datos considerados anómalos a fin de obtener una mayor precisión, la línea de regresión CHIME del diagrama  $\text{ThO}_2^*$  vs.  $\text{PbO}$  (%) interseca prácticamente al origen de coordenadas y se extiende con pendiente positiva entre las isocronas teóricas de referencia de 260 y 320 Ma, sin llegar a interceptarlas (Fig. 3B). Esto sugiere una pérdida de plomo radiogénico muy limitada o incluso ninguna pérdida, por lo que la recta de regresión calculada puede ser considerada estrictamente como una isocrona cuya edad CHIME es de ca. 274 Ma. Desde un punto de vista geológico no hay argumentos en contra de este valor; la edad calculada para las monacitas de esta roca se situaría por lo tanto entre los 274 y 280 Ma, en función del método empleado y, en cualquier caso, estaría comprendida entre los ca. 302 Ma obtenidos para el plutón de Cabeza de Araya, al que atraviesa el dique de Garrovillas, y los 200 Ma del dique de Messejana-Plasencia (Dunn *et al.*, 1998), que corta a ambos. Las zonas cataclásticas existentes a lo largo del contacto del dique de Garrovillas atestiguan su emplazamiento tardío con respecto al de



la facies externa del plutón de Cabeza de Araya (Corretgé, 1971) y los datos de edad derivados del estudio U-Th-Pb<sub>total</sub> de las monacitas en ambas facies permiten cuantificar en unos 20 Ma la diferencia de edad del emplazamiento.

### Implicaciones regionales

Los datos geocronológicos obtenidos para la facies externa del plutón de Cabeza de Araya confirman que la edad del emplazamiento de este macizo se sitúa en torno a los 300 Ma. El número de datos que indican que los plutones alóctonos de la Serie Mixta de la Zona Luso Occidental Alcaédica se emplazaron entre 315 y 290 Ma (Tabla I) se ve incrementado de este modo con una nueva aportación, basada en este caso en la datación U-Th-Pb<sub>total</sub> de monacitas magmáticas, y se refuerza así la hipótesis de que hacia el final del Carbonífero (Namuriense superior-Estefaniense) tuvo lugar una importante actividad magmática post-colisional en el Macizo Ibérico (Penha y Arribas, 1974; González Menéndez, 1998; Alonso Olazábal *et al.*, 1999; Alonso Olazábal, 2001; Bea *et al.*, 2003). Por otra parte, los datos de tipo petrológico y estructural indican que los numerosos plutones ácidos peraluminosos formados durante este periodo se emplazaron en relación con el funcionamiento de fallas transcurrentes o transtensionales, con desplazamiento generalmente dextro; estas fallas debieron desarrollarse en un régimen tectónico extensional asociado al colapso gravitacional de la cadena Hercínica Ibérica (Castro, 1985; Aranguren *et al.*, 1997; Escuder Viruete *et al.*, 1999; Alonso Olazábal, 2001).

La edad obtenida para el dique de Garrovillas, ca. 280 Ma, sugiere la reactivación de la actividad magmática durante el Pérmico inferior (Gradstein y Ogg, 1996), unos 20 Ma de años después del emplazamiento del plutón de Cabeza de Araya. El dique datado no tiene equivalentes próximos en la zona aunque, en función de su dirección y de sus relaciones de contacto, pudiera ser equiparable a los pórfidos graníticos que forman parte del sistema filoniano de Brozas-Membrío (Figuerola *et al.*, 1974; Gumiel *et al.*, 2002). Este sistema filoniano se extiende sobre una superficie de unos 60 x 10 km al norte de la provincia de Cáceres y está formado por diques diabásicos de afinidad alcalina y, en menor medida, por pórfidos graníticos. Los diques tienen direcciones variables entre N70 - 120E e intruyen tanto a los metasedimentos del Alogrupo Domo Extremeño como a algunas de las unidades plutónicas de Cabeza de Araya.

Para algunos autores (e.g. Gumiel *et al.*, 2002), el carácter bimodal del sistema filoniano de Brozas-Membrío es indicativo de que el magmatismo básico alcalino y los granitos hercínicos pueden ser coetáneos. Sin embargo, los datos radiométricos recientes para rocas básicas alcalinas relacionadas con el inicio del rifting intracontinental en el sector Ibérico de la cadena Hercínica oscilan entre  $283 \pm 30$  Ma (Rb-Sr roca total; Bea *et al.*, 1999) y  $277 \pm 7$  Ma (K-Ar flogopita; Villaseca *et*

*al.*, 2004), esto es, prácticamente la misma edad que la aquí establecida para el dique de Garrovillas. Por lo tanto, el dique de Garrovillas, de edad 274-280 Ma, y, si se admite la equiparación propuesta, el sistema filoniano de Brozas-Membrío podrían entonces haberse formado en relación con las etapas de adelgazamiento cortical post-hercínicas que se desarrollaron durante el Pérmico inferior-medio; el magmatismo fisural alcalino podría ser entonces notablemente más joven que el plutonismo peraluminoso, cuyo climax, al menos en este sector, tuvo lugar en torno a los 310 Ma.

Aunque normalmente en los periodos de rifting se desarrolla un magmatismo de origen mantélico y de afinidad alcalina a toleítica, este escenario tectónico es también apto para generar magmas ácidos por fusión cortical, inducida por la elevación de temperatura asociada con el ascenso astenosférico y/o con el emplazamiento de magmas básicos en niveles infracorticales (Anderson y Thomas, 1985; Sánchez García *et al.*, 2003). Un magmatismo ácido de este tipo podría estar representado en este sector por diques de pórfidos graníticos, tales como el de Garrovillas y los de Brozas-Membrío y, probablemente, también por otros similares considerados tardihercínicos que afloran dispersos por Extremadura Central, como por ejemplo los de Santa Marta de Magasca y Almoharín (Gumiel y Campos Egea, 1998).

Pero la actividad magmática persiste aún en este sector durante más tiempo. La presencia de leucogranitos o aplitas en estructuras filonianas que claramente cortan al dique de Garrovillas, sugiere que, con posterioridad al emplazamiento de este dique, es decir a 280 Ma, intruyeron magmas leucograníticos.

A este respecto cabe señalar que diques y stocks de leucogranitos, a menudo de tendencia aplitica, afloran con cierta profusión en la Zona Luso Occidental Alcaédica cortando tanto a los plutones granodioríticos aluminico-caféemicos como a los macizos graníticos de la Serie Mixta (batolito de Extremadura Central: La Zafrilla, Navas del Madroño, el Trasquilón, Plasenzuela, Trujillo, etc.; alineación magmática Alburquerque-Mérida-Pedroches: Cerro Mogábar, Virgen de la Cabeza; Mirandilla, etc.). En otras ocasiones también aparecen, no obstante, sin relación con aquellos y cortando a los materiales encajantes precámbricos y paleozoicos (Corretgé, 1971; Carracedo, 1991; Larrea, 1998; González Menéndez, 1998; Gumiel y Campos Egea, 1998; Gumiel *et al.*, 2002). La edad de estos leucogranitos no está bien establecida y son escasos los datos radiométricos publicados sobre ellos. Normalmente se considera, de acuerdo con sus relaciones de campo, que probablemente son diferenciados leucocráticos de los granitoides con los que aparecen asociados (Bea *et al.*, 1999; González Menéndez, 2002). Sin embargo, esta relación no es siempre evidente. En algunos casos, los leucogranitos no se proyectan en las mismas isocronas-errorcronas que las otras facies graníticas y sus edades son a veces sensiblemente diferentes, normalmente más jóvenes las de los leucogranitos (Lalieux, 1982; Defal-

que *et al.*, 1992). Otras veces, las características geoquímicas de los granitos (o las de las granodioritas) y las de los leucogranitos no se pueden relacionar por procesos simples como la cristalización fraccionada (Lalieux, 1982; Corretgé *et al.*, 1985; González Menéndez, 2002). Estos hechos permiten suponer que los leucogranitos que afloran dentro de plutones graníticos compuestos o bien en sus proximidades no siempre están genéticamente ligados al resto de las rocas por procesos de diferenciación magmática.

Por su composición, los leucogranitos peraluminosos tardíos podrían corresponder a fundidos mínimos de origen cortical generados en un ambiente de intraplaca, post-orogénico a anorogénico, de forma coetánea con los diques básicos de afinidad alcalina a toleítica derivados del manto. La existencia de diques compuestos ácidos-básicos que presentan estructuras y texturas resultantes de procesos de interacción líquido-líquido y que cortan a las estructuras y plutones hercínicos en diversos sectores de las Zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica, sugieren la coexistencia de magmatismo básico y ácido como un fenómeno relativamente frecuente en la Cadena Hercínica Ibérica. Por otro lado, diversos datos isotópicos y geocronológicos apoyan esta hipótesis. Los plutones (o las facies) leucograníticos peraluminosos más jóvenes del Sistema Central, de origen cortical o híbrido, tienen edades de  $284 \pm 4$  Ma (leucogranito de las Navas, Rb-Sr; Villaseca *et al.*, 1995) y  $284 \pm 13$  Ma (plutón de Atalaya Real:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}} = 0.71290$ ; Villaseca *et al.*, 1995), coincidentes, por tanto, con las del magmatismo básico alcalino del mismo sector,  $283 \pm 30$  Ma (Bea *et al.*, 1999) y  $277 \pm 7$  Ma (Villaseca *et al.*, 2002 y 2004), y con la edad del dique de Garrovillas, 274-280 Ma, también de origen cortical (Corretgé y Suárez, 1994).

## Conclusiones

La edad de ca. 302 Ma obtenida a partir de los análisis de U-Th-Pb<sub>total</sub> en monacitas del plutón de Cabeza de Araya se considera como la edad de emplazamiento del magma, aen a pesar de que los datos empleados no definen isocronas CHIME y los minerales analizados posiblemente hayan sufrido ligeras pérdidas de Pb con posterioridad a su cristalización. Esta edad es equiparable a las establecidas por otros métodos geocronológicos para este mismo plutón y para macizos graníticos similares situados en su entorno.

En el área estudiada de la zona Luso Occidental Alcaédica, la actividad magmática se reanudó con cierta intensidad unos 20 Ma más tarde, ya durante el Pérmico. En esa época, el dique de Garrovillas, de tipología granítica S, intruyó al plutón de Cabeza de Araya. Mediante el análisis U-Th-Pb<sub>total</sub> de monacitas se ha establecido que la edad de dicha intrusión tuvo lugar entre 274 y 280 Ma.

Con posterioridad al emplazamiento del dique de Garrovillas intruyeron magmas leucograníticos peraluminosos de tendencia aplítica y presumible origen cor-

tical. Estos leucogranitos peraluminosos intruyen como diques y/o pequeños stocks relacionados espacialmente con los plutones graníticos hercínicos tardía a post-colisionales. Clásicamente se ha asumido que estos leucogranitos corresponden a fundidos residuales mínimos, sin embargo, las relaciones de campo y los datos geocronológicos obtenidos para el sector de Cabeza de Araya indican que una parte, al menos, de los granitos aplíticos pudo formarse unos 20 Ma más tarde que los granitos a los que intruyen.

Los datos geocronológicos aportados en este trabajo, combinados con los datos de campo disponibles sugieren que en el transcurso del adelgazamiento litosférico post-hercínico (rifting pérmico) que condujo a la formación del Atlántico Norte, pudo desarrollarse un magmatismo ácido por fusión cortical. Los magmas graníticos generados acompañan a los magmas básicos alcalinos y toleíticos mantélicos en secuencias bimodales, aunque en volúmenes mucho menores que en el periodo orogénico post-colisional.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto MAT 2000-0142-P4-06 y la Acción Integrada Hispano-Francesa HF 2000-0078. Los autores agradecen a los Drs. Guillermo Corretgé y Teodosio Donaire, y a un revisor anónimo las sugerencias realizadas para mejorar el manuscrito.

## Referencias

- Alonso Olazábal, A., Carracedo, M y Aranguren, A. (1999): Petrology, magnetic fabric an emplacement in a strike-slip regime of a zoned peraluminous granite: the Campanario-La Haba pluton, Spain. En: *Understanding Granites. Integrating New and Classical Techniques* (A. Castro, C. Fernández y J. L. Vigneresse, Eds.). Geological Society, London, 177-191.
- Alonso Olazábal, A. (2001): *El plutón de Campanario-La Haba: caracterización petrológica y fábrica magnética*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 323 p.
- Alonso Olazábal, A., Ortega, L.A., Menéndez, M., Carracedo, M. y Aranguren, A. (2003): Nuevos datos geocronológicos Rb-Sr del plutón de Campanario-La Haba (batolito de Los Pedroches, Extremadura). *Geogaceta*, 34: 167-170.
- Anderson, J.L. y Thomas, W. M. (1985): Proterozoic anorogenic two-micas granites: Silver plume and St. Vrain batholiths of Colorado. *Geology*, 13: 177-180.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. 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.
- Aranguren, A., Larrea, F.J., Carracedo, M., Cuevas, J y Tubía, J.M. (1997): The Los Pedroches batholith (southern Spain): polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites. En: *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics* (J-L. Bouchez, W.E. Stephens y D.H.W. Hutton, Eds). Kluwer, Dordrecht, 215-229.
- Barbarin, B. (1990): Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25: 227-238.
- Bea, F., Montero, P. y Molina, J.F. (1999): Mafic precursors,

- peraluminous granitoids and late lamprophyres from Sierra de Gredos, Central Spain. *The Journal of Geology*, 107: 399-419.
- Bea, F., Montero, P. y Zinger, T. (2003): The nature, origin, and thermal influence of the Granite Source Layer of Central Iberia. *The Journal of Geology*, 111: 579-595.
- Bea, F. (2004): La naturaleza del magmatismo de la Zona Centro Ibérica: consideraciones generales y ensayo de correlación. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 128-133.
- Brooks, C., Hart, S.R. y Wendt, T. (1972): Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Reviews in Mineralogy*, 21: 201-225.
- Capdevila, R., Corretgé, L.G. y Floor, P. (1973): Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, XV, 3-4: 209-228.
- Carracedo, M. (1991): *Contribución al estudio del batolito de Los Pedroches*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 443 p.
- Castro, A. (1984): *Los granitoides y la estructura hercínica en Extremadura Central*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 202 p.
- Castro, A. (1985): The Central Extremadura batholith: geotectonic implications (European Hercynian Belt)-An outline. *Tectonophysics*, 120: 57-68.
- Castro, A., Corretgé, L.G., De La Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F.J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T. y López, S. (2002): Paleozoic magmatism. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). The Geological Society, Londres, 117-153.
- Corretgé, L.G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 453 p.
- 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*, 15: 219-238.
- Corretgé, L.G. y Suárez, O. (1994): A garnet-cordierite granite porphyry containing Rapakivi feldspars in the Cabeza de Araya batholith (Extremadura, Spanish Hercynian Belt). *Mineralogy and Petrology*, 50: 97-111.
- Chacón, J. (1979): *Estudio Geológico del sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 728 p.
- 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.
- Defalque, G., Démaiffe, D., Dumont, P., y Lalieux, Ph. (1992): Le batholite de Los Pedroches (Sierra Morena). Études cartographique, pétrographique, géochimique, géochronologique et metallogénique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, T115 (1): 77-89.
- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simoes, P.P. y Bertrand, J.M. (1998): U-Pb zircon y monacita geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45: 349-369.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, Ch. y Duthou, J-L (1999): Two-stage granitoid-forming event from an isotopically homogeneous crustal source: The Los Pedroches batholith, Iberian Massif, Spain. *GSA Bulletin*, 111, 12, 1897-1906.
- Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B. y Ugidos, J.M. (1998): A comparison of the age and composition of the Shelburne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 1110-1115.
- Escuder Viruete, J., Pérez Soba, C., Zuazo, J.A., Fernández Carrasco, J. y Pérez Estacén, A. (1999): El emplazamiento del plutón granítico de Albalá, Extremadura central (España): los efectos relativos de la intrusión y la deformación regional. En: *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular-International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz*. Resúmenes extensos: 125-131.
- Fernández Ruiz, F. J., Cueto, L. A., Larrea, F. J. y Quesada, C. (1990): El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del batolito de Los Pedroches. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 15: 89-103.
- Figuerola, L.C.G., Corretgé, L.G. y Bea, F. (1974): El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura (Estudio comparativo). *Boletín Geológico y Minero*, LXXXV: 308-337.
- García Casco, A. y Pascual, E. (1987): El plutón de Santa Eufemia (batolito de Los Pedroches): un granitoide epizonal de tipo S. *Geogaceta*, 2: 56-59.
- García de Madinabeitia, S., Santos Zalduegui, J. F., Gil Ibarra, J. I. y Carracedo, M. (2003): Geocronología del plutón de Campanario-La Haba (Badajoz) a partir del análisis de isótopos de Pb en circones y U-Th-Pb<sub>total</sub> en monacitas. *Geogaceta*, 34: 27-30.
- González Menéndez, L. (1998): *Petrología y geoquímica del batolito granítico de Nisa-Albuquerque (Alto Alentejo, Portugal; Extremadura, España)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 223 p.
- González Menéndez, L. (2002): Petrología del batolito granítico de Nisa-Albuquerque. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (3-4): 233-255.
- Gonzalo, J.C. (1987): *Petrología y estructura del basamento hercínico del área de Mérida (Extremadura Central)*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 327 p.
- Gradstein, F. y Ogg, J. (1996): A Phanerozoic time scale. *Episodes*, 19: 3-5
- Gumiel, P. y Campos Egea, R. (1998): *Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura*. Junta de Extremadura, Mérida.
- Gumiel, P., Campos, R., Monteserín, V. y Bellido, F. (2002): *Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Centro-Occidental de Extremadura*. Junta de Extremadura, Mérida.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L.E. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica, Canarias y Baleares, escala 1:1.000.000*. IGME, Madrid.
- Kato, T., Suzuki, K. y Adachi, M. (1999): Computer program for the CHIME ages calculations. *Journal Earth and Planetary Science Nagoya University*, 46: 49-56.
- Lalieux, Ph. (1982): *Étude pétrologique et géochimique du batholite de Los Pedroches*. Tesis de licenciatura, Univ. Libre de Bruxelles, 136 p.
- Larrea, F.J. (1998): *Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del batolito de Los Pedroches*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 459 p.
- Larrea, F.J., Carracedo, M., Alonso, A., Ortega, L.A. y Menéndez, M. (1999): Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones transtensionales: el plutón de Cardeña-Virgén de la Cabeza. En *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular-International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz*, Resúmenes extensos: 159-169.
- Liégeois, J.P. (1998): Preface-Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45: xv-xvii.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliderung des Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-92.



- Ludwig, K.R. (2000): *Isoplot/Ex V 2.31. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel Berkeley Geochronology Center*, Special Publication.
- May, P.R. (1971): Pattern of Triassic-Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1285-1292.
- Mendes, F. (1968): Contribution à l'étude géochronologique, par le méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Fac. de Ciências de Lisboa*, 11: 1-155.
- Montel, J.M., Veschambre, M. y Nicollet, Ch. (1994): Datation de la monazite à la microsonde électronique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 318, série II: 1489-1495.
- Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, Ch. y Provost, A. (1996): Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131: 37-53.
- Sánchez García, T., Bellido, F. y Quesada, C. (2003): Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365: 233-255.
- Palacios, T. (1989). *Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región Central de la Península Ibérica)*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza. Memorias del Museo de Paleontología de la Univ. de Zaragoza, 3 (2), 125 p.
- Parrish, R.R. (1990): U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Science*, 27: 1431-1450.
- Penha, M. y Arribas, A. (1974): Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Boletín Geológico y Minero*, 85: 271-273.
- Quesada, C., Florido, P., Gumiel, P., Osborne, J., Larrea, F., Baeza, L., Ortega, M. C., Tornos, F., Sigüenza, J. M., Quereda, J. M. y Bañón, L. (1987): *Mapa Geológico-Minero de Extremadura*. Junta de Extremadura, Mérida.
- Schaltegger, U. (1997): Magma pulses in the Central Variscan Belt: episodic melt generation and emplacement during lithospheric thinning. *Terra Nova*, 9 (5/6): 242-245.
- Stern, C.R., Hwang, W. y Wyllie, P.J. (1975): Basalt-andesite-rhyolite-H<sub>2</sub>O: crystallization intervals with excess H<sub>2</sub>O undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars, with implication for magma genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 28: 189-196.
- Suzuki, K. y Adachi, M. (1991a): Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochemical Journal*, 25: 357-376.
- Suzuki, K. y Adachi, M. (1991b): The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the gray granite of the Hida terrane, Northeast Japan. *Journal Earth Science Nagoya University*, 38: 11-37.
- Suzuki, K. y Adachi, M. (1994): Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on the Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implication for the correlation of basement gneiss of southwest Japan and Korea. *Tectonophysics*, 235: 277-292.
- Suzuki, K., Adachi, M. y Kajizuka, I. (1994): Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth and Planetary Science Letters*, 128: 391-405.
- Suzuki, K., Nakai, Y., Dunkley, D.J. y Adachi, M. (2002): Significance of c. 300 Ma CHIME zircon age for post-tectonic granite from the Hercynian suture zone, Bamian, Afghanistan. *Bulletin Nagoya University Museum*, 18: 67-73.
- Sylvester, P.J. (1998). Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29-44.
- Vidal, G., Jensen, S. y Palacios, T. (1994a): Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in Central Spain. *Geological Magazine*, 131: 169-179.
- Vidal, G., Palacios, T., Gámez, J. A., Díez Balda, M. A. y Grant, S. W. F. (1994b): Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131: 729-765.
- Villaseca, C.; Eugercios, L.; Snelling, N.; Huertas, M. y Castellón, T. (1995): Nuevos datos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides hercínicos de la Sierra del Guadarrama. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8: 129-140.
- Villaseca, C., Orejana, D., Pin, Ch., López García, J.A. y Andonaegui, P. (2002): Estimación de la composición del manto subcontinental en el centro de España a partir de los materiales básicos hercínicos y post-hercínicos del Sistema Central. *Geogaceta*, 32: 17-20.
- Villaseca, C., Orejana, D., Pin, Ch., López García, J.A. y Andonaegui, P. (2004): Le magmatisme basique hercynien et post-hercynien du Système Central Espagnol: essai de caractérisation des source mantelliques. *Comptes Rendus Geoscience*, 336: 877-888.

Manuscrito recibido el 5 de noviembre de 2004

Aceptado el manuscrito revisado el 11 de enero de 2005