

Referencias

Barcells, D. J. (1854): *Lithologia Meterica*.
Barcelona, 4-28.
Graham, A. L.; Bevan, A. W. R. &

Hutchison, R. (1985): *Catalogue of
Meteorites*. British Museum (Natural
History), 460 p.
Greg, R. P. (1862): *Phil. Mag.*, 24, 536-
538,

Mason, B. (1963): *Geochim. Cosmoch.
Acta*, 27, 1011-1023.

Recibido el 9 de enero de 1989
Aceptado el 15 de febrero de 1989

Análisis de isótopos de oxígeno y edad Rb-Sr del plutón zonado de Caldas de Reyes (Galicia, España)

S. Fourcade (*), J. J. Peucat (*), F. Martineau (*), A. Cuesta (**), L. G. Corretgé(**), I. Gil Ibarguchi (***)

(*) Lab. de Géochronologie et Géochimie isotopique du CAESS, CNRS, 35042 Rennes (Francia).

(**) Dpto. de Geología, Univ. de Oviedo. 33080 Oviedo (España).

(***) Dpto. de Mineralogía-Petrología, Univ. del País Vasco. 48080 Bilbao (España).

ABSTRACT

Oxygen and strontium isotope composition of the external and external-leucocratic facies suggest an origin essentially by partial melting of crustal materials for the post-kinematic Caldas de Reyes granitic s.l. massif. On the basis of the Sr isotopic data the emplacement of this massif is established at c. 287 ± 10 Ma (whole rock isochron).

Key words: oxygen, strontium, isotopes, granite, absolute age, Caldas de Reyes, Galicia.

Geogaceta, 6 (1989), 7-9.

Introducción

El Plutón zonado de Caldas de Reyes está constituido por tres episodios intrusivos emplazados sucesivamente y de composición esencialmente granítica: (1) *facies externa más facies externa-leucocrática* (FB+FBL), (2) *facies porfídica* (FP), y (3) *facies central* (GA) (Cuesta, 1987, Cuesta y Corretgé, 1988). El emplazamiento del plutón en su conjunto es posterior a los más importantes acontecimientos estructurales hercínicos. Dentro del esquema para los granitos del NO de la Península Ibérica, el Plutón de Caldas se incluye en el grupo de granodioritas calcoalcalinas tardías de Capdevila (1969) y Capdevila *et al.* (1973). Según la clasificación más reciente de Bellido Mulas *et al.* (1987) pertenecen al grupo de granitoides post-hercínicos de emplazamiento somero.

En la primera de las facies emplazadas: FB+FBL se ha analizado la composición de oxígeno isotópico de seis muestras (fig. 1) y se ha realizado un ensayo de datación de las mismas según el método Rb/Sr. Las muestras han sido analizadas en el C.A.E.S.S. de la Universidad de Ren-

nes. La elección de la citada facies ha estado motivada por dos razones: es la primera en emplazarse y además ofrece un amplio espectro composicional, desde rocas poco diferenciadas con biotita y anfíbol (granodioritas a granitos) hasta términos con biotita y moscovita \pm granate \pm turmalina (granitos monzoníticos). En conjunto esta

facies resultaría de un episodio más o menos complejo de cristalización fraccionada.

Tipificación de las muestras analizadas

Las seis muestras analizadas se han dividido, por razones de método, en

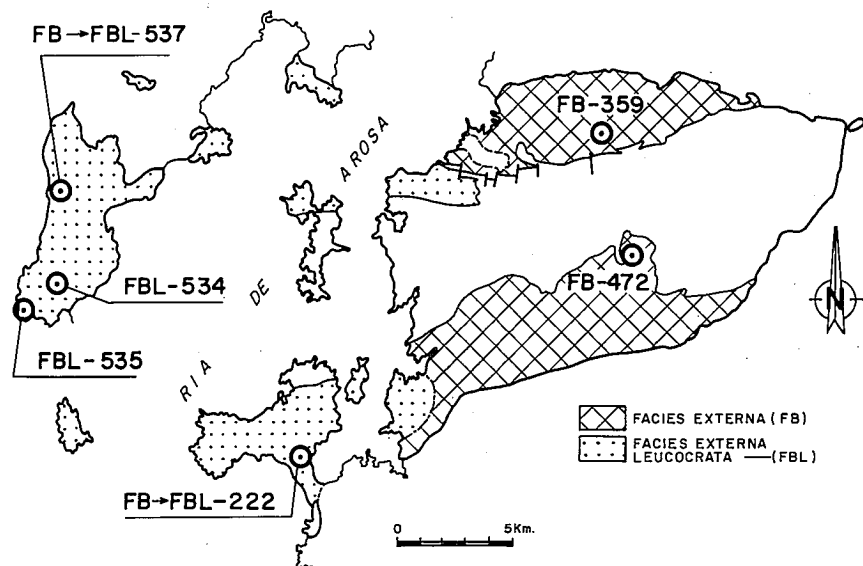


Fig. 1.—Esquema de localización de las muestras analizadas.

tres grupos: muestras poco diferenciadas (FB), de tránsito (FB→FBL) y evolucionadas (FBL). Al microscopio todas las muestras poseen una textura alotriomórfica más o menos heterogranular (a veces algo porfídica) de grano muy grueso. Están constituidas por feldespato potásico (microclina), plagioclasa generalmente zonada con contenidos en anortita disminuyendo gradualmente desde FB hacia FBL (val. máx. en FB: An₃₇, val. med. en FBL: An₂₂₋₂₇) y cuarzo, acompañados de anfíbol (hornblenda ferrodenítica, únicamente en FB), biotita relativamente rica en Fe y moscovita (sólo en FBL). Además en FBL aparecen cantidades accesorias de granate almandínico y turmalina. En el aspecto geoquímico, las muestras tratadas se incluyen en (y por sí solas casi definen) una asociación aluminocafémica subalcalina (según la clasificación de Debon y Le Fort, 1983, 1988), más concretamente una asociación subalcalina potásica (cf. Orsini, 1979) dentro de una serie de tendencia calcoalcalina.

Datos isotópicos de oxígeno.
Relación: $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

El rango de valores obtenidos para el oxígeno isotópico en las muestras analizadas (Tabla I) oscila entre 9,15 (FB) y 10,5 (FBL). Entrán, por tanto, en el campo de los denominados «granitos normales» ($6 < \delta^{18}\text{O} < 10$), denominados así en contraposición a los «granitos bajos en ^{18}O » ($\delta^{18}\text{O} < 6$) y a los «granitos altos en ^{18}O » ($\delta^{18}\text{O} > 10$, Taylor, 1968, 1977 y 1988). Dentro del grupo de los «granitos normales», las muestras aquí analizadas corresponderían al subgrupo más rico en $\delta^{18}\text{O}$ ($8 < \delta^{18}\text{O} < 10$) sobrepasando ligeramente el límite superior. Son varios los aspectos a destacar: por un lado, en la figura 2, se observa una grosera correlación positiva entre los contenidos en $\delta^{18}\text{O}$ y en SiO_2 de las muestras tratadas; este hecho ya ha sido destacado como habitual por Fourcade (1981) en rocas del macizo del Querigut y quizás encuentre su explicación en el orden creciente del contenido en oxígeno isotópico en los minerales (en este caso silicatados): biotita→hornblenda→moscovita→plagioclasa→feldespato potásico→cuarzo. Por otro lado, los valores de las muestras analizadas son sensiblemente parecidos a los

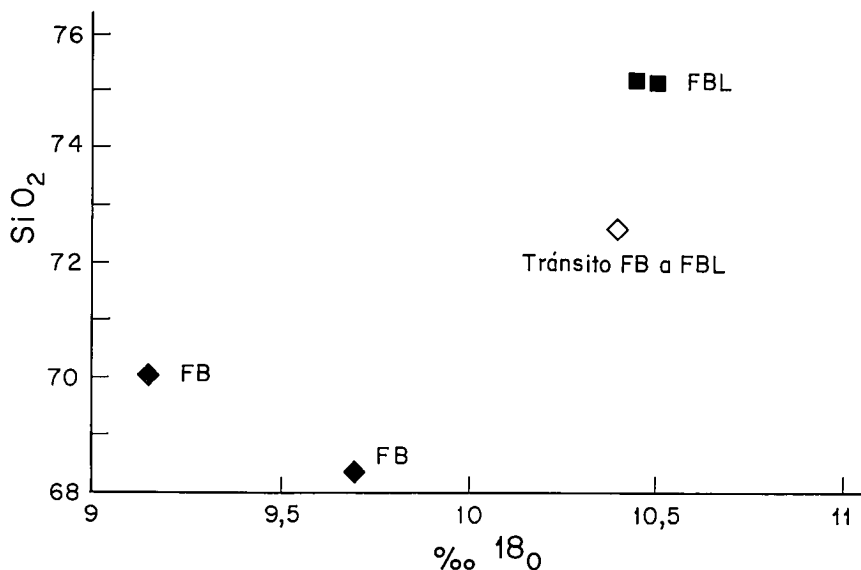


Fig. 2.—Diagrama representativo entre el contenido en sílice y los contenidos en oxígeno isotópico.

obtenidos en granitos geográficamente próximos y afines en su naturaleza (granito de Pindo) y a otros algo más alejados (conjunto plutónico de Tapia y apuntamientos graníticos de Godán y Carlés) o de ambientes geotectónicos diferentes pero de composición similar (monzogranitos y granitos del Querigut). En la figura 3 se representan los rangos composicionales en oxígeno isotópico de las muestras del Plutón de Caldas y, a título comparativo, de las rocas graníticas citadas más arriba. Mientras que las rocas de Tapia (gabros y granodioritas) presentan valores algo más bajos en conjunto, las rocas de Caldas, Pindo, Carlés y las escogidas del macizo del

Querigut ofrecen valores muy similares. De todo lo anterior puede deducirse entonces que, sin entrar a considerar si se trata de un sistema cerrado o abierto para el H_2O , los valores de oxígeno isotópico obtenidos en Caldas, califican a la facies considerada como de origen cortical. Sin embargo, el solapamiento parcial entre los valores de Caldas y algunos de los de Tapia no nos permite excluir de modo definitivo la hipótesis de participación mantélica en las muestras analizadas de Caldas. Su evolución, de cualquier modo, es semejante a la de otros casos conocidos para los que se propone *siempre* participación de material cortical (me-

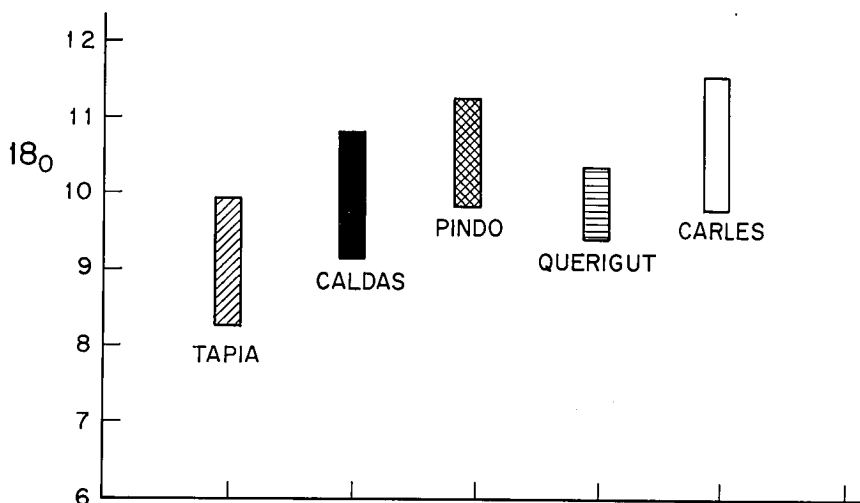


Fig. 3.—Diagrama comparativo del contenido en oxígeno isotópico para los diferentes macizos graníticos representados.

tasedimentos, rocas volcánicas ácidas alteradas, fusión de antiguos cratones, etcétera) (Fourcade, 1981; Taylor, 1988) como factor determinante para la formación de magmas de comportamiento similar al del aquí tratado.

Datos de isótopos radiogénicos: Edad Rb-Sr

Aunque en origen se han tratado nueve muestras representativas de todas las facies del Plutón de Caldas, en este trabajo se consideran solamente las seis muestras correspondientes a la facies externa más facies externa leucócrata (FB+FBL). Los datos (tabla I) indican dos aspectos importantes y complementarios: por un lado la edad y la fracción de error obtenidos (287 ± 10 Ma, $MSWD=5,7$) y por otro, la relación isotópica inicial de los datos ($0,7084 \pm 0,0012$) (fig. 4). Se advierte que, en todo caso, la variación final de los resultados considerando seis o nueve muestras resulta irrelevante. La relación isotópica inicial resulta muy útil cuando se desea determinar el material fuente de las rocas estudiadas. Se acepta comúnmente que relaciones isotópicas por encima de 0,71 implican fusión de material cortical y que relaciones por debajo de 0,705 indican preferentemente participación mantélica (Vidal, 1987, entre otros); los valores obtenidos en Caldas quedan por tanto en un rango no muy bien definido o, al menos, susceptible de una interpretación ambivalente. No obstante, si se consideran, en conjunto, los datos de oxígeno isotópico y la relación isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, parece que podría asumirse con cierta fiabilidad un origen predominantemente cortical (sin excluir de modo definitivo una posible participación mantélica) para los materiales fuente. Con respecto a la edad obtenida (fig. 4), la fracción de error manejada supone

Tabla I.—Datos isotópicos del plutón de Caldas de Reyes

Muestra	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{18}\text{O}$
472	4,44	0,72644	$9,7 \pm 0,1$
359	5,17	0,72929	$9,15 \pm 0,1$
537	11,1	0,75560	
222	17,17	0,77781	$10,4 \pm 0,2$
534	22,20	0,79869	$10,45 \pm 0,1$
535	32,85	0,84061	$10,5 \pm 0,2$

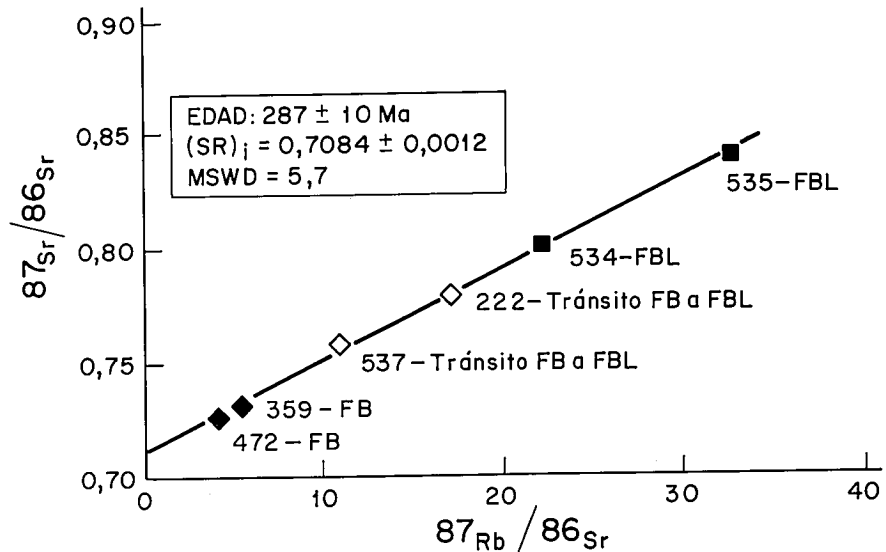


Fig. 4.—Isocrona para las seis muestras analizadas por el método Rb-Sr.

menos del 10% del valor bruto obtenido y podría ser aceptado como valor de isocrona. En ese sentido la edad obtenida es bastante similar a otros datos publicados de edades de rocas graníticas comparables desde un punto de vista geotectónico y, en algunos aspectos, también comparables en cuanto a su naturaleza: granito de Gêres (macizo de Lovios-Gêres): 287 ± 4 (Priem *et al.*, 1984); granito de Porriño (petrográfica y geoquímicamente muy similar al de Caldas): 287 ± 9 (García Garzón, 1987); granodiorita de Salave (Tapia): 287 ± 8 (Suárez *et al.*, 1978).

Conclusiones

1.ª) Los resultados obtenidos del análisis de isótopos de oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) e isótopos radiogénicos (Rb-Sr) sobre seis muestras del Plutón de Caldas, parecen apoyar una hipótesis de fusión cortical dominante como origen de los materiales fuente de la facies externa (facies externa normal más facies externa leucócrata) perteneciente a dicho plutón. 2.ª) La datación realizada según el método Rb-Sr puede considerarse como isocrona y ofrece una edad de 287 ± 10 Ma. 3.ª) La edad obtenida es bastante coherente con edades obtenidas en macizos graníticos próximos y de ambiente geotectónico similar. 4.ª) Considerando la edad obtenida como edad de enfriamiento, la edad relativa de los últimos acontecimientos geodinámicos hercínicos de importancia regional se

situaría próxima al tránsito Carbonífero-Pérmico.

Referencias

- Bellido Mulas, F.; González Lodeiro, F.; Klein, E.; Martínez Catalán, J. R. y De Pablo Maciá, J. R. (1987): *Mem. 101 I.G.M.E. (Madrid)*, 157 pp.
- Capdevila, R. (1969): *Thèse Univ. Montpellier*, 430 pp.
- Capdevila, R.; Corretgé, L. G. y Floor, P. (1973): *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 15, 3 - 4, 209-228.
- Debon, F. y Lefort, P. (1983): *Trans. R. Soc. Edinb.*, 73, 135-149.
- Debon, F.; Lefort, P. (1988): *Bull. Minéral.*, 111, 493-510.
- Cuesta, A. (1987): *Resum. IX Reun. Xeol. Min. NO Penin., Laxe*, 3-5.
- Cuesta, A. y Corretgé, L. G. (1988): *Geogaceta*, 5, 63-66.
- Fourcade, S. (1981): *Géochimie des granotoïdes. Thèse, Univ. de Paris VII*, 189 pp.
- García Garzón, J. (1987): *Bol. Geol. Min.*, 98, 107-110.
- Orsini, J. B. (1979): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289D, 981-984.
- Priem, H. N. A.; Schermerhorn, L. J. C.; Boelrijk, N. A. I. M. y Hebeda, E. T. (1984): *Terra Cognita*, 4, 212, 213.
- Suárez, O.; Ruiz, F.; Galán, J. y Vargas, I. (1978): *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 437-442.
- Taylor, H. P. (1968): *Contrib. Miner. Petrol.*, 19, 1-71.
- Taylor, H. P. (1977): *J. Soc. London*, 133, 509-558.
- Taylor, H. P. (1988): *Trans. R. Soc. Edinb.*, 79, 317-338.
- Vidal, P. (1987): *Rev. Brasil. Geoc.*, 17, 4, 468-472.

Recibido el 10 de febrero de 1989
Aceptado el 15 de febrero de 1989