

Edad de enfriamiento U/Pb en rutilos del Gneis de Chímparra (Cabo Ortegal, NO De España)

U/Pb rutile cooling age from the Chímparra Gneiss (Cabo Ortegal, NW Spain)

P. Valverde Vaquero (*) y F.J. Fernandez (**)

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

(**) Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo

ABSTRACT

The Chímparra gneisses are characterized by a HP-HT (800°C, 1500 MPa) mylonitic fabric reequilibrated under amphibolite facies (600°C, 900 MPa). This fabric is formed by Qtz+Plag+Bt+white mica+Grt+Ky. Rutilos are preserved as inclusions within gamet. These rutilos have been dated at 382 ± 3 Ma (²⁰⁶Pb / ²³⁸U age). This cooling age is consistent with a reported age of peak metamorphism in the same unit (392 ± 27 Ma, Ordonez-Casado et al., 1995) suggesting a fast cooling rate during the exhumation process responsible for the mylonitic foliation.

Key words: U/Pb geochronology, rutile, HP/HT metamorphism, Iberian Massif

Geogaceta, 20 (2) (1996), 475-478

ISSN: 0213683X

Introducción y situación geológica

El Complejo de Cabo Ortegal, junto con otros afloramientos aislados de rocas de alta P y T del NO de la Península Ibérica, constituyen unas láminas relictas de corteza inferior y manto emplazadas sobre el margen continental de Gondwana durante la orogénesis Hercílica (Ries y Shacldeton, 1971; Marcos et al., 1984; Pérez-Estaún et al., 1991). Este Complejo está constituido por rocas metaultrabásicas, metabásicas y cuarzofeldespáticas (Fig. 1) con unas condiciones de alta P y T y una retrogradación metamórfica hasta condiciones propias de la facies de los esquistos verdes (Vogel, 1967; Engels, 1972; Gil Ibarguchi y Arenas, 1990). Una de las características estructurales más relevante del conjunto de estas rocas es una foliación milonítica, que en los Gneises de Chímparra es de tipo-S (Fernández, 1996). Según este autor esta fábrica se desarrolla durante el pico metamórfico (800°C, 1500 MPa, aprox.) y la posterior decompresión y enfriamiento a facies anfíbolíticas (600°C, 900 MPa, aprox.). Esta foliación fue posteriormente plegada y deformada por cabalgamientos durante el emplazamiento del Complejo de Cabo Ortegal sobre su autóctono relativo, constituido por rocas paleozoicas de bajo grado metamórfico (Marcos et al., 1984; Arenas et al., 1986).

El objetivo de este trabajo ha sido obte-

ner una edad mínima para la formación de la foliación milonítica. Así se han datado rutilos, puesto que el rutilo tiene una baja temperatura de cierre para el sistema U/Pb (Tc aprox. 430°C, Mezger et al., 1989) y constituye parte de la paragénesis mineral de alta P-T; de esta forma no sólo se consigue una edad mínima para esta fábrica sino para el metamorfismo en facies anfíbolítica en la que se encuentra reequilibrada. El acantilado de Tarroiba (Fig. 1, 2A y 2B) tiene una longitud de 400 m, una altura de 200 m y está formado por un afloramiento de Gneises de Chímparra heterogéneamente milonitizados. Las muestras fueron escogidas en este acantilado porque la foliación milonítica se encuentra bien preservada de la deformación posterior y por tratarse del mismo lugar muestreado para realizar los cálculos termobarométricos

Técnica analítica

La muestra de unos 10 Kg de peso fue pulverizada en condiciones limpias en las dependencias del Dept. of Earth Sciences de Memorial University of Newfoundland (MUN, Canada). Las fracciones de minerales ligeros y pesados han sido separadas mediante una mesa paneadora de agua y la fracción pesada ha sido cribada con una malla de 70. Finalmente distintos separados de minerales pesados han sido obtenidos por separación gravimétrica, empleando

bromoformo y yoduro de metileno, y por separación magnética, empleando un separador magnético isodinámico tipo Franz. Las fracciones minerales analizadas fueron seleccionadas a mano bajo el microscopio en base a la morfología, tamaño, calidad del cristal y color. Una de las fracciones fue abrasionada con aire siguiendo la técnica de Krogh (1982). Las fracciones analizadas fueron limpiadas con 4NHNO₃ y pesadas. Posteriormente fueron mezcladas en capsulas de Teflón® con un trazador isotópico ²⁰⁵Pb/²³⁵U (Parrish y Krogh, 1987), HF y 8NHNO₃. La disolución de las fracciones se realizó en bombas de acero (Capsula de Teflón® y armadura de acero) en un horno a 210° C durante 5 días. El U y Pb han sido separados empleando química de intercambio iónico con HBr según la técnica de Manhés et al., (1978). Las distintas relaciones isotópicas fueron medidas con un espectrómetro multicolector de ionización térmica de masas MAT 262 en forma estática, el ²⁰⁴Pb fue medido en el SEM en forma "ion counting".

Los errores de las relaciones isotópicas están dados por 2σ y han sido calculados apartir de la propagación de los errores de medida, fraccionación isotópica, cantidad de contaminación de Pb y U, y la cantidad y relaciones isotópicas del Pb común inicial según el modelo de Stacey y Kramers (1975).

Los errores y las edades han sido calculados empleando un programa sin publicar

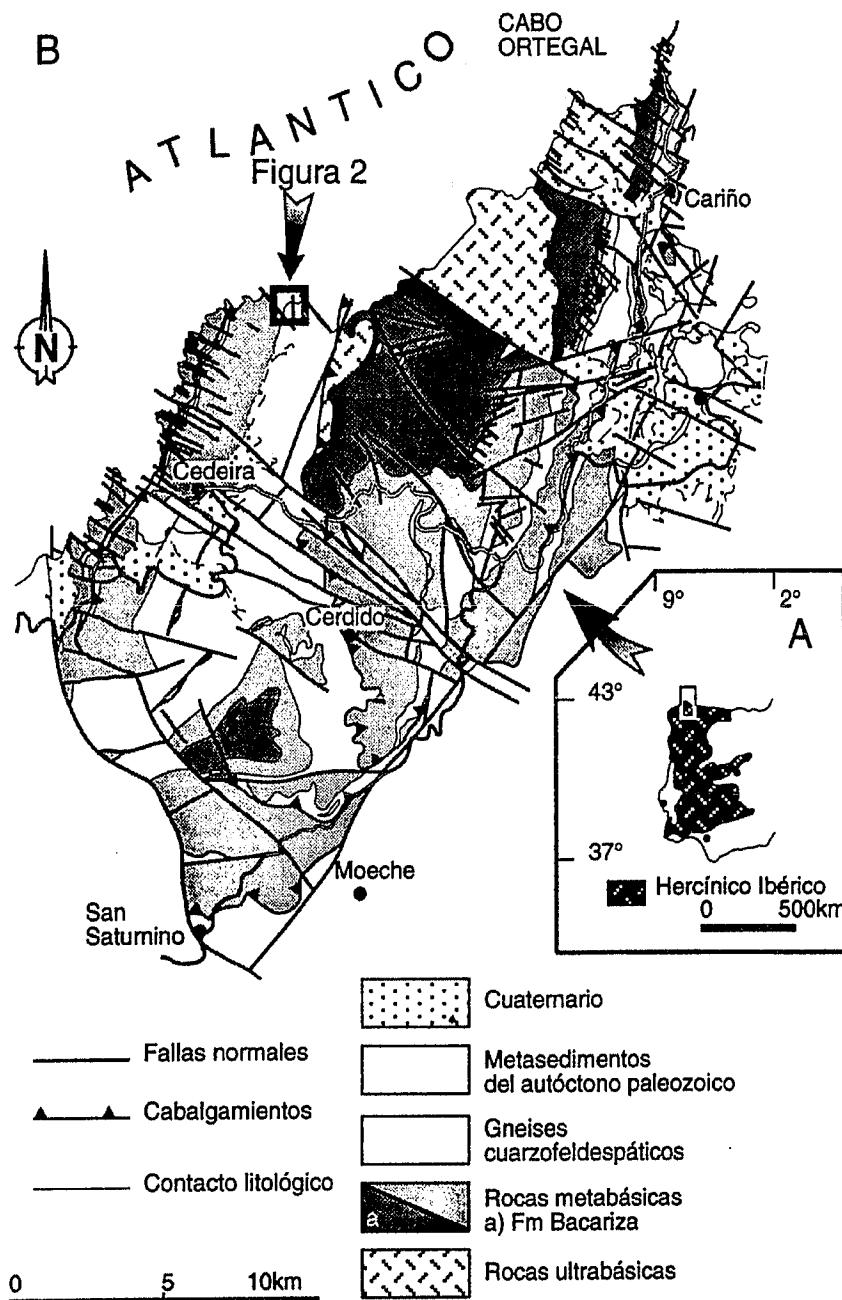


Fig.1.- A) Mapa mostrando la localización de Cabo Ortegal en el Macizo Hespérico. B.) Mapa Geológico del Complejo de Cabo Ortegal (según A. Marcos, datos no publicados). El recuadro marcado con una flecha indica la situación de la Figura 2.

Fig.1.- A) Location of the Cabo Ortegal Complex within the Variscan belt of the Iberian Peninsula. B) Geological map of the Cabo Ortegal Complex (after A. Marcos, unpublished data). The small box in wBw indicates the location of Fig. 2.

del Royal Ontario Museum (ROM, Ciada). Los errores en las edades están estimados con un 95% de confianza

Descripción de la fábrica

La foliación milonítica se presenta en los 100 m próximos al contacto con las

rocas metabásicas (Fig. 2A), como una foliación planar y homogénea que oblitera las estructuras y texturas previas de la roca, mientras que en el resto del acantilado se presenta como una foliación planar inhomogénea que forma bandas de cizalla de geometría anastomosada, las cuales aislan cuerpos lenticulares de escala métrica lige-

ramente deformados (Fig. 2C y 2D). El interior de estos cuerpos presentan estructuras migmatíticas caracterizadas por la alternancia no-planar de bandas leucocráticas y melanocráticas. El muestreo realizado se centró en el área que contenía la foliación anastomosada (Fig.2D), en donde los primeros estadios de la evolución de la foliación milonítica se encuentran mejor preservados.

La textura de la muestra analizada se caracteriza por la alternancia de dominios cuarzofeldespáticos y ricos en filosilicatos. Los dominios cuarzofeldespáticos contienen cristales idiomórficos de cuarzo, pagioclasa, granate y cianita definiendo una foliación planar con evidencias de recrystalización dinámica de cuarzo y plagioclasa. Los dominios ricos en filosilicatos contienen biotita, mica blanca y granate, y definen una textura anastomosada caracterizada por el desarrollo de un clivaje de crenulación extensional. Los rutilos se presentan mayormente como inclusiones dentro de los granates que están rodeados por la foliación que contiene mica blanca y cianita (Fig.3). Con lo cual el crecimiento de los rutilos predata la fabrica de alta P. Algunos rutilos estan parcial o totalmente pseudomorfizados por ilmenita. También es frecuente encontrar crecimientos de titanita sobre rutilo, como producto de la reequilibración a facies anfibolítica

Geocronología

Dos fracciones de rutilo han sido analizadas (Tabla 1; Fig.4). La fracción R1 tiene un 8.4% de discordia mientras que la fracción R2 tiene una discordia del 20.9%. Esta discordia no se debe a pérdida de Pb por difusión en los cristales. La fracción R2 es más pobre en U (10 ppm) y Pb total (0.8 ppm con 0.6 ppm de Pb producidas por desintegración del U) que la fracción R1 (19 ppm U; 1.3 ppm Pb total y 1ppm de Pb de origen radioactivo). La discordia en estos análisis esta producida por la diferencia entre las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en el Pb común inicial en la muestra y los valores del modelo de Stacey y Kramers (1975) que han sido empleados para la corrección del Pb común inicial. La larga vida media del ^{238}U respecto al ^{235}U hace que el cristal contenga mucho más ^{206}Pb radiogénico que ^{207}Pb radiogénico. Así mientras los efectos de la corrección del Pb común inicial invalidan las edades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ éstos son mínimos en el caso de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ como indica la duplicación de edades en ambas fracciones. De esta forma queda asegurado la edad de cierre del sistema U-Pb en los rutilos de la muestra en 382 ± 3 Ma.

Discusión

La edad U-Pb de los rutilos en los gneises de Chímparra es contemporánea, dentro de las incertidumbres en las edades, con las edades de enfriamiento Ar/Ar en hornblendas ($T_c \approx 500 \pm 25^\circ\text{C}$) obtenidas en anfibolitas de otras formaciones de Cabo Ortegal (391 ± 7 a 380 ± 4 Ma) y más antigua que la edad de enfriamiento Ar/Ar en moscovita ($T_c \approx 350^\circ\text{C}$) de los gneises cuarzofeldespáticos cercanos a Cariño (376 ± 1 Ma; Peucat *et al.*, 1990; Fig.1). Esto indica que la edad de los rutilos es una edad de enfriamiento que es consistente con una temperatura de cierre cercana a los 430°C (Mezger *et al.*, 1989). Con lo cual tanto la foliación milonítica como el metamorfismo de alta P y T y la anfibolitización en los gneises de Chímparra tienen que ser anteriores a 382 Ma.

Dataciones recientes U-Pb en circones de los gneises de Chímparra (SHRIMP, Ordoñez-Casado *et al.*, 1995) sugieren una edad para el pico metamórfico de 392 ± 97 Ma que cuestiona la edad previa de 422 ± 4 Ma (Intercepción inferior de fracciones muy discordantes; Peucat *et al.*, 1990). Esto sugeriría una velocidad de enfriamiento de aproximadamente $40^\circ\text{C}/\text{Ma}$ que es consistente con una rápida velocidad de exhumación cortical durante el desarrollo de la foliación milonítica como ha argumentado Fernández (1996) en base a la zonación del granate.

Agradecimientos

P. Valverde Vaquero agradece el estímulo y apoyo de G.R. Dunning (MUN) para la realización de este proyecto y el soporte material de Memorial University y el Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC, Canada). El trabajo de F.J. Fernández en Cabo Ortegal ha sido financiado por el proyecto DGICYT PB92-1022. F.J. Fernández agradece las discusiones sobre Cabo Ortegal con A. Marcos (Univ.Oviedo).

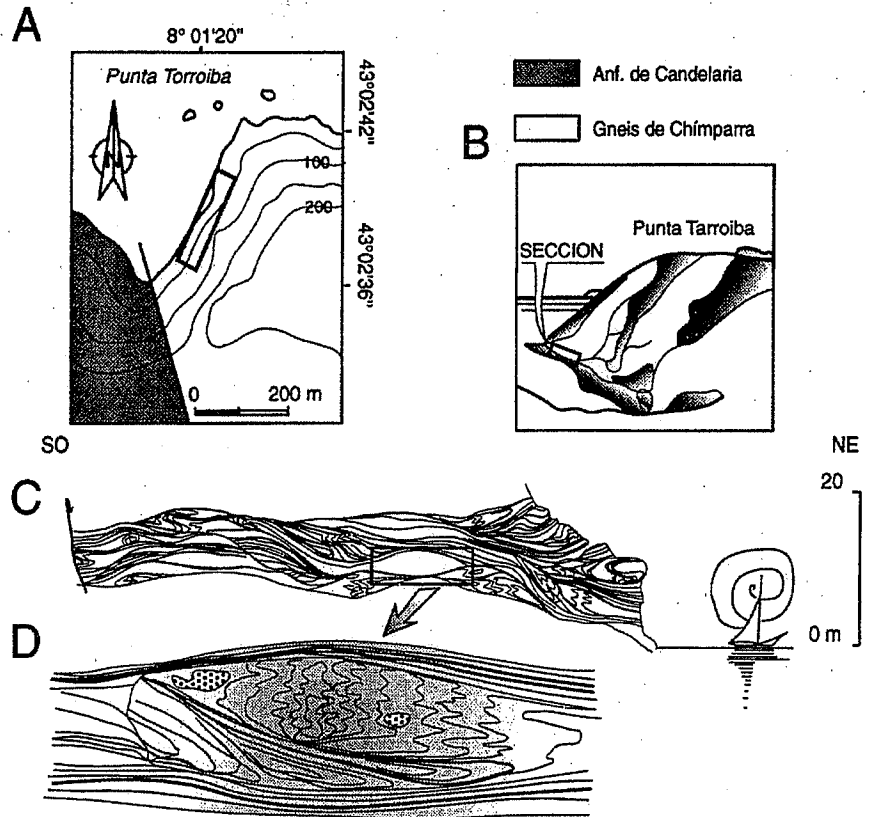


Figura 2. A) Mapa geológico del acantilado de Punta Tarroiba. B.) Esquema del acantilado con la situación de la sección estudiada. C) Detalle de la sección estudiada. D) Detalle de la fábrica en la zona muestreada

Figure 2. A) Geological Map of the Punta Tarroiba Cliff. B) Location of section on the cliff. C) Detailed field sketch of the cliff section. D) Detail of the fabric in the sampling locality.

Referencias

Arenas, R., Gil Ibarra, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Girones, E., Pablo Macia, J.G. y Peinado, M. (1986): *Hercínica*, 2, 87-110.
 Engels, J.P., (1972): *Leidse Geol. Meded.* 48, 83- 103.
 Fernández, F.J. (1996): *Estructuras desa-*

rolladas en gneises bajo condiciones de alta P y T. Series Nova Terra, laxe, en prensa
 Gil Ibarra, J.I. y Arenas, R. (1990) in *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (eds Dalimier, R.D. y Mantínez, E.) 237-243.
 Krogh, T.E. (1982): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 637-649
 Manhés, G., Minster, J.F. y Allégre, C.J. (1978): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 1424.
 Marcos, A., Marquínez, J., Pérez- Estaún, A.,

Fracción	Peso (mg)	Concentración (ppm)		Medido		Fracciones atómicas corregidas*				Edad (Ma)		
		U	Pb rad	Pb común total (pg)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
R 1 Rt.marrón AB	0.3563	19	1.0	124	226	0.0090	0.06107 ±38	0.46384 ±754	0.0551 ±82	382	387	416
R 2 Rt.rojizo NOAB	0.3966	10	0.6	106	163	0.0229	0.06118 ±40	0.47836 ±408	0.0567 ±40	383	397	480

1.- Rt.= Rutilo, AB = Abrasión por aire (Krogh, 1982), NOAB = Sin abrasión por aire.
 2.- Incertidumbre en el peso de la muestra de ± 0.0006 mg (2 sigma).
 3.- La fracción ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb medida no ha sido corregida
 4.- (*) Las fracciones atómicas han sido corregidas en base a la fraccionación y el trazador, "blanks" del procedimiento (25pg Pb y 1pg U) y el Pb común inicial a 390 Ma según el modelo de Stacey y Kramers (1975). Los errores en las fracciones son de 2 sigma.
 1.- Rt.= Rutile, AB= Air abrasion (Krogh, 1982), NOAB= Without air abrasion.
 2.- Uncertainty in the sample weight ± 0.0006 mg (2 sigma).
 3.- Uncorrected measured ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio.
 4.- Atomic ratios corrected for fractionation and spike, lab blank (25 pg Pb and 1 pg U) and initial common Pb at 390 Ma after the model of Stacey and Kramers (1975). 2 sigma error on the ratios.

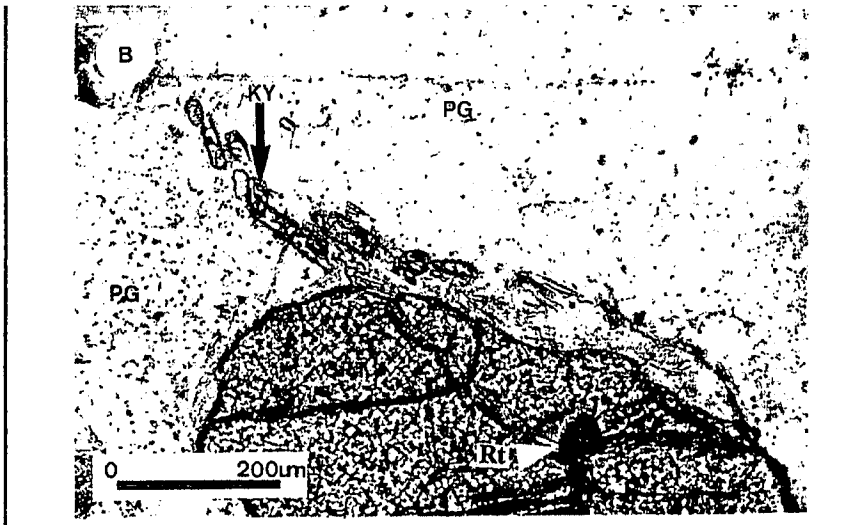


Figura 3. Cianitas definiendo la foliación milonítica que rodea a granates con Inclusiones de rutilo. KY cianita; PG plagioclasa; CRT granate RT rutilo.

Figure 3.. Kyanite-bearing mylonitic foliation warping around garnet with rutile inclusions. KY, qanite; PG, plagioclase; GRT, garnet; RT, rutilc.

Pulgar, J. y Bastida, F., (1984): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 1°5- 137.

Mezger, K., Hanson, G.N. y Bohlen, S.R., (1989): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 106-118

Ordoñez-Casado, B., Gebauer, D., Schäfer, H.J., Gil Ibarguchi, J.I. y Peucat, J.J. (1995): *II International Workshop on Orogenic Lhezolites and Mantle proc. Abs. Vol. 36-37.*

Stacey, J.S. y Kramers, J.D., (1975): *Earth Planet. Sci. Len.*, 6, 15-25.

Parrish, R.R. y Krogh, T.E., (1987): *Chem. Geol.*, 66, 103- 110.

Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. y Bastida, F., (1991): *Tectonophysics*, 191, 243-252.

Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J., Jil Ibarguchi, J.I., Dalimeyer, R.D., Menot, R.P., Cornichet, J. y Iglesias Ponce de León, M. (1990): *Tectonophysics*, 177, 263-292 .

Ries, A.C. y Shackleton, R.M., (1971): *Nature Phys. Sci.* 234(47), 65-68.

Vogel, D.E., (1967): *Leidse Geol. Meded* 40, 123-213.

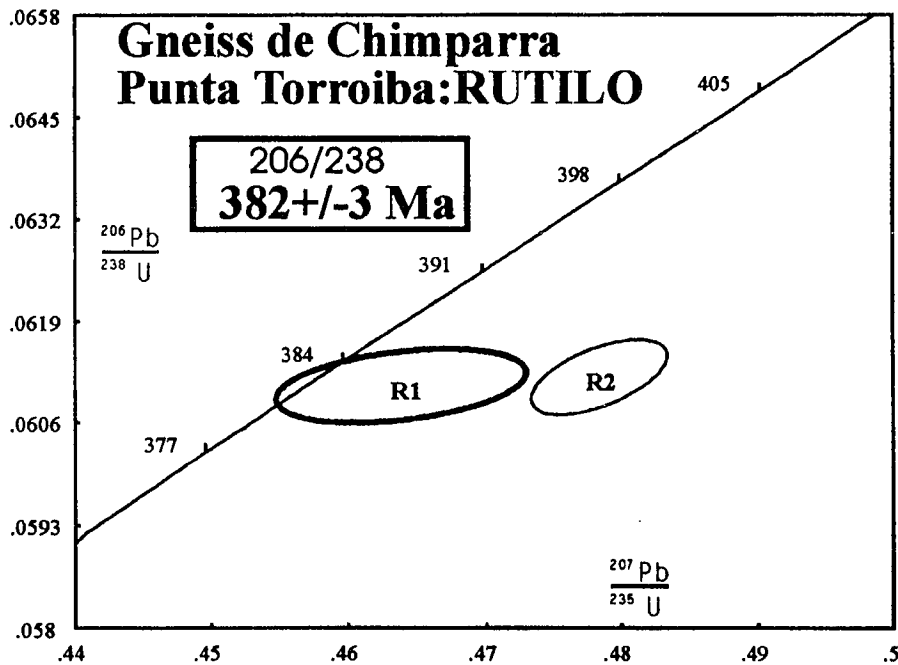


Figura 4. Diagrama de concordia U-Pb para los rutilos del gneiss de Chímparra

Figure 4. U-Pb concordia diagram for the rutiles from the Chimparra gneiss.