

Edad U-Pb en monacitas y rutilos de los paragneises de la Unidad de Agualada (Complejo de Órdenes, NW del Macizo Ibérico)

U-Pb monazite and rutile age of eclogite bearing paragneisses from the Agualada Unit (Órdenes Complex, NW Iberian Massif)

J. Abati ⁽¹⁾ y G.R. Dunning ⁽²⁾

⁽¹⁾ Depto. de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

⁽²⁾ Dept. of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, St. John's NF, Canada A1B 3X5.

ABSTRACT

The Agualada Unit is a small (3x5 km) tectonic slice of the lowermost allochthon of the Órdenes Complex. It is mainly formed by orthogneisses, migmatitic paragneisses and numerous mafic lenses. The nature of the lenses vary from well preserved eclogites to highly retrogressed garnet amphibolites and reflect peak eclogitic conditions of $T \approx 720^\circ\text{C}$ and $P > 15$ kbar. The partial melting of the paragneisses, simultaneous with the development of the regional foliation, is related to decompression and took place under amphibolite-facies conditions. This is evidenced because the regional fabric sometimes penetrates the rims of the mafic lenses producing intense amphibolitization and transposition of the previous syn-eclogitic foliation. Monazites and rutiles from the paragneisses have been dated at 346 ± 2 Ma and 341 ± 3 Ma, respectively. These ages are interpreted as the age of migmatization (monazites) and a subsequent rapid cooling (rutiles).

Key words: U-Pb geochronology, Agualada Unit, Órdenes Complex, Iberian Massif.

Geogaceta, 32 (2002), 95-98
ISSN:0213683X

Introducción

Los Complejos Alóctonos del NW de Iberia consisten en un apilamiento de unidades de procedencia gondwánica y perigondwánica emplazados sobre el Autóctono Ibérico durante la colisión varisca (Ribeiro et al., 1990; Martínez Catalán et al., 1997; 2003). Se localizan en la zona más interna del orógeno, aflorando en grandes estructuras sinformales originadas en los últimos episodios de deformación, y se encuentran situados en Galicia (Complejo de Órdenes, Complejo de Cabo Ortegal y Unidad de Malpica-Tui) y N de Portugal (complejos de Bragança y Morais). En líneas generales, las unidades tectonoestratigráficas que los componen pueden correlacionarse entre los distintos complejos (Fig. 1), encontrándose en una posición intermedia fragmentos de litosfera oceánica (unidades ofiolíticas), que probablemente representan una de las suturas principales del orógeno (Arenas et al., 1986). Por debajo de las ofiolitas se encuentran las unidades basales, formadas esencialmente por metasedimentos con intercalaciones de rocas ígneas ácidas (ortogneises graníticos y peralcali-

nos) y básicas. Las características geológicas y la evolución tectonometamórfica de las unidades basales del Complejo de Órdenes, de las que forma parte la Unidad de Agualada, han sido estudiadas detalladamente en distintos trabajos (Arenas et al., 1995, 1997; Martínez Catalán et al., 1996), en los que se destaca la presencia de un primer episodio metamórfico regional de alta P y T variable entre baja y alta. Es en la Unidad de Agualada donde se alcanza la mayor T, llegando a producirse cierto grado de fusión en los metasedimentos. Debido a la posición de las unidades basales justo debajo de las unidades ofiolíticas, y por el carácter relativamente distal de sus secuencias sedimentarias, se considera que representan el margen más externo de Gondwana, cuya subducción por debajo de las ofiolitas y de una cuña orogénica previamente ensamblada, marca el cierre de una cuenca oceánica y el paso progresivo de un régimen subductivo a uno colisional. Un límite mínimo de edad para este proceso puede establecerse probablemente en torno a 365 Ma (Van Calsteren et al., 1979, edad modelo Rb-Sr en fengitas post-eclogíticas; Santos Zaldúgui et al., 1995; Rb-

Sr en granate-fengita). El objetivo de este trabajo es obtener una edad para la migmatización de la Unidad de Agualada, y de este modo establecer una edad mínima más precisa para el metamorfismo de alta P. Para ello se han separado monacitas y rutilos de los paragneises y se han analizado mediante U-Pb IDTIMS.

Geología de la Unidad de Agualada

Las unidades basales del Complejo de Órdenes han sido subdivididas en distintas unidades que reciben nombres locales, en función de sus diferentes características o su separación geográfica. La Unidad de Agualada es una pequeña escama que cabalga sobre la unidad de Santiago (Fig. 1), de la que se diferencia por su mayor grado metamórfico; mientras en Agualada se alcanza un cierto grado de migmatización, en Santiago sólo se alcanzan condiciones de baja a media T. La Unidad de Agualada está formada principalmente por paragneises y ortogneises graníticos con intercalaciones de eclogitas variablemente retrogradadas. Estimaciones P-T en las eclogitas indican condiciones de T en torno a 720°C y P mínima

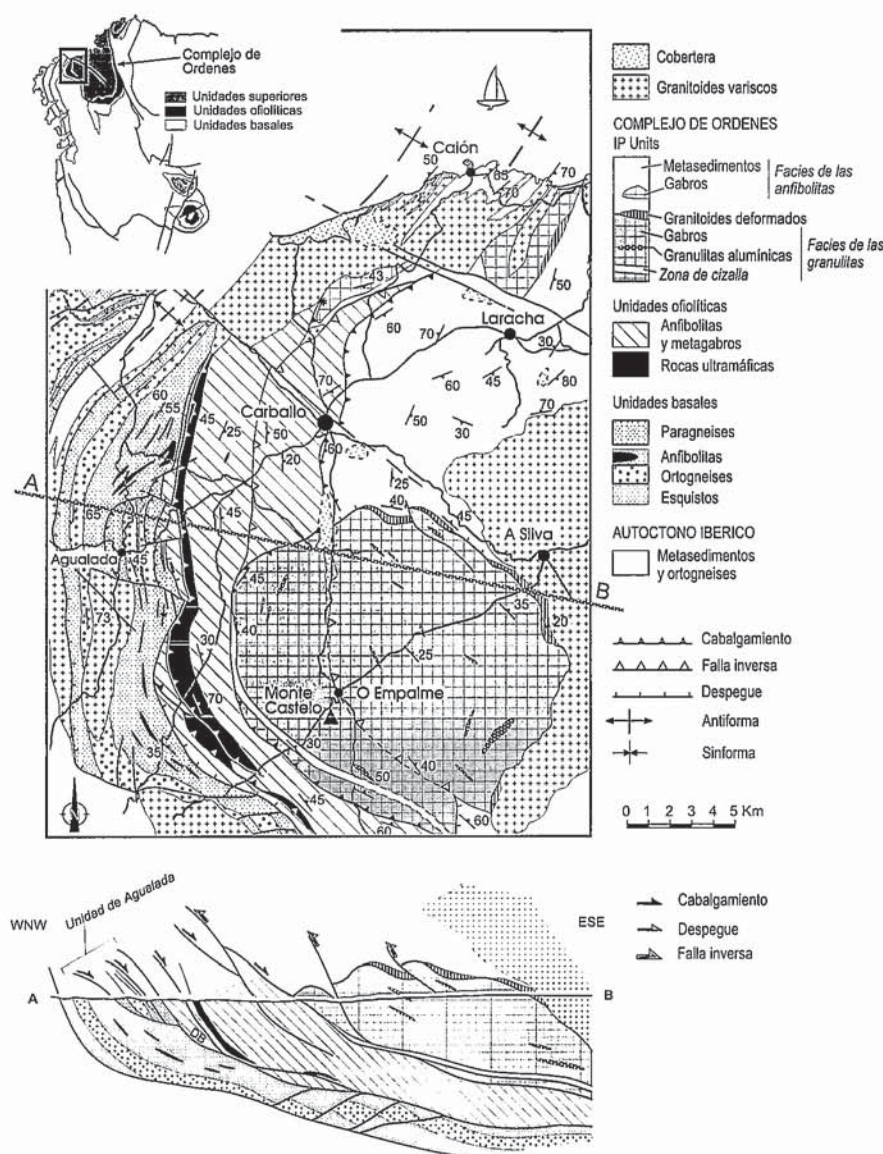


Fig. 1.- Mapa y corte geológico del NW del Complejo de Órdenes mostrando la Unidad de Agualada y sus relaciones con las unidades geológicas circundantes.

Fig. 1.- Geological map and cross section of the NW Órdenes Complex showing the Agualada Unit and its relationships with the surrounding geological units.

de 15 Kbar (Abati, 1995; Abati et al., 1997; Arenas et al., 1997). Su textura varía entre granoblástica y granonematoblástica, formando una S_1 marcada por la orientación de onfácita y rutilo. Los paragneises muestran una foliación gneísi- ca con evidencias de migmatización incipiente, con leucosomas aplastados y orientados paralelos a la foliación. Esta fábrica envuelve a las intercalaciones de eclogitas, y cuando penetra en ellas produce una fuerte anfibolitización y transposición de la foliación previa, sugiriendo que su desarrollo se produce durante la descompresión. Los leucosomas están formados mayoritariamente por cuarzo y plagioclasa con cantidades menores de distena, granate y biotita. Los dominios

micáceos están formados por biotita, moscovita, granate y rutilo. Las asociaciones minerales relacionadas con el episodio inicial de alta P están profundamente transformadas, y únicamente pueden reconocerse pequeños granates incluidos en plagioclasa y biotita. El rutilo se encuentra tanto incluido en granate como en la matriz, y las monacitas están mayoritariamente incluidas en biotita.

Geocronología

Técnicas analíticas

Los análisis han sido realizados en el Dept. of Earth Sciences de la Memorial University of Newfoundland (Canada). La muestra se pulverizó y las fracciones de

minerales pesados fueron concentrándose progresivamente mediante una mesa vibradora de agua y posterior separación por líquidos densos (ioduro de metileno). Después de un tamizado con una malla de 0.3 mm, se procedió a su separación magnética usando un separador tipo Frantz, y por último las fracciones minerales puras para su análisis fueron escogidas a mano bajo una lupa binocular, de acuerdo con su morfología, tamaño, color y calidad del cristal. La técnica de desbastado por aire comprimido (Krogh, 1982) se utilizó en algunos casos para eliminar la superficie exterior del mineral y minimizar la pérdida de Pb. La separación del U y el Pb se realizó mediante química de intercambio iónico en columnas con resina y HBr, con la técnica de Manhés et al. (1978). Anteriormente, se disolvieron las fracciones minerales en HCl 6N (monacita) y HNO₃ 8N (rutilo), añadiéndose un trazador isotópico ²⁰⁵Pb/²³⁵U, todo ello con reactivos ultrapuros obtenidos por destilación mediante subebullición doble y en sala limpia. El U y el Pb purificados se montaron juntos en un filamento de Re con gel de sílice y H₃PO₄. Las relaciones isotópicas se midieron en un espectrómetro multicolector de ionización térmica Finnigan-MAT 262 en modo estático, excepto el ²⁰⁴Pb que fue medido en el SEM en modo "contador de iones".

Las incertidumbres en las edades y relaciones isotópicas se han calculado a un nivel de error 2σ, considerando la propagación de errores de la medida en el espectrómetro, el fraccionamiento isotópico, la contaminación de U y Pb producida en el laboratorio (2-12 pg Pb, 1pg U) y la incertidumbre en la composición inicial del Pb común, corregida según el modelo de Stacey y Kramers (1975). Los cálculos anteriores se realizaron con un programa sin publicar del Royal Ontario Museum (Canada), y los errores estimados en las edades están dados para un 95 % de confianza.

Resultados

Se han medido las relaciones isotópicas de dos fracciones de monacita y una de rutilo (Fig. 2; tabla 1). Las dos fracciones de monacita se han separado en función de su tamaño de grano (tabla 1), y proporcionan dos análisis solapados entre sí y concordantes a 346 ± 2 Ma, asegurando que ésta es la edad de cierre del sistema isotópico U-Pb y que no ha habido modificaciones posteriores. La fracción de rutilo presenta una discordancia de un 9.8 %, y los valores de la relaciones ²⁰⁷Pb/²³⁵U y ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb presentan errores elevados, motivados por los bajos conte-

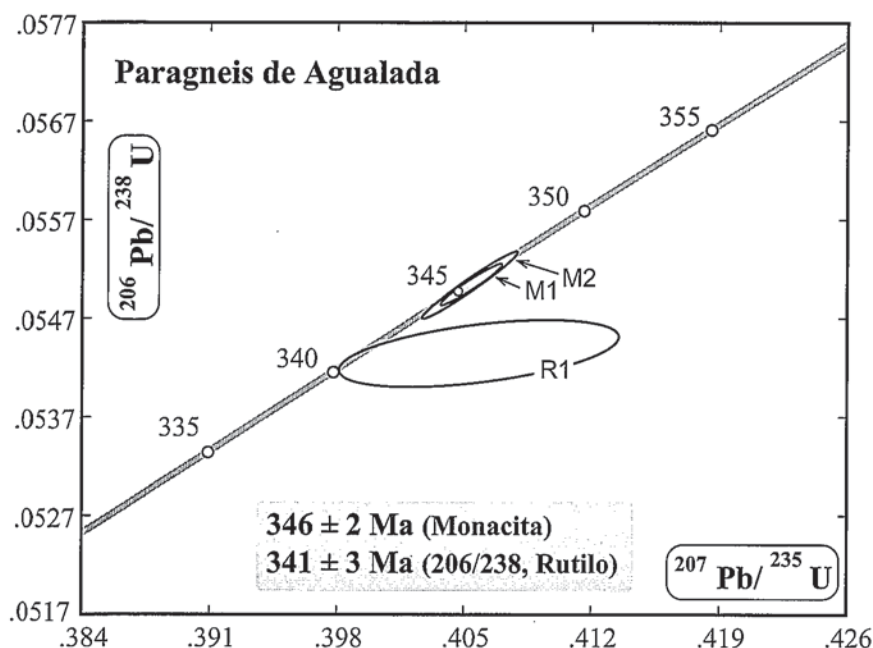


Fig. 2.- Diagrama concordia para las monacitas y rutilos de los paragneises de Agualada.

Fig. 2.- Concordia diagram for monazites and rutiles of the Agualada Paragneisses.

nidos en U (10 ppm) y en Pb radiogénico (0.5 ppm), que no permiten una mayor precisión en los análisis. No obstante, debido a la elevada relación $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, el ^{206}Pb radiogénico siempre será más abundante que el ^{207}Pb radiogénico, por lo que la relación que puede calcularse con mejor precisión y por tanto la más fiable es la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de los rutilos es 341 ± 3 Ma, y representa por tanto la mejor estimación de la edad de cierre del sistema U-Pb.

Discusión acerca del significado de estas edades

La temperatura de bloqueo de las monacitas es relativamente elevada, habiendo sido estimada en torno a 700-

725 °C (Copeland et al., 1988) lo que, junto con la ausencia generalizada de componentes heredados, hace este mineral especialmente adecuado para datar episodios térmicos de alto grado. Por ello, las edades U-Pb de monacitas procedentes de rocas metamórficas de alto grado son generalmente interpretadas como próximas al máximo térmico (p.e. Cawood et al., 1994). En este caso, la edad de 346 Ma proporcionada por las monacitas parece fácilmente identificable como la edad de la migmatización que afectó a esta unidad. Como hemos mencionado previamente, la fusión parcial está ligada a la evolución descompresiva y al desarrollo de una foliación regional post-eclogítica. La formación de leucosomas se produce en el campo

de estabilidad de la distena, a presiones aún relativamente elevadas, por lo que la edad del episodio de alta P no debería estar excesivamente alejada de los 346 Ma. Sin embargo, los datos geocronológicos previos acerca del metamorfismo de alta P de las unidades basales sugieren edades bastante más tempranas. Consisten en una edad modelo Rb-Sr en fengitas ligeramente post-eclogíticas (365 Ma, Van calsteren et al., 1979) y en isócronas Rb-Sr de pares granate-micas (352-365 Ma, Santos Zaldüegui et al., 1995) obtenidas en la Unidad de Malpica-Tuy, otra unidad basal equivalente a Agualada. Debido a las limitaciones del método, probablemente tienen incertidumbres bastante mayores que la edad U-Pb. Por ello, todavía no puede tenerse un control preciso de la edad del metamorfismo de alta P, únicamente puede afirmarse que es anterior a 346 Ma, y probablemente deba situarse en torno a 360 Ma. La evolución tectónica de las unidades basales es muy compleja, e incluye el desarrollo de un gradiente metamórfico inverso, que ha sido relacionado con la superposición de una potente lámina de rocas ultrabásicas transportada tectónicamente sobre las unidades basales por medio de un accidente extensional (Arenas et al., 1995; Martínez Catalán et al., 1996). Por tanto, la fusión parcial en la Unidad de Agualada podría estar relacionada con esta superposición y la consiguiente transmisión de calor desde la lámina ultramáfica (Arenas et al., 1997; Martínez Catalán et al., 2003).

La temperatura de bloqueo para el sistema U-Pb en el rutilo es bastante más baja, en torno a 450 °C (Mezger et al., 1989). La edad de 341 Ma proporcionada por los rutilos debe representar, por tanto, una edad de enfriamiento. Si se asume

Tabla 1. Datos U-Pb.

Table 1. U-Pb data.

Fracción	Peso (mg)	Concentr. (ppm)		Medido		Fracciones atómicas corregidas (1)					Edad (Ma)		
		U	Pb rad	Pb común	^{206}Pb	^{208}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{207}Pb	^{206}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{207}Pb
				total (pg)	^{204}Pb	^{206}Pb	^{238}U	^{235}U	^{206}Pb	^{238}U	^{235}U	^{206}Pb	^{206}Pb
M1 Monacita >0.2	0,045	3752	755,8	109	5379	3,1753	0,05504 ±16	0,4054 ±14	0,05342 ±6	345	346	347	
M2 Monacita <0.2	0,087	4085	853,6	262	4694	3,3325	0,05504 ±28	0,4053 ±22	0,05340 ±6	345	345	346	
R1 Rutilo DE (2)	0,115	10	0,5	32	142	0,0204	0,05435 ±28	0,4058 ±64	0,05415 ±74	341	346	377	

(1) Corregidas para el fraccionamiento isotópico, el trazador, niveles de contaminación del laboratorio (12 pg Pb y 1 pg U) y para el Pb común inicial según el modelo de Stacey and Kramers (1975).

(2) DE = Desbastado con aire (Khrogh 1982).

(1) Corrected for fractionation, spike, laboratory blank (12 pg Pb; 1 pg U), and initial common Pb from the model of Stacey and Kramers (1975).

(2) DE = Air abrasion (Khrogh 1982).

como válida, reflejaría una tasa de enfriamiento muy elevada, en torno a 50 °C/Ma, y por tanto una exhumación muy rápida, como por otra parte es característico de terrenos metamórficos de alta P.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada mediante los proyectos APC1997-0011 y PB97-0234-CO2 de la DGESEIC.

Referencias

- Abati, J. (1995): *Tesis de Licenciatura*, Univ. Complutense de Madrid, 183 pp.
- Abati, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. y Díaz García, F. (1997): *Comunicações XIV Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular*, Vila Real, Portugal, 15-20.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E. Pablo Maciá, J.G. de y Peinado, M. (1986): *Hercynica*, 2, 87-110.
- Arenas, R., Rubio Pascual, F.J., Díaz García, F. y Martínez Catalán, J.R. (1995): *Jour. Metamorphic Geology*, 13, 141-164.
- Arenas, R., Abati, J., Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F. y Rubio Pascual, F.J. (1997): *Lithos*, 40, 221-242.
- Cawood, P.A., Dunning, G.R., Lux, D. y van Gool, J.A.M. (1994): *Geology*, 22, 399-402.
- Copeland, P., Parrish, R.R. y Harrison, T.M. (1988): *Nature*, 333, 760-763.
- Krogh, T.E. (1982): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 637-649.
- Manhès, G., Minster, J.F., Allègre, C.J., (1978): *Earth Planet. Sci. Letters*, 39, 14-24.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J. y Marquinez, J. (1996): *Tectonics*, 15, 106-121.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati, J. (1997): *Geology*, 27, 1103-1106.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati, J. (1999): En: A.K. Sinha (ed.), *Basement Tectonics*, 13, Kluwer Academic Publishers, 65-84.
- Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F., Arenas, R., Abati, J., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J., y Rubio Pascual F.J. (2003): En: J.R. Martínez Catalán, R.D. Hatcher, R. Arenas y F. Díaz García (eds.), *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 364. (En prensa).
- Mezger, K., Hanson, G.N. y Bohlen, S.R. (1989): *Earth Planet. Sci. Letters*, 96, 106-118.
- Ribeiro, A., Pereira, E. y Dias, R. (1990): En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlín, 220-236.
- Santos Zalduegui, J.F., Schärer, U. y Gil Ibarguchi, J.I. (1995): *Chem. Geol.*, 121, 91-103.
- Stacey, J.S. y Kramers, J.D. (1975): *Earth Planet. Sci. Letters*, 26, 207-221.
- Van Calsteren, P.W.C., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Tex, E. Den, Verdurmen, E.A.T.H. y Verschure, R.H. (1979): *Chem. Geol.*, 24, 35-56.