

La extensión Sin-Colisional en la Zona Centro Ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español

Variscan Syn-Colisional extension in the Central Iberian zone: time constraints imposed by U-Pb monazite ages from the Somosierra sector, Spanish Central System

P. Valverde-Vaquero (*), G. Dunning (*), P. P. Hernáiz Huerta (**), J. Escuder Viruete (**) y R. Rodríguez Fernández (***)

(*) Department of Earth Sciences, Memorial University, St. John's, NF, A1B 3X5, Canada.

(**) INYPSA, General Díaz Porlier 49-51, 28001, Madrid, Spain.

(***) Instituto Tecnológico y Geominero de España. Ríos Rosas 23, 28003, Madrid, Spain.

ABSTRACT

A new integrated analysis of microstructural, metamorphic and U-Pb monazite age data, indicates that the Berzosa-Riaza shear zone (BRZ) is a major D2 extensional structure associated with crustal-scale ductile extensional shearing and important decompression. Textural relationships and U-Pb dating of monazite in rocks of several structural levels of Somosierra sector, establish that the main D2 extensional event took place in between 337 ± 2 to 326 ± 3 Ma (Early to Mid). This event was associated with the major extensional collapse of the Variscan interland (Central Iberian Zone) and was contemporaneous with the earliest thrusting in the foreland (Cantabrian Zone).

Key words: Textural relationships, U-Pb monazite ages, syn-collisional extension, Iberian Massif

Geogaceta, 20 (4) (1996), 883-886
ISSN: 0213683X

Introducción

En este trabajo se presentan parte de los resultados geocronológicos obtenidos en el marco del proyecto MAGNA realizado recientemente en el sector de Somosierra del Sistema Central Español (SCE). Los datos estratigráficos, estructurales y metamórficos complementarios están recogidos en Hernáiz Huerta *et al.* y Escuder Viruete *et al.*, ambos en este volumen.

El basamento hercínico del Sistema Central pertenece a la Zona Centro Ibérica (ZCI) y se caracteriza por una deformación polifásica, metamorfismo de bajo a alto grado, incluyendo complejos migmatíticos, y un extenso plutonismo granítico. Localizada en este sector, la Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza (ZCBR), constituye una estructura de gran escala caracterizada por una intensa deformación dúctil, que separa la clásica secuencia metamórfica barroviense del dominio del Guadarrama oriental de las rocas de baja-P/alta-T y alto grado del dominio occidental (Macaya *et al.*, 1991). Ambos dominios fueron afectados por dos eventos tectonometamórficos principales, D1 y D2. El D1 fue compresional, relacionándose con la formación de pliegues vergentes al E y NE, cabalgamientos dúctiles y

la blastesis de asociaciones minerales barrovienses, o metamorfismo M1, bien representadas hacia los niveles basales del dominio oriental (Arenas *et al.*, 1980; Casquet, 1986). El D2 fue extensional y produjo una zona de cizalla dúctil de gran escala (ZCBR; Fig. 1), cuyo movimiento fue responsable de la superposición de un metamorfismo M2 de baja-P/alta-T sobre las asociaciones barrovienses previas, especialmente en el dominio de alto grado occidental y justo en la base del oriental. La deformación D2 tardía se concentró en una serie de «detachments» normales de bajo grado, como el de Montejo y el del Cervunal, los cuales reactivaron parcialmente la estructura D2 produciendo discontinuidades metamórficas. Los datos geocronológicos previos de Wildberg *et al.* (1989) sugieren, en base a las edades U-Pb definidas por fracciones de zircones con intersecciones inferiores muy discordantes y monazitas, que el metamorfismo barroviense M1 tuvo lugar hace 380 Ma y la superposición de baja-P/alta-T M2 a los 290 Ma.

El estudio geocronológico se planteó como respuesta a dos cuestiones principales: (1) ¿son el metamorfismo barroviense y el de baja-P/alta-T dos eventos distintos separados en el tiempo?; y (2) ¿es posible

proporcionar un control temporal en el desarrollo de la ZCBR y, por lo tanto, del evento D2?. Se utilizó la datación U-Pb de monacitas debido a que este mineral crece durante el metamorfismo y posee una elevada temperatura de cierre ($T_c > 650^\circ\text{C}$; Cooperland *et al.*, 1988; Parrish, 1990; Heaman y Parrish, 1991; Kingsbury *et al.*, 1993). Kingsbury *et al.* (1993) ha demostrado que la monacita crece como un mineral metamórfico en la transición cloritoide-estauroлита durante el metamorfismo regional. Por lo tanto, la monacita puede ser utilizada como un termocronómetro progrado en el dominio oriental donde las temperaturas del pico térmico hayan sido menores que su T_c , y para obtener la edad del pico térmico y/o la edad del enfriamiento en rocas del dominio occidental, donde se alcanzaron temperaturas al menos de 700°C .

Geocronología U-Pb: metodología.

Los minerales de 5-10 kg. de muestra fueron separados utilizando una mesa Wiffley y la fracción pesada mediante una malla de tamaño 70. La posterior separación selectiva de minerales pesados se realizó mediante métodos de gravedad y un separador magnético Franz. La separación en

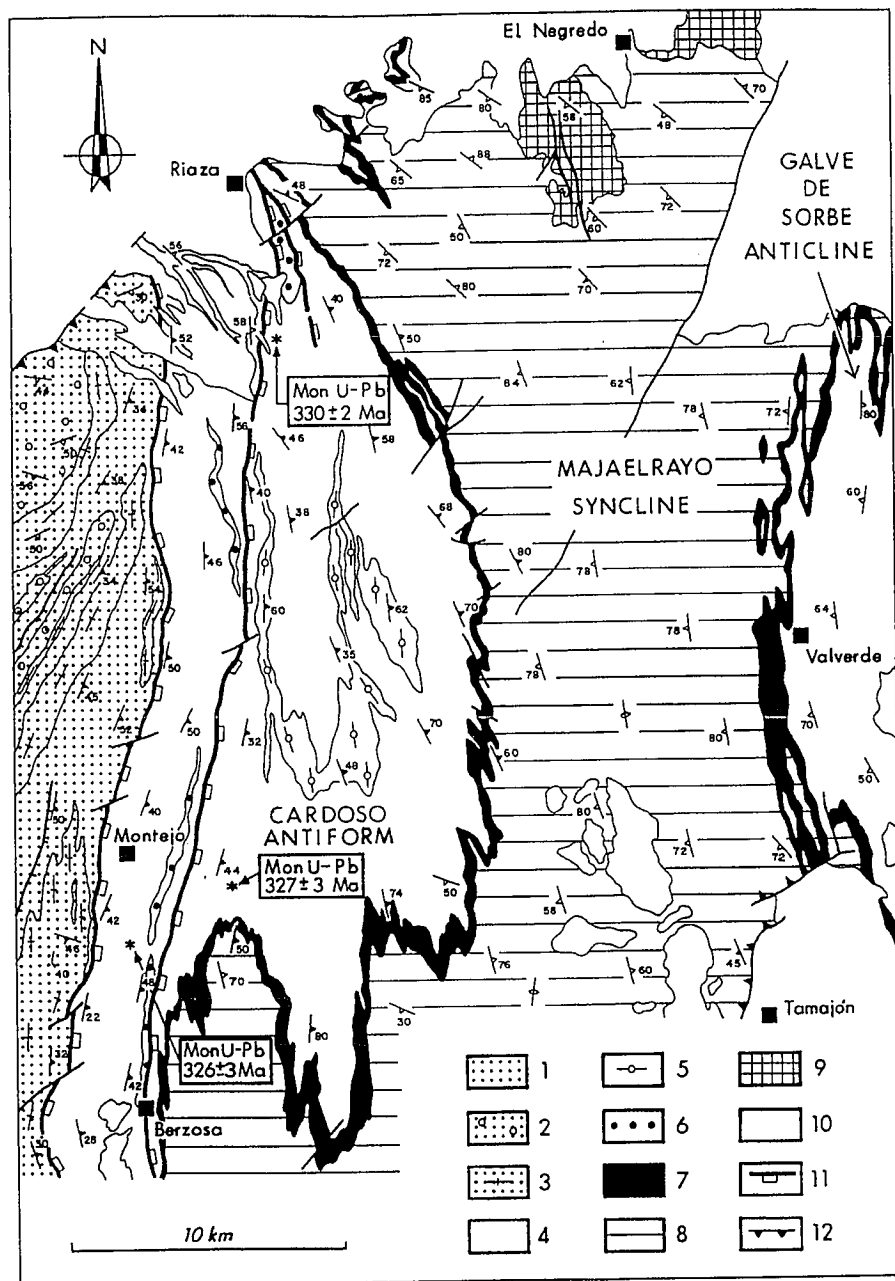


Fig. 1. Mapa geológico esquemático del sector del Somosierra del Sistema Central Español. Dominio occidental: (1) Paragneises estromáticos y distexiticos; (2) Augen-gneises y leucogneises variablemente migmatizados (protolitos: granitos con megacrístales y leucogranitos); (3) Gneises cuarzo-feldespáticos bandeados, leucogneises y leucogranitos sin-D2 con granate. Dominio oriental: (4) Micasquistos preordovícicos; (5) Metavulcanitas ácidas (gneises de El Cardoso; 480 ± 2 Ma); (6) Augengneises (ortogneises de Berzosa y Riaza); (7) Cuarzita Armórica (Arenig); (8) Serie Rodada (Ordovícico Medio-Supeior); (9) Silúrico. (10) Mesozoico y Cenozoico. (11) «Detachements» extensionales del Cervunal y Montejo; (12) Cabalgamientos alpinos.

Fig. 1. Geological map of the eastern Somosierra sector of the Spanish Central System. Western domain: (1) Stromatic migmatitic paragneisses and diatexitites; Variably migmatized augen-gneisses and leucogneisses (protoliths; megacrystic granites and leucogranites); (3) Quartzofeldespatic banded gneisses, layered leucogneisses and garnet-bearing sin-D2 leucogranites. Eastern domain: (4) Pre-Middle Ordovician micaschists; (5) Acid metavolcanic rocks (El Cardoso gneiss; 480 ± 2 Ma); (6) Augen-gneisses (Berzosa and Riaza orthogneisses); (7) Armoric Quartzite (Arenig); (8) Rodada series (Middle and Upper Ordovician); (9) Silurian rocks. (10) Mesozoic and Cenozoic rocks. (11) Extensional detachments and (12) alpine thrusts.

fracciones final fue realizada en la lupa en base a su morfología, tamaño y calidad de los cristales. En varias fracciones se realizó una abrasión por aire (Krogh, 1982). La

pureza de las fracciones de monacita en las muestras con estauroлита se aseguró mediante análisis EDS por microsonda electrónica. Las fracciones de monacita fueron

limpiadas con 4N HNO3 y pesadas. Las monacitas fueron disueltas en capsulas Saville de Teflón con 6.2N HCl y un trazador isotópico 205 Pb-235U. El U y Pb fueron separados mediante química de intercambio iónico con HBr siguiendo la técnica de Manhés *et al.* (1988) modificada. Las relaciones isotópicas fueron medidas en un espectrometro de masas multicollector MAT 262 en forma estática, excepto el 204 Pb que fue medido por conteo iónico en el SEM (secondary electron multiplier). Los errores en las fracciones isotópicas están dados con un 2 sigma de confianza. Los errores y las edades están calculados con un programa sin publicar del Royal Ontario Museum (ROM, Canada). Los errores en las edades están estimados con una confianza del 95% (Tabla 1)

Geocronología U-Pb: resultados

La muestra Hi-1 fue recolectada en los niveles de la transición Cld-Sta situados encima del «detachment» del Cervunal, en el Puerto de la Hiruela (Fig. 1). La asociación mineral es St±Cld+Grt+Bt+Ms+Qtz, indicativa de temperaturas para el pico térmico de 530-550°C. La St crece durante la transposición de la fábrica S1 durante D2, pero el crecimiento final se superpone a la fábrica S2. Las monacitas se localizan incluidas en las biotitas que definen la S2. Las dos fracciones de monacita analizadas son discordantes por encima y por debajo de la línea de concordia, invalidando una edad preliminar de 334±3 ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb para esta roca (Valverde Vaquero *et al.*, 1995). Sin embargo, las edades ²⁰⁶Pb-²³⁸U y ²⁰⁷Pb-²³⁵U para ambas fracciones son concordantes y proporcionan una edad de crecimiento para las monacitas de 327±3 Ma (Fig. 2).

La muestra Pi-1 procede de los niveles de la zona de la St aflorantes en la carretera de la estación de La Pinilla, al S de Riaza (Fig. 1). La asociación mineral es St+Grt+Bt+Ms+Qtz. La fábrica S2 (Bt+Ms+Qtz) envuelve a granates que contienen una S1 interna y presentan bordes corroidos. La St crece en dos estadios: uno pre-D2 y otro de sin- a post-D2. El último estadio estuvo probablemente asociado con la reacción Grt+Chl=St+Bt (570-610°C; Spear, 1993). Las inclusiones de monacita se localizan en las biotitas que definen la S2 y en las estauroлитas sin-a post-D2. El análisis de dos fracciones de monacita ha proporcionado una edad de crecimiento de 330±2 Ma (Fig. 2.)

La muestra J2-9 procede de la zona M1 de la Ky que se intercala entre los «detachments» de Montejo y del Cervunal (Fig. 1). La asociación mineral contiene Grt +Ky + Sill (fibrolita) ±St+Bt+Ms+Pl+Qtz. La Ky

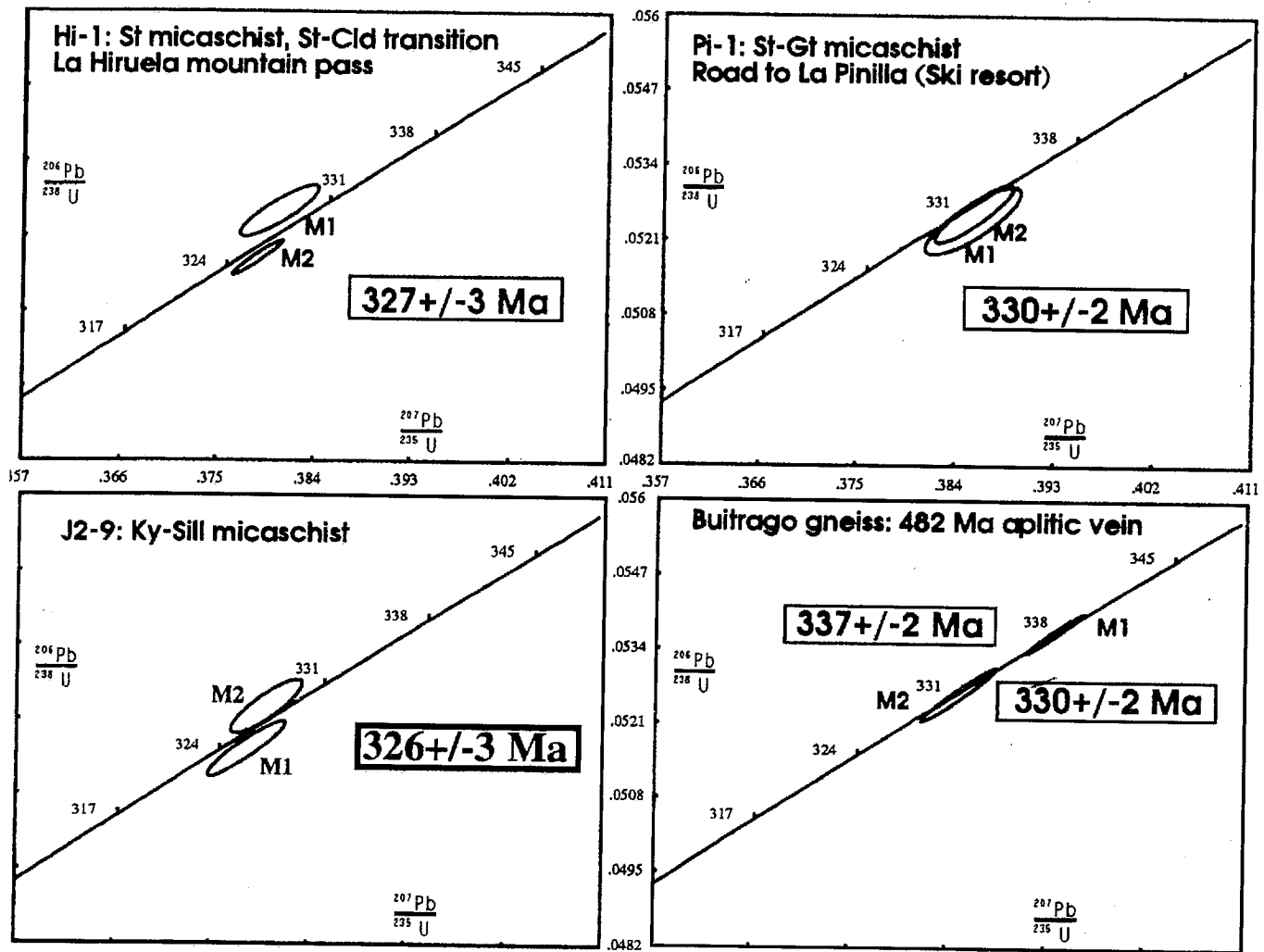


Fig. 2. Diagramas de concordia para los datos U-Pb obtenidos en el sector del Somosierra. Los datos están recogidos en la Tabla 1 y la localización de las muestras se muestra en la Fig. 1.

Fig. 2. Concordia diagrams for U-Pb data from the Somosierra sector. Data are presented in Table 1 and the sample locations are shown on Fig. 1.

y la St son pre-D2 y la fábrica S2 está definida por Sill+Bt. La termometría de intercambio Grt-Bt para estas rocas establece temperaturas para el pico térmico de $630 \pm 10^\circ\text{C}$ (Valverde-Vaquero, datos no publicados). La monazita se reconoce como inclusiones en las biotitas que definen la S2. Las edades isotópicas ^{206}Pb - ^{238}U y ^{207}Pb - ^{235}U de dos fracciones de monacitas han proporcionado una edad de crecimiento de 326 ± 3 Ma (Fig. 2).

La muestra BU-3 procede de una vena aplítica intercalada en el ortogneis de Buitrago, en la que se separaron dos fracciones de monacitas de diferente tamaño. Las de mayor tamaño (malla 70-200) son redondeadas, muestran signos de abrasión y han proporcionado una edad concordante de 337 ± 2 Ma. Esta edad probablemente señala el pico térmico o el enfriamiento de la roca al pasar por la isoterma de aproximadamente 700°C , si existió un «resetting» de las monacitas antiguas. Las monacitas aplanadas

de pequeño tamaño (malla > 200) han proporcionado una edad ligeramente discordante (0.2%) de 330 ± 2 Ma (Fig. 2). Esta edad representa la del enfriamiento ya que la temperatura de bloqueo en los cristales de menor tamaño es más baja.

Discusión e interpretación

De acuerdo con los datos U-Pb presentados, el evento compresional D1 fue anterior a los 337 Ma. Por otra parte, el M1 asociado por D1 afecta al conjunto de los metasedimentos de edad pre-Ordovícico a Devónico Medio, en la que origina la formación de una secuencia metamórfica barroviense. Las edades de las monacitas indican que la secuencia metamórfica no se desarrolló de forma sincrónica en todos los niveles estructurales. La edad de 330-326 Ma para el pico térmico del metamorfismo en los niveles mesocorticales (zonas de la Ky y la St), es la del colapso extensional

orogénico (Escuder Viruete, este volumen). La edad de 337 Ma obtenida en monacitas de rocas gneíscas del dominio occidental proporciona una edad mínima para el enfriamiento del conjunto de alto grado, aunque también puede representar la edad del pico térmico. La edad de 330 Ma en monacitas de la misma roca se interpreta como la del edad de enfriamiento y sugiere que los niveles estructurales bajos se estaban enfriando mientras los niveles más altos todavía experimentaban un metamorfismo progrado. En síntesis, el evento extensional D2 es de edad Carbonífero Inferior (Viseense Superior a Namuriense).

En el dominio occidental, el evento D2 originó primero una descompresión isoterma y después un enfriamiento casi isobárico (Escuder Viruete *et al.*, este volumen), de forma análoga al modelo tectónico de exhumación de Ruppel *et al.* (1988). La edad de enfriamiento de 311 ± 5 Ma (K-Ar en biotitas) de Bischof *et al.* (1973), implica un

Table 1.

Fraction	Weight [mg]	Concentration		Measured		Corrected Atomic Ratios						Age [Ma]			
		U [ppm]	Pb rad	total common Pb [pg]	206Pb	208Pb	206Pb	207Pb	207Pb	206Pb	207Pb	207Pb	206Pb	207Pb	207Pb
HI-1: St micaschist, Puerto de la Hiruela (St-Cld transition)															
M1 -200 pl.y.eu.AB	0.005*	6984	1305.7	66	1773	3.0544	0.05261	36	0.3812	30	0.05256	20	330	328	310
M2 -200 pl.y.eu.NAB	0.047	3526	794.8	214	2533	3.9728	0.05180	24	0.3794	18	0.05311	6	326	327	334
PI-1: St micaschist, road to the ski resort of La Pinilla (St zone)															
M1 -200 pl.y.eu.AB	0.005*	3901	894.7	69	1003	3.9995	0.05244	48	0.3856	36	0.05333	28	329	331	343
M2 -200 pl.y.eu.AB	0.014	3269	709.2	107	1433	3.7154	0.05256	42	0.3857	30	0.05322	18	330	331	338
J2-9: Ky-Sill micaschist (Ky subzone)															
M1 -200 pl.y.eu.NAB	0.005*	9471	1944.1	105	1476	3.5376	0.05166	40	0.3789	30	0.05320	14	325	326	337
M2 -200 pl.y.eu.NAB	0.005*	7138	1215.0	77	1553	2.7021	0.05239	38	0.3807	26	0.05270	20	329	328	316
BU-3: Early Ordovician aplitic vein (Buitrago gneiss, Western Domain)															
M1 -100 y.rd.AB	0.085	11753	1806.3	143	23709	2.2477	0.05384	28	0.3948	22	0.05318	4	338	338	337
M2 -200 pl.y.NAB	0.005*	30711	3999.7	66	7756	1.8050	0.05271	38	0.3857	28	0.05308	8	331	331	332

Notes:

- 1.- M= monazite; pl.= platey; y.= yellow; eu.= euhedral; rd.= rounded; -100 (-200)= -100 (-200) mesh size; AB.= air abraded; NAB.= not abraded
- 2.- Uncertainty in sample weight +/- 0.0006 mg (2 sigma); (*)= estimated weight
- 3.- Measured 206/204 ratio is corrected for fractionation and common Pb in the spike.
- 4.- Atomic ratios corrected for fractionation and spike, 25 pg Pb lab procedure, initial common Pb (Stacey and Kramers, 1975) and 1 pg U blank

rápido enfriamiento en este dominio desde los 650°C (Tc mínima de la monacita; Parrish, 1990) a los 300°C (Tc K-Ar de la biotita), en aproximadamente 20 Ma. Aunque la evolución termal del dominio occidental pudo estar controlada por procesos isostáticos, la presencia de una zona de cizalla extensional de gran escala (ZCBR) justo en el contacto con las rocas del dominio oriental, además de las restricciones temporales, apoyan el que la superposición del metamorfismo de baja-P/alta-T sobre las asociaciones minerales barrovienses previas fuese por causas tectónicas. El granito post-colisional de La Cabrera corta a la ZCBR, deforma el contacto entre ambos dominios y presenta una aureola de contacto que afecta a las fábricas miloníticas D2 tardías (Fig. 1). Las edades entre 311 y 287 Ma para la intrusión del granitoide (Rb-Sr; Vialette *et al.*, in Wildberg *et al.*, 1989) indican que ambos dominios se encontraban ya en niveles corticales muy superficiales.

En resumen, los datos aportados indican que un sector de la ZCI sufrió un importante evento extensional hercínico poco después de la formación de una secuencia metamórfica barroviense. El tiempo de la extensión (337-326 Ma) es Viseense Superior- Namuriense, coincidente con el inicio de los movimientos compresivos en la Zona Cantábrica o antepaís. Estos hechos son consistentes con los modelos de evolución de una cuña orogénica, como el propuesto por Platt (1986), en el que la extensión en el centro de la cuña (zonas internas) conduce el avance de la cuña (cabalgamientos en el

antepaís externo) una vez su forma excede un ángulo crítico. Nuestros datos son compatibles con las observaciones realizadas en otros puntos de la ZCI por Escuder Viruete *et al.* (1994) y Diez Balda *et al.* (1995). Esto sugiere que la extensión sin-colisional que tuvo lugar en el sector del Somosierra durante el Carbonífero Inferior y Medio, forma parte del conjunto de los procesos extensionales que tuvieron lugar en las partes internas del Macizo Ibérico.

Agradecimientos

Estos resultados geocronológicos representan parte del trabajo de Ph.D. de Valverde-Vaquero en el "Memorial University" (MUN). El primer autor agradece el soporte material del MUN y del "Natural Sciences and Engineering Research Council /NSERC, Canadá), para llevar a cabo este proyecto

Referencias

- Arenas, R.; Casquet, C. y Peinado, M., 1980. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 1, 117-146.
- Bischoff, L.; Schäfer, G.; Schmidt, K. y Walker, R., (1973). Münster For. Geol. Palaeon, 27: 1-27.
- Casquet, C., 1986. Jour. Metamorph. Geol., 4, 117-130.
- Coperland, P.; Parrish, R.R. y Harrison, T.M., (1988). Nature, 333: 760-763.
- Diez Balda, M.A.; Martínez Catalán, J.R. y Ayarza, P., (1995). Jour. Struct. Geol.,

17: 163-182.

- Escuder Viruete, J.; Arenas, R.; y Martínez Catalán, J.R. (1994). Tectonophysics, 238: 117-138.
- Escuder Viruete, J.; Valverde Vaquero, P.; Hernáiz Huerta, P.P.; Rodríguez Fernández, R.; y Dunning, G., (este volumen). Kingsbury, J.A.; Miller, C.F.; Wooden, J.L. y Harrison, T.M., Chem. Geol., 110: 147-167.
- Krogh, T.E. Geoch. and Cosm. Acta, 37: 637-649.
- Heaman, L. y Parrish, R.R., 1991. MAC short course, pp. 59-100.
- Hernáiz Huerta, P.P.; Escuder Viruete, J.; Valverde Vaquero, P.; Rodríguez Fernández, R.; y Dunning, G., (este volumen). Macaya, J., González-Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R. y Alvarez, F., 1991. Tectonophysics, 191, 291-309.
- Manhès, G.; Minster, J.F. y Allgré, C.J., (1978). Earth and Planet. Sci. Lett., 39: 14-24.
- Parrish, R.R., (1990). Jour. of Earth Sci., 27: 1431-1450.
- Platt, J.P., (1986). Bull. Geol. Soc. Am., 97: 1037-1053.
- Ruppel, C.; Royden, L. y Hodges, V., (1988). Tectonics, 7: 947-957.
- Spear, F.S., 1993. Min. Soc. of Am. Monograph. 799 pp.
- Valverde Vaquero, P., Hernáiz, P., Escuder Viruete, J., y Dunning, G., 1995. Terra Abstract. Abstr. suppl. 1, 7, p. 278.
- Wildberg, H.G.; Bischoff, L.; y Baumann, A., (1989). Contrib to Min and Petrol, 107: 253-262.