

Trabajo Fin de Grado

El volcanismo Cenozoico de Campo de Calatrava (Ciudad Real, España): productos y modelización geoquímica del proceso petrogenético

Cenozoic volcanism in Campo de Calatrava (Ciudad Real, Spain); volcanic products and geochemical modelling of the petrogenetic process

Autora

María Saura Gracia

Director

Enrique Arranz Yagüe

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias

2023

Índice

1. Abstract	1
2. Planteamiento del trabajo y antecedentes.....	1
3. Objetivos	2
4. Metodología	2
4.1. Búsqueda y revisión bibliográfica.....	2
4.2. Estudios de laboratorio.....	2
4.3. Trabajo de gabinete	3
5. Contexto geológico	3
6. Descripción de los materiales estudiados	4
6.1. Descripción de los tipos litológicos	5
Leucititas	5
Basaltos olivínicos.....	6
Melilititas	7
Nefelinitas	8
7. Geoquímica	10
7.1. Selección de datos	10
7.2. Geoquímica de los litotipos.....	10
7.2.1. Clasificación de las rocas volcánicas	10
7.2.2. Diagramas de variación.....	11
7.2.3. Diagramas multielementales	13
7.3. Modelización geoquímica de los procesos.....	14
8. Discusión.....	18
9. Conclusions	19
10. Bibliografía	21

1. Abstract

Cenozoic volcanism in Campo de Calatrava began during the Upper Miocene; volcanic edifices, currently very degraded, are either monogenetic strombolian volcanoes or tuff rings (produced by freatomagmatic eruptions). This volcanism has been the topic of many studies in the last decades. Essentially, these studies have been focused on the geochemistry of rocks, the study of peridotitic xenoliths and the evolution of this intraplate volcanism.

In this volcanic field, four different volcanic lithologies are represented. The first activity is represented in only one volcano that emitted leucititic lavas. After a long quiescence, the second volcanic episode (Pliocene-Quaternary) extruded melilitites, nephelinites and alkaline basalts. All these lithologies include peridotitic xenoliths that have come to the surface along with the magmas. Both the volcanic rocks and their xenoliths have been studied and described petrologically.

The geochemical composition of these lithologies evidences that they are almost unevolved rocks, derived from alkaline or even ultrapotassic primary magmas; this is expressed in a significant overlapping of their geochemical signatures, with the exception of the leucitites.

Lherzolitic xenoliths are common in these rocks. Their geochemical composition, has been compiled from different sources, can be grouped into two main classes, according to their degree of enrichment in REE. We have tested, using geochemical modelling of the melting process, the feasibility of these two kinds of composition as a source for the alkaline magmas.

The results of the melting model are quite clear: the volcanic rocks from Campo de Calatrava resulted from melting of an enriched mantle source (similar to the previously described LREE-enriched xenoliths). Leucititic magmas derived from an enriched source with a low melting degree (around 2-4%). The magmas that produced the rest of the suite (melilitites, nefelinites and basalts), were produced from an enriched source too, but with higher melting degrees (at least 5 to 10%). We compare these results with those previously proposed in the literature and discuss the meaning and timing of the mantle enrichment processes, according to the result of recent studies.

2. Planteamiento del trabajo y antecedentes

El estudio de rocas volcánicas a partir de la modelización geoquímica, permite determinar diferentes parámetros en cuanto al proceso petrogenético. Además, el estudio de los elementos traza mediante diagramas de variación presenta gran importancia ya que aporta información clave para la posterior valoración de las relaciones evolutivas entre los diferentes productos volcánicos, concretamente diferenciando entre procesos de fusión o procesos de cristalización fraccionada.

Es importante mencionar que, el estudio tanto de forma visual (en muestra de mano), como de forma microscópica es clave para la obtención de datos sobre las diferentes composiciones mineralógicas, que de forma posterior podrán utilizarse para otros estudios. Una correcta identificación de las asociaciones minerales presentes en cada tipo de litología de forma inicial, permite que el estudio y posterior análisis geoquímico sobre una determinada litología pueda realizarse de la forma más adecuada posible.

La gran mayoría de estudios publicados en la zona de Campo de Calatrava están enfocados tanto en la geoquímica de las rocas volcánicas de la zona (Cebriá, 1992; Dorado *et al.*, 2016;

Villaseca *et al.*, 2019) como en el estudio de sus xenolitos peridotíticos (García Serrano *et al.*, 2021; González- Jiménez *et al.*, 2010; González- Jiménez *et al.*, 2014; Andía *et al.*, 2018) a partir de los cuales, se obtiene información acerca de la fuente y evolución de los magmas. Además de los estudios mencionados, se han redactado otros estudios centrados en las características tectónicas de la evolución del volcanismo intraplaca (López- Ruiz *et al.*, 1993; Villaseca *et al.*, 2010).

Este trabajo comprende el estudio de los productos volcánicos originados durante el Cenozoico en el Campo de Calatrava. Se ha desarrollado un estudio petrológico de los diferentes productos volcánicos para abordar posteriormente el procedimiento de la modelización geoquímica, que ha permitido estimar los parámetros del proceso petrogenético.

3. Objetivos

Los objetivos principales que se cubren en este trabajo son:

- Determinar las principales características del volcanismo de la zona (tipología de los productos, tipología de enclaves peridotíticos y las relaciones existentes entre los diferentes tipos litológicos).
- Revisar, recopilar y homogeneizar los datos composicionales publicados de los diferentes productos volcánicos y sus enclaves, generando un conjunto de datos composicionales de referencia.
- Valorar las relaciones evolutivas entre los diferentes productos volcánicos, bien por procesos de fusión o por cristalización fraccionada.
- Determinar las posibles fuentes de los magmas, mediante el estudio de las composiciones de los enclaves peridotíticos.
- Utilizar técnicas de modelización geoquímica de elementos traza a partir de los softwares PetroGram y PetroModeler, para estimar los parámetros del proceso petrogenético (distintas fases implicadas, tipo de fusión, tasas de fusión alcanzadas y posibles variaciones a lo largo del tiempo).

4. Metodología

La metodología utilizada para este trabajo ha consistido principalmente en: búsqueda y revisión bibliográfica, estudios de laboratorio y trabajo de gabinete.

4.1. Búsqueda y revisión bibliográfica

Se ha realizado una búsqueda y revisión bibliográfica sobre la geología de la zona, empleando las herramientas de búsqueda bibliográfica habituales (Google Scholar, Alcorze, Web of Science...).

Por otra parte, se han recopilado los valores de los coeficientes de reparto a partir de la base de datos disponible en Earthref.org.

4.2. Estudios de laboratorio

En laboratorio se han estudiado muestras disponibles en el Área de Petrología y Geoquímica representativas de los diferentes tipos litológicos. Estas muestras se han estudiado tanto de visu (en muestras de mano), como al microscopio petrográfico (analizando a microscopio las asociaciones minerales presentes en cada tipo de litología).

Las muestras de mano, inicialmente, se seccionaron con un disco de corte diamantado para obtener placas de cada uno de los litotipos, que posteriormente fueron pulidas con discos de abrasivo de distintos granos (220, 500 y 1200).

En el caso de una de las muestras (muestra CR- 7), previo al proceso de pulido, se consolidó mediante una impregnación con resina epoxi, dejando fraguar la resina durante 24 horas en el laboratorio. Tras este procedimiento, se realizaron los mismos pasos de pulido nombrados previamente para el resto de rocas. Todo el tratamiento de muestras se hizo en los laboratorios del Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros (Servicio General de Apoyo a la Investigación, Universidad de Zaragoza).

El estudio de las muestras de mano se desarrolló una vez tratadas las muestras con los procedimientos previamente mencionados, con ayuda en este caso de lupas de mano.

El estudio petrográfico se realizó sobre una selección de láminas delgadas, representativas de las distintas litologías presentes en la zona. Para cada litología se seleccionó una muestra tipo, de la que se estudiaron varias láminas delgadas para su descripción general.

4.3. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete, se ha orientado a la caracterización geoquímica del volcanismo, una vez recopilados y estructurados los datos geoquímicos.

Inicialmente, se han representado diagramas de clasificación, diagramas de variación de elementos mayores y traza, diagramas multielementales normalizados, etc. Todos estos tipos de diagramas se han desarrollado tanto para los distintos tipos de rocas como para sus enclaves peridotíticos. Posteriormente, se ha abordado la modelización geoquímica del proceso petrogenético, utilizando para ello los softwares especializados PetroGram (Gündüz y Asan, 2021) y PetroModeler (Ersoy, 2013) para la obtención y posterior interpretación de los distintos diagramas a partir de las muestras estudiadas. En ambos casos, el tratamiento de datos se ha realizado mediante hojas de cálculo en Microsoft Excel. Finalmente, se han elaborado las conclusiones de este trabajo.

El trabajo de gabinete también ha incluido la documentación fotográfica tanto de las muestras de mano como de las láminas delgadas estudiadas.

5. Contexto geológico

Geográficamente, el campo volcánico de Calatrava se ubica en la provincia de Ciudad Real (España). Esta región está situada al SE del Macizo Hercínico Ibérico, y limita en la zona sur con Sierra Morena, y en la zona norte y oeste con los Montes de Toledo (Cebriá, 1992). La zona en su totalidad abarca unos 5500 Km² y presenta aproximadamente 250 afloramientos volcánicos (García Serrano *et al.*, 2021) (*Figura 1*). Desde Zaragoza, a esta zona se puede acceder por la autovía A-2 hasta Madrid, continuando por la autovía A-4 hasta Ciudad Real. Una vez ahí se accede a la zona volcánica por medio de las carreteras nacionales o secundarias correspondientes.

Desde el punto de vista geológico, el basamento del campo volcánico de Calatrava lo constituyen materiales del Paleozoico (cuarcita armoricana, pizarras y en menor proporción calizas) con edades situadas entre el Ordovícico Inferior y el Silúrico (Cebriá, 1992) y deformados durante la Orogenia Varisca (García Serrano *et al.*, 2021). Se generaron

alineaciones estructurales con orientaciones E-W, que además presentaban fracturas en diferentes orientaciones, dando lugar a una configuración en bloques.

La reactivación de estas fracturas durante el Oligoceno y Mioceno inferior en la fase de compresión bética, condicionó el depósito posterior, desde el Mioceno superior, de los materiales fluviales y lacustres neógenos y cuaternarios (Cebriá, 1992; Poblete *et al*, 2016).

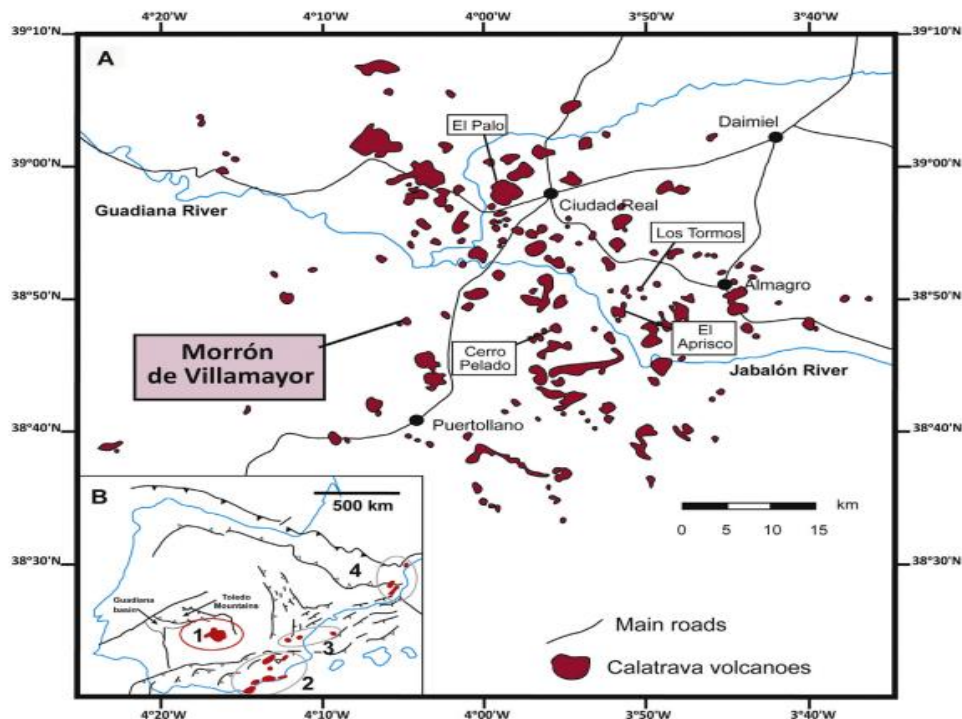


Figura 1. Situación geográfica de la zona de estudio. También se indica los nombres de los volcanes más representativos. Tomado de (García Serrano *et al*, 2021).

El volcanismo en esta zona se produjo en dos etapas. La primera etapa está conformada por un único evento ultrapotásico que dio lugar a composiciones de tipo leucitita (Morrón de Villamayor, Figura 1). La edad de este episodio se sitúa entre 8.7 y 6.4 Ma (Mioceno Superior; Ancochea, 1982; López Ruiz *et al*, 1993). La segunda etapa y la de mayor importancia se inició hace 4,7 Ma y tuvo manifestaciones diversas hasta hace al menos 0,7 Ma (Plioceno-Cuaternario; García Serrano *et al.*, 2020), con emisión de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos.

Los aparatos eruptivos corresponden (Cebriá, 1992), bien a edificios monogenéticos estrombolianos, actualmente muy degradados, especialmente aquellos en los que la proporción de material lávico (coladas) es menor o bien a edificios de tipo “cono de cinder”, relacionados con erupciones freatomagmáticas muy violentas, que actualmente se conservan como depresiones frecuentemente inundadas (lagunas).

6. Descripción de los materiales estudiados

Se han estudiado, en muestra de mano y al microscopio, un conjunto de muestras representativas de las diferentes litologías aflorantes en la zona que, además, se indican en el siguiente listado (Tabla I):

<i>Muestra</i>	<i>Hoja MAGNA</i>	<i>Volcán</i>	<i>Tipos litológicos</i>
CR-11	759	Manoteras (Piedrabuena)	Nefelinita
CR-12	759	La Chaparra (Piedrabuena)	Basalto olivínico
CR-1	784	Arzóllar S	Nefelinita
CR-2	784	Arzóllar N	Melilitita
CR-3	784	Arzóllar S	Nefelinita
CR-7	784	Arzóllar S	Nefelinita
CR-8	784	Arzóllar S	Nefelinita
CR-16	785	Cerro Moreno	Melilitita
CR-17	785	Cerro Moreno	Melilitita
CR-24	810	Almodóvar del Campo	Basalto olivínico
CR-25 a CR-31	810	El Morrón de Villamayor	Leucititas
CR-15	811	Columba	Basalto olivínico

Tabla 1: Listado de muestras estudiadas, con indicación de su localización y litología. La descripción de los litotipos se ha basado en las muestras indicadas en negrita.

6.1. Descripción de los tipos litológicos

Leucititas

(descripción basada en la muestra CR-25, aunque incluye también características observables en las muestras CR-26 a CR-31).

La leucitita estudiada (muestra CR-25), de visu es una roca melanocrática, cuya mineralogía consiste en un 95% de minerales máficos y un 5% de minerales félsicos. Como minerales félsicos solo se identifican zeolitas que aparecen ocupando espacios vesiculares, mientras que los minerales máficos predominantes son el olivino (muy visible en muestra de mano) y el piroxeno. La roca presenta textura porfídica.

Al microscopio, son rocas porfídicas holocristalinas con la siguiente asociación mineral:

Fenocristales: presenta fenocristales de olivino, con morfologías subidiomorfos a ameboidales (*Figura 2*); con frecuencia, presentan bordes algo más birrefringentes (zonado hacia términos más fayalíticos).

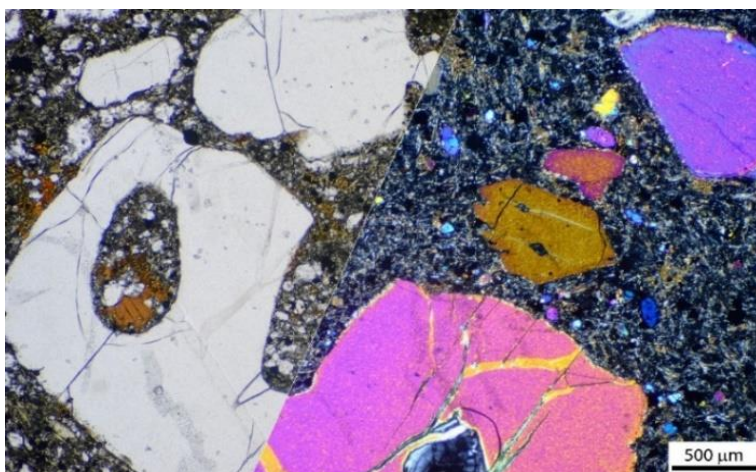


Figura 2. Muestra CR- 25 vista al microscopio petrográfico. Se observan algunos fenocristales de olivino con morfologías ameboidales. Vista en nicoles paralelos en la izquierda y nicoles cruzados en la derecha.

Xenocristales: no son muy abundantes, pero se identifican xenocristales de olivino, de tamaño similar a los fenocristales, pero diferenciables de estos por el hecho de que presentan morfologías menos regulares y extinción en bandas por deformación cristalina.

Microcristales: los microcristales son, por orden de abundancia, de clinopiroxeno, leucita y

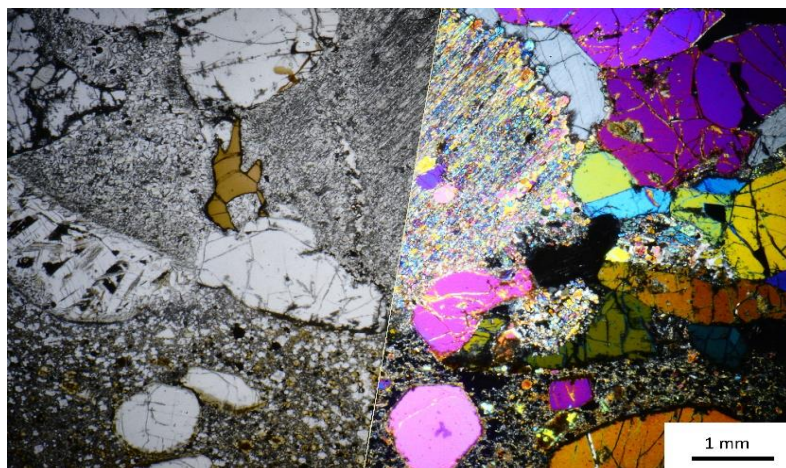
opacos. La leucita es el feldespatoide dominante (aproximadamente un 5% del total de la muestra) y aparece como microcristales equidimensionales con minúsculas inclusiones de clinopiroxeno.

Intersticiales: ocupando espacios entre los microcristales se identifican poiquilocristales de biotita y cristales subidiomorfos a alotriomorfos de nefelina, que crecen hacia espacios libres (ocelos o vesículas). En algunos casos los clinopiroxenos que se proyectan hacia estos espacios muestran coloraciones verdosas, sugiriendo que alcanzan composiciones más sódicas y ricas en Fe^{3+} .

Hidrotermales/secundarios: ocupando espacios inicialmente libres o vesiculares, se identifican zeolitas, en agregados fibroso-radiados y carbonatos.

Como minerales de alteración, se han identificado en algunas muestras iddingsita y óxidos formados a partir de alteración de cristales de olivino.

Algunas de las muestras estudiadas presentan enclaves, de naturaleza cuarcítica, bordeados por una corona de clinopiroxeno en empalizada.



También aparecen enclaves de naturaleza peridotítica (lherzolitas con espinela), formados por olivino, piroxenos y espinela con textura granuda.

Estos enclaves peridotíticos (Figura 3), muestran texturas de reacción con el fundido en sus márgenes y penetrando por los contactos intercristalinos.

Figura 3. Muestra CR-28 vista en microscopio, en la que se observa en la zona central la textura típica de un enclave peridotítico, también se distingue una zona de reacción que está afectando a un ortopiroxeno. Vista en nicols paralelos en la izquierda y nicols cruzados en la derecha.

Basaltos olivínicos

(descripción basada en la muestra CR-15 aunque incluye también algunas características observables en la muestra CR-24).

El basalto olivínico estudiado, de visu (muestra CR-15) es una roca melanocrática, formada por un 95% de minerales máficos (olivino y algunos piroxenos) y un 5% de minerales félsicos (plagioclasa). La roca presenta textura porfídica y es vesicular, con gran parte de las vesículas rellenas total o parcialmente por carbonatos.

Al microscopio, son rocas porfídicas hipocristalinas que presentan la siguiente asociación mineral:

Fenocristales: olivino, con morfologías subidiomorfas, también es frecuente, encontrar en estos fenocristales de olivino, bordes con mayor birrefringencia, (zonados hacia términos más fayalíticos). Además del olivino, aparecen cristales de clinopiroxeno con morfologías tabulares (Figura 4).

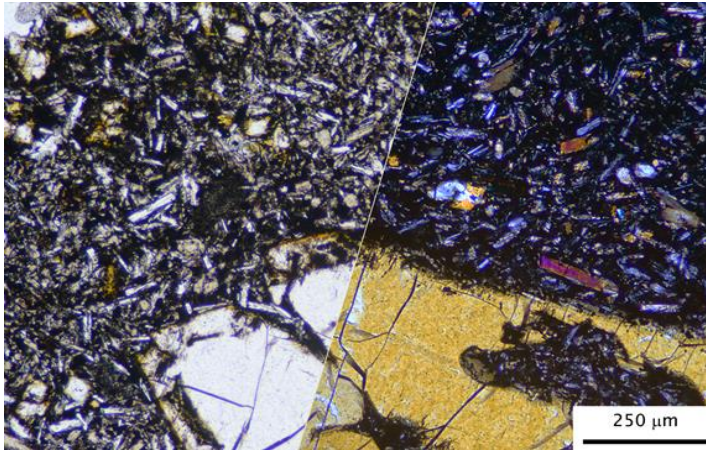


Figura 4. Muestra CR-15 a microscopio petrográfico. Se diferencian cristales de piroxeno tabulares. Vista en nicoles paralelos en la izquierda y nicoles cruzados en la derecha.

Hidrotermales/secundarios: se observan filosilicatos y carbonatos. Los carbonatos ocupan espacios libres o vesiculares y aparecen rellenoando esas estructuras. Como minerales secundarios, en algunas muestras, se identifican iddingsita y otros óxidos formados a partir de alteración de cristales de olivino.

Melilitita

(descripción basada en la muestra CR-16).

La melilitita estudiada, de visu es una roca melanocrática, formada por un 98% de minerales máficos (olivinos y piroxenos) y un 2% de minerales félsicos. Como minerales secundarios destacan las zeolitas que aparecen rellenoando vesículas, junto con carbonato. La roca presenta textura microporfídica con tamaño de grano fino.

Al microscopio, son rocas porfídicas holocristalinas con la siguiente asociación mineral:

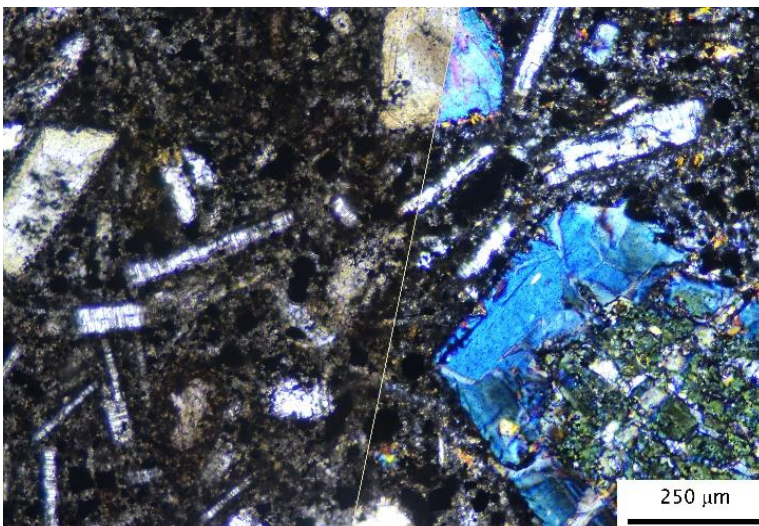


Figura 5. Muestra CR-16 vista al microscopio petrográfico. Se distinguen los cristales de melilita (morfologías alargadas con colores de interferencia grises azulados) y clinopiroxenos.

Xenocristales: se identifican xenocristales de olivino con morfologías más irregulares que los fenocristales de olivino. Clinopiroxenos y plagioclasas con morfologías alotriomorfas, en las plagioclasas se distinguen bien maclas polisintéticas. En algunos casos, los xenocristales de plagioclasa presentan pequeñas coronas de absorción.

Microcristales: los microcristales son, por orden de abundancia, de clinopiroxeno, plagioclasa y opacos.

Fenocristales: olivino, presentan morfologías subidiomorfas a ameboidales, y es frecuente que en algunos casos aparezcan bordes con mayor birrefringencia (zonados hacia términos más fayalíticos).

Xenocristales: olivino, con morfologías irregulares. Clinopiroxeno, estos xenocristales aparecen frecuentemente con núcleos en su interior de colores verdosos. También se observan enclaves de olivino-clinopiroxeno (Figura 5).

Microcristales: los microcristales son, por orden de abundancia, de melilita, opacos,

clinopiroxeno y minerales de tipo noseana con morfologías de sección hexagonal.

La melilita es el mineral característico (equivalente a un 8% del total de la muestra) y aparece como microcristales equidimensionales con morfologías alargadas e idiomorfas, con segmentaciones y colores de interferencia grises azulados, característicos de este mineral (Figura 6).

Hidrotermales/secundarios: aparecen ocupando espacios inicialmente libres o vesiculares, se identifican carbonatos, zeolitas en agregados fibroso-radiados y filosilicatos.

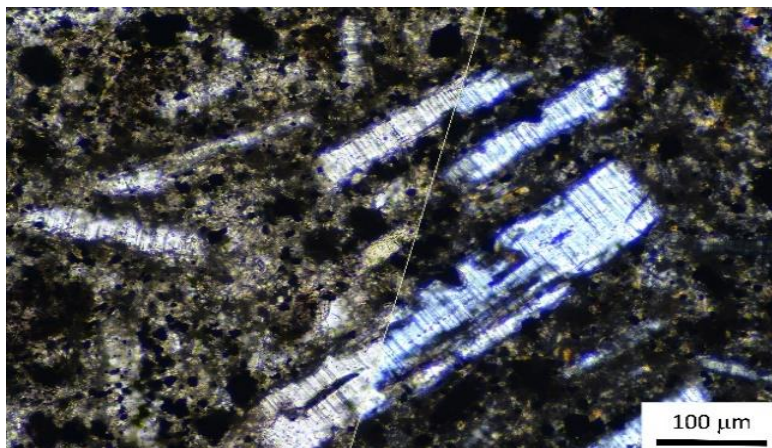


Figura 6. Muestra CR-16 a microscopio petrográfico. Imagen de detalle de cristales de melilita con colores de interferencia grises azulados, característicos de este mineral. Vista en nicoles paralelos en la izquierda y nicoles cruzados en la derecha.

Nefelinitas

(descripción basada en la muestra CR-8, aunque incluye también características observables en la muestra CR-7).

La nefelinita estudiada (muestra CR-8), de visu es una roca melanocrática cuya mineralogía consiste en un 80% de minerales máficos (olivinos y piroxenos) y un 20% de minerales félsicos (feldespatoides como la nefelina). La roca presenta textura porfídica y su tamaño de grano es fino. En la muestra CR-8, se observa una zona de transición rápida hacia una zona pegmatoide.

En el afloramiento del que procede esta muestra, es frecuente el desarrollo de este tipo de diferenciados que pueden alcanzar volúmenes significativos como en la muestra CR- 7, en la que la muestra en su totalidad se trata de este tipo de diferenciado (Figura 7).



Figura 7. Muestra CR-7. Pegmatoide en muestra de mano.

Esta muestra (CR-7) presenta una mineralogía con un 60% de minerales máficos y un 40% de minerales félsicos. El principal mineral félsico observable es la nefelina, junto con zeolitas. El mineral máfico predominante es el piroxeno. La roca presenta textura granuda y su tamaño de grano es grueso (entre 5 y 30mm).

Al microscopio, las nefelinitas son rocas porfídicas holocristalinas que presentan la siguiente asociación mineral:

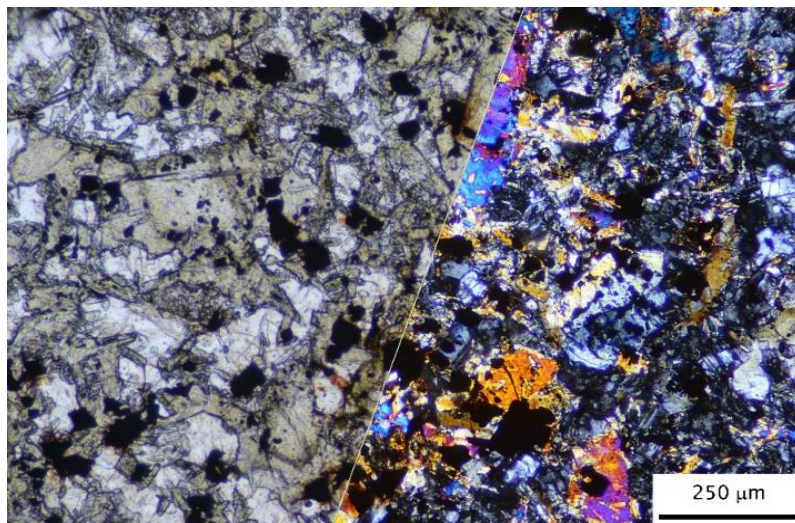


Figura 8. Muestra CR-8 al microscopio. Se distinguen microcristales de nefelina, clinopiroxeno y opacos. Vista en nicoles paralelos en la izquierda y nicoles cruzados en la derecha.

Fenocristales:

aparecen fenocristales de olivino, con morfologías subidiomorfos a ameboidales. También clinopiroxenos con morfologías tabulares.

Microcristales: los microcristales son, por orden de abundancia, de clinopiroxeno, nefelina, opacos y en menores cantidades melilita.

La nefelina es el feldespatoide dominante (aproximadamente un 4%

del total de la muestra) y aparece como microcristales equidimensionales con morfologías irregulares (Figura 8).

Intersticiales: se identifican zeolitas en agregados fibroso- radiados, adularia y carbonatos, estos dos últimos aparecen muy frecuentemente, ocupando espacios entre microcristales.

Hidrotermales/secundarios: la iddingsita aparece como mineral de alteración de algunos cristales de olivino. También como minerales secundarios, se observan algunos agregados de filosilicatos.

Tanto en algunas zonas de la lámina CR-8, como en la totalidad de la lámina CR-7 (Figura 9), aparecen zonas de mayor cristalinidad que corresponden a diferenciados pegmatoides.

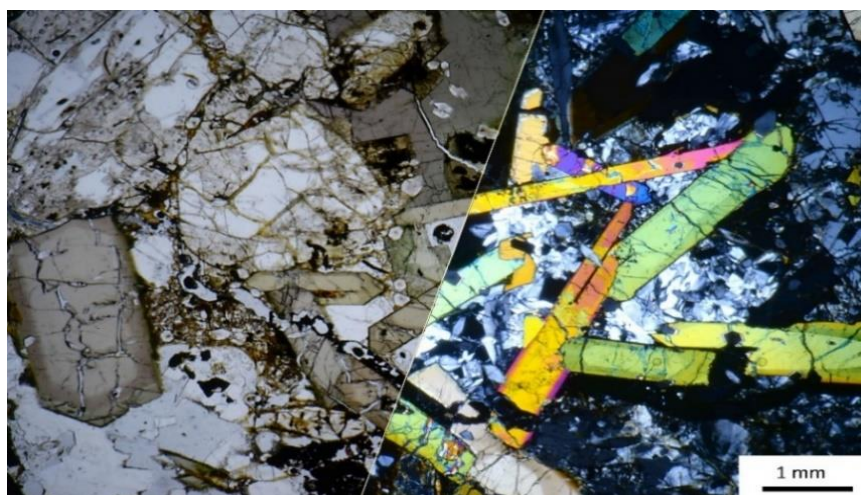


Figura 9. Muestra CR-7 al microscopio petrográfico. Se distingue apatito que aparece con morfologías aciculares y alargadas, además de zeolitas en agregados fibroso- radiado y piroxenos en los que se observa un cambio de color hacia verdes más intensos.

Estos pegmatoides poseen cristales de mayor tamaño que el resto de la roca, y presentan minerales como zeolitas o apatito con morfologías alargadas aciculares, nefelina, frecuentemente alterada a zeolitas y/o adularia, piroxenos, que, en sus zonas más externas, presentan cambios de color a verdes más

intensos, minerales opacos y ocasionalmente, otros minerales como la biotita, que aparecen ocupando espacios entre otros microcristales.

7. Geoquímica

7.1. Selección de datos

Se han recopilado los análisis geoquímicos de un total de 60 muestras de los diferentes tipos litológicos (incluidos enclaves peridotíticos), a partir de diferentes fuentes bibliográficas.

En el *Anexo I* se indica el listado de muestras utilizadas y las respectivas fuentes de los análisis.

7.2. Geoquímica de los litotipos

7.2.1. Clasificación de las rocas volcánicas

La clasificación general de rocas volcánicas basada en su geoquímica, se obtiene a partir de dos diagramas: diagrama TAS y diagrama $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$.

El diagrama TAS (Total Alkalis- Silica) relaciona el contenido de elementos alcalinos (Na_2O y K_2O) con el contenido de sílice (SiO_2). A partir de estos parámetros se puede deducir la clasificación y la afinidad geoquímica de las rocas. En el diagrama TAS obtenido para este Trabajo de Fin de Grado (*Figura 10*), la mayoría de muestras se encuentran en la zona de la serie fuertemente alcalina y en algunos casos en la serie alcalina (principalmente basaltos olivínicos y algunas leucititas). Además, aparece una muestra (111646) de tipo nefelinita con valores excepcionalmente bajos de álcalis (valores por debajo de 1) y con mayor contenido en sílice que la mayoría del resto de muestras.

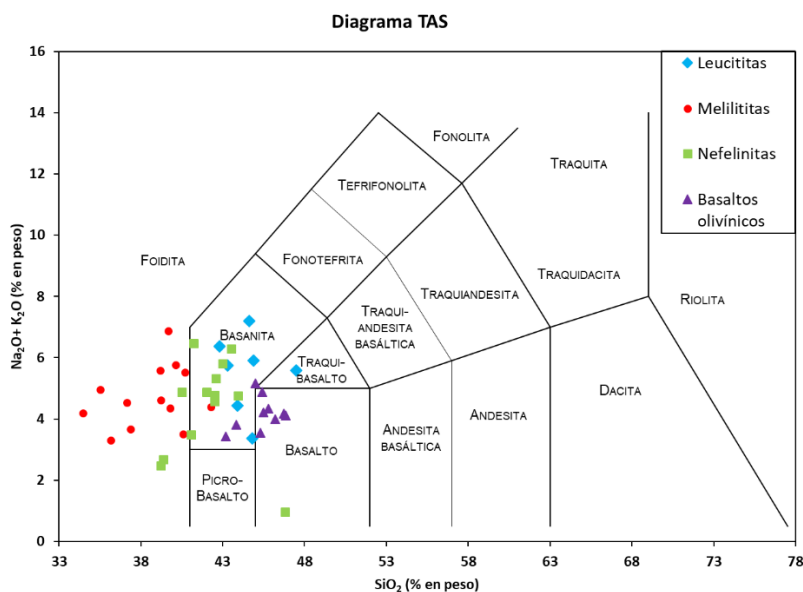


Figura 10. Diagrama TAS para el estudio de las rocas volcánicas (adaptado de Le Maitre, 2002).

El diagrama $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$ se ha empleado para verificar la afinidad geoquímica de las rocas, ya que la relación Nb/Y es un buen indicador de la alcalinidad. Valores de Nb/Y mayores de 1 son indicativos de rocas alcalinas, como es el caso de las muestras estudiadas (*Figura 11*).

A partir de los resultados observables en ambos diagramas se puede concluir que las muestras poseen bajos contenidos en sílice, como era de esperar en rocas basálticas o con feldespatoides y/o melilita. Corresponden a rocas básicas e incluso ultrabásicas ($<45\%$ SiO_2) alcalinas, que se proyectan en los campos correspondientes a basanitas, foiditas y basaltos o traquibasaltos alcalinos. Las leucititas presentan valores superiores de K_2O con respecto al contenido de Na_2O y también los valores más elevados de la reacción Nb/Y , indicando su

tendencia a ser rocas ultraalcalinas. En cuanto a las melilititas, estas son las rocas más subsaturadas del conjunto, llegando a valores de sílice poco superiores al 34%.

Los basaltos al contener mayor contenido en SiO_2 , y valores inferiores de Nb/Y se pueden clasificar como basaltos alcalinos normales. La muestra de nefelinita previamente mencionada (111646) aparece junto con los basaltos en esta misma sección del diagrama y se puede clasificar como un basalto alcalino. Villaseca *et al.*, (2020) solo indican que se trata de una nefelinita rica en cristales, aunque no hay una descripción más detallada que permita interpretar esta composición anómala.

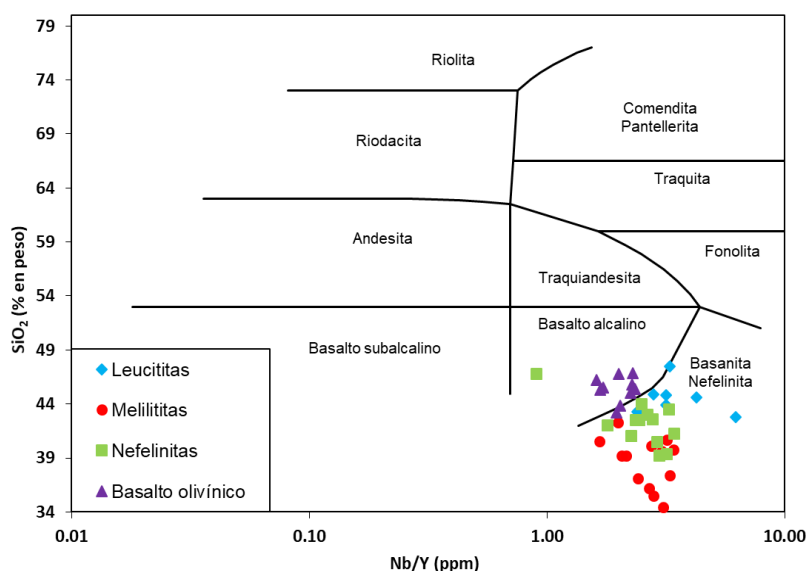


Figura 11. Diagrama SiO_2 -Nb/Y para las rocas volcánicas estudiadas (adaptado de Winchester y Floyd, 1977).

7.2.2. Diagramas de variación

Como el olivino es el mineral que aparece en mayores proporciones, de forma general en todas las muestras estudiadas y también en los enclaves peridotíticos, el estudio de la geoquímica de estas rocas en diagramas de variación se ha realizado utilizando MgO como valor de referencia, en lugar de SiO_2 , que es lo habitual cuando se estudian conjuntos de muestras que cubren un rango composicional más amplio.

En cuanto a los diagramas de variación de elementos mayores (Figura 12), se puede observar que hay una dispersión menor de los datos en el diagrama de CaO-MgO (Figura 12a) en comparación con el diagrama Na_2O -MgO (Figura 12b). Los enclaves tienen contenidos inferiores de elementos mayores (Na_2O y CaO) aunque presentan altas cantidades de MgO.

En los diagramas de elementos traza se distinguen diferentes tendencias. En los diagramas de Co-MgO (Figura 12c) y Ni-MgO (Figura 12d), se puede deducir que los enclaves presentan altos valores de elementos traza frente al resto de muestras que aparecen poco dispersas y con valores inferiores.

El diagrama de variación de Rb-MgO (Figura 12e) representa los valores de las melilititas, basaltos y nefelinitas muy próximos entre sí, presentando bajos contenidos en Rb y MgO. Esta tendencia también se observa en los enclaves peridotíticos, pudiendo llegar a ser 0 en algunos casos para el Rb. Las leucititas aparecen en la zona superior del diagrama (Figura 12e) indicando un alto contenido en Rb, ligado a los valores elevados en K_2O .

Los diagramas de Y-MgO (Figura 12f) y Ce-MgO (Figura 12g) presentan pautas de variación similares a pesar de las diferencias entre los valores de los elementos traza. En ambos diagramas el valor de MgO de los enclaves es alto, mientras que los valores de Y y de Ce, son muy bajos, e incluso en el caso del Ce alcanzando el valor de 0.

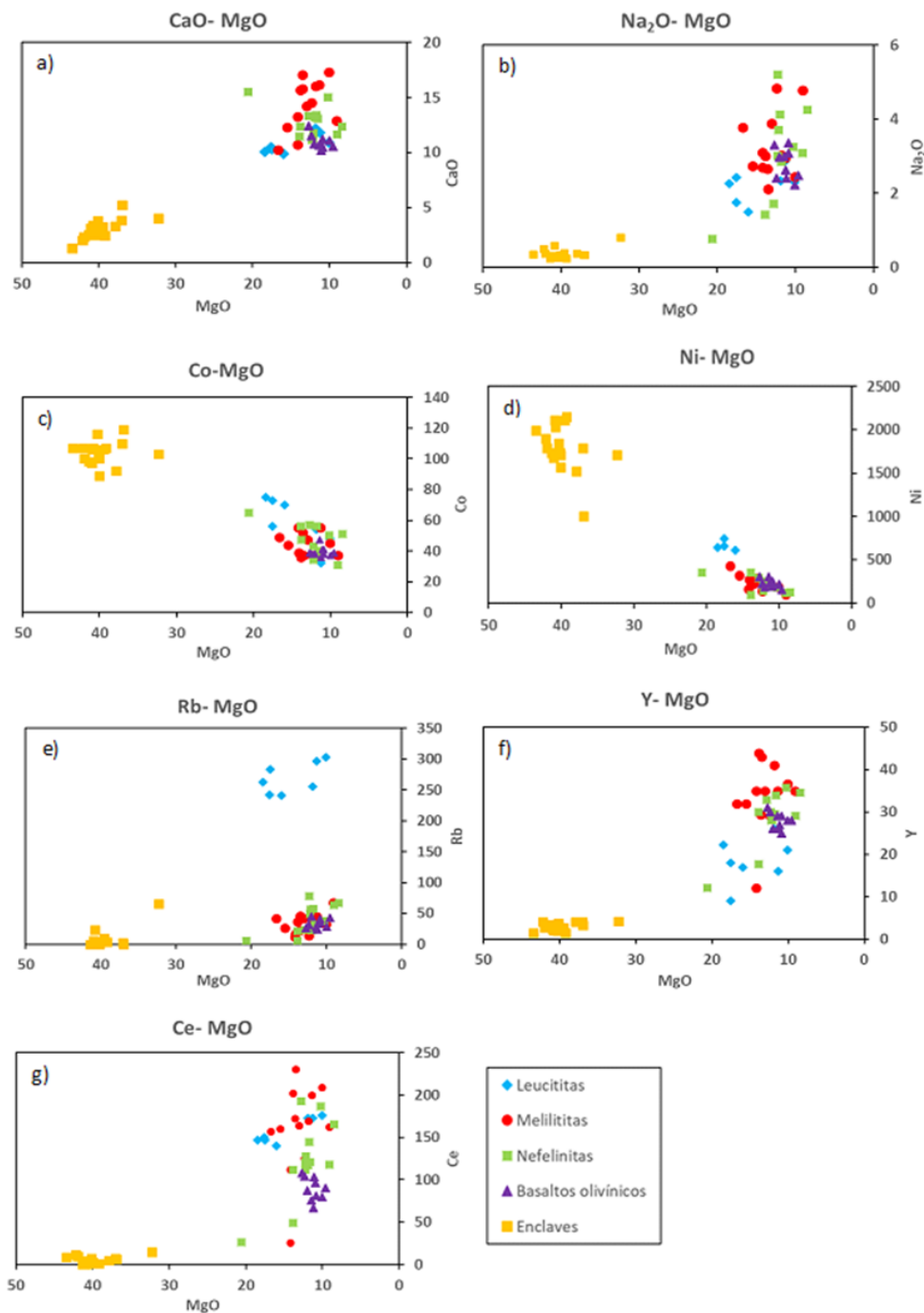


Figura 12. Diagramas de variación para elementos mayores y traza frente a MgO.

De estos diagramas se puede apreciar también que existe un elevado solapamiento entre las composiciones de las diferentes rocas volcánicas. Este aspecto parece indicar que no existe un único proceso petrogenético que permita derivar unos litotipos por evolución de otros.

Para discernir este aspecto antes de entrar en la modelización geoquímica, se han proyectado las composiciones de las rocas volcánicas en diagramas bilogarítmicos elemento compatible

frente a elemento incompatible (*Figura 13*). En este caso, se ha proyectado los pares Cr-Nb (*Figura 13a*) y Ni-Ce (*Figura 13b*).

En este tipo de diagramas, una evolución mediante cristalización fraccionada (CF) generaría una alineación de las composiciones siguiendo una línea recta de pendiente negativa. A partir de los resultados obtenidos, se puede deducir que el conjunto de los litotipos no se relaciona mediante un proceso de CF. No obstante, sí que se aprecian algunas tendencias lineales dentro de cada litotipo. Este resultado nos orienta a abordar una aproximación a la modelización geoquímica del proceso genético mediante un proceso de fusión parcial.

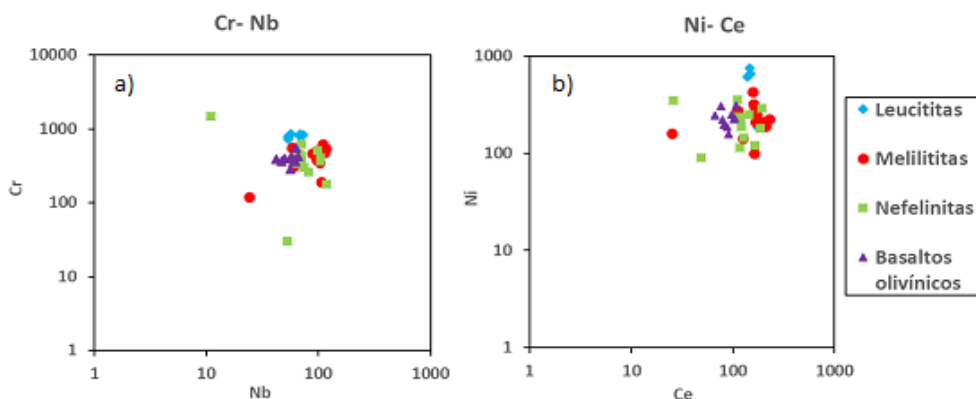


Figura 13. Diagramas bilogárítmicos. En la derecha diagrama Ni-Ce y en la izquierda diagrama Cr-Nb.

7.2.3. Diagramas multielementales

Los estudios con gráficos multielementales facilitan el proceso de comparación visual directa, entre las composiciones reales de las muestras y las composiciones obtenidas mediante un modelo, normalizadas frente a un valor de referencia.

Para todos los diagramas multielementales en este trabajo se han utilizado los valores de normalización a manto primitivo propuestos por Palme y O'Neill (2014).

El diagrama de tierras raras (REE) normalizado muestra, (pese a que algunas muestras presentan una secuencia incompleta de elementos), una escasa variación entre los distintos litotipos que, al igual que se ha indicado para los diagramas de variación, se solapan ampliamente entre ellos (*Figura 14*).

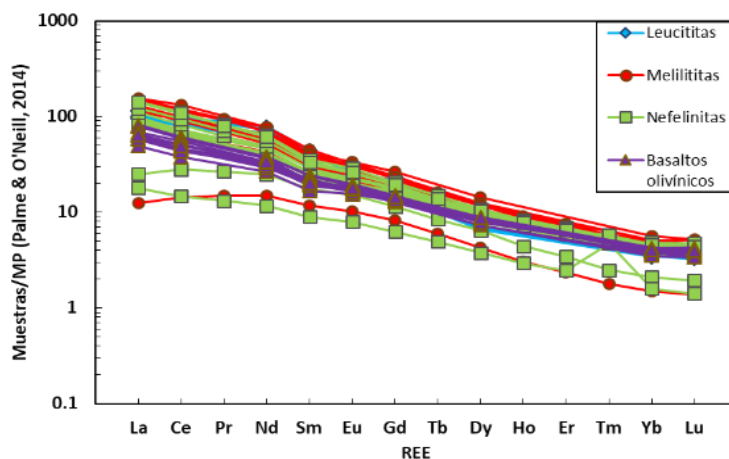


Figura 14. Diagrama multielemental de tierras raras normalizados a manto primitivo. Diagrama obtenido a partir del software PetroGram.

Esto sucede también en el caso del diagrama multielemental (*Figura 15*), pero al mostrar elementos más variados geoquímicamente, se aprecian algunas diferencias. Las leucititas destacan por sus contenidos en Rb, Th, U, K y Pb. El resto de los litotipos muestra pautas bastante coincidentes, si bien algunas muestras, como es el caso de nefelinitas y melilititas, presentan anomalías para algunos elementos.

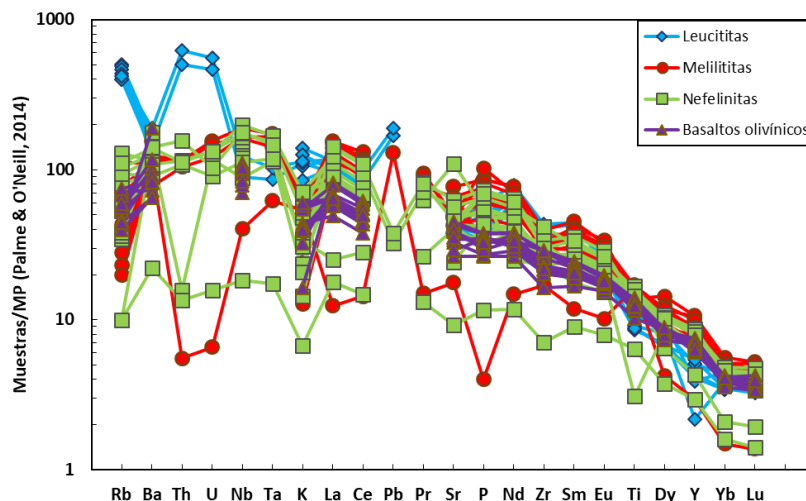


Figura 15. Diagrama Spider normalizado a manto primitivo (Palme y O'Neill 2014). Diagrama obtenido con el software PetroGram.

7.3. Modelización geoquímica de los procesos

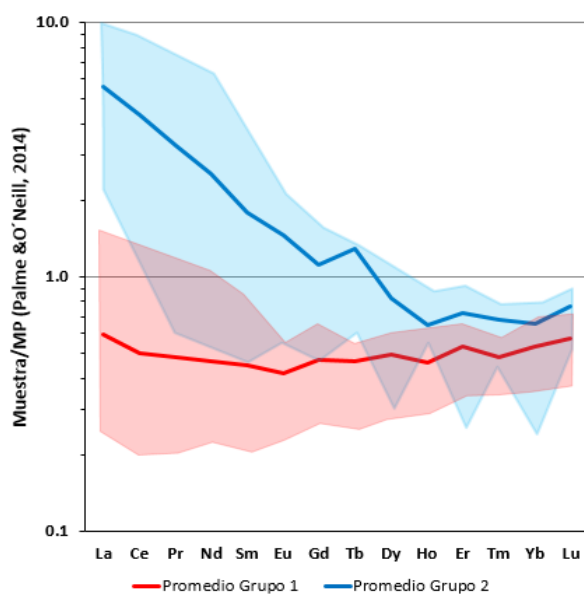


Figura 16. Diagrama de los valores promedio del grupo 1 (lherzolitas con espinela empobrecidas) y del promedio del grupo 2 (lherzolitas con espinela enriquecidas) de las muestras de enclaves normalizados a manto primitivo (Palme y O'Neill, 2014).

normalización con un factor de 2 o superior y en promedio una pauta con elevada pendiente en el tramo La-Ho. Tanto un grupo como otro presentan valores empobrecidos en las REE pesadas. En la *Figura 16* se muestran las zonas de proyección y las composiciones promedio de ambos grupos.

Para la modelización geoquímica se plantea como hipótesis de partida que los enclaves peridotíticos que incluyen estas rocas volcánicas representan fragmentos de las rocas fuente presentes en la zona de generación de los fundidos.

Las composiciones que se han recopilado de la bibliografía sobre estos enclaves permiten diferenciar, por su composición en elementos traza, dos grupos, muy patentes en un diagrama de REE normalizado: El grupo 1 (lherzolitas con espinela empobrecidas), con valores normalizados inferiores a 1 en general y en promedio una pauta plana por debajo del valor de referencia. El grupo 2 (lherzolitas con espinela enriquecidas) presenta valores en las REE ligeras que superan el valor de

Para la modelización geoquímica, se ha planteado aplicar un modelo de fusión parcial, en equilibrio no modal. Es decir, considerando que las fases que entran en fusión no lo hacen en la misma proporción modal en la que están en la roca fuente. En la *Tabla II* se indican las composiciones modales promedio de los enclaves del grupo 1 y del grupo 2, así como las proporciones modales de entrada en fusión que se han considerado para el cálculo del modelo. Los coeficientes de reparto empleados y las composiciones de las fuentes para los promedios de los dos grupos se indican en el *Anexo II* y *Anexo III*, respectivamente.

	Valores en porcentaje		
Mineral	Grupo 1 (promedios)	Grupo 2 (promedios)	Modelo de fusión
Olivino	63.2	54.8	10
Clinopiroxeno	16.2	14.05	60
Ortopiroxeno	18	19.23	23
Espinela	3.9	1.8	7

Tabla II: Proporciones modales de los dos tipos de enclaves peridotíticos considerados y proporciones de entrada en el fundido consideradas en el modelo de fusión parcial no modal.

Los porcentajes considerados para el modelo de fusión, con clinopiroxeno como principal participante en el fundido son coherentes con la composición de las peridotitas residuales de procesos de fusión, que alcanzan composiciones de harzburgita (Ol+Opx) o incluso dunita en condiciones extremas (Niu, 1997 y sus referencias). Estos valores se han alcanzado tras un proceso de ajuste sucesivo, por prueba y error, para obtener un ajuste razonable del modelo.

En la *Figura 17* se muestra la variación modal del residuo al avanzar el proceso de fusión modelizado, a partir de la composición promedio del grupo 2, con estas proporciones de fusión. Con estas condiciones, se distingue que la espinela se agotaría al alcanzar un 10% de fusión, el clinopiroxeno se agotaría al alcanzar el 25% de fusión y el ortopiroxeno junto con olivino conformarían el residuo de fusión superado ese límite. Si se considera como material de partida el promedio del grupo 1, la espinela permanece en el residuo hasta aproximadamente el 45% de fusión.

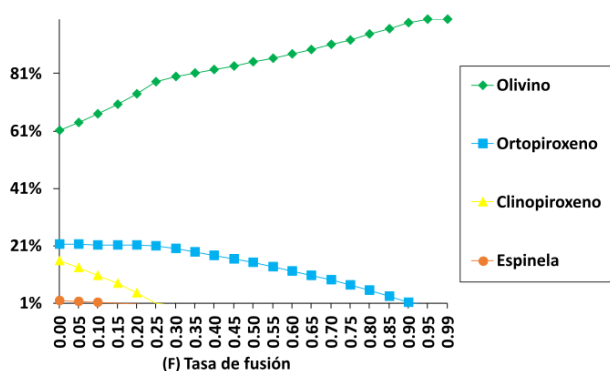


Figura 17. Diagrama con los valores calculados con PetroModeler de las proporciones modales en el residuo conforme avanza el proceso de fusión (expresado en tanto por 1) a partir de la composición promedio del Grupo 2.

Para el ajuste del modelo, en este trabajo se han retirado las muestras 111646, 111643 (ambas nefelinitas) y 115605 (melilitita) que son principalmente valores anómalos (muestras anómalamente ricas en una determinada fase mineral), para considerar en cada litotipo un

conjunto de muestras de composición coherente. Para poder estimar visualmente el grado de ajuste del modelo calculado, se han proyectado, tanto las muestras como el modelo, en diagramas binarios Ni/V (elementos compatibles en este sistema) frente a Rb (elemento incompatible en este sistema) para visualizar de forma más clara el grado de fusión y los incrementos de esta en los distintos litotipos y, por otra parte, diagramas multielementales normalizados.

En primer lugar, se ha calculado el modelo de fusión, para unas mismas condiciones, pero tomando como material de partida, en un caso la composición promedio de los enclaves del grupo 1 y en otro la del grupo 2; se ha considerado en ambos casos un modelo de fusión parcial de tipo no modal, comenzando con una tasa de fusión del 5% y con incrementos del grado de fusión del 2,5% (Figura 18).

En ambos casos, el diagrama Ni/V-Rb (Figura 18a y c) muestra que el intervalo de fusión considerado puede ser el adecuado para la generación de las melilititas-nefelinitas-basaltos, pero no parece el adecuado para las leucititas. El diagrama de elementos traza normalizado (Figura 18b), si se toma como fuente la composición de tipo 1 produce una composición muy distinta de la que presentan las rocas estudiadas. El ajuste es mucho mejor si se toma como composición de partida el promedio del grupo 2 (valores más enriquecidos) en el que una fusión con una tasa del 5% produce un fundido mucho más similar a las composiciones estudiadas (Figura 18d).

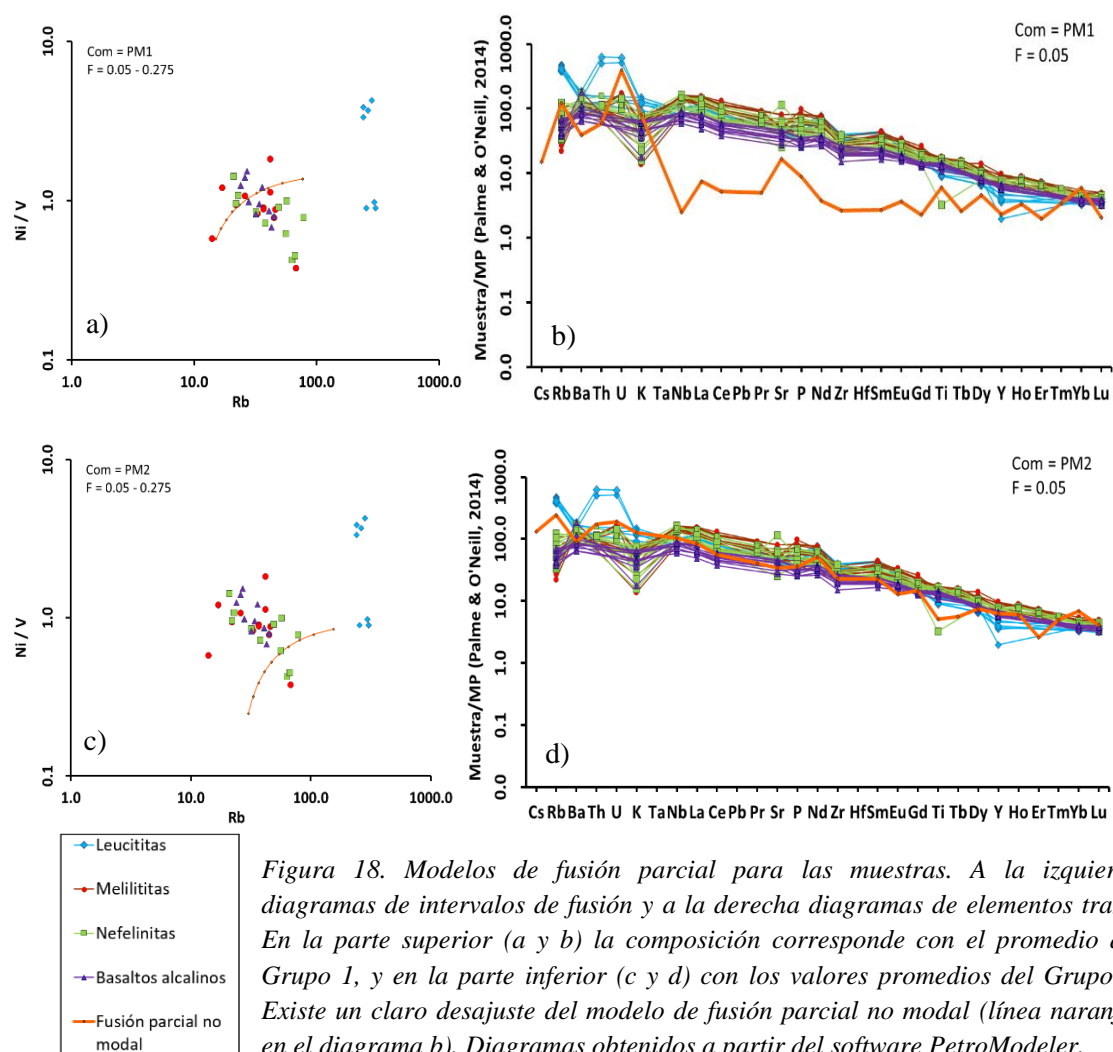


Figura 18. Modelos de fusión parcial para las muestras. A la izquierda diagramas de intervalos de fusión y a la derecha diagramas de elementos traza. En la parte superior (a y b) la composición corresponde con el promedio del Grupo 1, y en la parte inferior (c y d) con los valores promedios del Grupo 2. Existe un claro desajuste del modelo de fusión parcial no modal (línea naranja) en el diagrama b). Diagramas obtenidos a partir del software PetroModeler.

De esta aproximación previa, se puede deducir que las leucititas, entre ellas, no están relacionadas por un mismo proceso de fusión parcial y aparentemente tampoco con el resto de litologías, de las que quedan claramente diferenciadas. Por ello, se evaluará hacer un estudio de las leucititas separado del estudio de melilititas, nefelinitas y basaltos alcalinos.

Las leucititas quedan parcialmente ajustadas para un grado de fusión entre el 2% y el 4 % con incrementos del 2,5% (Figura 19), teniendo en cuenta que se sigue tratando de un proceso de fusión parcial no modal y se calcula para las muestras normalizadas a manto primitivo. Las leucititas se podrían generar mediante una fusión de un manto con una composición similar a la de los valores promedios del grupo 2. Se confirma lo mencionado previamente: las leucititas entre sí no están relacionadas por un mismo proceso de fusión parcial y además se han tenido que formar con tasas de fusión muy bajas.

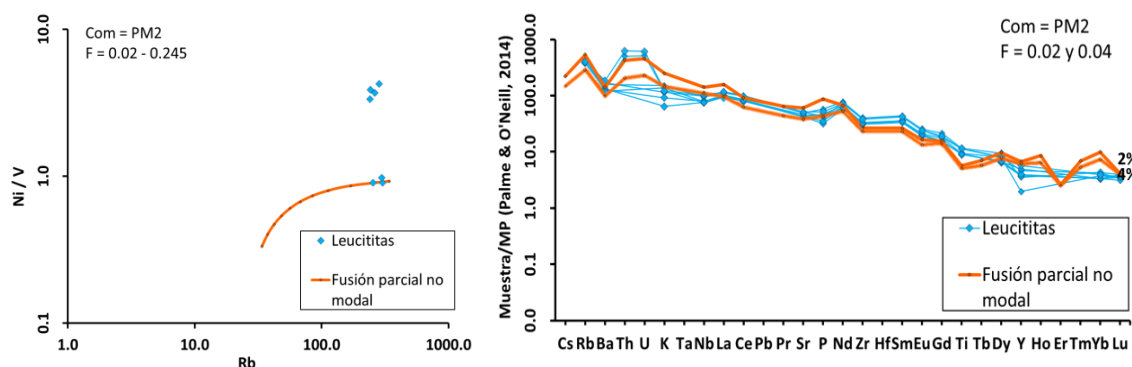


Figura 19. Diagramas de composición de las leucititas, frente a las composiciones modelo obtenidas por fusión parcial no modal (líneas de color naranja). Diagramas obtenidos mediante PetroModeler.

En cuanto al resto de tipos litológicos se observa un ajuste mucho más favorable para tasas de fusión mayores con respecto al valor utilizado para las leucititas; en este caso se ha considerado valores de 5% y 10%, con incrementos en las tasas de fusión del 2,5% (Figura 20). Siguiendo con un modelo de fusión parcial de tipo no modal y tomando como valores de composición inicial los promedios del grupo 2. Los resultados del modelo de fusión se indican en el Anexo IV.

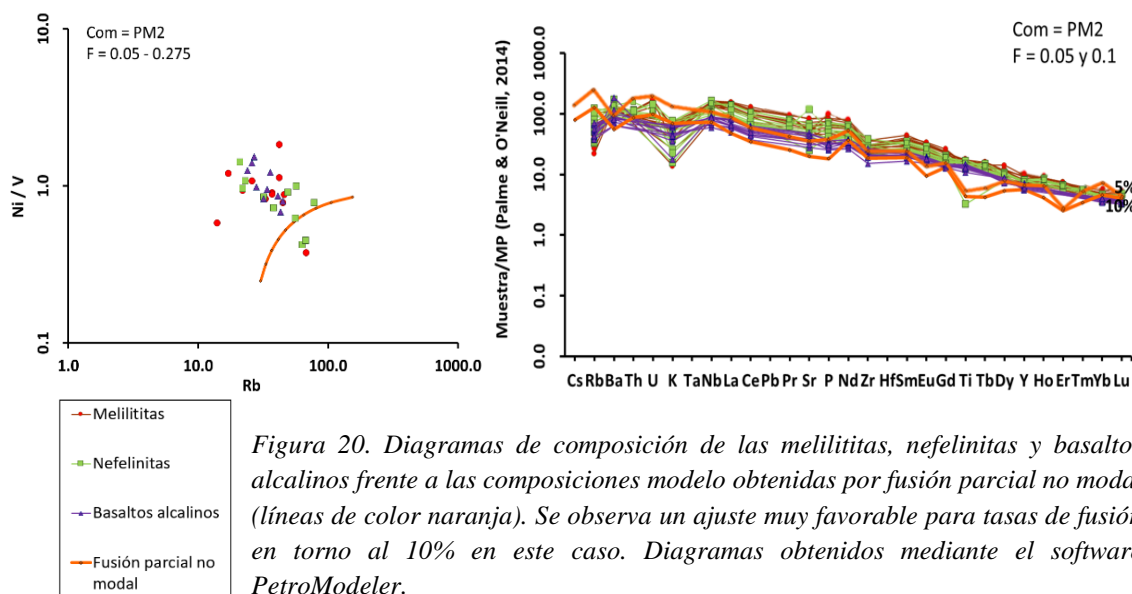


Figura 20. Diagramas de composición de las melilititas, nefelinitas y basaltos alcalinos frente a las composiciones modelo obtenidas por fusión parcial no modal (líneas de color naranja). Se observa un ajuste muy favorable para tasas de fusión en torno al 10% en este caso. Diagramas obtenidos mediante el software PetroModeler.

8. Discusión

Las rocas volcánicas emitidas durante el Cenozoico en el Campo de Calatrava son rocas infrasaturadas en sílice, frecuentemente con feldespatoides o melilita, o como mucho subsaturadas, con plagioclasa en el caso de los basaltos (ver apartado 6). Estas composiciones, típicas de rocas alcalinas se asocian frecuentemente a ambientes extensionales sobre corteza continental (sistemas de rift). Un modelo geodinámico de este tipo fue propuesto por López-Ruiz *et al.*, (2002), relacionando todo el volcanismo cenozoico de Europa y parte del norte de África con el desarrollo de un sistema complejo transtensional que alcanzaría desde el mar del Norte hasta el norte de África, con distintas zonas de actividad volcánica, entre las que se encuentra el Campo de Calatrava.

Tal como se ha descrito en el apartado de geoquímica general (apartado 7), la elevada superposición de las composiciones de litotipos diferentes y la ausencia de relación lineal entre las distintas composiciones en diagramas elemento compatible frente a incompatible indican que el proceso petrogenético responsable de la formación de los distintos tipos no se trataría de una cristalización fraccionada, sino de un proceso de fusión sucesiva de una o varias fuentes de composición similar. Estos aspectos ya habían sido puestos de manifiesto por Cebriá y López-Ruiz (1995, 1996), quienes además ponían de manifiesto la homogeneidad de la composición isotópica de los distintos litotipos excepto las leucititas (López-Ruiz *et al.*, 2002).

Los únicos datos composicionales directos que podemos considerar representativos de la composición de las fuentes implicadas son los correspondientes a los enclaves peridotíticos presentes en estas rocas. Se ha mostrado en el apartado 7.3 que las composiciones publicadas corresponden a lherzolitas con espinela ($Ol+Cpx+Opx+Spl$) con dos composiciones diferenciadas, una empobrecida en REE y otros elementos traza, y otra enriquecida, con valores superiores varias veces a los propios de un manto primitivo.

Se ha calculado un modelo de fusión parcial en equilibrio no modal utilizando ambas composiciones de partida; del resultado de este modelo, se ha podido descartar que las composiciones empobrecidas puedan representar a la fuente principal de las distintas rocas volcánicas estudiadas; como se deriva de los resultados del modelo, la fuente debería ser más próxima a las composiciones enriquecidas. La generación de estos magmas a partir de fuentes enriquecidas ha sido propuesta por diversos autores (Cebriá y López-Ruiz., 1995, 1996; Villaseca *et al.*, 2010, 2018) y queda también sustentado por el modelo de fusión realizado.

Sin embargo, la diferente composición elemental e isotópica de las leucititas respecto al resto de las rocas de la zona de estudio indica diferencias en su proceso genético. Tal como se ha indicado, las leucititas están representadas en un único evento y edificio volcánico que es además el más antiguo (8.7-6.4 Ma). Partiendo de la composición promedio enriquecida el modelo de fusión realizado para las leucititas, presenta un buen ajuste para una tasa de fusión muy reducida (en torno al 2-4%). Este valor es bastante similar al propuesto por Cebriá y López-Ruiz (1995), si bien estos autores indican que su formación requeriría de la entrada de flogopita en el fundido y la presencia de apatito en el residuo, es decir, de una composición de manto rica en componentes hidratados y elementos móviles (como el K).

Por otra parte, el modelo de fusión calculado para el resto de los litotipos (melilititas, nefelinitas y basaltos alcalinos) partiendo de la composición promedio enriquecida, y siendo este tipo de litologías más recientes en edad (4,7-0,7 Ma), se solapan en composición de elementos traza; tal como se ha indicado a partir de los resultados del modelo, el proceso de

fusión debió de alcanzar una tasa de fusión más elevada (5-10% o incluso superior) y en cualquier caso, es compatible con la fusión de una fuente de tipo enriquecido. Estos valores quedan parcialmente contrastados por Cebriá y López-Ruiz (1995), que sugieren unos valores de fusión parcial variables entre 5 y 17%. Y en cualquier caso proponen una tasa de fusión para estos litotipos más elevada que para las leucititas.

Este enriquecimiento del manto bajo el Campo de Calatrava se ha relacionado en estudios previos con procesos de metasomatismo alcalino por fundidos de naturaleza carbonatítica (Pérez-Soba *et al.*, 2021; Villaseca *et al.*, 2010, 2019) además de otros fundidos de carácter subalcalino. Este tipo de proceso metasomático queda registrado composicionalmente en los xenolitos de lherzolitas con espinela estudiados de los distintos grupos mencionados, especialmente en las lherzolitas con espinela del grupo 2 (enriquecidas), con valores de REE ligeras elevados. En otros sectores de campo de Calatrava, Villaseca *et al.*, (2018, 2020) citan minerales como el anfíbol, la flogopita y el apatito que aparecen como componentes de los enclaves peridotíticos o incluso como megacrístales individuales aislados dentro de las lavas.

El apatito presente en los xenolitos permitió a Villaseca *et al.*, (2018) hacer una datación de los eventos de metasomatismo que han afectado al manto en este sector. Estos autores concluyen que el manto situado por debajo del Campo de Calatrava se ha ido enriqueciendo a lo largo del tiempo y los eventos metasomáticos habrían aparecido desde finales del Cretácico hasta el Neógeno, en por lo menos, tres estados diferentes y sucesivos en el tiempo. El enriquecimiento del manto comenzaría durante el Cretácico superior, a la vez que el magmatismo en la zona de los Pirineos y Portugal se volvió más subsaturado en sílice. Ya en el Cenozoico, comenzaría la etapa ultra-alcalina y subsaturada, este tipo de volcanismo se puede ver en dos puntos de la Península Ibérica tanto en la zona de Olot como en la zona de Campo de Calatrava (López Ruiz *et al.*, 2002).

Según Pérez-Soba *et al.*, (2021) el origen del metasomatismo en el Campo de Calatrava podría estar relacionado con dos tipos de procesos: un primer escenario sería la generación de fundidos parciales del manto astenosférico en zonas de intraplaca continental, con características alcalinas, y un segundo escenario en el que dichos fundidos responsables del enriquecimiento del manto suprayacente sean producto de la fusión profunda de materiales subducidos.

Las lherzolitas del grupo 1 que están más empobrecidas podrían corresponderse con composiciones no afectadas por el mismo tipo de metasomatismo, tal como se puede deducir por su pauta plana en el diagrama normalizado (*Figura 16*) y además porque presentan bajos contenidos en REE, pudiéndose tratar de un manto empobrecido similar al manto que genera los basaltos de tipo N-MORB.

9. Conclusions

Volcanism in Campo de Calatrava area began during the Upper Miocene and lasted until Quaternary times (0,7 Ma). The volcanoes of Campo de Calatrava are small monogenetic edifices, partially degraded.

Four lithologies have been described: leucitites, melilitites, nephelinites and alkaline basalts. Olivine and clinopyroxene are phenocrysts, xenocrysts o microcrysts in all lithological types. Leucite, melilite, nepheline and plagioclase as microcrystals are the discriminant minerals.

The studied samples and compositions correspond to strongly alkaline rocks, with basic and ultrabasic character ($\text{SiO}_2 < 46\%$). From the variation diagrams it has been observed that there is a high overlap between the different compositions of volcanic rocks, therefore, it can be deduced that there is no single petrogenetic process (as a common fractional crystallization) that has generated some rock types from the evolution of others.

Two geochemical groups of lherzolitic xenoliths are enclosed in these volcanic rocks: REE-depleted and LREE-enriched. These groups have been tested as possible sources of the magmas.

Geochemical modelling of a non-modal equilibrium batch melting process, taking as a source the average composition of the LREE-enriched lherzolitic xenoliths yields model melts in good accordance with the composition of the volcanic rocks, but with two different melting conditions.

Leucitites are compatible with very low melting rates (between 2 and 4%) of an enriched source, slightly different of the average composition used. The rest of the rock types are compatible with melting of an enriched source but with higher melting rates (between 5 and 10% at least).

Episodic mantle metasomatism, at least from the upper Cretaceous is, according to recent studies, the source of these anomalous mantle compositions.

10. Bibliografía

- Adam, J., Green, T. (2006). Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. *Contrib. Mineral. Petrol.* 152, 1–17.
- Ancochea, E., Brändle, J.L. (1982). Alineaciones de volcanes en la región volcánica central española. *Revista de Geofísica* 38, 133–138.
- Andía, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C. (2018). Mineralogical characterization of peridotite xenoliths from the Los Tormos volcano (Calatrava volcanic field). *Geogaceta* 63, 99-102.
- Blundy, J.D., Robinson, J.A.C., Wood, B.J. (1998). Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*, 160 (3-4), 493-504.
- Brunet, F., Chazot, G. (2001). Partitioning of phosphorus between olivine, clinopyroxene and silicate glass in a spinel lherzolite xenolith from Yemen. *Chemical Geology*, 176 (1-4), 51-72.
- Cebriá, J. M. (1992). *Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la Región Volcánica de Campo de Calatrava, España* (Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid). 311p.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J. (1995) Alkali basalts and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: the late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (Central Spain). *Lithos*, 35, 27-46.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J. (1996) A refined method for trace element modelling of nonmodal batch partial melting processes: the Cenozoic continental volcanism of Calatrava, central Spain. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 60 (8), 1355-1366.
- Dorado, O., Villaseca, C., Orejana, D. (2016). Geoquímica de los megacrístales de los volcanes de El Aprisco y Cerro Pelado (Campo de Calatrava). *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*. Macla, 21, 29-31.
- Ersoy, E.Y. (2013). PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft® Excel® spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22: 115-125.
- Ewart, A., Griffin, W.L. (1994). Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chemical Geology*, 117 (1-4), 251-284.
- Foley, S.F., Jenner, G.A. (2004). Trace element partitioning in lamproitic magmas—the Gaussberg olivine leucitite. *Lithos*, 75 (1-2), 19-38.
- García Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C. (2021). Depleted lherzolite xenoliths from the leucititic Morrón de Villamayor volcano (Calatrava volcanic field, Spain). *Lithos*, 380, 105830.
- García Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C. (2020). Peridotite xenoliths from the Morrón de Villamayor volcano (Calatrava Volcanic Field). *Geogaceta* 67, 43-46.
- González Jiménez, J. M., Villaseca, C., Griffin, W. L., O'Reilly, S.Y., Belousova, E., Ancochea, E., Pearson, N.J. (2014). Significance of ancient sulphide PGE and Re-Os signatures in the mantle beneath Calatrava, Central Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 168: 1047.

- Green, T.H., Blundy, J.D., Adam, J., Yaxley, G.M. (2000). SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200°C. *Lithos*, 53 (3–4), 165–187.
- Gündüz, M., Asan, K. (2021): PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers*, 12, 81–92.
- Horn, I., Foley, S.F., Jackson, S.E., Jenner, G.A. (1994) Experimentally determined partitioning of high field strength- and selected transition elements between spinel and basaltic melt. *Chemical Geology*, 117 (1–4), 193–218.
- Klemme, S., Günther, D., Hametner, K., Prowatke, S., Zack, T. (2006) The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvöspinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon. *Chemical Geology*, 234 (3–4), 251–263.
- Le Maitre, R. W. (Ed). (2002): *Igneous Rocks. A classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 236 pp.
- López-Ruiz, J., Cebriá, J. M., Doblas, M., Oyarzun, R., Hoyos, M., & Martín, C. (1993). Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, central Iberia. *Journal of the Geological Society*, 150(5), 915–922.
- López-Ruiz, J., Cebriá, J. M., Doblas, M., (2002). Cenozoic volcanism I: the Iberian Peninsula. In: Gibbons, W. & Moreno, M.T. (Eds): *The Geology of Spain*, Geological Society, London, 417–438.
- Lundstrom, C.C., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Williams, Q., Gill, J. (1998) Crystal chemical control of clinopyroxene-melt partitioning in the Di-Ab-An system: implications for elemental fractionations in the depleted mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (16), 2849–2862.
- McKenzie, D.P., O’Nions, R.K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021–1091.
- Nagasawa, H., Schreiber, H.D., Morris, R.V. (1980). Experimental mineral/liquid partition coefficients of the rare earth elements (REE), Sc and Sr for perovskite, spinel and melilite. *Earth and Planetary Science Letters*, 46 (3), 431–437.
- Niu, Y. (1997). Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, 38(8), 1047–1074.
- Palme, H., O’Neill, H.St.C. (2014). Cosmochemical estimates of mantle composition. Cap. 1. En *Treatise on Geochemistry* (H.D. Holland y K. K. Turekian, Eds.), Vol 2 (R.W. Carlson, Ed.), The Mantle and Core, 1–38.
- Pérez-Soba, C., Villaseca, C., García Serrano, J. (2021). Registro de eventos metasomáticos en los xenolitos peridotíticos del volcán de Los Tormos (Campo de Calatrava, España). *Geotemas* (Madrid), (18), 445–449.
- Poblete, M.A., Beato, S., Marino, J.L. (2016). Landforms in the Campo de Calatrava volcanic field (Ciudad Real, Central Spain). *Journal of Maps*, 12, Sup 1., 271–279.

- Villaseca, C., Ancochea, E., Orejana, D., Jeffries, T. E. (2010). Composition and evolution of the lithospheric mantle in central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field. *Geological Society, London, Special Publications*, 337 (1), 125-151.
- Villaseca, C., Belousova, E. A., Barfod, D. N., González-Jiménez, J. M. (2018). Dating metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Calatrava volcanic field (central Spain). *Lithosphere*, 11(2), 192-208.
- Villaseca, C., Dorado, O., Orejana, D. (2019). Mineral chemistry of megacrysts and associated clinopyroxenite enclaves in the Calatrava volcanic field: crystallization processes in mantle magma chambers. *Journal of Iberian Geology*, 45, 401-426.
- Villaseca, C., García Serrano, J., Orejana, D. (2020). Pyroxenites and Megacrysts from alkaline melts of the Calatrava volcanic field (Central Spain): inferences from trace element geochemistry and Sr-Nd isotope composition. *Frontiers in Earth Science*, 8, 132, 1- 21.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.