

Petrogénesis de los diques alcalinos de Errigoiti (magmatismo de edad Cretácico Superior en la Cuenca Vasco-Cantábrica)

Petrogenesis of the alkali dikes of Errigoiti (Upper Cretaceous magmatism in the Basque-Cantabrian Basin)

Fernando Sarrionandia Eguidazu¹, Manuel Carracedo Sánchez², Jon Errandonea-Martin² y Luis Eguiluz Alarcón¹

¹ Dpto. Geodinámica, Facultad de Farmacia, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Paseo de las Universidades, 7, 01006 Vitoria-Gasteiz (Álava). fernando.sarrionandia@ehu.eus; luis.eguiluz@ehu.eus

² Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Sarriena s/n, 48940 Leioa (Vizcaya). manuel.carracedo@ehu.eus; jon.errandonea@ehu.eus

ABSTRACT

In the basque village of Errigoiti (Biscay) outcrops a series of dikes emplaced into the Upper Cretaceous volcanosedimentary sequence. These dikes, constituted by alkali rocks, exhibit a wide compositional range ($SiO_2=48.78-61.92\%$), which includes alkali basalts, trachy-andesites and tephri-phonolites. The most basic terms have similar geochemical characteristics to those of the OIB-type basalts. None of the samples represents a primary melt, nevertheless their elemental ratios Dy/Yb (2.1-2.3), La/Yb (20-28) and Ce/Y (3.2-3.5) suggest that the melts which fed these dikes were generated by low degrees of partial melting (1.6-1.9%) of an enriched asthenospheric mantle at ca. 70 km in depth. The lithological variety observed would be the result of olivine and clinopyroxene fractionation from an original basic magma.

Key-words: geochemistry, dike, mantle, Cretaceous, Basque-Cantabrian Basin.

RESUMEN

En la localidad vizcaína de Errigoiti afloran una serie de diques emplazados en las secuencias volcanosedimentarias del Cretácico Superior. Estos diques, constituidos por rocas alcalinas, abarcan un amplio rango composicional ($SiO_2=48.78-61.92\%$) que incluye basaltos alcalinos, traquiandesitas y tefrifonolitas. Los términos más básicos tienen características composicionales similares a los basaltos de tipo OIB. Ninguna muestra representa composiciones primarias, no obstante sus relaciones elementales Dy/Yb (2,1-2,3), La/Yb (20-28) y Ce/Y (3,2-3,5) sugieren que los magmas que alimentaron estos diques se generaron por bajas tasas de fusión (1,6-1,9%) de un manto astenosférico enriquecido, localizado a una profundidad de unos 70 km. La diversidad litológica responde a la fraccionación de olivino y clinopiroxeno a partir del magma básico original.

Palabras clave: geoquímica, dique, manto, Cretácico, Cuenca Vasco-Cantábrica.

Geogaceta, 61 (2017), 107-110
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 1 de junio de 2016
Revisión: 3 de noviembre de 2016
Aceptación: 25 de noviembre 2016

Introducción

El Arco Vasco de la Cuenca Vasco-Cantábrica está constituido por una potente secuencia sedimentaria de edad Cretácica que alberga un notable volumen de rocas volcánicas y subvolcánicas (p.e., Robles, 2014, y referencias incluidas). La actividad volcánica responsable de su formación se desarrolló en una cuenca submarina poco profunda (paleobatimetrías batiales; Robles, 2014), instaurada sobre una corteza continental atenuada, generando una gran variedad de depósitos piroclásticos y coladas de lava, acompañados por numerosas intrusiones hipobasales que forman el sistema de alimentación de los volcanes submarinos (diques, sills, pequeños stocks). El conjunto de rocas experimentó una importante interacción con agua ma-

rina que derivó en cambios texturales, mineralógicos y composicionales (esplitización) propios de un metamorfismo hidrotermal en condiciones límite entre las facies zeolita y prehnita-pumpellita (200 °C y <12 kbar; Rossy, 1988). El magmatismo, desarrollado entre el Albiense y el Santoniense, se relaciona con un rift intracontinental que provocó un fuerte adelgazamiento litosférico durante ese periodo, y coincide en el tiempo con la acreción oceánica en el Golfo de Vizcaya (e.g., Robles, 2014).

En este trabajo se aportan nuevos datos petrográficos y geoquímicos para un conjunto de diques que afloran en las proximidades de la localidad vizcaína de Errigoiti (flanco norte del sinclínico de Vizcaya; Fig. 1) con el objetivo de profundizar en el conocimiento de los procesos petrológicos y geodinámicos implicados en la

formación de la Cuenca Vasco-Cantábrica y en la apertura del Golfo de Vizcaya.

Localización

Los diques afloran en los taludes de la carretera BI-3213, a 500 m al NO de Errigoiti. En un tramo de apenas 300 m de longitud, un talud de esta carretera pone al descubierto varios diques emplazados dentro de una secuencia volcánica formada esencialmente por coladas de lavas almohadilladas y depósitos piroclásticos de granulometría diversa (tobas de brecha y de lapilli), que se disponen mayoritariamente en dirección N40-50E y buzanan hacia el SE (30-70°).

Los diques, de potencia variable entre 0,6-6,5 m y corrida desconocida, tienen direcciones

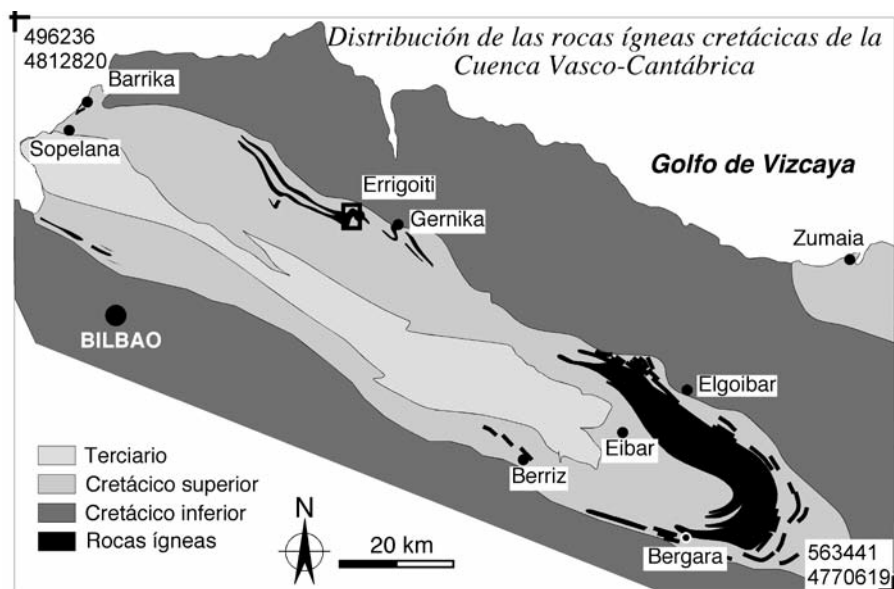


Fig. 1.- Esquema geológico del sinclinorio vizcaino donde se localizan los diques estudiados. Coordenadas UTM (H30N); Datum: ETRS89.

Fig. 1.- Geological sketch map of the Biscay sinclinalorium where the studied dikes are located. UTM coordinates (H30N); Datum: ETRS89

subparalelas (N130-145E). Sus contactos con las rocas de caja son netos y verticales, rectos o sinuosos, con algunas apófisis.

Las rocas tienen una estructura homogénea o bandeada (diques compuestos o múltiples) y una fábrica aparentemente isotropa o, más rara vez, lineal. Las diaclasas de enfriamiento son horizontales, perpendiculares a las paredes de los diques, y a veces desarrollan una disyunción columnar grosera.

Petrografía

Las rocas muestran una textura holocristalina microporfídica, con matriz afánítica, criptocristalina a microcristalina. La vesicularidad no es muy elevada (máximo 20% volumen). Las vesículas son esféricas o están elongadas en la dirección de flujo del dique, y sus tamaños varían entre 1 y 10 mm. La mayor parte de los micro-fenocristales son de plagioclasa (reemplazada por sericita y calcita), acompañada en las rocas más básicas por clinopiroxeno (reemplazado por clorita / serpentina / calcita / esfena / epidota) y raros pseudomorfo de olivino (actualmente clorita / serpentina). La matriz microcristalina varía de unas rocas a otras entre intergranular y traquítica, pero la mineralogía es idéntica en ambos casos. Está formada por microlitos de plagioclasa acompañada de microcristales de clinopiroxeno (alterados a clorita / esfena / epidota) y opacos. Las vacuolas están ocupadas en general por calcita, que aparece también en microfracturas. En función de su mineralogía,

las rocas se clasifican como basaltos/andesitas, pero están variablemente espilitizadas.

Geoquímica de roca total

La tabla I recoge los resultados de los análisis químicos de seis diques (ICP-AES Optima e ICP-MS Xseries-2, Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica-SGIKER, UPV/EHU).

Pese a su homogeneidad mineralógica, las rocas presentan un rango amplio de contenido en sílice ($\text{SiO}_2 \approx 49\text{--}62\%$), a veces incluso dentro de un mismo dique (diques compuestos), y destacan por sus elevados contenidos en Na_2O (5,40-9,59%) y bajos en K_2O (0,01-0,1%). El resto de los óxidos presentan valores normales en rocas de composición básica a intermedia. La pérdida por calcinación (LOI) no es muy elevada en los términos más ácidos (LOI $\approx 1,5\%$), pero sí en el resto de las rocas (LOI = 2,72-7,02%), lo cual refleja un notable grado de alteración (Tabla I).

Sobre el diagrama Zr/Ti-Nb/Y (Pearce, 1996) las rocas se clasifican fundamentalmente como basaltos alcalinos, traquiandesitas y tefrifonolitas (Fig. 2A). En el diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 2002) las rocas más ricas en sílice con LOI < 2,5% se clasifican como benmoreitas.

Los contenidos totales en REE son bastante variables, pero todas las muestras manifiestan un marcado enriquecimiento con respecto a los valores del condrito (La $\times 135\text{--}400$ condrito; Lu $\times 10\text{--}25$ condrito) que au-

mentan en general hacia los términos intermedios. Los espectros de REE normalizados frente al condrito (Sun y McDonough, 1989) son similares en todas las muestras (Fig. 2B), con enriquecimientos en las REE ligeras frente a las pesadas [(La/Yb)_N = 15-22] y una mayor fraccionación en las REE ligeras y medias [(La/Dy)_N = 10-15] que en las pesadas [(Ho/Lu)_N = 1]. Destaca la ausencia de anomalías negativas en Eu (Fig. 2B).

Los diagramas multielementales normalizados frente al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) muestran enriquecimientos en la mayor parte de los elementos proyectados (Fig. 2C), destacando sobre todo los de Nb ($\times 72\text{--}\times 188$ manto primitivo) y Ta ($\times 102\text{--}\times 353$ manto primitivo). Asimismo, se observa un enriquecimiento progresivo de los elementos traza proyectados con el aumento del grado de diferenciación de las muestras, a excepción del Rb y Zr, donde las concentraciones son más variables.

Discusión

Las rocas de los diques de Errigoiti (basaltos alcalinos, traquiandesitas y tefrifonolitas) forman una serie alcalina, integrada por términos moderados y fuertemente alcalinos. Los espectros de elementos traza normalizados frente al manto primitivo y los espectros de REE normalizados frente al condrito tienen una forma similar a los de los basaltos alcalinos de Sun y McDonough (1989; Fig. 2).

La práctica ausencia de olivino, sus elevados contenidos en sílice (> 48%) y sus bajos contenidos en Cr (<107 ppm) y Ni (<117 ppm) indican que ninguno de estos diques representa composiciones de magmas primarios (e.g., Wilson, 1989).

Los términos más básicos tienen composiciones propias de basaltos alcalinos que, según los datos experimentales de Jacques y Green (1980), se generan a partir de la fusión de lherzolitas secas y enriquecidas, a temperaturas relativamente bajas (bajas tasas de fusión) y a presiones superiores a 10 kbar ($\approx 33\text{--}40$ km).

La ausencia de anomalías negativas en Nb y Ta en los diagramas multielementales de los basaltos y de las rocas intermedias sugiere la ausencia de interacción de los magmas mantélicos con material cortical durante su ascenso (e.g., Wilson, 1989).

En el diagrama Zr/Nb-La/Nb de Condie (2005), los diques basálticos analizados se proyectan sobre el *mantle array* muy próximos a los basaltos de tipo OIB (Fig. 3A). Esto sugiere,

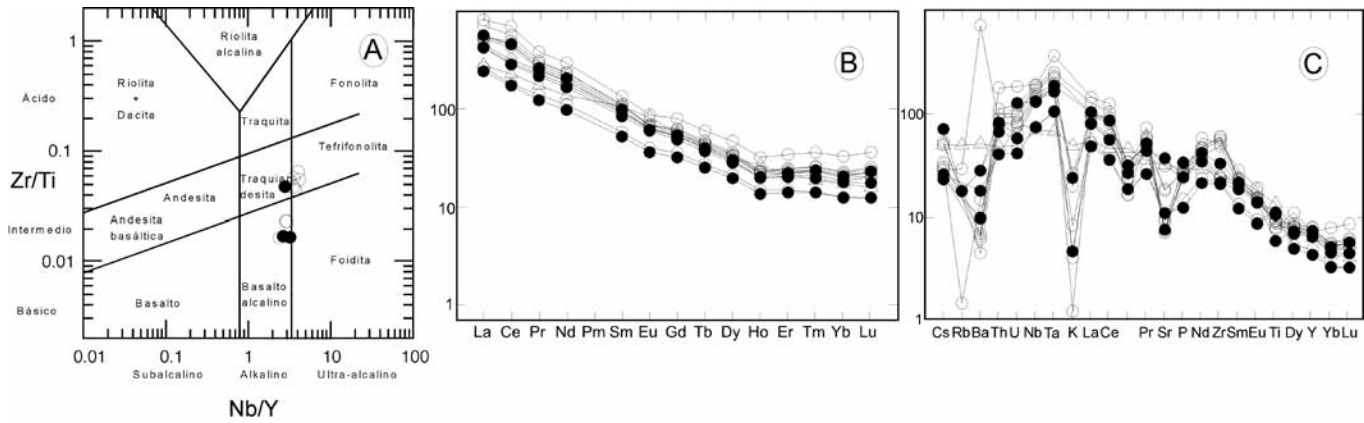


Fig. 2.- (A) Diagrama de clasificación química Nb/Y – Zr/Ti (Pearce, 1996). (B) Diagrama de REE normalizadas frente al condrito de Sun y McDonough (1989). (C) Diagrama multielemental normalizado frente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Los círculos negros corresponden a los diques de Errigoiti de composición básica, los círculos blancos a los de composición intermedia y los triángulos a los basaltos de tipo OIB de Sun y McDonough (1989).

Fig. 2.- (A) Nb/Y – Zr/Ti chemical classification diagram (Pearce, 1996). (B) Chondrite-normalized REE diagram (Sun and McDonough, 1989). (C) Primitive mantle-normalized multi-elemental diagram (Sun and McDonough, 1989). Black circles correspond to the Errigoiti basic dikes, open circles to dikes with intermediate composition, and open triangles to OIB-type basalts of Sun and McDonough (1989).

por una parte, que estos magmas podrían estar relacionados con la fusión en una pluma mantélica profunda, enriquecida y, por otra, que no han interactuado de forma notable con rocas corticales. Sin embargo, ningún dato geológico (volumen de magmas, composición de los magmas, etc.) apoya la relación de este magmatismo con una pluma mantélica.

Recientes modelos geológicos y geofísicos (Tugend *et al.*, 2014; Pedreira *et al.*, 2015; Corre *et al.*, 2016) apuntan a un contexto de rift hiperextensional para explicar la evolución cinemática del límite de placas Europa - Iberia durante el Cretácico. La composición de los diques de Errigoiti apoya esta hipótesis, ya que se proyectan en el campo de los basaltos alcalinos de rift intracontinental del diagrama de discriminación tectonomagmático La/10 - Y/15 - Nb/8 de Cabanis y Lecolle (1989; Fig. 3B).

La relación Dy/Yb en los diques basálticos está comprendida entre 2,1 y 2,3, valores propios de rocas derivadas de la fusión de una fuente mantélica con granate y espinela (Jung *et al.*, 2006). La posición de la composición de estos diques basálticos en el diagrama La/Yb - Dy/Yb (Fig. 4) indica que las relaciones granate/espinela estarían próximas a 40/60 mientras que la tasa de fusión fue baja (1,6 – 1,9%), como corresponde a basaltos alcalinos.

La relación Ce/Y en las rocas básicas de Errigoiti varía entre 3,2 y 4,5, en el rango de los valores de Ce/Y de islas oceánicas como Hawaii, asentadas sobre cortezas oceánicas viejas y litosferas relativamente potentes, próximas a los 70 km, por tanto dentro del rango de transición entre las Iherzolitas con espinela y con granate (60-80 km; Ellam, 1992). Rossy (1988), y más recientemente Ubide Garralda (2013), sugieren

Muestra %	E-22 %	E-23 %	E-24 %	E-25 %	E-26 %	E-27 %	E-28 %	E-29 %	E-30 %	E-31 %	E-32 %
SiO ₂	50,25	54,15	61,89	58,30	54,65	48,78	59,11	61,92	52,56	55,07	51,05
Al ₂ O ₃	15,19	12,89	13,66	15,85	16,16	13,98	15,78	16,62	15,26	14,76	13,74
TiO ₂	2,37	1,884	1,98	1,95	2,28	2,25	1,65	1,71	1,88	2,35	1,27
CaO	3,75	8,68	3,11	3,64	5,18	7,41	2,47	2,05	6,14	5,58	6,11
Fe ² O ₃	9,49	6,90	7,86	5,36	4,92	7,91	8,35	4,76	8,01	5,99	14,14
K ₂ O	0,71	0,12	0,04	<mdl	0,59	0,14	<mdl	<mdl	0,78	0,25	<mdl
MgO	5,58	0,44	0,73	2,15	4,20	4,62	1,53	0,28	3,09	2,27	0,12
MnO	0,11	0,05	0,04	0,06	0,09	0,07	0,03	0,02	0,05	0,08	0,03
Na ₂ O	5,40	7,30	7,56	8,49	6,63	5,92	8,61	9,59	6,49	7,64	7,98
P ₂ O ₅	0,52	0,53	0,61	0,63	0,55	0,26	0,56	0,55	0,51	0,32	0,72
LoI	5,29	6,47	1,53	2,72	4,78	7,02	1,91	1,62	5,03	5,28	3,87
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ba	193,00	31,32	45,29	67,00	193,20	123,30	42,50	48,00	4,882,70	101,00	67,80
Cr	73,06	<mdl	<mdl	<mdl	9,00	54,10	3,80	<mdl	106,50	36,40	1,00
Cs	0,55	0,42	0,39	0,20	0,23	0,20	0,20	0,26	0,22	0,24	0,18
Hf	5,42	5,84	6,11	9,38	8,97	4,11	9,49	12,98	7,32	3,90	6,05
Nb	92,56	96,36	100,90	126,31	120,15	51,44	131,66	134,38	108,42	52,36	90,80
Ni	61,85	12,59	16,79	3,86	12,98	46,22	4,91	<mdl	33,77	116,62	53,11
Pb	1,86	1,62	2,36	1,66	1,16	1,30	1,60	1,95	2,40	1,13	2,20
Rb	11,12	<mdl	<mdl	<mdl	11,24	<mdl	<mdl	<mdl	18,23	0,93	<mdl
Sr	766,40	154,00	374,20	189,50	188,70	226,80	159,20	148,70	646,70	199,60	159,20
Ta	6,50	6,72	7,01	9,25	8,86	4,18	9,98	14,47	7,67	4,20	7,43
Th	5,55	6,31	6,52	8,27	7,56	3,37	9,25	14,88	6,66	3,43	6,84
U	1,19	1,65	1,34	2,05	1,95	0,85	2,50	3,77	1,71	1,57	2,61
Y	29,21	33,40	35,82	36,00	32,70	19,60	33,20	32,70	31,10	22,10	33,00
Zr	236,90	261,50	273,90	666,80	612,98	229,44	643,93	562,58	532,21	231,90	361,50
La	54,04	53,67	57,03	67,16	66,55	32,55	85,82	96,87	64,54	35,33	69,66
Ce	97,21	100,70	107,6	158,64	148,41	62,19	180,66	217,58	140,97	64,65	149,72
Pr	11,78	12,38	13,29	15,67	14,81	7,08	16,24	19,72	13,49	7,90	13,97
Nd	45,75	48,5	51,79	91,99	58,45	28,30	62,86	76,92	52,31	31,83	55,51
Sm	8,11	8,70	9,23	10,48	9,88	5,28	10,18	12,39	8,81	5,82	9,40
Eu	2,27	2,32	2,41	2,55	2,54	1,44	2,56	3,18	2,43	1,57	2,32
Gd	6,64	7,08	7,52	8,39	7,80	4,57	8,12	10,39	7,11	5,05	7,31
Tb	0,95	1,04	1,09	1,18	1,10	0,67	1,14	1,46	0,99	0,72	1,01
Dy	5,05	5,62	5,90	6,31	5,85	3,63	6,07	7,98	5,27	3,90	5,36
Ho	0,82	0,89	0,92	0,94	0,88	0,58	0,93	1,26	0,81	0,63	0,83
Er	2,43	2,64	2,79	2,90	2,69	1,75	2,91	3,61	2,48	1,84	2,64
Tm	0,37	0,42	0,43	0,46	0,43	0,27	0,47	0,63	0,39	0,27	0,43
Yb	2,23	0,47	2,61	2,71	2,53	1,61	2,78	3,86	2,31	1,64	2,53
Lu	0,33	0,38	0,41	0,44	0,41	0,24	0,46	0,63	0,37	0,24	0,42

Table I.- Composición de roca total de los diques de Errigoiti. Los elementos mayores están expresados en porcentaje en peso del óxido (%) y los elementos traza en partes por millón elemental (ppm). <mdl: concentración inferior al límite de detección.

Table I.- Whole rock composition of the dikes of Errigoiti. Major elements are measured in oxide weight percent (%) and trace elements in parts per million (ppm). <mdl: content below detection limit.

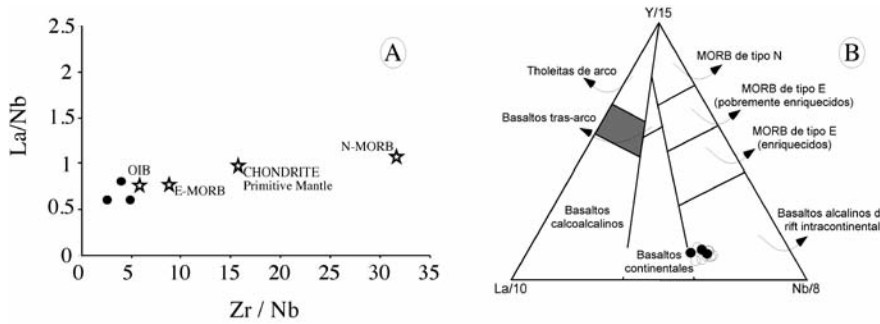


Fig. 3. Reverse time-temperature modelling of apatite fission track data (see methodology in the text). MTL: measured mean track length, N: number of tracks measured. Dark-grey area: envelope of all the possible temperature-time curves falling within a $\pm 1\sigma$ error interval from the best fit curve. Light-grey area: envelope of all the curves falling within a $\pm 2\sigma$ interval. Only the area between 110 and 60 °C (Partial Annealing Zone) is representative.

Fig.- 3.- Modelización inversa tiempo-temperatura a partir de los datos de las huellas de fisión (ver el texto para la metodología utilizada). MTL: longitud media medida de las huellas; N: número de huellas medidas. En gris oscuro se muestra la envolvente de las curvas temperatura-tiempo que caen en el intervalo de error $\pm 1\sigma$ respecto a la curva mejor ajustada. En gris claro se muestra la envolvente de las curvas que caen en el intervalo $\pm 2\sigma$. Solo es representativa el área entre 110 y 60 °C (zona de borrado térmico parcial).

que los magmas que formaron las rocas volcánicas de la Cuenca Vasco-Cantábrica durante el Cretácico procedían de la fusión de un manto astenosférico. Estos datos permiten situar la astenosfera de la Cuenca Vasco-Cantábrica durante el Cretácico a unos 70 km de profundidad, lo que apunta a un importante adelgazamiento litosférico en la zona, como sugieren otros datos geológicos y geoquímicos. La descompresión adiabática en la parte superior de una astenosfera enriquecida, provocaría su fusión parcial y la generación de estos magmas alcalinos de signatura OIB.

Los datos experimentales señalan que la fusión de lherzolitas no genera rocas más ácidas que los basaltos (Jaques y Green, 1980). En efecto, los diagramas de variación de tipo Harker sugieren que las rocas más ácidas de Errigoiti están relacionadas con las más básicas por un proceso de diferenciación magmática controlado por la fracciónación de olivino y clinopiroxeno.

Conclusiones

Los diques basálticos del sector de Errigoiti (Vizcaya), emplazados en el complejo volcánico de edad Cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica, proceden de magmas de naturaleza alcalina, generados por bajas tasas de fusión (1,6-1,9%) de un manto astenosférico enriquecido. La fusión tuvo lugar en el manto astenosférico, a unos 70 km de profundidad, debido a la descompresión adiabática y el importante adelgazamiento de la litosfera en un contexto de rift hiperextensional, desarrollado en la región durante esa época. Los magmas ascendieron a través de las fracturas de escala litosférica que compartimentan el rift hasta emplazarse en pequeñas cámaras magmáticas (sills o pequeños stocks), en los que la fracciónación de olivino y clinopiroxeno provocó la diversificación magmática observada, generando magmas intermedios tefritolíticos y traquiandesíticos.

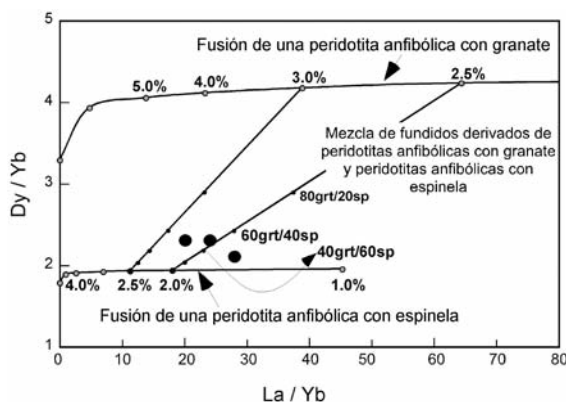


Fig. 4. Proyección de los diques básicos de Errigoiti en el diagrama La/Yb – Dy/Yb, donde se recogen las curvas teóricas de fusión del manto determinadas por Jung et al. (2006).

Fig.- 4.- Projection of the basic dikes of Errigoiti in the La/Yb – Dy/Yb diagram, which includes the theoretical melting curves for the mantle defined by Jung et al. (2006).

Agradecimientos

Trabajo financiado por la Universidad del País Vasco UPV/EHU (Grupo de Investigación GIU12/05) y el Ministerio de Ciencia e Innovación (Proyecto CGL2015-63530-P). Agradecemos la revisión realizada por los doctores A. Cuesta y J.M. Cebría que han contribuido a mejorar el manuscrito.

Referencias

Cabanis, B. y Lecolle, M. (1989). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series II*, 309, 2023-2029.

Condie, K.C. (2005). *Lithos* 79, 491-504.

Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C. y Ballèvre, M. (2016). *Comptes Rendus Geoscience* 348, 279-289.

Ellam, R.M. (1992). *Geology* 20, 153-156.

Jaques, A.L. y Green, D.H. (1980). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 287-310.

Jung, C., Jung, S., Hoffer, E. y Berndt, J. (2006). *Journal of Petrology* 47, 1637-1671.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. y Wolley, A.R. (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of terms*. Cambridge University Press, 236 p.

Pearce, J. (1996). *Episodes* 19, 120-125.

Pedreira, D., Afonso, J.C., Pulgar, J.A., Gallastegui, J., Carballo, A., Fernández, M., García-Castellanos, D., Jiménez-Munt, I., Semprich, J y García-Moreno, O. (2015). *Lithos* 230, 46-68.

Robles, S. (2014). En: *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (Bodego, A., Mendia, M., Aramburu, A. y Apraiz, A. Eds.). Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, Bilbao, 9-104.

Rosy, M. (1988). *Contribution à l'étude du magmatisme mésozoïque du domaine pyrénéen: I, le Trias dans l'ensemble du domaine, II le Crétacé dans les provinces basques d'Espagne*. Tesis Doctoral, Univ. de Franche-Comté, 368 p.

Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). En: *Magma-tism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D. and Norry, M.J. Eds.). Geological Society of London Special Publication, London, 42, 313-345.

Tugend, J., Manatschal, G., Kusnir, N.J., Masini, E., Mohn, G. y Thion, I. (2014). *Tectonics* 33, .

Ubide Garraza, T. (2013). *The Cretaceous alkaline magmatism in northeast Iberia: igneous processes and geodynamic implications*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, 233 pp

Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. Academic Division of Unwin Hyman Ltd., London, 466 p