



Gradu Amaierako Lana / Trabajo Fin de Grado

Geologia Gradua / Grado en Geología

Estudio del vulcanismo submarino de edad Cretácico en la transversal de Errigoiti

Implicaciones petrogenéticas y geodinámicas derivadas del estudio de los diques

Egilea/Autor:

XABIER MARTÍNEZ DE GUEREÑU GONZÁLEZ

Zuzendaria/Director:

JOSÉ IGNACIO GIL IBARGUCHI

ÍNDICE

1. Introducción	pág. 3
2. Situación Geográfica del área estudiada	pág. 3
3. Contexto Geológico	pág. 4
3.1. <i>La Cuenca Vasco Cantábrica</i>	pág. 4
3.2. <i>Los afloramientos de rocas volcánicas en el sector de Errigoti.</i>	pág. 5
4. Metodología	pág. 6
5. Descripción de los diques	pág. 7
5.1. <i>Afloramiento</i>	pág. 7
5.2. <i>Petrografía</i>	pág. 9
6. Geoquímica	pág. 10
6.1. <i>Clasificación geoquímica</i>	pág. 10
6.2. <i>Diagramas de variación</i>	pág. 13
6.3. <i>Diagramas de Tierras Raras (REE)</i>	pág. 15
6.4. <i>Diagramas multielementales (spiderdiagramas)</i>	pág. 17
6.5. <i>Serie magmática</i>	pág. 18
6.6. <i>Diagramas de discriminación tectonomagática</i>	pág. 19
7. Consideraciones petrogenéticas	pág. 20
8. Conclusiones	pág. 24
9. Bibliografía	pág. 25
Anexos	pág. 28

1. Introducción

Este informe recoge los principales resultados del Trabajo de Fin de Grado desarrollado por Xabier Martínez de Guereñu González, bajo la supervisión de los Dres. JI Gil Ibarguchi (JIGI) y M Carracedo Sánchez (MCS), en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencia y Tecnología de la UPV/EHU. Se ha realizado el estudio petrológico de un conjunto de diques de composición básica e intermedia que afloran en las proximidades de la localidad vizcaína de Errigoiti, cortando a formaciones volcánicas y sedimentarias de edad Cretácica que forman parte de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Vera, 2004). Estos diques representan los conductos de alimentación de las coladas de lava emitidas durante el Cretácico en un ambiente submarino, que fueron sometidas a una notable interacción con agua marina. Este hecho provocó cambios mineralógicos, composicionales y texturales propios de un metamorfismo hidrotermal desarrollado en condiciones límite entre la facies de las zeolita y la facies prehnita-pumpellyita (T 200°C y $P < 12$ kbar; Rossy, 1998).

La mayor parte de los estudios petrológicos desarrollados hasta la fecha sobre estas formaciones volcánicas se han centrado, principalmente, en las coladas de lava. Esto ha dado lugar a la obtención de datos geoquímicos heterogéneos debido a la notable pero desigual “espilitización” (reemplazamiento de minerales primarios de alta T por minerales secundarios de baja T , relleno de vacuolas y microfracturas por minerales de baja T , etc.) que presentan las lavas (Arghe, 2011.). Los diques, han sido menos estudiados, a pesar de que están menos afectados por la interacción con agua de mar y, por tanto, su composición química debería estar más próxima a la de los magmas originales.

El objetivo de este trabajo ha sido el de estudiar los diques del sector de Rigoitia-Errigoiti a fin de aportar nuevos datos sobre las características petrográficas y químicas de una parte esencial de los productos generados por el vulcanismo cretácico, y contribuir así a un mejor conocimiento del mismo y de los procesos petrológicos implicados en su génesis. Una de las líneas de actividad del grupo Grupo de Investigación Consolidado al que pertenecen los supervisores de este trabajo aborda actualmente el estudio petrológico y geoquímico del sistema de alimentación (diques y sills) del Complejo Volcánico de edad Cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Así, los datos de petrografía y geoquímica recogidos en este informe, y utilizados para la realización del Trabajo de Fin de Grado, son inéditos y han sido obtenidos precisamente en el marco de dicha investigación.

2. Situación Geográfica del área estudiada

Como se ha señalado en la introducción, el área de estudio está situada al NW de la localidad vizcaína de Errigoiti, concretamente en el corte de la carretera que une Olabbarri con Gernika, en el tramo situado entre la cantera de Ofitas de Errigoiti y el puente que salva el arroyo Biansolo, 500 m al NW de Errigoiti. Se trata de un tramo de unos 300 m de longitud en el que el talud izquierdo de la carretera pone al descubierto varios diques (Figuras 2.1. y 2.2.).



Figura 2.1. Mapa geográfico del flanco norte de Vizcaya, señalando la zona de estudio mediante un cuadrado negro.

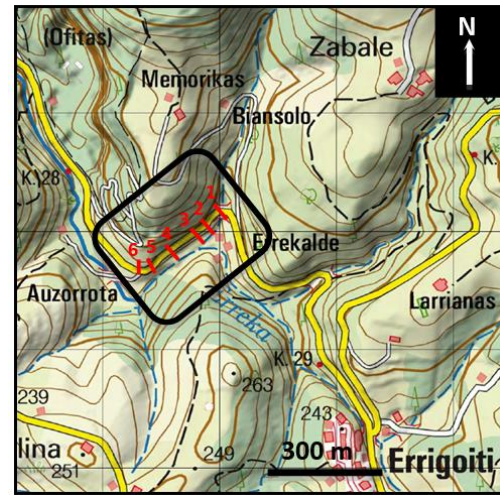


Figura 2.2. Mapa geográfico de los alrededores de Errigoiti, donde aparecen marcados y numerados los diques identificados.

3. Contexto geológico

3.1. La Cuenca Vasco-Cantábrica

El sector estudiado en este trabajo forma parte de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Figura 1), extremo occidental de la cordillera de los Pirineos en el sector comprendido entre la falla de Pamplona y el Macizo Central Asturiano (e.g., Barnolas y Pujalte, 2004). La Cuenca Vasco-Cantábrica está formada esencialmente por materiales sedimentarios (evaporitas, carbonatos, materiales detríticos) de edad Mesozoico a Terciario, con algunas intercalaciones de materiales volcánicos depositados sobre un basamento hercínico (Devónico-Carbonífero) en una cuenca marina extensional desde el Triásico hasta el Cretácico Superior. Esta cuenca marina se desarrolló y rellenó en el marco de las etapas de rifting y apertura del Golfo de Vizcaya que dio lugar a la separación antihoraria de las placas ibérica y Europea, procesos relacionados finalmente con la apertura del Atlántico Norte y la rotura del supercontinente Pangea. La serie sedimentaria alcanza los 15000 m de potencia y es continua entre el Permotriás y el Triásico. La fase Pirenaica de la orogenia Alpina, desarrollada como consecuencia del acercamiento y finalmente colisión de las placas Ibérica y Europea (Maastrichtiense – Oligoceno) deformó, levantó y plegó los materiales sedimentarios y volcánicos depositados en la cuenca marina formando la cordillera Pirenaica (e.g., Barnolas y Pujalte, 2004; Robles, 2015).

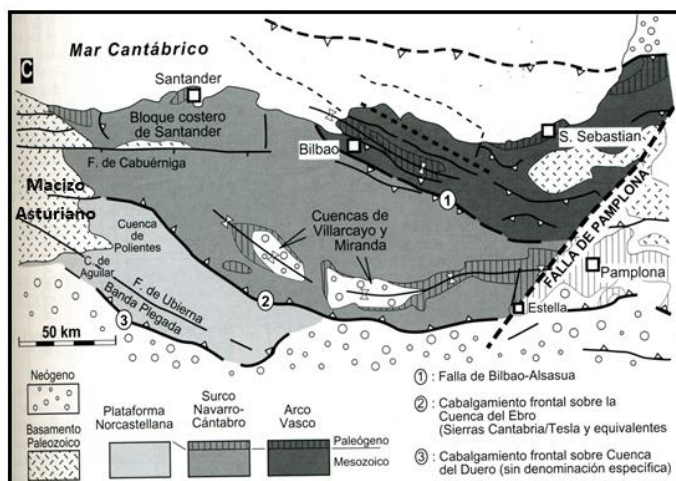


Figura 3.1. Mapa geológico esquemático del flanco norte del anticlinorio de Vizcaya.

Coincidiendo con la deriva antihoraria de Iberia con respecto a Europa y la oceanización del Golfo de Vizcaya (Figura 3.1.) se desarrolló una intensa actividad volcánica submarina en la Cuenca Vasco Cantábrica. De este modo, fundidos basálticos de naturaleza alcalina ascendieron a través de la corteza continental a favor de las fracturas que compartimentaban la cuenca, en las cuales se apoyaba la deriva de Iberia hacia el SE, formando diques. Una buena parte de estos diques alcanzaron el fondo marino a profundidades relativamente someras (< 900 – 1100 m; Castañares *et al.*, 2001) y desarrollaron erupciones efusivas y explosivas de materiales basálticos sl. Sin embargo, algunos magmas se instalaron en cámaras magmáticas subvolcánicas (sills, pequeños stoks, lacolitos) donde los fundidos enfriaron lentamente formando rocas gabroicas. En algunas de estas cámaras se desarrollaron procesos de cristalización fraccionada extrema del magma basáltico y formándose fundidos de composición traquítica, algunos de los cuales ascenderían a favor de diques para entrar en erupción sobre el fondo marino (e.g., Carracedo y Mendia, 2014).

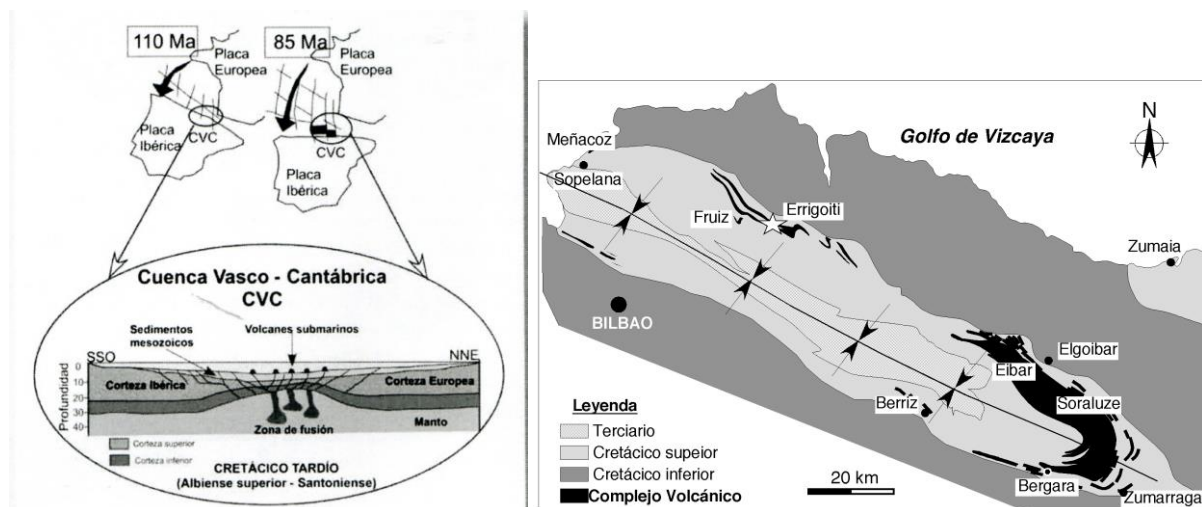


Figura 3.2. (izquierda) Esquema de la ascensión de fundidos en la CVC durante el Cretácico (Carracedo y Mendia, 2014). Figura 3.3. (derecha) Mapa geológico explicativo del complejo volcánico en el sinclinorio de Vizcaya. Modificado de Rossy (1989).

Este vulcanismo submarino de edad Cretácico está representado actualmente por formaciones volcánicas efusivas (lavas almohadilladas, lavas tabulares) y explosivas, así como por un conjunto de intrusiones sinvolcánicas (diques, sills, stocks, lacolitos) que afloran en ambos flancos del Sinclinorio de Vizcaya y en su cierre periclinal (Figura 3.2.), intercaladas o intruyendo en formaciones sedimentarias de edad Albiense superior-Santoniense (110 – 80 Ma). Los productos volcánicos y las rocas sedimentarias intercaladas forman una extensa sucesión volcano-sedimentaria que alcanza una potencia máxima de unos 2500 m.

3.2. Los afloramientos de rocas volcánicas en el sector de Rigoitia

Los diques estudiados están situados en las proximidades de Errigoiti en el flanco norte del anticlinorio de Vizcaya (Figura 3.3.). En este sector, los afloramientos del complejo volcánico están reducidos a una banda (2 km de anchura máxima) que se extiende de forma continua entre Gernika y las proximidades de Munguía, en dirección N120E, a lo largo de unos 10 km, e intercalada en los depósitos sedimentarios de edad Cretácico Superior (Cenomaniense-Santoniense; EVE, hoja de Lezama, año 1993). Sin embargo, concretamente en el sector estudiado, la banda volcánica está desplazada por una serie de fallas inversas y de salto en dirección que giran un bloque de unos 2km²

(bloque de Errigoiti) hasta que adopta una dirección N45E, prácticamente perpendicular a la dirección general de la banda volcánica y del sinclinorio de Vizcaya (Figura 3.4.).

Los materiales volcánicos que afloran en este bloque son esencialmente coladas volcánicas de tipo almohadillado y formaciones volcanoclásticas-piroclásticas (tobas brecha y tobas de lapilli; pillow brechas) que se disponen mayoritariamente en dirección N40-50E y buzan hacia el SE (30-70°).

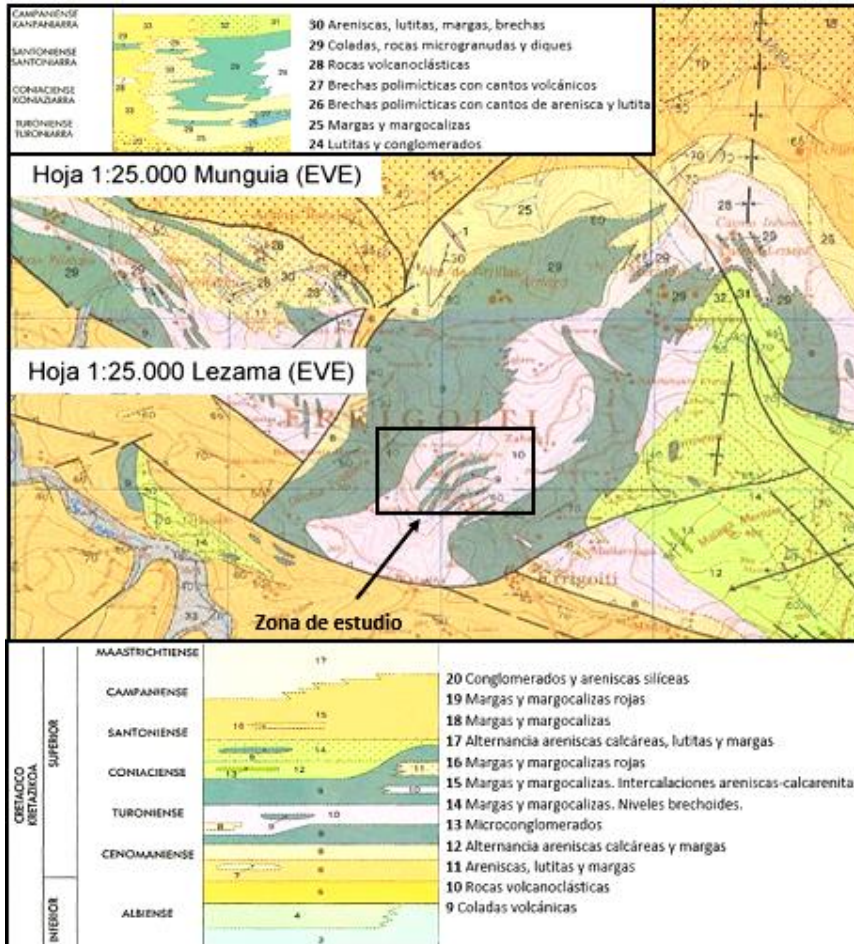


Figura 3.4. Mapa geológico de la zona, en el que se observa la banda volcánica estudiada del bloque de Errigoiti, perpendicular a la dirección general de los afloramientos de rocas volcánicas y del sinclinorio de Vizcaya. Mapas de escala 1:25000 de Lezama (hoja 62 I, EVE 1993) y Mungia (hoja 38 III, EVE 1993). (EVE; 1995)

En el corte efectuado a lo largo de la carretera Olabarri-Gernika, entre la cantera de ofitas de Rigoitia y el arroyo Biansolo, los afloramientos están formados por una alternancia de niveles piroclásticos (tobas brecha y tobas de lapilli; Figura 5.1. A), coladas de lava almohadillada (Figura 5.1. B) y pillow brechas, atravesadas por varios diques (Figuras 5.1. C, D, E, F).

4. Metodología

La metodología utilizada en este trabajo puede considerarse clásica en los trabajos petrológicos, y ha sido explicada al alumno en una primera reunión por los supervisores del Trabajo de Fin de Grado, Dres. JIGI y MCS. En una primera fase se ha procedido a la revisión de la bibliografía relacionada directamente con la zona objeto de estudio y su problemática.

Después se ha desarrollado el trabajo de campo. En este caso ha consistido en el levantamiento de un corte geológico en la zona de estudio con el objetivo de reconocer y describir las características de los diques y de los materiales volcánicos y sedimentarios que atraviesan, y la realización de un muestreo de los diques.

El resto del trabajo se desarrolló en los laboratorios de la FCyT de la UPV/EHU. Las muestras recogidas fueron cortadas por el técnico del Servicio de láminas delgadas de la Sección de Geología (F. de la Cruz), con un doble objetivo: por una parte realizar láminas delgadas para su estudio petrográfico y por otra efectuar un loncheado de las rocas destinado a facilitar su eventual fragmentación y molienda para la realización de análisis químicos (Anexo 4.1.). En estas labores el alumno estuvo supervisado por el Dr. MCS.

Las láminas delgadas de las rocas muestreadas fueron estudiadas mediante un microscopio petrográfico de luz transmitida y reflejada Leica DMLP, dotado con equipo fotográfico Nikon, en el laboratorio de Petrología Ígnea y Metamórfica del Departamento de Mineralogía y Petrología de la FCyT de la UPV-EHU. En esta labor el alumno estuvo supervisado por el Dr. JF Santos Zalduegui, profesor del Departamento de Mineralogía y Petrología, e integrante del Grupo de Investigación Consolidado del que forman parte también los supervisores del trabajo de Fin de Grado (JIGI y MCS).

Después se procedió a una selección de las muestras menos alteradas para efectuar análisis químicos. Una vez seleccionadas se procedió a su trituración y molienda para obtener el polvo a partir del cual se efectuaría a su análisis. Estos trabajos se desarrollaron en la sala de molienda del Departamento de Mineralogía y Petrología, y para su realización el alumno fue instruido y supervisado por el Dr. F Sarrionandia Eguidazu, profesor del Departamento de Geodinámica, e integrante del Grupo de Investigación Consolidado del que forman parte también los supervisores del trabajo de Fin de Grado (JIGI y MCS).

Los análisis químicos de elementos mayores y trazas fueron realizados en el Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica-SGIker con un espectrómetro de masas Q-ICP-MS modelo XSeries-2 de Thermo Fisher Scientific según el método de García de Madinabeitia et al. (2008).

A continuación se desarrollaron los trabajos de gabinete, destinados esencialmente al tratamiento de los datos geoquímicos, su explotación y su interpretación. En este trabajo, facilitado por el uso de programas informáticos específicos como IGPET, el alumno ha sido supervisado por los Dres. JIGI y MCS.

Finalmente, se ha procedido a la elaboración del presente informe y a la preparación de la exposición del mismo. En estos trabajos el alumno ha sido supervisado por los Dres. JIGI y MCS.

5. Descripción de los diques

5.1. Descripción de los afloramientos

Los diques estudiados intruyen esencialmente en formaciones piroclásticas (Figura 5.1. A, B). Los contactos con las rocas de caja son netos, intrusivos, y casi siempre verticales o de tendencia vertical, en algunos casos rectos y en otros adaptándose a la forma de algunos de los bloques preexistentes en los depósitos que atraviesan. En ocasiones se observan pequeñas apófisis que intruyen en huecos de las rocas de caja. La potencia es muy variable (60 cm-6.50 m) y su corrida es desconocida, pues están cubiertos por un potente suelo que da lugar al desarrollo de una frondosa vegetación y sus trazas tampoco se pueden seguir en foto aérea. La dirección es en general N130-145E, prácticamente perpendicular a la dirección de las coladas de lava, las formaciones piroclásticas y las rocas sedimentarias dentro del bloque de Errigoiti.

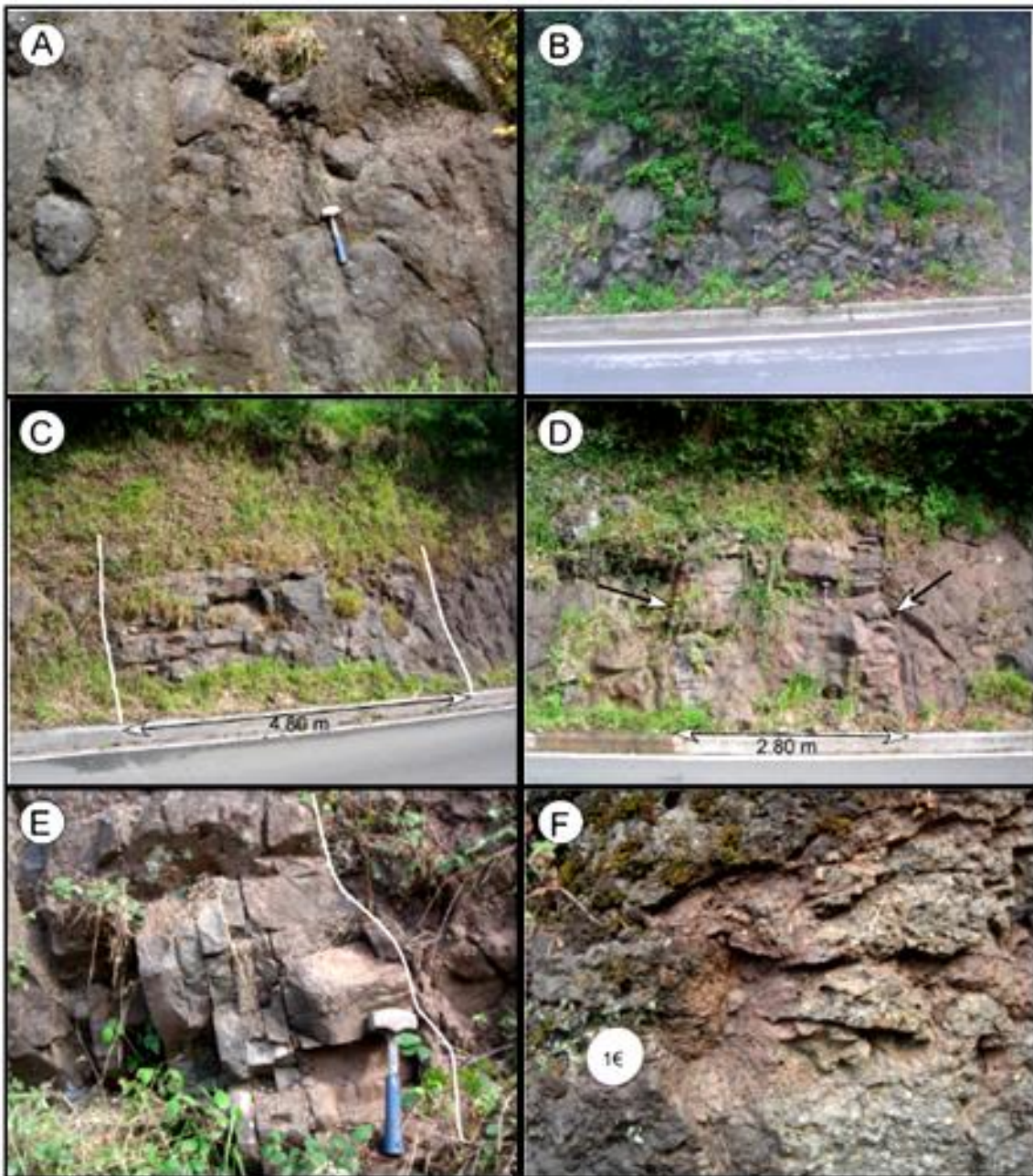


Figura 5.1. Imágenes de algunos de los diques estudiados. **A.** Formaciones de las rocas piroclásticas encajantes en los alrededores de los diques. **B.** Coladas de lava almohadillada o "pillow lavas". **C.** Dique nº 2 con diaclasas de enfriamiento horizontales. Los bordes están marcados por líneas blancas. **D.** Dique nº 4 con disyunción columnar horizontal en los bordes. Los límites del dique con la roca de caja aparecen marcados por flechas. **E.** Dique con diaclasas verticales, paralelas a los flancos de éste. En la parte superior derecha de la imagen, aunque no se aprecie, existen pequeñas muestras de peperitas. **F.** Imagen más detallada de uno de los diques, el cuál presenta una más que notable vesicularidad.

Las rocas tienen normalmente una estructura masiva y una fábrica aparentemente isotrópica. Son frecuentes las diaclasas de enfriamiento horizontales (perpendiculares a las paredes de los diques) que a veces desarrollan una verdadera disyunción columnar (Figura 5.1 C). En los diques poco potentes estas diaclasas pueden atravesarlos completamente. Sin embargo, en los diques más potentes este diaclasado suele afectar a las partes externas (Figura 5.1 D) mientras que las internas, o bien no tienen diaclasas, o bien tienen también diaclasas horizontales pero más espaciadas. También a veces presentan diaclasas verticales, paralelas a los flancos del dique (Figura 5.1 E). Aunque no se han detectado borde fríos internos, esta disposición de las diaclasas en los diques más potentes abre la posibilidad de que algunos diques sean múltiples o compuestos; su aspecto (estructura, fábrica, color, mineralogía, etc.) en el campo es muy homogéneo, pero en algunos de ellos hemos muestreado centro y bordes por si se detecta alguna diferencia petrográfico-composicional. Sólo en uno de los diques hemos encontrado peperitas.

La textura de los diques es microporfídica con matriz afanítica 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 su tamaño varía entre 1 mm y 1 cm.

Se han muestreado 6 diques, habiéndose recogido más de una muestra en varios de ellos:

- Dique 1, 6.50 m de potencia: muestra E22 borde derecho; muestra E23 borde izquierdo; muestra E24 facies central.
- Dique 2, 4.80 m de potencia: muestra E25 borde izquierdo; muestra E26 facies central.
- Dique 3, 1.30 m de potencia: muestra E27 facies central.
- Dique 4, 2.80 m de potencia: muestra E28 facies central; muestra E29 borde derecho; muestra E30 borde izquierdo.
- Dique 5, 60 cm de potencia: muestra E31 facies central.
- Dique 6, 80 cm de potencia: muestra E32 facies central.

5.2. Petrografía

En este apartado se presenta una descripción petrográfica de los diques estudiados. En base a su mineralogía y proporciones modales, la mayor parte de ellos (muestras E22, E23, E24, E25, E26, E27, E28, E30, E31, E32) se clasifican como basaltos/andesitas en el diagrama QAPF de Streckeisen (IUGS, 2002); su composición modal se proyecta sobre el vértice P del diagrama, ya que el único mineral félsico que presentan es la plagioclasa ($An > 0.5$). La otra muestra, la E29, se clasifica como traquita de feldespatos alcalinos en el diagrama QAPF de Streckeisen (IUGS, 2002); su composición modal se proyecta sobre el vértice A del diagrama, ya que el único mineral félsico que presentan es la plagioclasa ($An < 0.5$). Dado que la mineralogía félsica de los diques es muy simple ($An > 5\%$ o bien $An < 5\%$), no se han realizado contajes de puntos ni se presenta una figura del diagrama QAPF con los datos representativos de la composición mineralógica de estas rocas.

La mayor parte de los diques corresponde a rocas de estructura homogénea, con fábrica variable entre masiva y planolineal, holocristalinas, y con textura microporfídica (E22, E23, E24, E25, E26, E27, E28, E29, E30, E31). En la mayor parte de las rocas, los fenocristales son de plagioclasa (reemplazada por sericita y calcita), aunque este mineral aparece acompañado en las rocas más básicas por clinopiroxeno (muchas veces reemplazado por clorita/serpentina/calcita) y algunos pseudomorfos de

olivino (clorita/serpentina). La matriz varía de unas rocas a otras entre intergranular y traquítica (fluidal), escasa a moderadamente amigdalar.

La matriz intergranular (E22, E23, E24, E27, E28, E30 y E31) está formada por un entramado de microlitos de plagioclasa, desorientados y en contacto, entre los que cristalizaron originalmente clinopiroxeno (variablemente alterado a clorita/serpentina) y opacos (Figura 5.2. A, B). La matriz traquítica (E25, E26, E29) está formada por microlitos de plagioclasa con disposición orientada, fluidal, acompañados de cristales de clinopiroxeno (alterados a clorita/esfena/epidota) y opacos (Figura 5.2. C, D). Las vacuolas están ocupadas en general por calcita, que aparece también en microfracturas. El contenido en clinopiroxeno y opacos disminuye desde los basaltos/andesitas hasta las traquitas. La esfena es abundante, sobre todo en la matriz de las rocas, y en general parece reemplazar, junto con algo de epidota, a los clinopiroxenos.

Varias rocas presentan fracturas rellenas por calcita y opacos. En estas rocas, los opacos, además de ocupar también las vesículas, invaden la roca en la cercanía de las fracturas y reemplazan total o parcialmente a los clinopiroxenos, a la esfena, e incluso a algunas plagioclasas. Localmente los opacos secundarios llegan a reemplazar a todos los minerales primarios de la roca y a borrar la textura original. En algunas muestras con matriz intergranular, los opacos se concentran en bandas milimétricas, paralelas, separadas unos milímetros.

La lámina delgada E32, correspondiente al dique 6, es de un borde frío con textura hialocristalina microlítica (Figura 5.2. E, F). Los microlitos son de plagioclasa y están dispersos y desorientados en lo que parece vidrio desvitrificado (¿clorita microcristalina?). Además, en gran parte de la lámina delgada este material está totalmente reemplazado por opacos secundarios y se preservan sólo algunos microlitos de plagioclasa.

6. Geoquímica

En la Tabla 1 están recogidos los resultados de los análisis químicos realizados de los diques (Anexo 6.1.). Las rocas estudiadas presentan un rango relativamente amplio de variación en sílice ($\text{SiO}_2 = 48.78\text{-}61.92\%$ en peso), incluso dentro de un mismo dique, y destacan por su elevado contenido en Na_2O (5.4-9.59 %) y su escaso contenido 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 no es muy elevada en los términos más ácidos (LOI = 1.53 – 1.91% para $\text{SiO}_2 = 59\text{-}62\%$), pero sí lo es en el resto de las rocas (2.72 – 7.02 %), lo cual refleja un notable grado de alteración en las rocas más básicas.

6.1. Clasificación geoquímica

La elevada pérdida por calcinación que presentan las rocas, en la mayor parte de los casos con valores superiores al 2.5 % en peso, impide clasificar estas rocas en función del diagrama TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; IUGS, 2002), ya que su uso está estrictamente restringido a rocas frescas, con valores de $\text{H}_2\text{O} + < 2\%$ y $\text{CO}_2 < 0.5\%$ (i.e., pérdida por calcinación $< 2.5\%$; IUGS, 2002). Sin embargo, y dado el uso común del diagrama TAS por parte de la comunidad científica, incluso para catalogar rocas alteradas, se han utilizado un diagrama conjuntamente con los de *Winchester y Floyd (1977)* y *Pearce 1996, after Winchester y Floyd (1977)*, más adecuados para clasificar rocas volcánicas metamorizadas/alteradas, ya que utilizan esquemas de clasificación basados en elementos mayores y elementos traza, relativamente inmóviles en los fluidos acuosos.

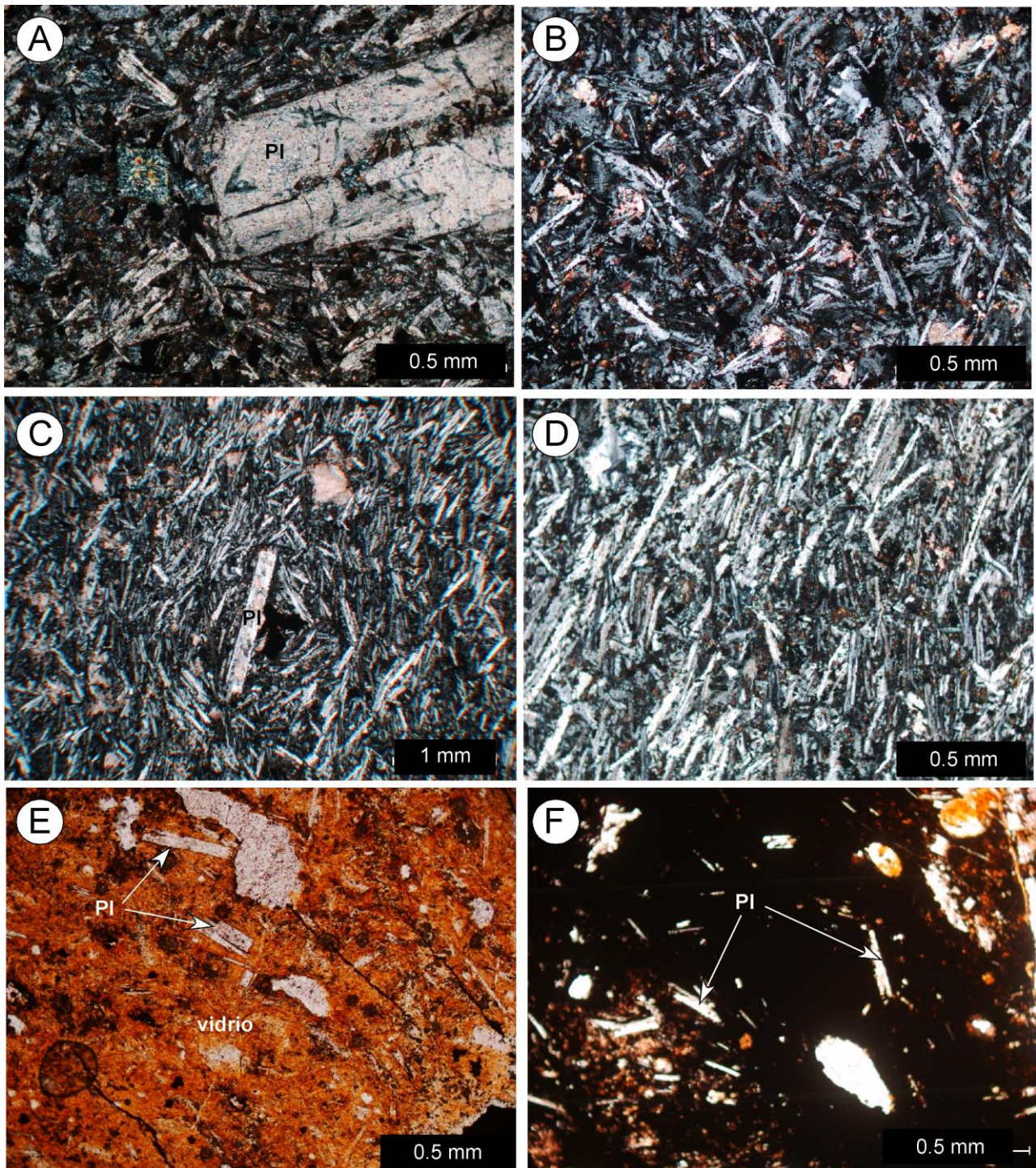


Figura 5.2. Imágenes de las texturas más relevantes en las muestras estudiadas. **A.** Matriz porfídica intergranular formada por microlitos de plagioclasa sin ningún tipo de orientación, rodeando un fenocristal de plagioclasa (muestra E22). **B.** Matriz intergranular formada por cristales de plagioclasa, sin orientación junto con cristales de clinopiroxeno y opacos (muestra 24). **C.** Matriz traquítica constituida por microcristales de plagioclasa con orientación fluidal, rodeando un fenocristal de plagioclasa en el centro de la imagen (muestra E25). **D.** Detalle de la matriz fluidal traquítica (orientación NE-SW) constituida por plagioclasa, clinopiroxeno alterado y opacos (muestra E25). **E.** Textura hialocristalina microlítica, con microlitos de plagioclasa dispersos y desorientados en vidrio desvitrificado, posiblemente a clorita. (muestra E32). **F.** Id. anterior mostrando el vidrio totalmente reemplazado por una masa de opacos secundarios en la que se preservan algunos microlitos de plagioclasa (muestra E32).

En función del diagrama TAS (Figuras 6.1. y 6.2.), las muestras analizadas se clasifican como traquibasaltos, traquiandesitas basálticas, traquiandesitas y traquitas. No obstante, y dado que los contenidos en Na₂O son muy superiores a los de K₂O, su clasificación más precisa sería hawaiitas, mugearitas, benmoreitas y traquitas ($q = 6,3 \% < 20 \% \text{ en } q + \text{an} + \text{ab} + \text{or}$).

Si consideramos la posición de los puntos representativos de la composición de cada uno de los diques, observamos que el dique 1 (E22, hawaiita; E23, benmoreita; E24, mugearita) y el dique 4 (E28, mugearita; E29, traquita; E30, mugearita) presentan una amplia variación composicional, tanto de SiO₂ como de Na₂O + K₂O (Figuras 6.1. y 6.2.). Esta variación sugiere que se trata de diques compuestos, ya que la variación de álcalis (Na₂O + K₂O) frente a la SiO₂ es en ambos casos coherente con un proceso de diferenciación magmática y no parece responder a un proceso de alteración.

Igualmente, y por los mismos motivos, el dique 2 también puede ser un caso de dique compuesto (E25, benmoreita; E26, mugearita). Estos diques (1, 2 y 4) podrían haber sido utilizados por pulsos de magmas de diferente composición para alimentar a las coladas de lava. En el resto de los diques (E27, E31 y E32) sólo se ha analizado una muestra de cada uno, por lo que no puede discutirse esta cuestión.

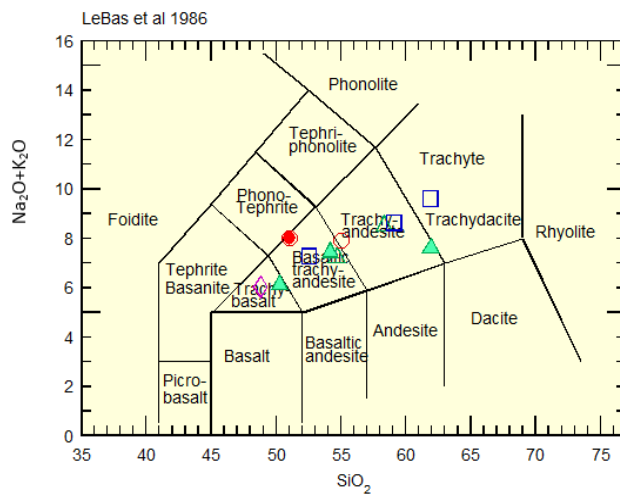


Figura 6.1. Diagrama TAS para las muestras analizadas; cada dique está representado por un mismo tipo de símbolo.

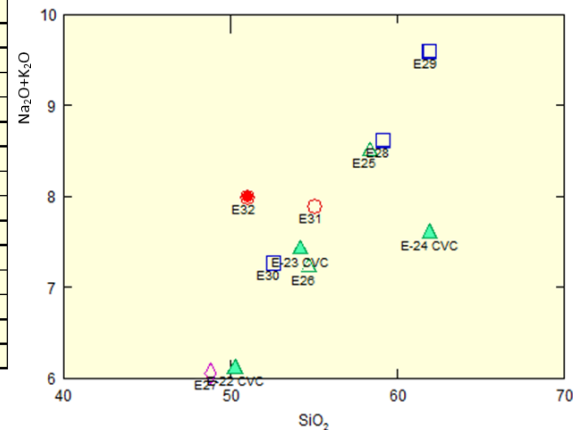


Figura 6.2. Detalle del diagrama TAS con identificación de las muestras estudiadas.

En función de los diagramas Zr/TiO₂ vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977) y Zr/Ti vs. Nb/Y (Pearce 1996, a partir de Winchester y Floyd, 1977) (Figura 6.3) las rocas de los diques se clasifican fundamentalmente como basaltos alcalinos, basanitas, traquiandesitas y tefrifonolitas.

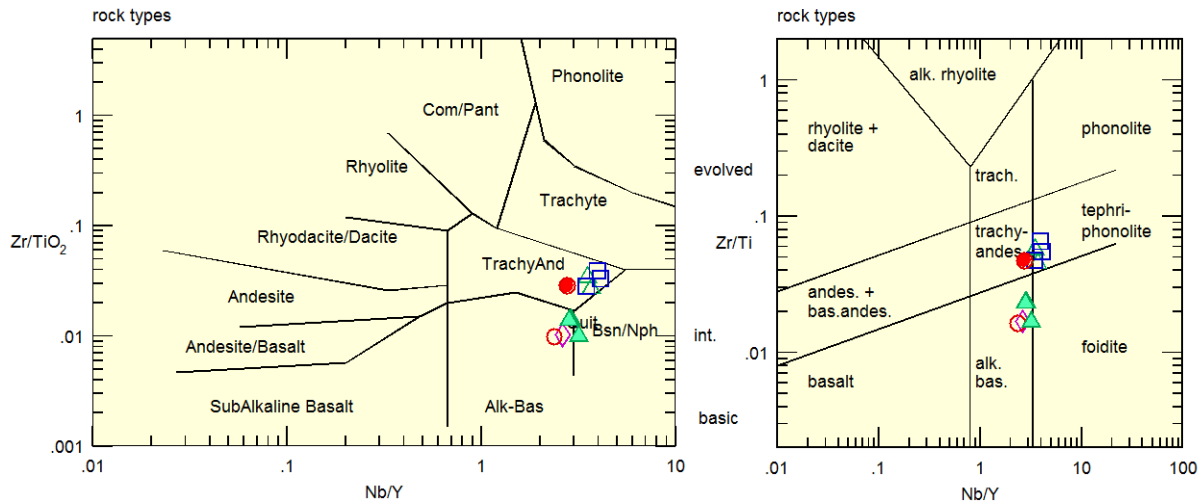


Figura 6.3. Diagramas de Winchester y Floyd (1977) y Pearce 1996, a partir de Winchester y Floyd (1977).

A la vista de los resultados obtenidos en los diferentes diagramas de clasificación utilizados, se puede concluir que se trata efectivamente de rocas de composición variable entre hawaitas, basaltos alcalinos, basanitas, traquiandesitas s.l./tefrifonolitas y traquitas.

6.2. Diagramas de variación

Los diagramas de variación de los elementos mayores y trazas frente a la sílice (diagramas de Harker) están recogidos en su totalidad el Anexo 6.2. En la Figura 6.4. se muestran algunos diagramas representativos del conjunto de los diagramas de Harker. Aunque en general la correlación de los diversos elementos frente a la sílice no es muy buena, se puede considerar que las tendencias evolutivas que definen son las siguientes:

- Elementos Mayores. Los contenidos de Al_2O_3 , Na_2O y P_2O_5 se incrementan a medida que aumenta la cantidad de sílice. Los contenidos de CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO y MnO descienden a medida que aumenta el contenido de sílice. El K_2O , elemento móvil en los fluidos acuosos (Rollinson, 1993), tiene un comportamiento muy irregular, con una gran dispersión en el rango 48-58% de SiO_2 .
- Elementos de tipo LILE (Large Ion Lithophile Elements) o litófilos. Los elementos de tipo LILE (Cs, Ba, Rb, Sr), por naturaleza móviles en los fluidos acuosos (Rollinson, 1993), muestran una gran dispersión frente a la sílice, especialmente también en el rango 48-58% de SiO_2 . Una de las muestras (E30; dique 4) presenta un contenido extremadamente alto en Ba (4883 ppm).
- Elementos de tipo HFSE (High Field Strength Elements) o de alto potencial iónico. Los elementos de tipo HFSE muestran en general un comportamiento muy similar: U, Th, Nb, Ta, Hf, Y y todas las REE se comportan como elementos incompatibles e incrementan sus contenidos al aumentar el contenido en SiO_2 . El Zr muestra una notable dispersión para cualquier valor de la sílice.
- Elementos de transición. Los elementos de transición Ni y Cr se comportan como elementos compatibles, y sus contenidos descienden con el aumento del SiO_2 , mientras que Co, Zn y Cu muestran una gran dispersión frente a la sílice.

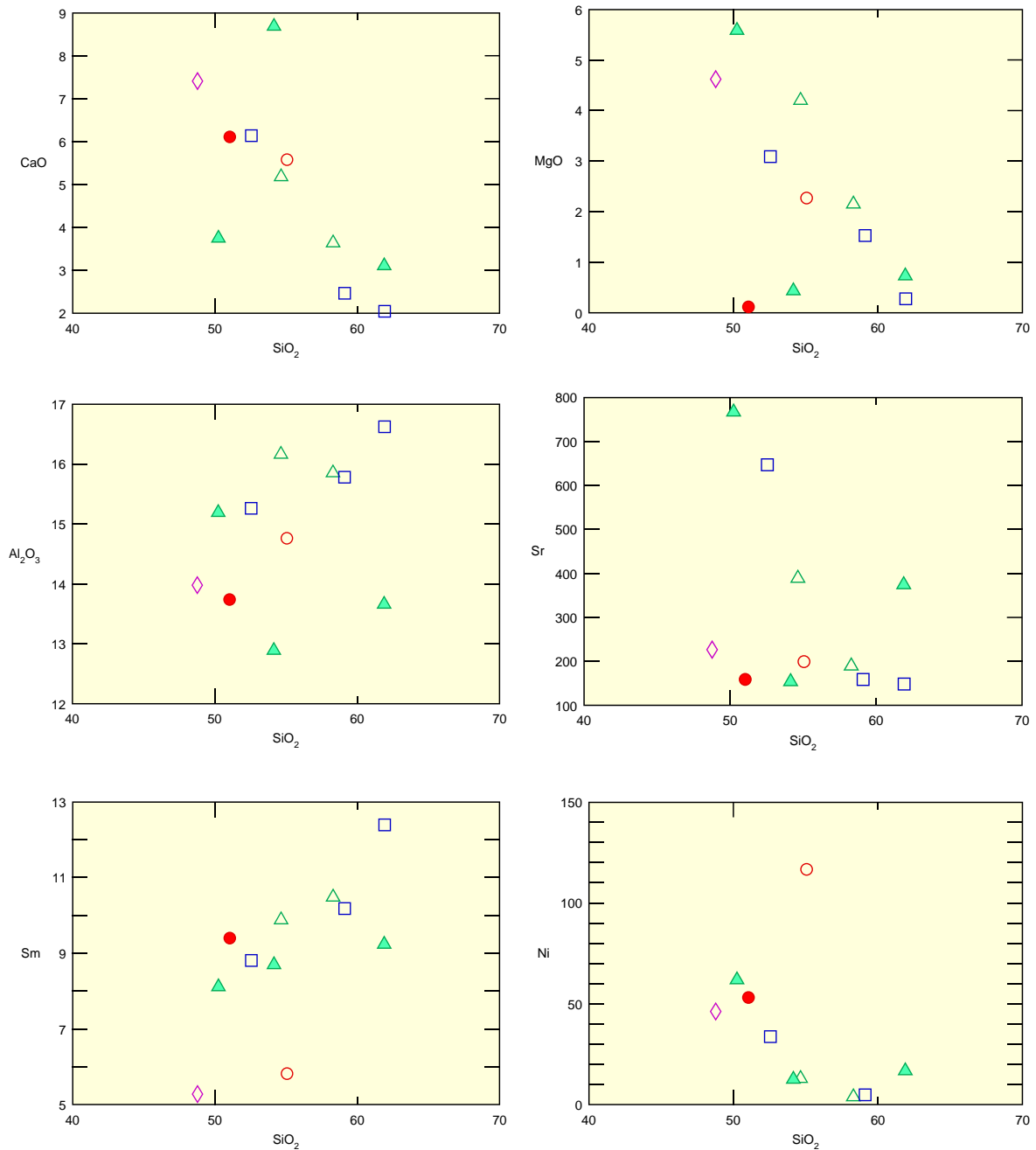


Figura 6.4. Diagramas de variación representativos de las muestras estudiadas para elementos mayores (Al_2O_3 , CaO , MgO), LILE (Sr), HFSE (Sm) y elementos de transición (Ni) mostrando la posible tendencia evolutiva de los magmas (cf. Explicación en texto y Anexo 6.2. para el resto de elementos).

En general, los elementos HFSE muestran una mejor correlación frente a la sílice que los elementos mayores y el resto de elementos traza. Sin embargo, en la mayor parte de los diagramas de SiO_2 vs. HFSE la muestra E31 (dique 5) se aparta de la tendencia evolutiva marcada por el resto de las muestras.

6.3. Diagramas de Tierras Raras (REE)

Los diagramas de Tierra Raras (REE) de los diques estudiados están recogidos en las Figuras 6.5.-6.9. Para facilitar su observación y lectura primer, se han proyectado todos los diques en un mismo diagrama (Figura 6.5.) y posteriormente se han realizado diagramas individuales para los diques 1, 2, y 4 (todos ellos posiblemente compuestos); finalmente se ha realizado un diagrama en el que aparecen representados el resto de los diques (3, 5 y 6). Los datos de REE han sido normalizados frente al condrito de Sun y MacDonough (1989).

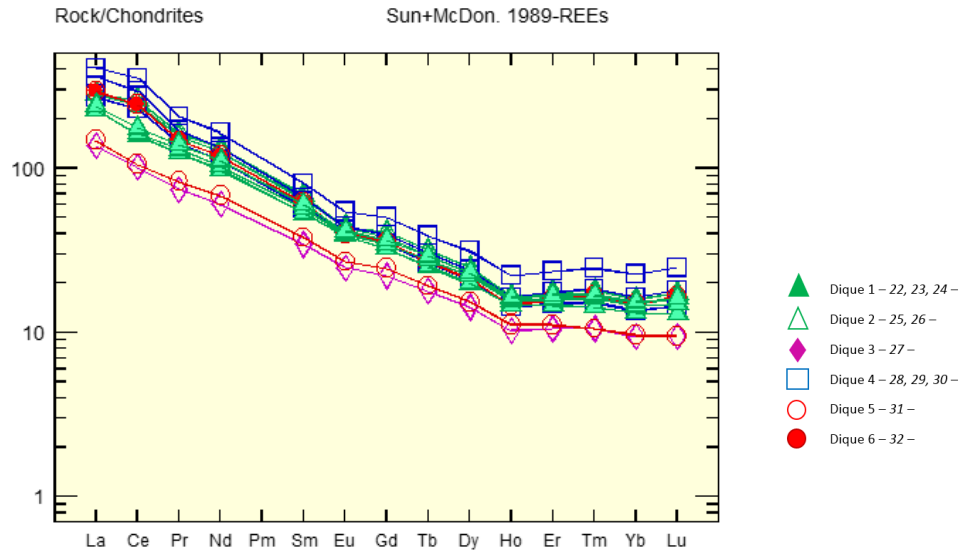


Figura 6.5. Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun y MacDonough, 1989), con todas las muestras.

Todos los patrones de REE de las muestras analizadas tienen una forma muy similar, prácticamente son paralelos (Figura 6.5.). Todos están enriquecidos de las REE ligeras frente a las pesadas ($La/Yb = 16$), y muestran una mayor fraccionación de REE ligeras y medias ($La/Dy = 13.3$) que en las pesadas ($Ho/Lu = 1$), cuyo patrón es prácticamente horizontal; por norma general, no presentan anomalías negativas en Eu significativas. Sin embargo, los contenidos totales de REE son bastante variables. Así, aunque todas ellas están significativamente enriquecidas con respecto al condrito, la roca más básica muestra enriquecimientos de 150 - 10 x condrito y la más ácida de 400 - 25 x condrito; las rocas intermedias, muestran valores intermedios entre los de los dos términos extremos.

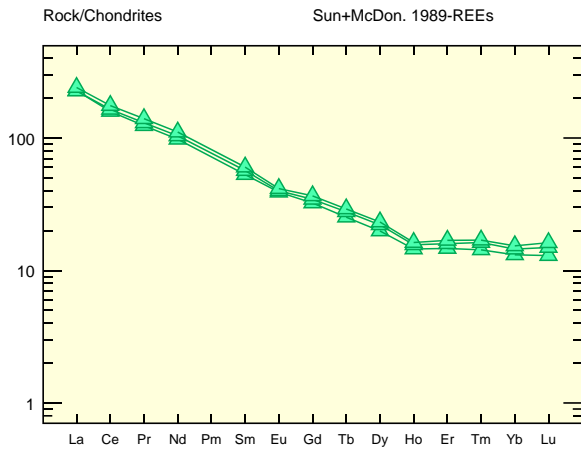


Figura 6.6. Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun y MacDonough, 1989), con las muestras del dique nº 1.

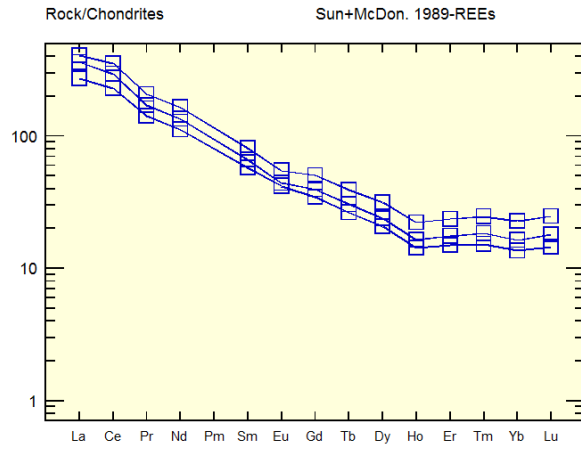


Figura 6.7. Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun y MacDonough, 1989), con las muestras del dique nº 2.

Los patrones del dique 1 (Figura 6.6.) son todos muy parecidos, pero los contenidos en REE aumentan hacia la muestra más diferenciada, si bien este aumento es más notable en las REE medias y pesadas que en las ligeras, donde decrece paulatinamente hacia el La.

Los patrones del dique 2 (Figura 6.7.), el más variable en cuanto a su contenido en sílice y en álcalis, son también muy parecidos entre sí en su forma, pero los contenidos de todas las REE aumentan considerablemente desde la muestra menos diferenciada ($\text{SiO}_2 = 8.78\%$) hasta la más diferenciada ($\text{SiO}_2 = 61.92\%$). Este comportamiento de las REE es típico de las rocas de las series alcalinas relacionadas por cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno (e.g., Wilson, 1989).

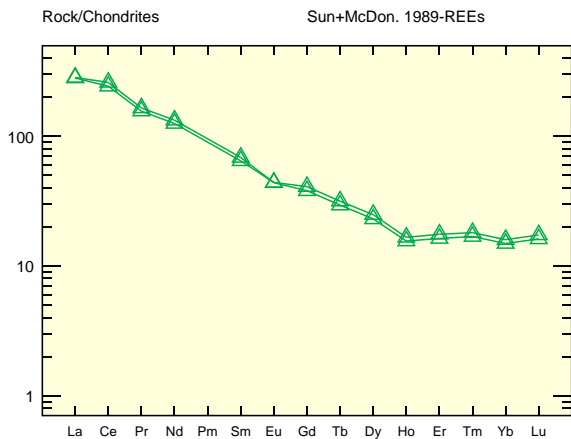


Figura 6.8. Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun & MacDonough, 1989), con las muestras del dique nº 4.

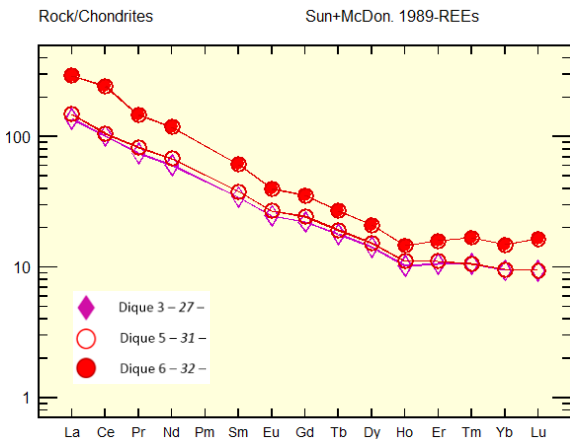


Figura 6.9. Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun & MacDonough, 1989), con las muestras de los diques nº 3, 5 y 6.

Los patrones del dique 4 son muy parecidos a los del dique 1 y, de igual manera, los contenidos en REE aumentan hacia la muestra más diferenciada, si bien este aumento es más notable en las REE medias y pesadas, y decrece paulatinamente en las ligeras hasta igualarse prácticamente los contenidos a nivel del La (Figura 6.8.).

En la Figura 6.9. están recogidos los patrones de los diques 3, 5 y 6. Los patrones de REE de las muestras E27 (dique 3) y E31 (dique 5) son prácticamente iguales, tanto en su forma como en el contenido total de REE, a pesar de su diferente contenido en sílice (48.78 % y 55.07 %, respectivamente). El patrón de la muestra E32 (dique 6; SiO₂ = 51.05 %), bastante más rico en REE, presenta una incipiente anomalía negativa en Eu.

6.4. Diagramas multielementales (spiderdiagramas)

En los diagramas multielementales normalizados se observa que todas las muestras de Errigoiti están enriquecidas (de 3 a 400 veces) con respecto al manto primitivo (Sun y MacDonough, 1989) para la mayor parte de los elementos proyectados (Figura 6.10.). Los diferentes patrones se caracterizan por presentar un enriquecimiento moderado en Nb y Ta frente a La y Th, y un enriquecimiento más acusado en estos dos elementos (Nb, Ta) frente al resto de elementos incompatibles proyectados en el diagrama. En general, describen una curva ascendente hacia la parte izquierda del diagrama, aunque con anomalías positivas (picos) y/o negativas (valles) para Rb, Ba, Sr y K, es decir, para los elementos más móviles en los fluidos acuosos.

La ausencia de anomalías negativas en Nb y Ta en los diques nos indica que estas rocas no tienen afinidad calcoalcalina (rocas relacionadas con zonas de subducción). La ausencia de un empobrecimiento en los elementos más incompatibles frente a los menos incompatibles en los diques descarta que las rocas tengan afinidad N-MORB. La forma global de los spiderdiagramas de los diques analizados se parece a la de los basaltos alcalinos (OIB) y a la de los MORB tipo E de Sun y McDonough (1989). En detalle, los patrones para las REE están más enriquecidos y fraccionados que aquellos patrones casi planos de los MORB tipo N y P, lo que evidencia una similitud más que notable con las composiciones de los OIB (basaltos alcalinos) de Sun y McDonough (1989).

La similitud de los spiderdiagramas de los diques estudiados con los de los basaltos alcalinos (OIB) se confirma al normalizar su composición química frente a los OIB de Sun y McDonough (1989). En la figura 6.11 se observa que, a excepción de los elementos móviles en los fluidos acuosos, el resto, casi todos los elementos del grupo de los HFS, tienen valores normalizados próximos a 1. Esto es, sus contenidos son prácticamente iguales a los del factor de normalización, es decir a los basaltos alcalinos (OIB) de Sun y McDonough (1989). El enriquecimiento en algunos de los HFSE (sobre todo en los más incompatibles como Th, U, Ta, Nb, La, Ce; Rollinson, 1989) con respecto a los basaltos alcalinos (OIB) de Sun y McDonough (1989) se debe posiblemente a que los diques están más diferenciados que los basaltos de referencia.

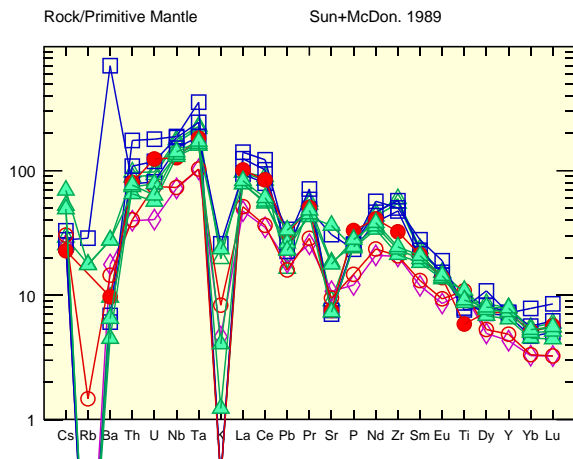


Figura 6.10. Spiderdiagrama normalizado al manto primitivo (*Sun & MacDonough, 1989*), con las muestras de todos los diques.

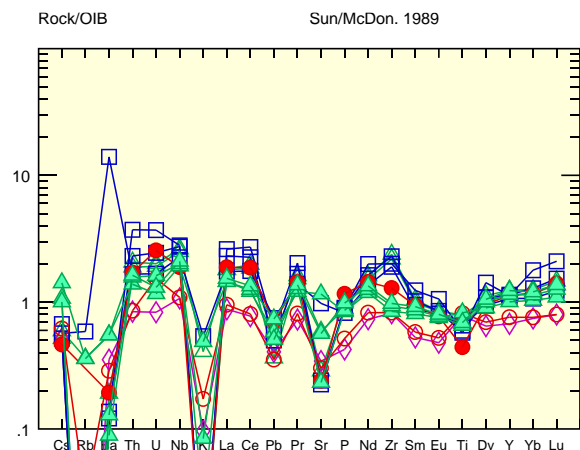


Figura 6.11. Spiderdiagrama normalizado a los valores de OIB (*Sun & MacDonough, 1989*), con las muestras de todos los diques.

6.5. Serie magmática

La presencia de basaltos alcalinos y traquitas en las rocas estudiadas nos indica que los diques forman parte de una serie alcalina. Esta asignación se confirma en el diagrama TAS (Figuras 6.1. y 6.2.). Siguiendo la metodología de *Bonin* (1995), las rocas se proyectan en el campo saturado en sílice del diagrama TAS y por tanto se encuadran en la serie débilmente alcalina. Aunque el diagrama TAS está construido con dos elementos móviles como Na_2O y K_2O , y por tanto puede conducir a asignaciones erróneas en rocas alteradas, las rocas estudiadas se proyectan también en el campo de las series alcalinas en los diagramas de *Winchester y Floyd (1977)* y *Pearce 1996, after Winchester y Floyd (1977)* (Figura 6.3.), así como en el diagrama V-Ti/1000 de *Shervais (1982)* mostrado en la Figura 6.12.

En principio, la ausencia de nefelina normativa CIPW en las rocas más básicas impide asignarlas a las tendencias *Kennedy* o *Straddle*, por lo cual deben formar una tendencia tipo *Coombs* o transicional. Sin embargo, dado el grado de alteración que presentan las rocas estudiadas, especialmente las básicas, resulta arriesgado utilizar la norma CIPW como criterio discriminante. Por esta razón, y en ausencia de términos diferenciados como las fonolitas (tendencia *Kennedy*) o las riolitas peralcalinas (tendencia *Coombs*), la serie solo se puede caracterizar como débilmente alcalina, sin más precisiones. En cualquier caso se trata de una serie débilmente alcalina continua, integrada por hawaitas, mugearitas, benmoreitas y traquitas.

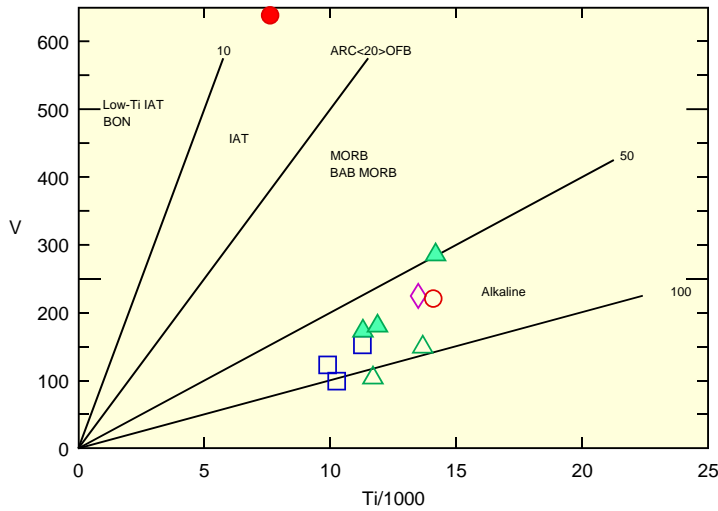


Figura 6.12. Diagrama V-Ti/1000 de Shervais (1982), donde prácticamente todas las muestras menos una (E32) se sitúan dentro del campo de las rocas alcalinas.

Destaca la ausencia en el diagrama TAS de los términos más primitivos característicos de estas series débilmente alcalinas, es decir picritas y/o basaltos alcalinos (e.g., Bonin, 1995). Las rocas de los diques de Errigoiti no corresponderían por tanto a magmas primarios, como lo confirman, entre otros datos, la práctica ausencia de olivino, sus bajos contenidos en Cr (< 106 ppm) y Ni (< 116 ppm), y su elevado contenido en sílice (> 50 % de SiO₂; salvo una muestra). Según Wilson (1989), los magmas primarios, derivados directamente de la fusión parcial del manto, sin sufrir fraccionación alguna, deben tener contenidos en Cr > 1000 ppm, Ni > 400-500 ppm, SiO₂ < 50 % y valores de Mg' > 0.7.

6.6. Diagramas de discriminación tectonomagmática

Las series alcalinas se originian fundamentalmente en relación con ambientes de intraplaca (Wilson, 1989), siendo frecuentes tanto en ambientes de isla oceánica (e.g., Hawái, Canarias) como en ambientes de rift intracontinental (e.g., rift de África). Los diagramas de discriminación tectonomagmáticos podrían ayudarnos a discriminar entre estos dos tipos de ambientes. Sin embargo, en la mayor parte de los casos, las rocas alcalinas de rift y las de isla oceánica ocupan los mismos campos en los diagramas de discriminación tectonomagmática. Así en los diagramas de Wood (1980) Th-Zr/117-Nb/16, Th-Hf/3-Ta y Th-Hf/3-Nb/16, diseñados para rocas ácidas, intermedias y básicas como las que nos ocupan, los diques de Errigoiti se proyectan en el campo de las rocas de rift y OIB (Figuras 6.13. A, B, C). Sólo el diagrama Y/15-La/10-Nb/8 de Cabanis y Lecolle (1989) define un campo específico para los basaltos de rift intracontinental, en el cual se proyectan todas las muestras de Errigoiti (Figura 6.13. D), pero desafortunadamente este diagrama no define un campo específico para los basaltos alcalinos de isla oceánica.

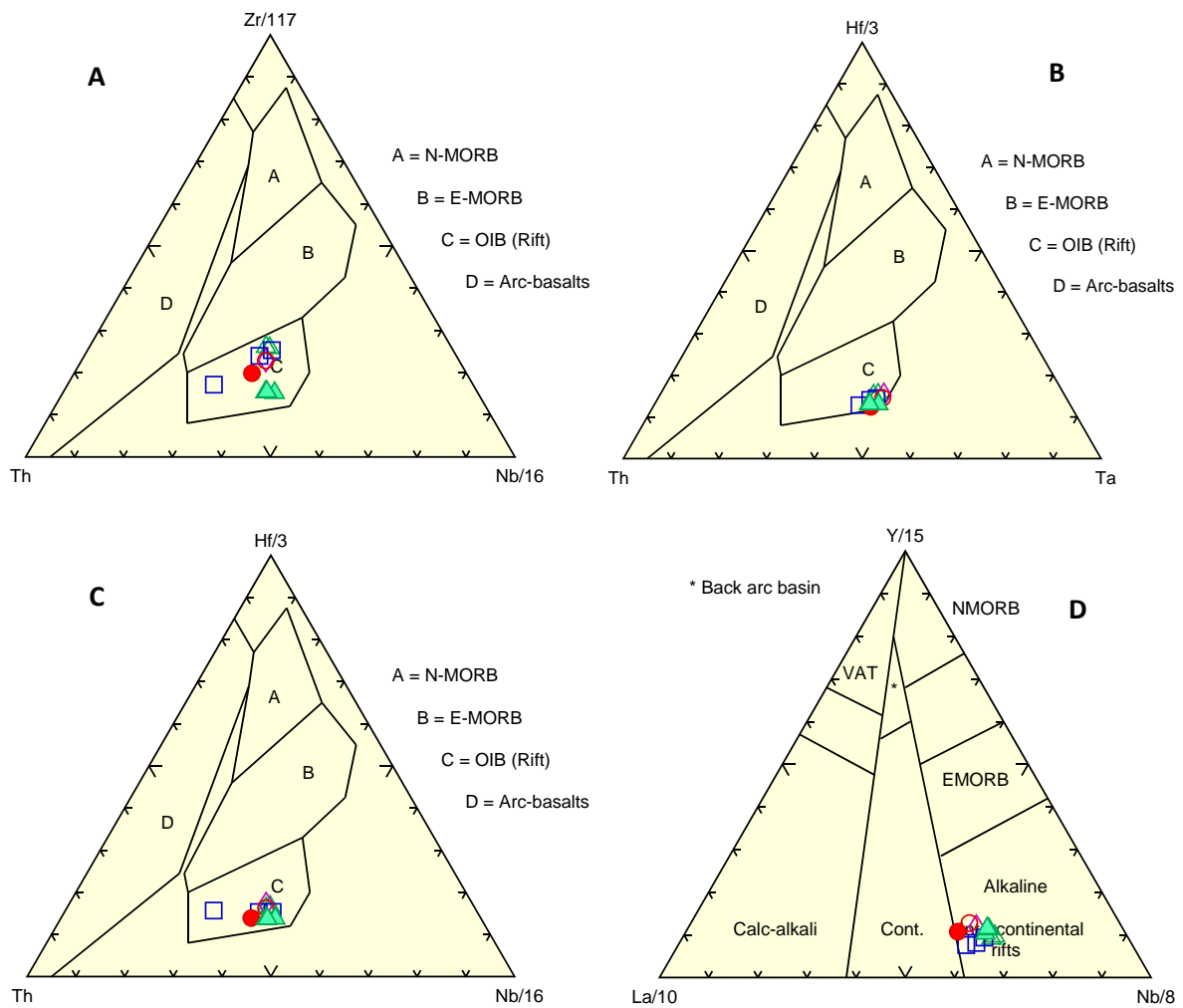


Figura 6.13. **A.** Diagrama de Wood (1980) Th-Zr/117-Nb/16. **B.** Diagrama de Wood (1980) Th-Hf/3-Ta. **C.** Diagrama de Wood (1980) Th-Hf/3-Nb/16. **D.** Diagrama Y/15-La/10-Nb/8 de Cabanis y Lecolle (1989).

En el caso presente, los datos geológicos permitirían no obstante solucionar la cuestión. En efecto, las rocas volcánicas de edad cretácica de la Cuenca Vasco-Cantábrica afloran intercaladas en rocas sedimentarias formadas en una cuenca marina desarrollada sobre un basamento continental estructurado durante la orogenia Varisca (e.g. Barnolas y Pujalte, 2004 y referencias incluidas). Esto indica que este magmatismo debió desarrollarse efectivamente en un ambiente de intraplaca continental, asociado por tanto a una situación posiblemente de tipo rift intracontinental. También pudo tratarse de un ambiente relacionado con una falla transformante, afectando en este caso a corteza continental. Aunque este tipo de magmatismo es poco conocido, también es de naturaleza alcalino (Cabanis y Le Fur Balouet, 1990).

7. Consideraciones petrogenéticas

Las rocas que forman los diques de Rigoitia son alcalinas y no derivan, como señalamos anteriormente, de magmas primarios. Sin embargo, los términos más básicos - las hawaitas - son rocas basálticas alcalinas y por tanto, según los datos experimentales de Jacques y Green (1980), los fundidos responsables de su formación se debieron generar a partir de la fusión de lherzolitas secas y enriquecidas, a temperaturas de fusión relativamente bajas (baja tasas de fusión) y a presiones superiores a 10 kbar (\approx 33-40 km). Como no tienen composiciones primarias, los fundidos originales

debieron ser más básicos, pero debieron experimentar algún tipo de fraccionación, posiblemente de olivino y piroxeno, responsables de los bajos contenidos en Cr y Ni que presentan las rocas.

El resto de las rocas de los diques son más ácidas que los hawaitas (basaltos) y por lo que los magmas responsables de su formación no derivarían de la misma fuente mantélica que aquellas, ya sea en distintas condiciones de fusión o por adición de volátiles (H₂O, CO₂). Los datos experimentales señalan que la fusión de lherzolitas secas origina fundidos de composición muy variable (basaltos alcalinos, basaltos toleíticos, picritas, komatiitas, etc.) pero no origina fundidos más ácidos que los basaltos (Jacques y Green, 1980). Por otro lado, la fusión de lherzolitas en presencia de H₂O genera basaltos calcoalcalinos y/o andesitas, y la fusión de lherzolitas en presencia de CO₂ genera composiciones fuertemente alcalinas (e.g., basanitas, nefelinitas; Egger y Holloway, 1977).

Las composiciones intermedias de los diques, esto es, mugaritas, benmoreitas y traquitas, tampoco se pueden generar por fusión directa de otras rocas. Las rocas basálticas s.l. (basaltos, anfibolitas, etc) funden para dar magmas de composición tonalítica y trondjemítica (e.g. Rapp y Watson, 1995; Springer y Seck, 1997), muy diferentes a las de estas rocas, mientras que el resto de las rocas corticales susceptibles de fundir en condiciones de rift intracontinental (pelitas, gneises, granitos, etc.), funden para dar composiciones esencialmente riolíticas/graníticas (e.g., Bonin, 1995), también muy diferentes a las de las rocas estudiadas.

Tampoco parece probable que los magmas más primitivos, i.e. los mantélicos, y las hawaitas de los diques hayan sufrido contaminación cortical durante su ascenso, y originar así el resto de las rocas por asimilación o mezcla de magmas, ya que los spiderdiagramas y los diagramas de REE no muestran las anomalías positivas o negativas típicas de este tipo de procesos, como por ejemplo anomalías negativas en Nb, Ta, Ti, o positivas en Ba, Rb, etc. (Wilson, 1989). La contaminación cortical queda también descartada en el diagrama La/Nb vs Zr/Nb de la Figura 7.1. En este diagrama se observa que las muestras de los diques se proyectan en el *mantle array* (línea oceánica OIB-E y N-MORB), muy cerca de la posición de los OIB, lo cual descarta cualquier tipo de contaminación cortical. Además, su proximidad a las composiciones de tipo OIB sugiere que la fuente mantélica de estas rocas está enriquecida. La descompresión del manto litosférico continental normal no debe dar lugar a la generación de magma a menos que haya adición de líquidos y/o de calor, por lo que la fuente de los fundidos alcalinos generados mediante rifting pudo estar asociada con un ascenso de la astenosfera o plumas del manto.

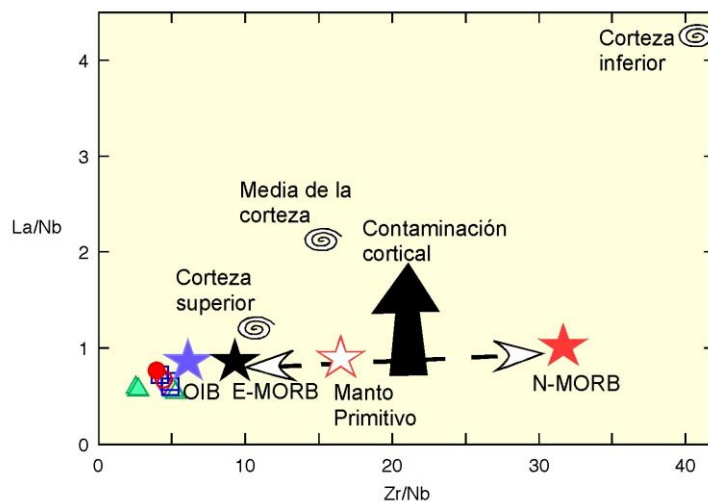


Figura 7.1. Diagrama La/Nb vs Zr/Nb, mostrando la posición de las muestras de los diques de Errigoiti en el mantle array, próximas a los valores de OIB, y claramente diferenciadas de los valores de corteza superior, corteza media o inferior.

Los diques presentan valores de Zr/Nb (2-6), Nb/Th (13-17), Nb/Y (2-5) y Zr/Y (7-20) próximos a los de OIB, proyectándose en este campo en los diagramas respectivos de *Condie* (2005). Esta posición (OIB) en los diagramas indicaría, siguiendo a *Condie* (2005), que los diques están relacionados con fuentes de pluma mantélica tipo OIB. Sin embargo, ningún dato geológico (e.g., presencia de estructuras de rift radiales, presencia de *flood basalts*, etc.) apoya la relación de este magmatismo con una pluma mantélica profunda. La fuente enriquecida podría ser entonces la astenosfera modificada por metasomatismo.

La variación composicional de los diques define tendencias (diagramas de Harker) y patrones evolutivos (REE y spiderdiagramas) caracterizadas por el incremento de Al_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 y HFSE (incluyendo las REE) con el aumento de SiO_2 , mientras que por el contrario CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO y los elementos de transición Ni y Cr decrecen al aumentar el contenido en SiO_2 (Anexo 6.2.). Globalmente, este tipo de variaciones químicas se puede relacionar con la fraccionación continuada de minerales a partir de un magma desde las composiciones más primitivas hasta las más evolucionadas, siendo olivino, clinopiroxeno y algo de titanomagnetita los minerales que se fraccionan.

A nivel de elementos mayores, la fraccionación de estos minerales produce un incremento en Al_2O_3 , Na_2O y P_2O_5 , y un descenso de los elementos ferromagnesianos (Fe_2O_3 , MgO), MnO y TiO_2 y CaO . A nivel de elementos traza, la fraccionación de estos minerales conduce a un fuerte empobrecimiento en Ni (compatible con olivino; $K_d = 5.9-29$) y Cr (compatible con clinopiroxeno; $K_d = 34$) y a un aumento generalizado en los HFSE, incluyendo el conjunto de las REE (con coeficientes de distribución muy inferiores a 1 para olivino y clinopiroxeno). La fraccionación de algo de titanomagnetita (con $K_d > 1$ para muchos HFSE), necesaria para hacer descender algo el contenido en TiO_2 (K_d de 7.5 para magnetita) no modifica mucho el K_d global del resto de las HFSE, que sigue siendo inferior a 1, aunque sí puede suavizar algo la tendencia al alza de los mismos. La plagioclasa no se fraccionó de forma importante, puesto que el contenido en Al_2O_3 se incrementa hacia los términos más ricos en sílice, y por otra parte no hay prácticamente anomalías negativas en Eu en los espectros de REE ni en los spiderdiagramas.

Solo en los patrones de REE de los términos más diferenciados se observa una incipiente, casi nula, anomalía negativa en Eu, lo cual sugiere que algo de plagioclasa ($K_d = 1.12$), muy poco, pudo haberse incorporado a la fraccionación final.

La evolución de los patrones de REE de los diques (Figura 6.5.), con enriquecimiento progresivo en todas las REE hacia los términos más diferenciados y sin anomalía negativa en Eu, es frecuente en las series alcalinas, más frecuentemente en el tramo comprendido entre los basaltos alcalinos y las benmoreitas, mientras la fraccionación está dominada por olivino y clinopiroxeno. La incorporación de plagioclasa a la fraccionación en los términos traquíticos de estas series alcalinas provoca una notable anomalía negativa en Eu (*Wilson*, 1989), la cual, como se ha señalado, no se ha observado en las rocas estudiadas.

La distribución de los elementos de tipo LILE (Rb, Ba, Sr, K) es más irregular, y puede estar relacionada con la desigual alteración de las rocas, ya que estos elementos son más móviles que el resto en los fluidos acuosos (*Rollinson*, 1989).

La considerable fraccionación de los patrones de REE desde las REE medias a las pesadas (fuertemente compatibles con el granate) sugiere, en una primera aproximación, que la fusión en el manto pudo desarrollarse en el campo de estabilidad del granate.

Sin embargo, los valores de las relaciones Dy/Yb, comprendidos entre 2 y 3 sugieren que la fuente mantélica podría tener algo de espinela. *Jung et al* (2006) simula la fusión fraccionada no modal de peridotitas con anfíbol-granate y la fusión de peridotitas con anfíbol-espinela (fuente: La 2.1 ppm, Yb 0,17 ppm, Dy 0.31 ppm), y proyectaron los resultados obtenidos en un diagrama Dy/Yb vs La/Yb (Figura 7.2.). Los valores de Dy/Yb obtenidos para la fusión en presencia de espinela son todos menores de 2 ppm. Los valores de Dy/Yb obtenidos para la fusión en presencia de granate son todos mayores de 3 ppm. Estos autores interpretaron los valores de Dy/Yb comprendidos entre 2 y 3 ppm, como originados por la fusión de fuentes con granate y espinela.

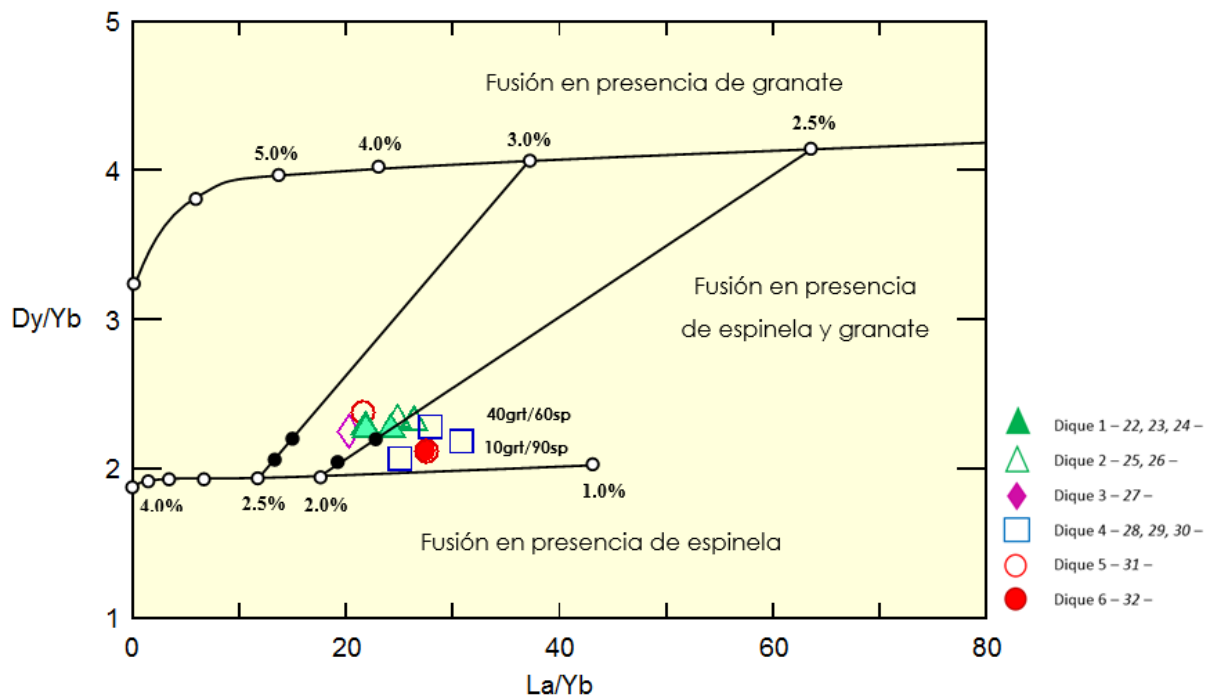


Figura 7.2. Relaciones Dy/Yb vs. La/Yb entre 2 y 3 para los diques estudiados que apuntan a la presencia de espinela con pequeñas cantidades de granate en la fuente mantélica (cf. Jung et al., 2006).

En los diques de Errigoiti, los valores de la relación Dy/Yb están comprendidos entre 2 y 2.4, lo cual, según el modelo de Jung et al (2006), implicaría proporciones de 60:40 para espinela y granate en el caso de las rocas con valores altos (2.4) y proporciones 10:90 (Spl:Grt) para aquellas con valores bajos (2). Por otra parte, las relaciones de La/Yb en los diques varían entre 20 y 31 lo cual, según el modelo de Jung et al. (2006), implicaría que las tasas de fusión habrían sido entre el 2 y 2.5 %. La ausencia en los diques de una anomalía negativa en Eu descarta a la plagioclasa como fase aluminosa en la fuente peridotítica. La presencia de granate y espinela sugiere que la fusión se pudo desarrollar a una profundidad situada en torno a unos 60 km (*Wilson, 1989*).

8. Conclusiones

A modo de resumen y conclusión se sugiere el siguiente modelo petrogenético. Durante el Cretácico la Cuenca Vasco-Cantábrica era una cuenca marina instalada sobre una corteza continental (basamento hercínico), desarrollada en relación con un proceso de rifting y adelgazamiento cortical, en la que se estaba produciendo una importante sedimentación. El proceso de rifting y adelgazamiento cortical produciría una descompresión del manto astenosférico metasomatizado y su fusión por descompresión adiabática. A presiones mayores de 10 kbar y con tasas de fusión bajas se habrían generado fundidos alcalinos (basaltos o picritas) que ascendieron a favor de las fracturas que compartimentaban la cuenca.

En algún lugar de la interfase manto-corteza o en cámaras magmáticas más superficiales, los magmas primarios se habrían estancado y en ellas se produjo la fraccionación de olivino, clinopiroxeno y algo de titanomagnetita (tal vez con un poco de plagioclasa en los magmas más diferenciados) para dar los fundidos hawaííticos, mugearíticos, benmoreíticos y traquíticos. Estos fundidos diferenciados ascendieron posteriormente a través de diques alimentando la emisión de las lavas submarinas sobre el fondo oceánico tanto de forma efusiva (lavas almohadilladas, coladas tabulares) como explosiva (formaciones piroclásticas).

Los diques de alimentación sinvolcánicos se emplazaron en las formaciones volcano-sedimentarias saturadas en agua marina. La interacción de agua marina con los diques, y con el resto de los materiales volcánicos, provocó la transformación de los minerales primarios de las rocas en minerales de baja temperatura (metamorfismo hidrotermal o espilitización), y pudo alterar la composición química original de las rocas. Esta alteración habría afectado más a los elementos móviles en los fluidos acuosos tipo LILE (Rb, Sr, Ba, K) y menos a los elementos tipo HFSE (Nb, Ta, U, Th, Zr, Hf, Y y REE), relativamente inmóviles en los fluidos acuosos.

9. Bibliografía

- Arghe, F., Skelton, A., Pitcairn, I. 2011. Spatial coupling between spilitization and carbonation of basaltic sills in SW Scottish Highlands: evidence of a mineralogical control of metamorphic fluid flow. *Geofluids* 11(3), 245-259.
- Azambre, B., Rossy, M., Albarede, F. 1992. Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France and Spain). *European J. Miner.*, 4: 813-834.
- Barnolas, A., Pujalte, V. 2004. La Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* (Editado por Vera, J. A.). SGE-IGME, Madrid, 231-338.
- Bastida, J., Besteiro J., Reventós M.M., Lago M., Pocoví A. 1989. Los basaltos alcalinos subvolcánicos espilitizados de Arándiga (provincia de Zaragoza): estudio mineralógico y geoquímico. *Acta Geológica Hispánica*, 24, 2, pp. 115-130
- Bonin, B. 1995. *Pétrologie endogène*. Dunod, Paris. 336 pp.
- Bowen, N. I. 1928. *The evolution of the Igneous Rocks*. Princeton University Press, New Jersey.
- Cabanis, J.A., Le Fur Balouet, S. 1990. Le magmatisme Crétacé des Pyrénées-Apport de la géochimie des éléments en traces-conséquences chronologiques et géodynamiques. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 14: 155-184
- Carracedo, J. 2006. *Los volcanes del Parque Nacional del Teide*, [Madrid]: Organismo Autónomo Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente.
- Carracedo, M., Larrea, F., Alonso, A. 1999. Estructura y organización de las coladas submarinas características de las lavas almohadilladas de edad Cretácica que afloran en la cordillera Vasco-Cantábrica. *Estudios Geológicos*, 55, 209-222.
- Carracedo, M., Mendia, M. 2014. El vulcanismo de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Eds. Bodego, A., Mendia, M., Aranburu, A., Apraiz, A., *Servicio Editorial de la universidad del País Vasco*, p. 181-182
- Castañares, L. M., Gimeno, D., Robles, S. 1998. Fenómenos de interacción magma-sedimento (peperitización) en el sistema volcánico submarino de la formación Errigoiti (Albiense-Santoniense de Vizcaya). *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 21-A: 60-61
- Castañares, L. M., Robles, S., Vicente Bravo, J. M. 1997. Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos submarinos del Albiense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia). *Geogaceta*, 22: 43-46
- Condie, K., Condie, K. 2005. *Earth as an evolving planetary system*, Amsterdam: Elsevier Academic Press

- Cuevas, J., Tubia, J.M. 1984. Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Munibe Antropologia-Arkeologia*, 36. pp.93-97. Sociedad de ciencias Aranzadi, San Sebastián.
- Eggler, D. H. 1978. The effect of CO₂ upon partial melting of peridotite in the system Na₂O-CaO-Al₂O₃-MgO-SiO₂-CO₂ to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite - H₂O - CO₂ system. *American Journal of Science*, 278. 305-343
- Ente Vasco de la Energía (EVE) 1995. *Memoria explicativa del Mapa Geológico del País Vasco, E: 1/100.000*. Ente Vasco de Energía, Bilbao, 345 pp.
- Fyfe W.S., Price N.J., Thompson, A.B. 1978. *Fluids in the Crust*. Elsevier, Developments in Geochemistry, vol 1, 383 pp.
- García de Madinabeitia, S., Sánchez Lorda, M.E., Gil Ibarra, J.I. 2008. Simultaneous determination of major to ultratrace elements in geological samples by fusion-dissolution and inductively coupled plasma mass spectrometry techniques. *Analytica Chimica Acta*, 625: 117–130.
- Jaques, A. L., Green, D. H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 287-310.
- Jung, C. 2006. Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hoheifel, Germany. *Journal of Petrology* 47(8), 1637-1671.
- Lamolda, M. A., Mathey, B., Rossy, M. y Sigal, J. 1983. La edad del vulcanismo de Vizcaya y Guipúzcoa. *Estudios Geol.*, 39: 151-155.
- Le Maitre. R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K. 219 pp.
- López Ruiz, J., Cebriá Gómez, J. 1990. *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Madrid: Rueda.
- Meschede, M., 1985. The geochemical character of volcanic rocks of the Basco-Cantabrian Basin, Northeastern Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. N.*, 2: 115-128
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R. 1986. K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 129: 257-273

- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R. Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F, Azor, A., Simancas, J. F., González Lodeiro, F. 2004. La cordillera varisca europea: El Macizo Ibérico. En Vera Torres, J. A. *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. pp. 17–25
- Rapp R.P., Watson E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology* 36 (4): 891–931
- Rollinson, H.R. 1989. Garnet-orthopyroxene thermobarometry of granulites from the north marginal zone of the Limpopo belt, Zimbabwe. In: Evolution of Metamorphic Belts (ed. Daly, J.S., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D.), Geol. Soc. London *Spec. Pub. No. 43*, 331-335.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1), 101-118.
- Springer, W., Seck, H.A. 1997. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications of the origin of TTG magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127: 30-45
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins (Saunders, A.D., Norry, M.J. ed.). *Geological Society*, London, Special Publication 42: 313–345
- Toselli, A. 2009. *Elementos básicos de petrología ígnea*. San Miguel de Tucumán, Argentina: Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO)
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman. pp.3-45
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343
- Wood, D. A., Joron, J. L., Treuil, M. 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Letters*, 45: 326-336

ANEXOS

Anexo nº 4.1.

Trituración y molienda

La muestra de roca seleccionada para estudios geoquímicos es sometida a un tratamiento mecánico, desarrollado en varias etapas y en el que se utilizan herramientas manuales o automáticas. La trituración de las muestras es una fase delicada del trabajo, ya que se debe de evitar cualquier riesgo de contaminación de la muestra tratada con otras muestras o con los materiales utilizados en la trituración. Los pasos a seguir en la trituración de las muestras, en cada uno de cuales debe de utilizarse equipo de seguridad (guantes, gafas protectoras y orejeras) para evitar accidentes, son los siguientes (referencias):

Primer paso. Limpieza total del taller de molienda para evitar la contaminación de las muestras. Paredes, máquinas trituradoras y herramientas manuales, como martillos o cinceles, son lavadas antes de tratar cada una de las muestras. No se debe de confiar en la limpieza del taller realizada por el anterior usuario.

Segundo paso. Descoste de la muestra, consistente en eliminar las zonas superficiales alteradas de los bloques recolectados.

Tercer paso. Los bloques descostrados deberán de fragmentarse a tamaños menores a 5 cm, lo que permitirá su introducción en los alimentadores de los molinos de quijadas u otras máquinas trituradoras. La fragmentación se puede realizar utilizando martillos pesados y/o maquinaria específica. En este estudio, la fragmentación se ha llevado a cabo manualmente, mediante mazas, Previamente se había realizado un loncheado y descostrado de la muestra en el laboratorio de preparación de láminas delgadas para facilitar la fragmentación

Cuarto paso. Antes de introducir la muestra en las máquinas trituradoras, se deberán de lavar los fragmentos obtenidos (diámetro menor a 5 cm), utilizando agua destilada, cepillo de cerdas de plástico, acetona y guantes de hule. Los bloques lavados se dejan secar a temperatura ambiente en un área protegida para evitar su contaminación.

Quinto paso. Se “contamina” los equipos de trituración con la muestra por procesar. Se introduce una quinta parte de la muestra en la trituradora de mandíbulas o equipos de molienda, desechándose dicha parte de la muestra. Esto evitará que residuos no eliminados de muestras anteriores contaminen la muestra en proceso.

Sexto paso. El tipo de trituración dependerá de los objetivos de la investigación geoquímica o isotópica. Si se quiere obtener únicamente un análisis de roca total, la distancia entre las mandíbulas de la trituradora se cerrarán al máximo para obtener fragmentos menores a 0.5 mm, que permitan su posterior introducción en el molino (mortero) de anillos. En nuestro caso hemos procedido de esta manera pues nuestro objetivo es la reducción de la muestra a polvo impalpable para realizar análisis de roca total. Sin embargo, si se quiere obtener concentrado de minerales la trituración se realizará en varias etapas, en las que además de pasar la muestra por la trituradora de mandíbulas habrá otras molinos para obtener la talla deseada de fragmentos. Se deberá tener cuidado en que los cristales de

los minerales por separar no sean triturados finamente, ya que esto puede afectar el proceso de separación mineral o alterar los resultados isotópicos deseados.

Séptimo paso. Si la cantidad de muestra triturada es grande deberá reducirse por cuarteo, con ayuda de un cuarteador, antes de proceder a su molienda y reducción a polvo impalpable.

Octavo paso. Limpieza contaminando el molino (*RPM 700 y TIEMPO 3'*). Se deposita un pequeño fragmento de la muestra que vamos a analizar, para así limpiar las impurezas o restos de muestras anteriores que no han podido ser extraídos del molino. Así pues, los únicos restos que quedan en el molino que vamos a utilizar más adelante, son de la propia muestra que queremos moler y analizar.

Noveno paso. Molienda para análisis (*RPM 1400 y TIEMPO 3'*). Se deposita el fragmento o fragmentos de la muestra que queremos moler y analizar, hasta llenar aproximadamente dos tercios del espacio libre del mortero. Si introducimos demasiada cantidad de muestra, el mortero no es capaz de moverse y girar, por lo que la roca no se deshará. Si por el contrario introducimos poca cantidad, los aros del mortero chocarán entre ellos y calentarán el propio mortero, haciendo pequeños surcos en las paredes del mortero, y por ello, dañándolo y contaminando las muestras.

Décimo paso. Limpieza del molino triturando cuarzo (*RPM 700 RPM 700 y TIEMPO 3'*). Se depositan arenas de cuarzo en el interior del molino, para desincrustar las pequeñas partículas de la muestra anterior y así limpiar el aparato al llevárselas consigo.

Undécimo paso. Limpieza precisa. Se utiliza aire comprimido mediante una pistola para poder extraer las pequeñas partículas de cuarzo, difícilmente visibles, incrustadas en las paredes y recovecos del molino.

Todos los pasos de preparación y extracción de las muestras han sido llevados a cabo en lugares protegidos y conectados a una campana extractora de bajo nivel, para que todas las partículas desprendidas sean succionadas y no caigan sobre la muestra, contaminándola.

Anexo nº 6.1. Tabla nº 1 con cada elemento geoquímico de cada muestra.

	E20	E21	E22	E23	E24	E25
SiO ₂	49,76	49,43	50,25	54,15	61,89	58,30
Al ₂ O ₃	15,67	15,8	15,19	12,89	13,66	15,85
TiO ₂	2,079	2,106	2,365	1,884	1,98	1,95
CaO	3,123	3,864	3,75	8,682	3,108	3,64
Fe ₂ O ₃	8,355	7,918	9,49	6,899	7,86	5,36
K ₂ O	2,901	2,579	0,707	0,122	0,037	<MDL
MgO	6,788	6,649	5,582	0,436	0,732	2,15
MnO	0,094	0,108	0,107	0,045	0,037	0,055
Na ₂ O	3,818	3,949	5,402	7,298	7,562	8,49
P ₂ O ₅	0,392	0,391	0,521	0,534	0,61	0,630
LOI	5,887	6,214	5,294	6,467	1,53	2,72
Ba	839,3	2106,	193,	31,32	45,29	67,0
Co	32,24	26,48	30,93	22,5	29,98	32,1
Cr	177,8	139,3	73,06	0,01	0,01	0,01
Cs	1,195	0,786	0,55	0,415	0,389	0,20
Cu	58,8	42,5	0,01	50,45	0,01	176,7
Ga	23,27	21,73	20,86	13,12	12,85	18,15
Hf	5,01	5,191	5,416	5,842	6,114	9,38
Nb	76,6	79,8	92,56	96,36	100,9	126,31
Ni	85,97	60,32	61,85	12,59	16,79	3,86
Pb	2,132	1,642	1,857	1,624	2,359	1,659
Rb	51,45	40,47	11,12	0,001	0,001	0,001
Sc	22,89	19,47	21,7	9,772	11,79	7,36
Sn	1,879	1,856	2,043	2,241	2,269	2,521
Sr	282,5	606,5	766,4	154,	374,2	189,5
Ta	5,571	5,815	6,496	6,721	7,011	9,25
Th	4,688	4,998	5,545	6,313	6,521	8,27
U	1,035	1,082	1,19	1,649	1,335	2,05
V	260,4	250,9	285,1	172,9	180,3	103,7
Y	26,33	26,7	29,21	33,4	35,82	36,0
Zn	70,96	57,62	70,23	10,32	13,67	51,2
Zr	216,4	230,1	236,9	261,5	273,9	666,80
La	41,52	45,22	54,04	53,67	57,03	67,16
Ce	80,59	82,63	97,21	100,7	107,6	158,64
Pr	9,768	10,27	11,78	12,38	13,29	15,67
Nd	37,75	39,66	45,75	48,5	51,79	61,99
Sm	6,718	7,036	8,111	8,696	9,234	10,48
Eu	1,916	2,045	2,265	2,32	2,409	2,55
Gd	5,614	5,785	6,643	7,081	7,521	8,39
Tb	0,809	0,839	0,945	1,038	1,09	1,18
Dy	4,475	4,573	5,049	5,619	5,899	6,31
Ho	0,744	0,762	0,823	0,885	0,92	0,94
Er	2,296	2,282	2,427	2,639	2,793	2,90
Tm	0,348	0,34	0,365	0,415	0,432	0,46
Yb	2,164	2,138	2,231	2,466	2,607	2,71
Lu	0,34	0,32	0,329	0,379	0,412	0,44

Tabla 1

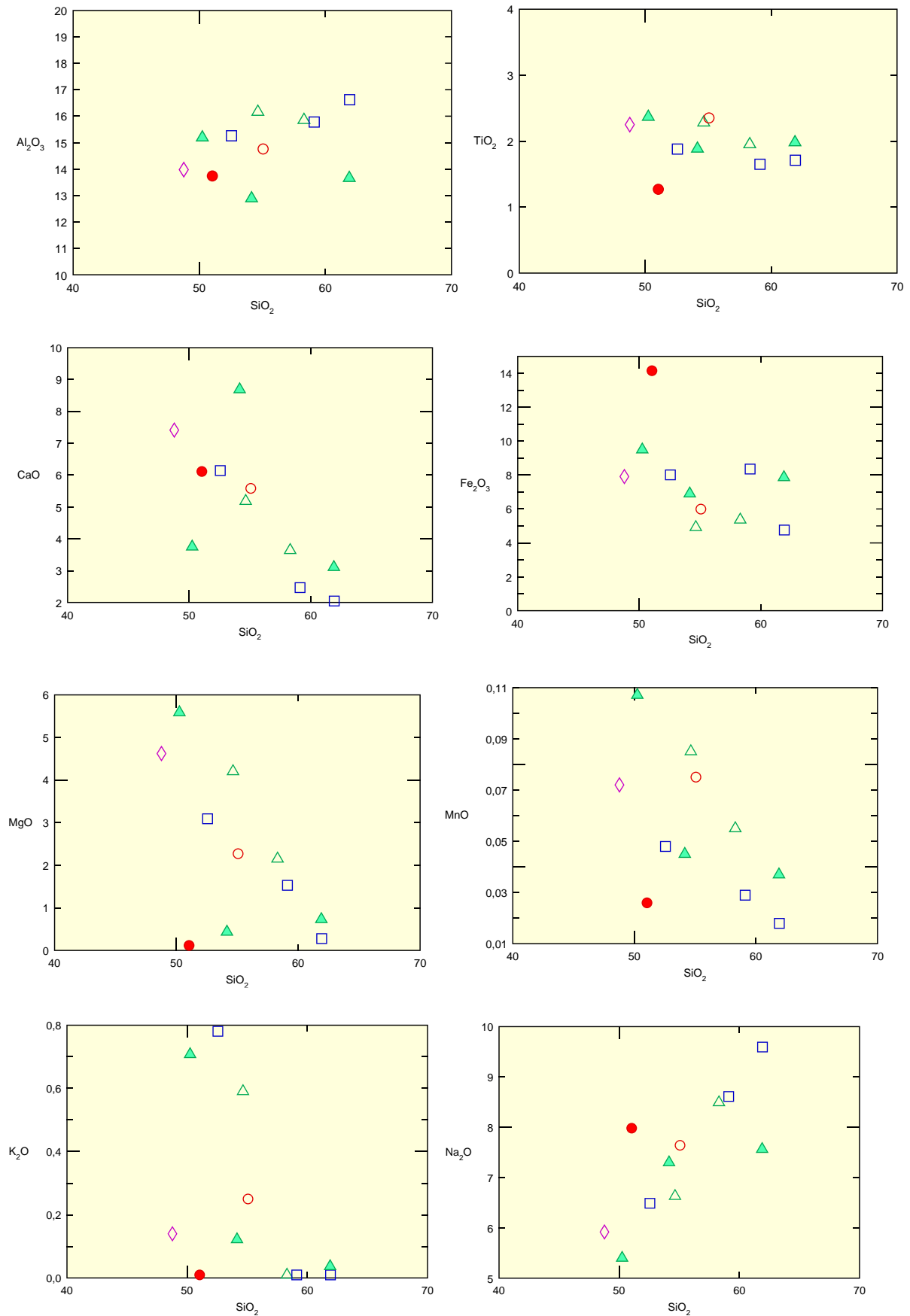
Estudio del vulcanismo submarino de edad Cretácico en la transversal de Errigoiti

	E26	E27	E28	E29	E30	E31	E32
SiO₂	54,65	48,78	59,11	61,92	52,56	55,07	51,05
Al₂O₃	16,16	13,98	15,78	16,62	15,26	14,76	13,74
TiO₂	2,28	2,25	1,65	1,71	1,88	2,35	1,27
CaO	5,18	7,41	2,47	2,05	6,14	5,58	6,11
Fe₂O₃	4,92	7,91	8,35	4,76	8,01	5,99	14,14
K₂O	0,59	0,14	0,01	0,01	0,78	0,25	0,01
MgO	4,20	4,62	1,53	0,28	3,09	2,27	0,12
MnO	0,085	0,072	0,029	0,018	0,048	0,075	0,026
Na₂O	6,63	5,92	8,61	9,59	6,49	7,64	7,98
P₂O₅	0,551	0,263	0,560	0,553	0,510	0,320	0,720
LOI	4,78	7,02	1,91	1,62	5,03	5,28	3,87
Ba	193,2	123,3	42,5	48,0	4882,7	101,0	67,8
Co	36,6	36,2	29,4	38,4	20,3	57,0	35,7
Cr	9,0	54,1	3,8	0,1	106,5	36,4	1,0
Cs	0,23	0,20	0,20	0,26	0,22	0,24	0,18
Cu	10,4	144,8	12,3	20,1	0,1	387,2	57,2
Ga	21,05	15,02	16,44	12,48	17,60	12,95	8,32
Hf	8,97	4,11	9,49	12,98	7,32	3,90	6,05
Nb	120,15	51,44	131,66	134,38	108,42	52,36	90,80
Ni	12,98	46,22	4,91	0,001	33,77	116,62	53,11
Pb	1,162	1,301	1,600	1,948	2,400	1,131	2,197
Rb	11,241	0,001	0,001	0,001	18,230	0,932	0,001
Sc	10,59	21,00	7,11	5,39	12,98	20,97	7,06
Sn	2,263	1,503	2,547	2,248	1,911	1,323	2,098
Sr	388,7	226,8	159,2	148,7	646,7	199,6	159,2
Ta	8,86	4,18	9,98	14,47	7,67	4,20	7,43
Th	7,56	3,37	9,25	14,88	6,66	3,43	6,84
U	1,95	0,85	2,50	3,77	1,71	1,57	2,61
V	149,3	224,7	123,1	99,0	152,5	220,8	638,2
Y	32,7	19,6	33,2	32,7	31,1	22,1	33,0
Zn	82,5	54,6	33,1	11,3	51,6	51,0	13,8
Zr	612,98	229,44	643,93	562,58	532,21	231,90	361,50
La	66,55	32,55	85,82	96,87	64,54	35,33	69,66
Ce	148,41	62,19	180,66	217,58	140,97	64,65	149,72
Pr	14,81	7,08	16,24	19,72	13,49	7,90	13,97
Nd	58,45	28,30	62,86	76,92	52,31	31,83	55,51
Sm	9,88	5,28	10,18	12,39	8,81	5,82	9,40
Eu	2,54	1,44	2,56	3,18	2,43	1,57	2,32
Gd	7,80	4,57	8,12	10,39	7,11	5,05	7,31
Tb	1,10	0,67	1,14	1,46	0,99	0,72	1,01
Dy	5,85	3,63	6,07	7,98	5,27	3,90	5,36
Ho	0,88	0,58	0,93	1,26	0,81	0,63	0,83
Er	2,69	1,75	2,91	3,91	2,48	1,84	2,64
Tm	0,43	0,27	0,47	0,63	0,39	0,27	0,43
Yb	2,53	1,61	2,78	3,86	2,31	1,64	2,53
Lu	0,41	0,24	0,46	0,63	0,37	0,24	0,42

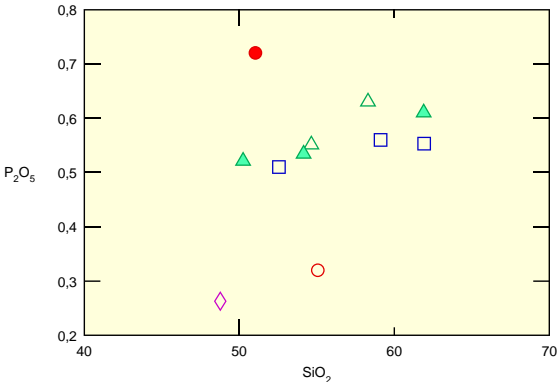
Tabla 1

Anexo nº 6.2.

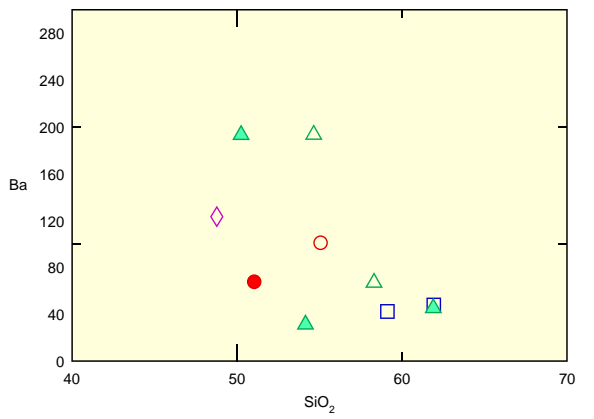
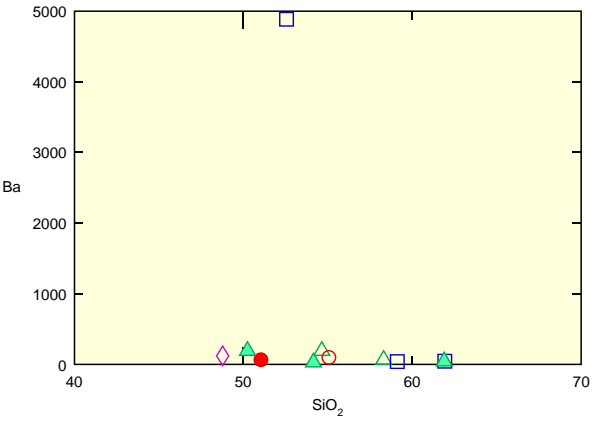
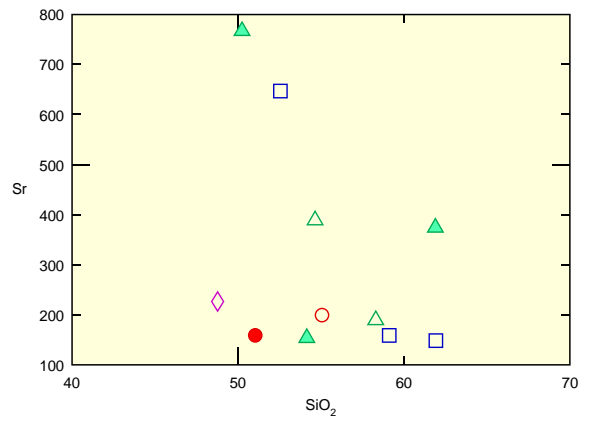
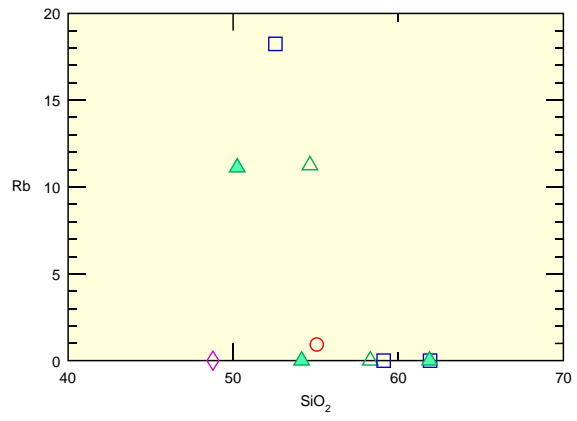
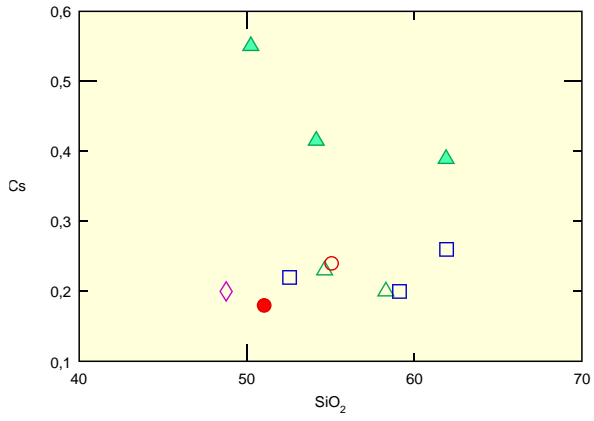
Elementos mayores



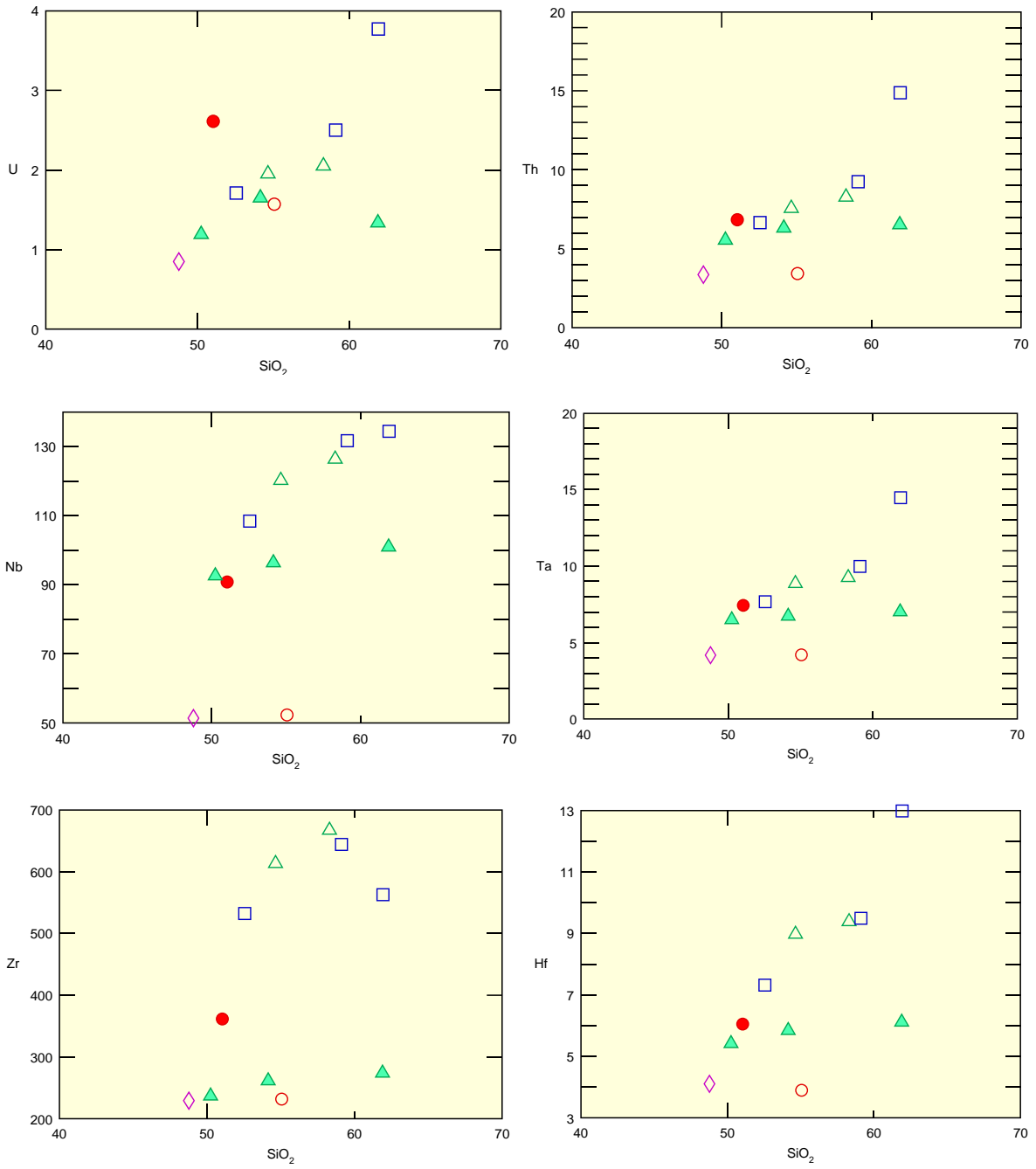
Estudio del vulcanismo submarino de edad Cretácico en la transversal de Errigoiti



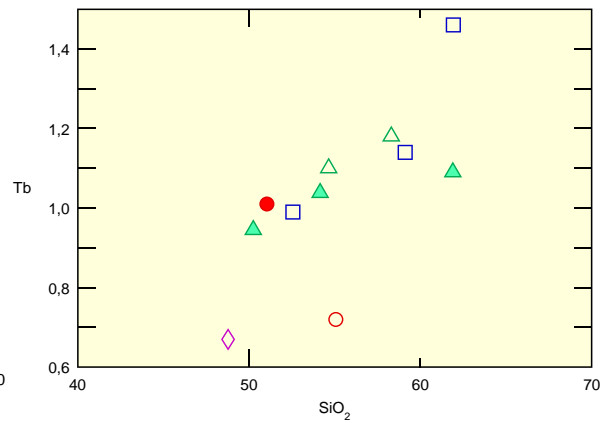
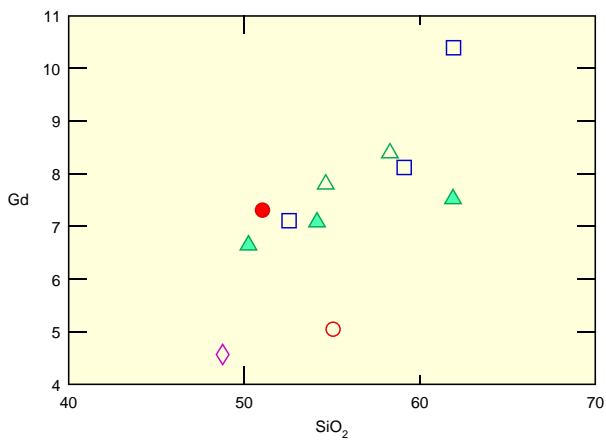
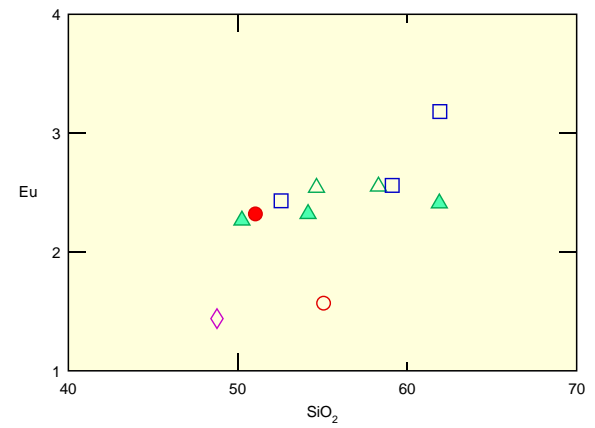
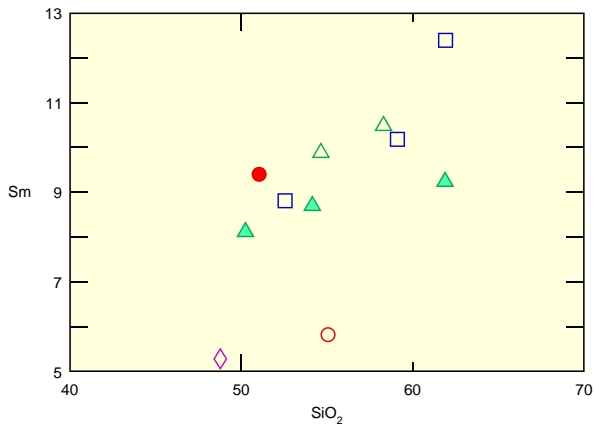
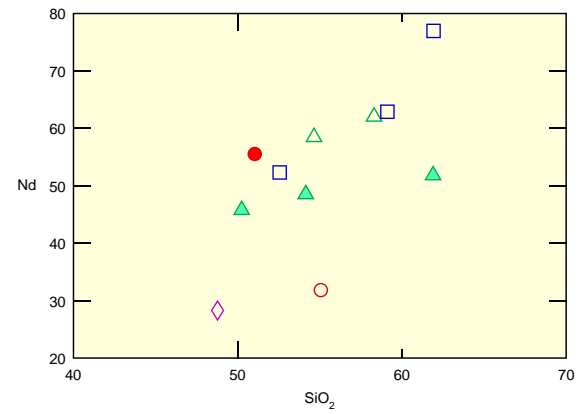
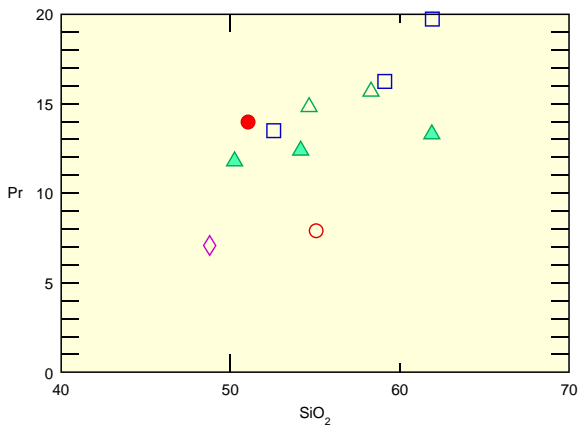
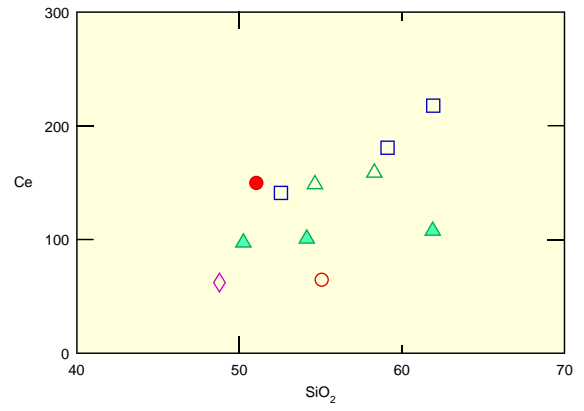
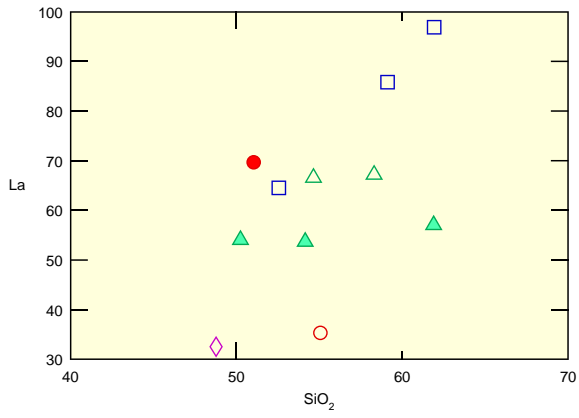
Elementos LIL (Large Ion Lithophile)



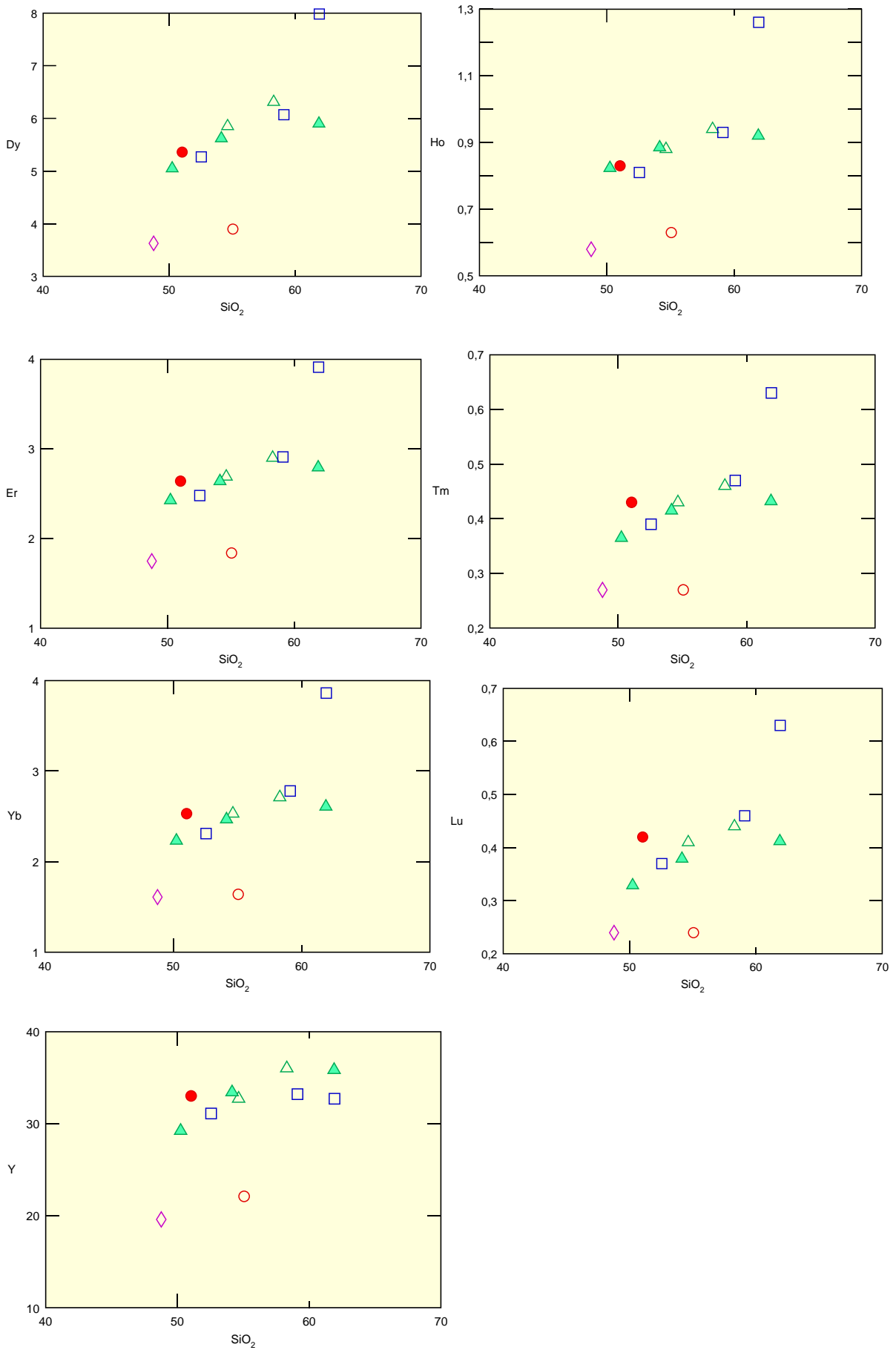
Elementos HFS (High Field Strength)



Estudio del vulcanismo submarino de edad Cretácico en la transversal de Errigoiti



Estudio del vulcanismo submarino de edad Cretácico en la transversal de Errigoiti



Elementos de Transición

