

Geocronología Rb-Sr y Sm-Nd del complejo plutónico de Valencia del Ventoso (Badajoz)

Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Valencia del Ventoso plutonic complex (Badajoz)

F. Sarrionandia y M. Carracedo

Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao.

ABSTRACT

It has been carried out the first whole rock Rb-Sr and Sm-Nd isotopic characterization of the Valencia del Ventoso plutonic complex, Ossa Morena Zone (Badajoz). The obtained emplacement age is 349 ± 28 my, with an $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ of 0.70662 and $e\text{Nd}_{349\text{Ma}} = -1.6$ y -5.6 . This age includes this massif in the magmatic event developed after the devonian subduction regime, so after the ocean closure and the first and main deformational event related with the variscan orogen.

Key words: isotopes, Valencia del Ventoso igneous complex, Ossa-Morena Zone, Badajoz.

Geogaceta, 41 (2007), 207-210

ISSN: 0213683X

Introducción

En la Zona de Ossa Morena afloran numerosos plutones de edad Neoproterozoico, Cámbrico-Ordovícico inferior y Carbonífero (Fig. 1). Muchos de estos macizos ígneos han sido estudiados desde el punto de vista cartográfico-estructural, petrológico, mineralógico y químico, y además, para algunos de ellos, se han obtenido edades de emplazamiento y enfriamiento mediante la aplicación de diversos sistemas isotópicos. No obstante, pese a los notables avances que se han producido durante las últimas décadas en la geología de esta Zona, todavía hoy se desconoce la edad de algunos de estos plutones y su ubicación temporal con respecto a las principales fases de deformación, no ya durante el ciclo orogénico Cadomiense, obviamente más difíciles de establecer, sino también durante el Varisco. La ausencia de dataciones precisas, tanto de las principales fases de deformación como de algunos plutones, dificulta enormemente la elaboración de modelos geodinámicos globales capaces de integrar, de forma congruente, los diferentes eventos tectono-magmáticos que se suceden en el sector meridional de la Cordillera Ibérica.

En este trabajo se publican nuevos datos isotópicos de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd de rocas pertenecientes al Complejo Plutónico de Valencia del Ventoso (CPVV). Estos datos han permitido establecer la edad de emplazamiento de este

complejo, la naturaleza de los magmas que lo integran y los mecanismos de diferenciación que operaron durante su formación (Sarrionandia, 2006). Aquí se presentan únicamente con el objetivo de contribuir a establecer las relaciones geocronológicas entre los eventos magmáticos y las fases de deformación variscas en la Zona de Ossa Morena, tarea imprescindible para afinar los modelos geodinámicos que tratan de explicar la evolución de la rama meridional de la Cordillera Ibérica en función de los movimientos relativos de la Zona Surportuguesa (ZSP), la Zona de Ossa Morena (ZOM) y la Zona Centro Ibérica (ZCI) a lo largo del Paleozoico.

Contexto geológico

El CPVV (Pons, 1982) se localiza en la parte meridional de la provincia de Badajoz, unos 15 km al sur de la ciudad de Zafra, entorno a la pequeña localidad de Valencia del Ventoso (Fig. 1). Este complejo ígneo se emplazó en el núcleo de la antiformal de Monasterio (Alia-Medina, 1963), megaestructura antiformal varisca de la ZOM, cuyo núcleo lo constituyen las rocas metasedimentarias de la Serie Negra, de edad Proterozoico superior (Carvalho, 1965). Discordantes sobre la Serie Negra se disponen los materiales de edad Cámbrico inferior, que en el flanco norte están representados por formaciones terrígenas que pasan a techo a calizas, mientras que en el flanco sur están representados por secuen-

cias volcanosedimentarias que a pasan a techo también a calizas.

Durante la primera fase de deformación varisca (D1), la cobertera paleozoica formó pliegues de gran amplitud vergentes al sur, dando lugar, entre otras megaestructuras, a la antiformal de Monasterio. Mientras, en el zócalo precámbrico se reactivaron las estructuras cadomienses previas en forma de fallas con componente inverso, cuyo máximo exponente lo constituye el cabalgamiento de Monasterio (Eguíluz, 1988). Hay cierta unanimidad en considerar que la edad de esta fase de deformación es Pre-Fameniense (e.g. Oliveira *et al.*, 1986); Simancas *et al.* (2004) la sitúan en el intervalo 390-360 Ma, mientras que Moita *et al.* (2006 a y b) la datan en ca. 370 Ma. Sin embargo, su significado geodinámico es más controvertido. Unos autores consideran que representa la colisión entre la ZOM y la ZSP, con cese de la subducción activa de la litosfera oceánica de la placa Surportuguesa bajo la ZOM (e.g., Oliveira *et al.*, 1986; Silva y Pereira, 2004); otros sugieren que representa la colisión continental entre la ZOM (bloque inferior) y la ZCI, al tiempo que existía subducción de la placa Surportuguesa bajo la ZOM (e.g., Simancas *et al.*, 2004).

Una segunda fase de deformación (D2) pliega los depósitos post-Frasnienses que habían rellenado varias cuencas devonocarboníferas intracontinentales durante el periodo comprendido entre 360 Ma y 345

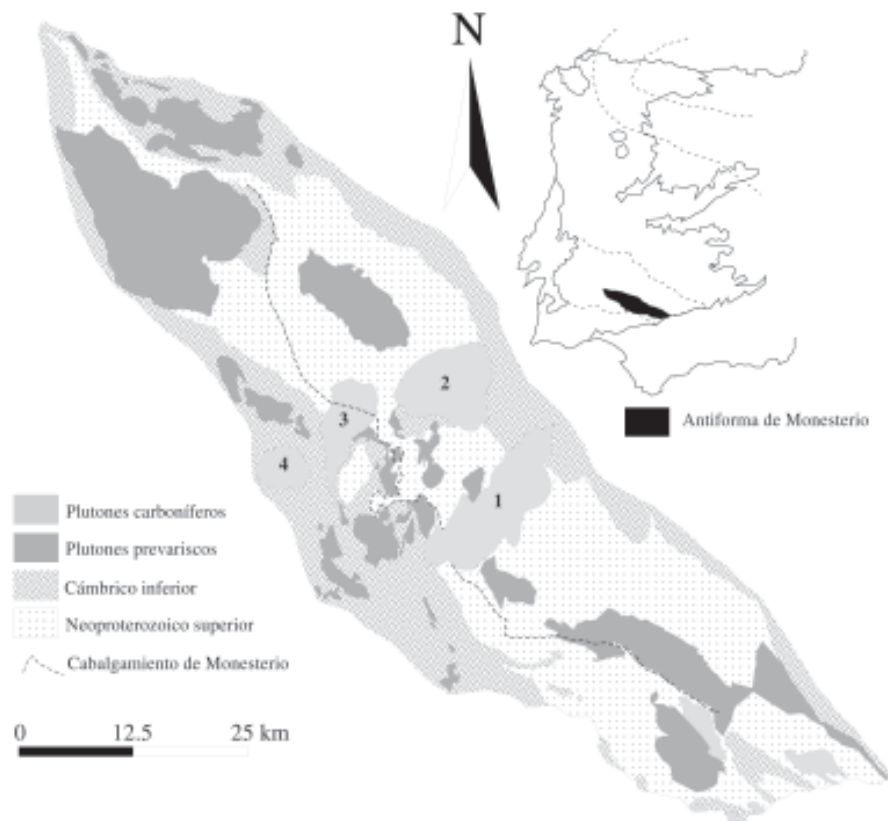


Fig. 1.- Esquema geológico de una parte del antiforra de Monesterio en el que se han numerado algunos de los principales cuerpos plutónicos variscos: 1) CPVV; 2) Burguillos del Cerro; 3) Brovales y 4) La Bazana.

Fig. 1.- Geological sketch of a sector of the Monesterio antiform, some of the main variscan plutonic bodies are numbered as: 1) CPVV; 2) Burguillos del Cerro; 3) Brovales and 4) La Bazana.

Ma (Simancas *et al.*, 2004). Esta fase de deformación se desarrolla en el intervalo 345-305 Ma (Simancas *et al.*, 2004) y las dataciones geocronológicas publicadas para el metamorfismo asociado varían entre 342 ± 0.6 Ma (Dallmeyer *et al.* 1993), 328 ± 1.2 (Castro *et al.*, 1999) y 315 ± 3 Ma (Moita *et al.*, 2006b). Igual que hay ciertas discrepancias en torno a su edad, también hay distintas interpretaciones sobre su significado geodinámico. Unos autores señalan que tanto la sedimentación devono-carbonífera como la deformación posterior se desarrolla en un régimen predominantemente transpresivo, con situaciones transtensivas locales, ligadas a una tectónica tangencial que se desarrolla durante la colisión final entre la ZSP y la ZOM-ZCI (e.g., Quesada y Munhá, 1990; Eguíluz *et al.*, 2000; Silva y Pereira, 2004). Otros, por el contrario sugieren que la sedimentación carbonífera se produce durante una etapa transtensiva generalizada y después, estos materiales se pliegan a consecuencia de la convergencia transpresiva que se desarrolla en los límites ZSP-ZOM y ZOM-ZCI, provocando una colisión continental generalizada (e.g., Simancas *et al.*, 2004).

Como se ha señalado en la introducción, en la ZOM afloran numerosos

plutones relacionados con el orógeno varisco. Los datos geocronológicos publicados hasta el momento ofrecen edades que oscilan entre 368 Ma y 298 Ma, que sitúan al magmatismo, mayoritariamente, en un periodo intraorogénico extensional, de escala regional o local (Tabla I).

MACIZO	EDAD	MÉTODO	MATERIAL	AUTORES	AÑO
Valencia del Ventoso	339 ± 50	K-Ar	Biotita y anfíbol	Dupont <i>et al.</i>	1981
Burguillos del Cerro	328 ± 10	K-Ar	Biotita	Dupont <i>et al.</i>	1981
	340 Ma	Ar ⁴⁰ -Ar ³⁹	Anfíbol	García Casquero	1991
	355	Ar ⁴⁰ -Ar ⁴⁰	Anfíbol	Dallmeyer <i>et al.</i>	1995
	330 ± 9	Rb-Sr	Roca total	Bachiller <i>et al.</i>	1997
Brovales	305 ± 10	K-Ar	Biotita	Dupont <i>et al.</i>	1981
	340 ± 7	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Circón	Montero <i>et al.</i>	2000
	327 ± 8	Rb-Sr	Roca total	Galindo	2004
Santa Olalla de Cala	332 ± 3	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Circón	Montero <i>et al.</i>	2000
	359 ± 18	Rb-Sr	Roca total	Casquet <i>et al.</i>	2001
Aguablanca	338 ± 3	Ar ⁴⁰ -Ar ⁴⁰	Flogopita	Tornos <i>et al.</i>	2004
	341 ± 1.5	U-Pb	Circón	Romeo	2006
Teuler	348 ± 4	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Circón	Montero <i>et al.</i>	2000
	338 ± 2	U-Pb	Circón	Romeo	2006
Beja	339 ± 1	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	Anfíbol	Dallmeyer <i>et al.</i>	1993
	350 ± 4	U-Pb	Circón	Pin <i>et al.</i>	1999
	352 ± 4	U-Pb	Circón	Pin <i>et al.</i>	1999
Rocas básicas Valungo	342 ± 4	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Circón	Montero <i>et al.</i>	2000
Cala	352 ± 4	U-Pb	Circón	Romeo	2006
	368 ± 23	Rb-Sr	Biotita-FdK-Roca total	Moita <i>et al.</i>	2006
Vale de Maceira	315 ± 3	Rb-Sr	total	Moita <i>et al.</i>	2006
	306 ± 7.9	Rb-Sr	Biotita-FdK-Roca total	Moita <i>et al.</i>	2006
Sesmarías	298 ± 2.8	Rb-Sr	total	Moita <i>et al.</i>	2006
	339 ± 3	U-Pb	Circón	Romeo	2006

Tabla I.- Edades publicadas de los diferentes macizos variscos del área del antiforra de Monesterio.

Table I.- Published ages of the different variscan massifs of the Monesterio antiform.

Rasgos Geológicos del CPVV

El CPVV intruye sobre los metasedimentos neoproterozoicos y las secuencias cámbricas de la antiforra de Monesterio, y corta y postdata al cabalgamiento de Monesterio (Fig. 1). Las facies que integran este complejo varían entre gabros y granitos, pasando a través de cuarzdioritas, cuarzomonzodioritas, monzodioritas, granodioritas y tonalitas, y forman series metaaluminosas cafémicas, calcoalcalinas a monzónicas, con contenidos medios a altos en K, e incluso algunas son moderadamente alcalinas. Los diagramas multielementales normalizados muestran espectros típicos de magmas calcoalcalinos emitidos en ambientes relacionados con zonas de subducción, con anomalías negativas en Nb y Ti, incluso en las facies de afinidad alcalina (Sarrionandia, 2006).

Metodología

Se han analizado 17 muestras de roca total. Los análisis de elementos mayores y trazas, excepto REE, se han realizado mediante fluorescencia de rayos X en el Servicio de Geocronología y Geoquímica de la Universidad de Oviedo, con un espectrómetro Philips PW 1480, con tubo de Sc/Mo. El resto de los análisis se han efectuado en el Servicio de Geoquímica y Geocronología de la Universidad del País Vasco. La determinación de las REE, incluyendo el Sm y el Nd, se ha efectuado con un ICP-AES, y los isótopos de Sr y de Nd se han medido con un espectrómetro de masas Finnigan MAT-262 con 8 cajas de Faraday y un

fotomultiplicador de electrones secundarios y sistema RPQ controlado mediante un ordenador Gateway 2000 con la versión del software 4.3.1.

Resultados

El conjunto de muestras analizado presenta una amplia variedad composicional, que abarca desde términos básicos a ácidos ($\text{SiO}_2 = 50.41\text{-}70.24\%$). Esta variedad se refleja también en las concentraciones de Rb (24.7 – 186.2 ppm), Sr (161.7 – 644.7 ppm), Sm (4.17 – 9.31 ppm) y Nd (19.32 – 42.88 ppm), pero contrasta con la escasa dispersión de las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512208 – 0.512384), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1138 – 0.1395), $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.23223 – 2.42667) y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70759 – 0.71831) (Tabla II).

La proyección de las muestras en el diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proporciona una recta, cuya MSWD («Mean Squares of Weighted Deviates») es de 0.99. Esta isocrona da una edad de 349 ± 28 Ma y una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.70662 (Fig. 2A). Las relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₃₄₉ varían entre 0.70591 y 0.70745 (tabla II). Las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ frente a $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 2B) no ofrecen ningún tipo de correlación, por lo que este sistema isotópico no proporciona ninguna edad. Los valores ϵNd_{349} varían entre -2.4 y -5.6 (Tabla II).

Discusión

La edad radiométrica obtenida, 349 Ma, es coherente con los argumentos geológicos, puesto que los materiales más jóvenes intruidos por el CPVV son de edad Cambrico inferior (ca. 530 Ma) y la intrusión corta al cabalgamiento de Monesterio, estructura hercínica de fase 1 (ca. 370 Ma).

Las relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₃₄₉ son relativamente homogéneas y se mantienen aproximadamente constantes con el aumento del contenido en sílice de las muestras analizadas; lo mismo sucede con las relaciones ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₃₄₉. Estos datos sugieren que las rocas son cogenéticas. Por otra parte, las facies analizadas presentan con frecuencia relaciones de contacto líquido-líquido. Esto implica que todas ellas se emplazaron de forma prácticamente simultánea y tienen la misma edad. La recta de correlación obtenida presenta un MSWD=0.99, bastante inferior a 2, por lo cual consideramos que es una isocrona y, por tanto, la edad de emplazamiento del CPVV es 349 ± 28 Ma (Tournasiense; IUGS, 2004).

La edad obtenida en este trabajo, 349 ± 28 Ma, es 10 Ma superior a la propuesta

Muestra	SiO_2	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\text{Sr}_{1,349\text{Ma}}$	$^{47}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}_{(349\text{Ma})}$
FG1	50.41	0.70759	0.23223	0.70643	0.1333	0.512208	0.511903	-5.6
FG7	59.16	0.71188	0.8886	0.70745	0.1226	0.512213	0.511932	-5.0
FG5	58.4	0.71062	0.74661	0.70690	0.1201	0.512228	0.511953	-4.6
FG6	61.5	0.71172	1.06003	0.70644	0.1175	0.512313	0.512044	-2.8
1410	51.45	0.70886	0.44193	0.70666	0.1395	0.512329	0.512009	-3.5
1031	61.58	0.71212	1.14634	0.70641	0.1176	0.512307	0.512037	-3.0
865	59.34	0.71261	1.08961	0.70718	0.1235	0.512212	0.511929	-5.1
1035	56.61	0.70931	0.6821	0.70591	0.1206	0.512384	0.512108	-1.6
1018	56.70	0.71011	0.59134	0.70716	0.1244	0.512237	0.511952	-4.6
319	51.81	0.70896	0.52609	0.70634	0.1336	0.512263	0.511957	-4.5
412	56.18	0.70794	0.31635	0.70636	0.1314	0.512364	0.512063	-2.5
F16	52.12	0.70891	0.48492	0.70649	0.1304	0.512363	0.512064	-2.4
1021	57.96	0.70869	0.49997	0.70620	0.1183	0.512304	0.512033	-3.1
409	66.65	0.71334	1.37004	0.70651	0.1183	0.512285	0.512014	-3.4
1495	70.24	0.71164	1.08829	0.70622	0.1138	0.512277	0.512016	-3.4
1444	68.83	0.71568	1.76774	0.70687	0.1170	0.512262	0.511994	-3.8
1493	70.16	0.71831	2.42667	0.70622	0.1152	0.512225	0.511961	-4.5

Tabla II.- Contenidos en SiO_2 y relaciones isotópicas correspondientes a los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd de las 17 muestras analizadas en el CPVV.

Table II.- SiO_2 contents and isotopic relations of Rb-Sr and Sm-Nd systems of the 17 analyzed rocks of the CPVV.

por Dupont *et al.* (1981), quienes obtuvieron una edad de 339 ± 50 Ma mediante el sistema K-Ar en concentrados de biotita y anfíbol. Esta última edad la interpretamos como la edad de enfriamiento regional por debajo de la temperatura de bloqueo del anfíbol ($500^\circ \pm 25^\circ\text{C}$; Harrison, 1981). Los datos radiométricos obtenidos para el macizo de Beja, en Portugal, son prácticamente similares. Pin *et al.* (1999) datan este macizo en $350\text{-}352 \pm 4$ Ma (U-Pb sobre circones), y sugieren que la edad de 339 ± 1 Ma ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, sobre anfíboles), obtenida por Dallmeyer *et al.* (1993), representa la edad de enfriamiento regional.

Significado Geológico

La edad de emplazamiento del CPVV (349 ± 28 Ma) entra en el rango de las edades publicadas para el conjunto de plutones de la ZOM (Tabla I). Edades del mismo orden han sido obtenidas para el macizo de toleítico-calcoalcalino de Beja ($350\text{-}352 \pm 4$ Ma) y para el granito de Cala (352 ± 4 Ma), y hasta el momento sólo hay publicada una edad más vieja, la del plutón de Vale de Maceira, 368 ± 23 Ma, en Portugal (Moita *et al.*, 2006a).

Los gabros de Vale de Maceira, que tienen, dentro del intervalo de error, una edad prácticamente similar a la obtenida para el emplazamiento de los mantos ofiolíticos/eclogíticos sobre el autóctono Paleozoico de la ZOM (H>370-360 Ma; Moita *et al.*, 2006 a y b) representan posiblemente un magmatismo calcoalcalino a shoshonítico relacionado con la consunción de la litosfera oceánica de la placa Sur-Portugue-

sa bajo la litosfera continental de la ZOM. A la luz de las dataciones actuales, este evento magmático no está representado en el sector oriental de la ZOM (Tabla II).

El magmatismo desarrollado 16 Ma después, durante el Tournasiense, representado por el CPVV, los gabros de Beja y, posiblemente, el granito de Cala, es sin duda un magmatismo de tipo orogénico (representado en conjunto por asociaciones toleíticas, calcoalcalinas y monzoníticas) pero desarrollado en un ambiente postcolisional, si se admite la edad Pre-Fameniense de la colisión entre la ZOM y ZSP, aunque no post-orogénico. El emplazamiento de estos plutones coincide en el tiempo con el desarrollo de cuencas intrac Continentales en la ZOM, como las de Toca da Moura, en Portugal, y Machel, Santos de Maimona, Bienvenida, Benajazafe, etc en España, generadas en un régimen extensional, probablemente transtensional (e.g., Santos *et al.*, 1990; Gabaldón *et al.* 1985), mucho más favorable que el compresional para el ascenso y emplazamiento en la corteza de magmas mantoderivados. Este magmatismo orogénico, típicamente de arco, perdura al menos hasta los 320-330 Ma (e.g. complejo plutónico de Santa Olalla, Brovales, etc) pero no está relacionado con un margen de tipo Andino. Los magmas se generan a partir de la fusión de fuentes mantélicas enriquecidas por fluidos-fundidos derivados de la litosfera oceánica subducida.

Conclusiones

La aplicación de los sistemas isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd en roca total

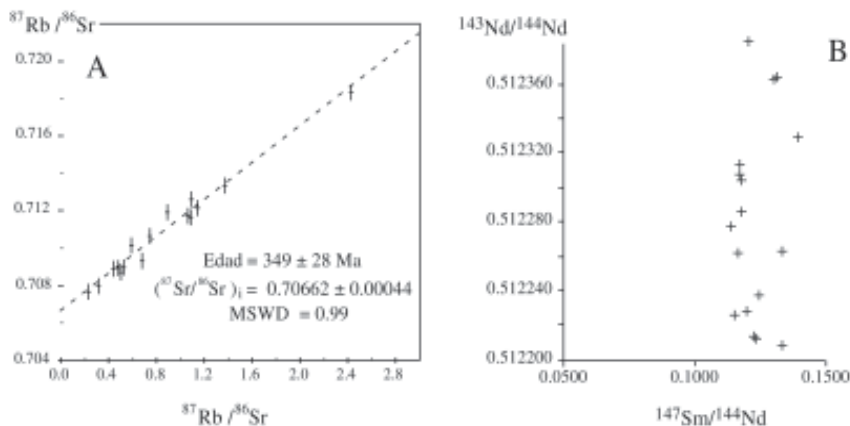


Fig. 2.- A) Diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y B) Diagrama $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las 17 muestras correspondientes al CPVV.

Fig. 2.- A) $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram and B) $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diagram of the 17 samples collected in the CPVV.

en 17 muestras correspondientes al CPVV ha proporcionado una edad de emplazamiento de 349 ± 28 Ma, y unas relaciones $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70662$ y $e\text{Nd}_{349\text{Ma}} = -1.6$ y -5.6 . Este complejo, representa, junto con los de Beja y Cala, un magmatismo de tipo orogénico (toleítico, calcoalcalino y monzónico) que se desarrolla, sin embargo, con posterioridad al cierre del océano que separaba la ZOM de la ZSP y, por tanto, a la primera y principal fase de deformación varisca. El magmatismo calcoalcalino persiste, al menos, hasta el Namuriense.

Durante el Tournasiense-Viseense el borde meridional de la ZOM registra una importante actividad magmática relacionada con la fusión parcial de rocas mantélicas modificadas por fluidos-fundidos derivados de una zona de subducción que fue activa durante el Devónico.

Agradecimientos

Este estudio ha sido cofinanciado por el Proyecto PB97-0612 del Ministerio de Educación y Cultura.

Referencias

Alia-Medina, M. (1963). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 20, 247–262.

Bachiller, N., Galindo, C., Darbyshire, D.P.F. y Casquet, C. (1997). *Geogaceta*, 21, 29–30.

Casquet, C., Galindo, C., Tornos, F., Velasco, F. y Canales, A. (2001). *Ore Geology Reviews*, 18, 237–250.

Carvalhosa, B.A. (1965). *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo)*. En: *Memórias do Serviço Geológico de Portugal*, 11, 130 p.

Castro, A., Fernández, C., El-Hmidi, H., El-Biad, M., Díaz, M., de la Rosa, J.D. y Stuart, F. (1999). *International Journal of Earth Sciences*, 88, 26–37.

Dallmeyer, R.D., Fonseca, P.E., Quesada, C. y Ribeiro, A. (1993). *Tectonophysics*, 222, 177–194.

Dallmeyer, R.D., García Casquero, J.L. y Quesada, C. (1995). *Boletín Geológico y Minero*, 106, 203–214.

Dupont, R., Linares, E. y Pons, J. (1981). *Boletín Geológico y Minero de España*, 92, 370–374.

Eguíluz, L. (1988). *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlino rio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 694 p.

Eguíluz, L., Gil Ibarra, J.I., Ábalos, B. y Apraiz, A. (2000). *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1398 – 1413.

Gabaldón, V., Garrote, A. y Quesada, C. (1985). *Temas Geológicos-Mineros, IGME*, 7, 101 – 137.

Galindo, C. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed) SGE-IGME, Madrid, 13–123.

García Casquero J.L. (1991). *El Complejo Plutónico de Burguillos del Cerro (Badajoz). Un Macizo Político y Polintrusivo en la Cadena Hercínica Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 376 p.

Harrison, T.M. (1981). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78, 324–331.

Moita, P., Munhá, J., Fonseca, P.E., Tassinari, C.C.G., Araujo, A. y Palácios, T. (2006 a) *Comunicação e resumo apresentados na XIV Semana da Geoquímica & VII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro, Portugal*.

Moita, P., Munhá, J., Fonseca, P.E., Pedro, J., Tassinari, C.C.G., Araujo, A. y Palácios, T. (2006 b) *Comunicação e resumo apresentados na XIV Semana da Geoquímica & VII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro, Portugal*.

Montero, P., Salman, K., Bea, F., Azor, A., Expósito, I., Lodeiro, F., Martínez-Poyatos, D. y Simancas, F. (2000). En: *Basement Tectonics Galicia 2000*. Program and Abstracts, 136–138.

Oliveira, J.T., Cunha, T.A., Stree, M. y Vanguetaine, M. (1986). *Comunicação do Serviço Geológico de Portugal*, 72, 129–135.

Pin, C., Paquette, J.-L. y Fonseca, P. (1999). En: *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular*. Extended Abstracts, 219–222.

Pons, J. (1982). *Un modèle d'évolution de complexes plutoniques: gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidental (Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. Toulouse, 451 p.

Quesada, C. y Munhá, J. (1990). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 314 – 320.

Romeo, I. (2006). *Estudio estructural, gravimétrico y geocronológico del complejo ígneo de Santa Olalla (SO de la Península Ibérica): marco tectónico del yacimiento de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 228 p.

Santos, J.F., Soares de Andrade, A. y Munhá, J.M. (1990). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 76, 91–124.

Sarrionandia, F. (2006). *Estudio petrológico del Complejo Plutónico de Valencia del Ventoso (Badajoz)*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 480 p.

Silva, J.B. y Pereira, M.F. (2004). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 886–896.

Simancas, F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., C. Juhlin, C., Ayarza, P., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R., Kashubin, A., Alonso, F., Álvarez Marrón, J., Bohoyo, F., Castiello, S., Donaire, T., Expósito, I., Flecha, I., Baladí, E., Galindo Zaldívar, J., González, F., González Cuadra, P., Macías, I., D. Martí, D., Martín, A., Martín Parra, L.M., Nieto, J.M., Palm, H., Ruano, P., Ruiz, M. y Toscazo, M. (2004). *Journal of Iberian Geology*, 30, 133–142.

Tornos, F., Iriondo, A., Casquet, C. y Galindo, C. (2004). *Geo-Temas*, 6, 189–192.